

N° d'ordre : 4148



ANNÉE 2010

UNIVERSITÉ DE  
**RENNES 1**

THÈSE EN COTUTELLE

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

*sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne*  
pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

*Mention : Traitement du Signal et Télécommunications*

Ecole doctorale MATISSE

**INRS**

Université d'avant-garde

INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

*sous le sceau de l'Université du Québec*  
pour le grade de

PHILOSOPHIAE DOCTOR (Ph.D.) EN SCIENCES DE L'EAU

*Spécialité : Télédétection spatiale appliquée à l'hydrologie*

Programme de doctorat en sciences de l'eau

présentée par

**Stéphane MERMOZ**

préparée à l'unité de recherche I.E.T.R. - UMR6164  
Institut d'Electronique et de Télécommunications de Rennes  
UFR Structure et Propriété de la Matière

et au Centre Eau, Terre, Environnement  
Institut national de la recherche scientifique (INRS-ETE)  
Québec, Québec, Canada

**Contribution de la  
polarimétrie radar  
pour l'analyse de  
la glace de rivière**

**Thèse soutenue à Rennes  
le 21 Juin 2010**

devant le jury composé de :

**Michel FILY**

Professeur, Université Joseph Fourier, Saint-Martin  
d'Hères - Président du jury

**Karem CHOKMANI**

Professeur, Université du Québec, Québec, Canada  
- rapporteur

**Jean Marie NICOLAS**

Professeur, Telecom ParisTech, Paris, - rapporteur

**Joost VAN DER SANDEN**

Chercheur, CCRS, Ottawa, Canada - examinateur

**Sophie ALLAIN BAILHACHE**

Maître de conférences, Université de Rennes 1 -  
co-encadrante

**Monique BERNIER**

Professeure, Université du Québec, Québec,  
Canada - co-directrice de thèse

**Éric POTTIER**

Professeur, Université de Rennes 1 -  
co-directeur de thèse



## Résumé

L'étude de la glace de rivière par la télédétection radar est importante en raison du grand intérêt des applications en hydrologie, climatologie, pour la sécurité civile et des échanges commerciaux. Cette thèse présente des méthodes d'analyse multi-temporelle de la glace de rivière à partir de données radar polarimétriques multi-fréquentielles acquises dans différentes régions du Canada. Un modèle électromagnétique existant est amélioré afin d'étudier le comportement d'un couvert de glace au moyen de paramètres pertinents. Des procédures de détection de la glace de rivière à partir de données SAR polarimétriques multi-fréquentielles et multi-temporelles basées sur différentes méthodes de classification sont alors élaborées. Ces techniques permettent de quantifier l'apport de ce type de données pour l'amélioration des cartographies de glace de rivière. Finalement, un nouveau modèle empirique d'estimation de l'épaisseur de glace est développé et testé, permettant de cartographier les épaisseurs avec précision sur de grandes étendues. Ces méthodes sont appliquées sur les données radar polarimétriques RADARSAT-2 et TERRASAR-X des rivières Saint-François, Koksoak et Mackenzie au Canada. Les mesures des différentes caractéristiques de la glace sont aussi utilisées pour le développement des méthodes.

  
E. POTTIER

  
Olivier Bunnier





## Remerciements

Ce travail, effectué en cotutelle, est le fruit des efforts de nombreuses personnes. La liste des personnes remerciées ici n'est pas exhaustive, je m'en excuse d'avance.

Mes premiers remerciements s'adressent au professeur Éric Pottier, puisque toute cette aventure part de lui à l'origine. Merci Éric de permettre à *tes jeunes* d'effectuer leurs études à l'étranger comme cela s'est passé dans mon cas. Merci de m'avoir fait confiance, de m'avoir lancé dans ce milieu et dans ce travail, de ta disponibilité, tes conseils, ta générosité et ton humour. Ton caractère entier nous permet d'avancer en toute sérénité grâce à tes encouragements permanents et de nous remettre sur les rails quand il le faut. Je te suis particulièrement reconnaissant pour toutes ces conférences formatrices. J'ai également beaucoup apprécié nos discussions, très longues parfois, en France et à l'étranger, scientifiques et autres. Un énorme merci donc. Je te souhaite tout le meilleur pour la suite.

Ce travail n'aurait également pas eu lieu sans la professeure Monique Bernier. Merci de m'avoir accepté dans ton équipe depuis 2005. Merci pour ton aide, ton soutien moral et financier. Ta bonne humeur bien connue de l'INRS et ta confiance nous permet de travailler de façon sereine. Merci également de dire presque toujours oui lorsqu'on prend des initiatives. Je dois t'avouer que tu m'as impressionné sur de nombreux points, notamment d'avoir réussi dans un métier où tu étais l'une des premières femmes, tout en élevant tes enfants. Bonne continuation à toi, merci pour tous ces beaux moments dans la belle province et pour tout le reste.

Au tour de la Maître de conférence Sophie Allain. Je sais que tu n'aimes pas trop les grandes phrases, mais je suis obligé de te dire à quel point je te suis reconnaissant de tout ce que tu m'as apporté. J'ai beaucoup appris à tes côtés et j'ai aussi appris à te connaître. Ta capacité à aller au bout des choses et ton calme impressionnant lors de mes coups de panique m'ont été très bénéfiques. C'était vraiment super de travailler avec toi et d'apprécier nos idées communes, scientifiques ou autres. Un grand merci à toi, Guillaume, Arthur et Hugo. J'aurai toujours beaucoup de plaisir à vous voir.

Je remercie chaleureusement les rapporteurs de cette thèse, les professeurs Karem Chokmani et Jean-Marie Nicolas. Merci d'avoir pris le temps de lire et corriger ce travail, de vos conseils. C'était un grand plaisir de vous compter parmi ce jury.

Merci au président du jury, le professeur Michel Fily, d'avoir participé à la soutenance de cette thèse avec intérêt et humour. Merci également à Joost Van Der Sanden d'avoir fait le voyage. Merci de m'avoir conseillé tout au long de ce travail et de m'avoir fourni les données nécessaires à la finalisation de ce travail.

Un immense merci à tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin. Merci à Imen d'abord, qui m'a fait tellement réfléchir à mes débuts. Merci à Karem, Yves et leurs familles pour leur aide indispensable à la réussite de ce projet et pour toutes ces

belles discussions. Merci à tous mes complices sur le terrain : Hugo, Max, Jenny, Yann (merci pour toute ton aide) et l'équipe d'Hydro-Québec. Je n'oublierai pas ces beaux moments et mesure la chance que j'ai eu d'être tombé sur vous. Un immense merci à mon amie Sandrine, pour tout ce que tu as fait. Tu m'as tellement aidé. T'es une sacrée filoute :D. Merci à Laurent Ferro-Famil d'avoir pris de ton temps, parfois sans même que je te le demande. Sincèrement, beaucoup de mes idées sont parties de toi. Un grand merci à Laurent Le Coq pour tout. Je t'en suis vraiment très reconnaissant. Merci également à Laurent Beucher pour son aide précieuse. Merci à mon ami Maxim Neumann pour tout (impossible à résumer en quelques lignes...) et sa famille. Merci à Cédric Lardeux pour toute son aide (alors tu me le donnes quand ton pull???). Merci à Isabelle Martineau pour son aide linguistique, morale et son amitié (encore une autre filoute!!). Merci également à tous les membres des équipes Saphir de Rennes et Télédétection de Québec pour leur amitié, leur aide et leur soutien.

Je n'oublie pas Joelle, Noelle, Louise, Allain et Johanne pour leur aide et leur sympathie.

J'ai une pensée particulière pour tous mes colocs de bureau, de l'IETR et l'INRS grâce à qui j'ai beaucoup ri ces dernières années. J'ai eu beaucoup de chance de tomber sur vous.

Un immense merci à tous mes amis de Rennes et leurs enfants, Nanabelle et Tibo, Gaëlle et Reno, Claire et Bertrankovitch, Justina et Yanou, Tomou (qui va se mettre à la musique française j'en suis sûr), Gotou, Gregou, Amine, Sabounette, Charlotte et les autres pour cette décennie d'amitié, de bons moments. Vous m'avez toujours manqué quand je suis parti et vous me manquerez encore. Merci à mes amis de ch'nord, de Québec et Montréal. Je ne peux pas les citer un par un. J'ai une pensée particulière pour Cowa, Aud et Joanie, Rafou qui m'a tant aidé... Une mention spéciale à ma super surprise 2010, mon coloc Nicolas Huchet (prononcer *eutchette*) et ses amis. Merci biloute pour nos breaks gastronomiques, musicaux, radiologiques (ahah) qui m'ont permis de garder le sourire. Merci aussi à tous les colocs de Québec, Rem et les autres, Alain et sa famille (un immense merci pour tout), Germain, Lolo, Jenny et Max (que de bons moments les loulous...).

Je remercie de tout coeur mes amis Loic et Delphine, les garants de ma bonne humeur et les piliers de ma courte vie. Merci pour votre aide, votre amitié et tous ces merveilleux moments.

J'ai une pensée chaleureuse pour mon complice et ami d'enfance Arno (dit *le gros phoque*). Il est évident que sans toutes ces années passées à l'école à tes côtés, je n'en serais pas là. Je veux te dire toute l'amitié que je vous porte à toi et ta famille, ta gentillesse trahie par tes yeux hérités de ta mère, ta sagesse même si tu t'énerves tout le temps :-). Je remercie également sa jolie femme Amélie pour son aide et son amitié.

---

Merci à Marinou pour tout tout tout. Ces années étaient juste géniales. Grâce à toi je sais poser un carrelage, raboter, percer... :D Mais j'ai surtout appris tout le reste, le plus important. Merci Marinou.

Un immense merci à ma famille, aux tchontchons si sympas, accueillants et artistes, tatie Suzie ma prof d'histoire, grand-mère Milounette ma prof d'amour et de petits plats (et mon jus d'oraaaange!!) et grand-père mon prof de pêche et jardinage, mes cousins et cousine, leurs femmes et enfants, les familles Lebail et Cardinal. J'ai énormément de chance de vous avoir. Une mention spéciale à mon cousin Marc-Henri pour ces moments inoubliables, nos discussions des nuits durant, ton aide, ton amour.

Papa, c'est ton tour. Sache que je mesure chaque jour la chance que j'ai d'avoir un père et ami tel que toi. Merci de ton soutien sans relâche et de m'avoir offert le luxe d'aller là où j'en avais envie. Tu es le meilleur des papas à mes yeux.

Un merci infini à ma mère pour son amour et son dévouement. J'essaie de manger de la salade et des haricots verts le plus souvent possible. Même si ce travail n'a rien de littéraire, j'espère que tu es fière aujourd'hui.

Je termine en remerciant mon frère Olivier, ma plus grande source d'inspiration. Un peu de science, un peu d'environnement, il est naturel que ce travail te soit dédié.

Merci à tous...



Ce travail est dédié à mon frère Olivier Mermoz



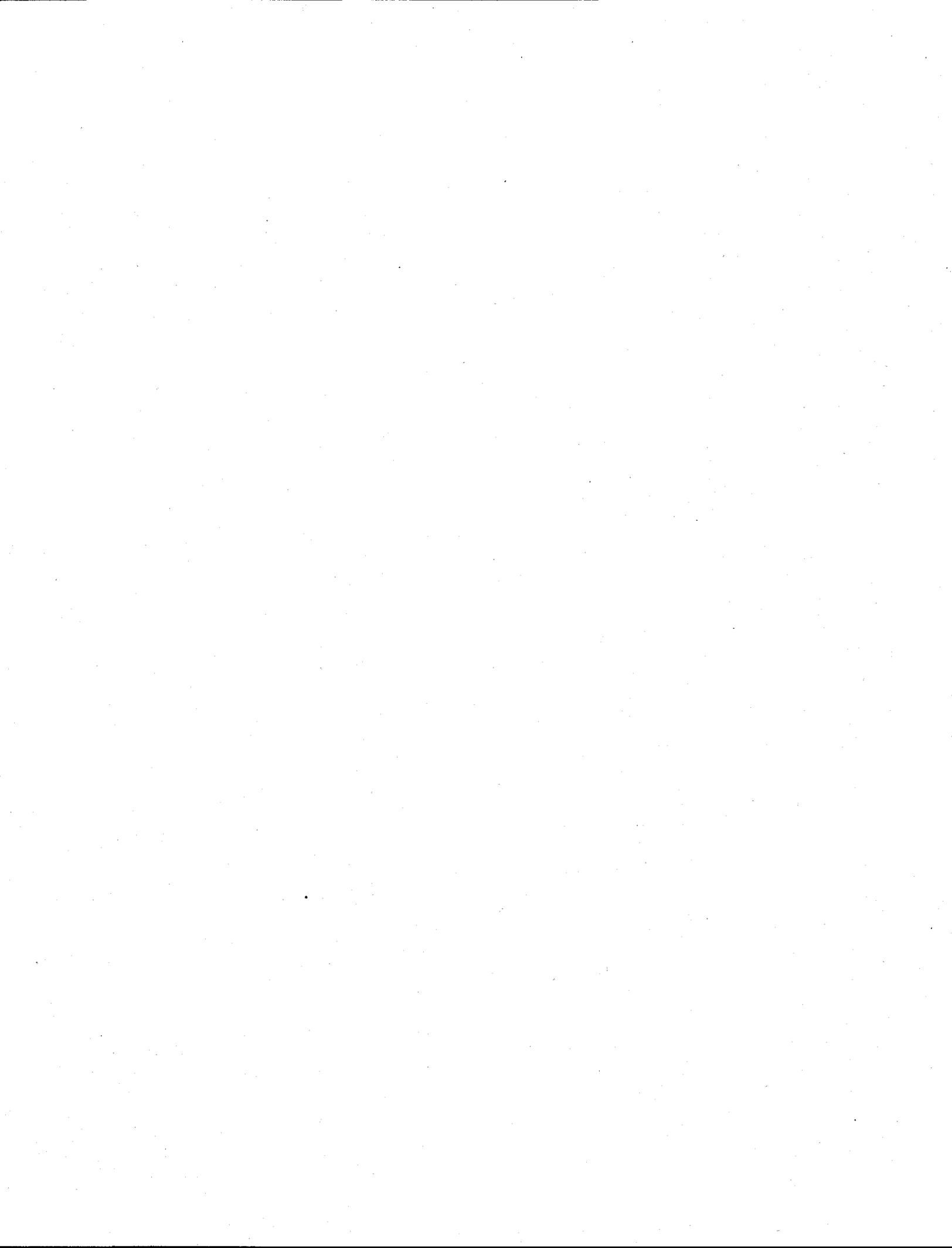
# Table des matières

Table des matières	vii
<b>Introduction générale</b>	<b>1</b>
<b>1 La polarimétrie radar et les outils de classification d'images SAR</b>	<b>5</b>
1.1 Introduction	6
1.2 L'imagerie SAR	6
1.2.1 Caractéristiques de l'imagerie SAR	6
1.2.2 Réflectivité de la scène	9
1.2.3 Limitations de l'imagerie SAR	10
1.3 La polarimétrie radar	12
1.3.1 Propagation et polarisation d'une onde électromagnétique	12
1.3.2 Les représentations polarimétriques	14
1.3.3 Les propriétés de symétrie des cibles distribuées	19
1.3.4 Les théorèmes de décompositions polarimétriques et leurs applications en milieux naturels	20
1.3.5 La décomposition aux valeurs et vecteurs propres	21
1.4 La classification des types de glaces de rivière	24
1.4.1 Classification supervisée et non supervisée	24
1.4.2 Les algorithmes de classification	26
1.5 Discussion et conclusion	32
<b>2 Propriétés physiques et électromagnétiques de la glace de rivière</b>	<b>33</b>
2.1 Introduction	34
2.2 Caractérisation de la glace de rivière	34
2.2.1 Caractéristiques de la glace d'eau douce	34
2.2.2 Les différents types de glace dans une rivière	36
2.2.3 Nucléation de la glace dans les masses d'eau naturelle	38
2.2.4 Description des interfaces	40
2.2.5 Description volumique	43
2.3 Modélisation électromagnétique de la glace de rivière	46
2.3.1 Interactions entre le signal radar et un couvert de glace	46
2.3.2 Description des modèles utilisés	48
2.3.3 Améliorations du modèle	50
2.3.4 Interprétations des résultats du modèle	53
2.4 Discussion et conclusion	56

<b>3</b>	<b>Présentation des données</b>	<b>57</b>
3.1	Introduction . . . . .	58
3.2	Les sites d'études . . . . .	58
3.2.1	La rivière Saint-François . . . . .	58
3.2.2	La rivière Koksoak . . . . .	59
3.3	Les données radar . . . . .	61
3.3.1	Caractéristiques des capteurs SAR . . . . .	61
3.3.2	Liste des acquisitions SAR . . . . .	61
3.3.3	Pré-traitement des données SAR . . . . .	62
3.4	Les données terrain . . . . .	63
3.4.1	Description des zones d'études . . . . .	65
3.4.2	Les conditions environnementales . . . . .	70
3.4.3	La reconnaissance sur le terrain . . . . .	72
3.4.4	Les carottes de glace . . . . .	73
3.4.5	Les mesures du géoradar . . . . .	79
3.5	Données de validation de l'estimation de l'épaisseur d'un couvert de glace . . . . .	82
3.5.1	La rivière Mackenzie . . . . .	83
3.5.2	Les images RADARSAT-2 . . . . .	83
3.5.3	Les données terrain . . . . .	83
3.6	Discussion et conclusion . . . . .	86
<b>4</b>	<b>Classification des types de glace de rivière</b>	<b>87</b>
4.1	Introduction . . . . .	88
4.2	Classification des données polarimétriques aéroportées . . . . .	88
4.3	Signature spectrale de la glace de rivière . . . . .	88
4.3.1	L'eau libre . . . . .	91
4.3.2	La glace thermique pure . . . . .	92
4.3.3	Les amas de glace . . . . .	93
4.3.4	La glace de frasil . . . . .	94
4.4	Méthodologie . . . . .	96
4.4.1	Les intrants des méthodes de classification . . . . .	96
4.4.2	Les paramètres des méthodes de classification . . . . .	98
4.4.3	L'évaluation des résultats . . . . .	101
4.5	Résultats de classifications . . . . .	102
4.5.1	Apport de la diversité polarimétrique . . . . .	102
4.5.2	Apport de la diversité fréquentielle . . . . .	114
4.6	Conclusion . . . . .	119
<b>5</b>	<b>Estimation de l'épaisseur d'un couvert de glace de rivière</b>	<b>121</b>
5.1	Introduction . . . . .	122
5.2	État de l'art . . . . .	122
5.2.1	Estimation basée sur des données environnementales . . . . .	122
5.2.2	Estimation basée sur des données SAR . . . . .	125
5.3	Sensibilité des descripteurs polarimétriques à l'épaisseur . . . . .	127
5.3.1	Étude de la glace fine sur la rivière Saint-François . . . . .	127

---

5.3.2	Étude de la glace épaisse sur la rivière Koksoak . . . . .	128
5.4	Estimation de l'épaisseur de glace . . . . .	132
5.4.1	Développement du modèle d'estimation . . . . .	133
5.4.2	Validation du modèle sur les données des rivières Saint-François et Koksoak . . . . .	136
5.4.3	Validation du modèle sur les données de la rivière Mackenzie .	142
5.5	Discussion et conclusion . . . . .	145
	<b>Conclusion générale et perspectives</b>	<b>147</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>151</b>
	<b>Annexe</b>	<b>163</b>
	<b>A Matrices de confusion de la méthode SVM</b>	<b>165</b>
	<b>B Article publié dans le Journal Canadien de Télédétection</b>	<b>179</b>



# Introduction générale

La gestion hydrologique hivernale s'avère d'une grande importance pour les pays nordiques. La glace de rivière est utilisée comme indicateur environnemental à l'échelle globale [1]. En effet, le suivi temporel des périodes de formation et de disparition du couvert de glace permet la surveillance du phénomène actuel de réchauffement planétaire. De plus, la glace de rivière est responsable d'inondations imprévisibles de grande ampleur. Entre 1983 et 1987, 35% des inondations recensées sur le territoire canadien ont été causées par la glace de rivière [2]. Ces inondations mettent en danger les populations riveraines d'autant plus que les conditions hivernales compliquent les opérations de sauvetage et d'aide aux populations. Les embâcles et débâcles affectent les infrastructures humaines comme les barrages, les ponts ou les routes. La glace de rivière peut aussi perturber la navigation et la production d'hydroélectricité et engendrer des pertes économiques. Il est donc capital de comprendre les mécanismes de formation et d'évolution de la glace de rivière ainsi que ses caractéristiques. Or, la glace de rivière n'a surtout été étudiée que ces trente dernières années [3].

En parallèle aux études effectuées sur la glace de rivière, la télédétection radar, outil puissant qui présente des qualités essentielles pour l'observation terrestre et le suivi dynamique des milieux naturels, s'est développée. Le Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO, SAR : Synthetic Aperture Radar en anglais) qui permet d'affiner la résolution azimutale grâce à des traitements qui synthétisent une plus grande taille d'antenne, est un radar dit *actif*, donc qui émet lui-même l'onde électromagnétique. Cette particularité lui permet d'opérer de jour comme de nuit quelles que soient les conditions climatiques contrairement aux capteurs optiques. Le SAR permet également d'imager de grandes étendues et est donc beaucoup moins onéreux que les opérations de suivi sur le terrain.

Le SAR semble être la solution idéale [4, 5, 6] pour la collecte d'informations sur les glaces de rivière, de façon répétée et pendant tout l'hiver. Ces dernières années, la surveillance de la glace de rivière s'est principalement basée sur l'utilisation de données SAR mono-fréquentielles (en bande C) mono-polarisées [7, 8, 9, 10, 11, 12, 13] et multi-polarisées [14]. Actuellement, peu de données SAR polarimétriques ont été acquises pour l'étude de la glace de rivière. Ces dernières années, l'amélioration technique des systèmes SAR polarimétriques a accru le potentiel de surveillance de la planète. Le lancement des satellites ALOS-PALSAR, RADARSAT-2 et TERRASAR-X en bandes L, C et X respectivement concrétisent ces avancées. Les premières études basées sur des données SAR polarimétriques ont été effectuées par [15, 16] en bande

C et [17] en bande X (avec des données en polarisation duale dans ce dernier cas). Ces travaux ont confirmé la nécessité de combiner différentes fréquences et polarisations pour résoudre certaines ambiguïtés dans l'interprétation des types de glace. Concernant le choix de la bande de fréquence optimale pour la discrimination des types de glace, la bande L pourrait être plus adéquate que les autres [18]. D'après [19], le choix de la bande C est préférable et d'après [17], la bande X permet de produire des cartographies de la glace de rivière. Il est important de noter qu'aucune étude multi-fréquentielle n'a été réalisée pour l'étude des glaces de rivière.

De nombreux outils de classification peuvent être utilisés conjointement à des données SAR polarimétriques. Tout d'abord, une onde rétrodiffusée peut être décomposée en une somme de réponses associées à des cibles pures. Les décompositions couramment utilisées sont celles développées par [20, 21] ou plus récemment [22] pour l'étude des forêts. Des approches algébriques sont aussi disponibles, comme celle basée sur l'analyse des valeurs et vecteurs propres. Des paramètres utiles et liés aux caractéristiques physiques du milieu étudié, comme l'entropie (qui fournit une mesure du désordre statistique en termes de mécanismes de diffusion) ou l'angle alpha (lié à la nature du mécanisme de diffusion dominant) [23], sont issus de cette approche. D'autres classifications telles que celles basées sur la théorie de Bayes et sur la distribution complexe de WISHART des éléments de la matrice de covariance [24] sont souvent utilisées. Il est possible de fusionner les deux approches définies précédemment, par exemple en se servant des techniques de décomposition pour initialiser la classification de WISHART et créer ainsi une nouvelle approche non supervisée [24]. Il existe aussi d'autres algorithmes plus généraux tels que les réseaux de neurones [25], les classifications hiérarchiques [26] ou celles basées sur les transformées en ondelettes [27]. Les Machines à Vecteurs Supports (SVM) qui font partie des techniques de classification par apprentissage statistique, sont utilisées dans de nombreux domaines avec une grande efficacité. La méthode des SVM a été introduite avec succès en télédétection, pour traiter des images multi-spectrales [28] ou des données SAR [29, 30]. Il est possible de fusionner une décomposition polarimétrique avec une technique de classification plus générale [31] en combinant la décomposition  $H - \alpha$  et la classification basée sur les SVM. Des études concernant l'utilisation de données SAR multi-fréquentielles pour la classification ont aussi été réalisées [32, 24, 33, 34].

Concernant l'estimation de l'épaisseur de la glace de rivière, deux solutions sont possibles. La première solution est l'utilisation d'un modèle empirique. Jusqu'ici, les études concernant l'estimation de l'épaisseur des glaces de rivière sont basées sur l'utilisation de données environnementales [3, 35, 36, 37, 38] ou SAR [39, 13]. La seconde solution est l'utilisation d'un modèle théorique. Aucune étude concernant l'estimation de l'épaisseur de la glace de rivière n'est basée sur un modèle théorique. Un processus d'estimation de l'épaisseur de glace doit se baser sur une compréhension théorique pour comprendre la façon dont le signal est affecté par les propriétés physiques et électromagnétiques de la glace [40, 41, 42, 43, 44]. En revanche, un modèle électromagnétique est difficile à relier aux données SAR réelles et donc à inverser. Il est important de noter que peu de mesures sur le terrain ont été effectuées

[9]. Il est donc généralement difficile de développer et tester une méthode d'inversion de l'épaisseur de glace.

Le plan de la thèse s'articule autour de cinq chapitres qui portent sur l'apport de la polarimétrie radar pour atteindre les objectifs suivants :

- la compréhension des interactions entre une onde électromagnétique et un couvert de glace grâce à l'étude d'un modèle électromagnétique,
- l'amélioration de la classification des types de glace de rivière,
- le développement d'une technique d'estimation de l'épaisseur de glace.

Le premier chapitre est d'abord consacré à la présentation des caractéristiques principales de l'imagerie SAR. Il est mis en évidence que le signal reçu par le capteur est lié aux caractéristiques bio- et géo-physiques du milieu observé. Cependant, l'acquisition de données polarimétriques comporte des défauts comme l'apport d'un bruit qui doit être filtré. Ensuite, les fondements mathématiques de la polarimétrie radar sont introduits après une brève présentation de la propagation et de la polarisation d'une onde électromagnétique plane. Dans ce manuscrit, l'analyse de la glace est principalement effectuée grâce aux paramètres polarimétriques dérivés des décompositions polarimétriques. Enfin, la dernière partie concerne les classifications supervisée et non supervisée et justifie le choix d'utiliser la classification supervisée. De plus, les méthodes de classification retenues et l'ajustement de leurs paramètres sont exposés.

Le chapitre 2 porte sur l'explication des caractéristiques physiques et électromagnétiques de la glace de rivière. Les propriétés et les conditions de formation des types de glace susceptibles d'apparaître dans une rivière sont exposées avant une description détaillée des interfaces du couvert et de sa constitution volumique. Un modèle électromagnétique développé en simple polarisation [45] est validé en mode co-polarisé en bandes C et X et amélioré pour obtenir en sortie les paramètres polarimétriques. Les simulations de ce modèle permettent de comprendre les changements de la réponse polarimétrique en fonction des caractéristiques physiques ou électromagnétiques d'un couvert de glace. Cette compréhension est primordiale pour la classification des types de glace ou l'estimation de l'épaisseur de glace.

Le chapitre 3 présente les campagnes d'acquisition des données SAR et des nombreuses mesures prélevées sur les sites d'étude qui sont les rivières Saint-François et Koksoak. Les données radar ont été acquises par les satellites RADARSAT-2 et TERRASAR-X pendant les années 2008 et 2009 en configuration polarimétrique et duale respectivement. Lors du passage des capteurs, des campagnes de mesure ont été menées afin de réaliser des cartes terrain. Les paramètres géomorphologiques et hydrologiques des rivières étudiées sont introduits. Une campagne de mesure radar/terrain supplémentaire, acquise sur la rivière Mackenzie et fournie par le Centre Canadien de Télédétection, est aussi présentée.

Le chapitre 4, qui traite de la classification des types de glace, est introduit par un résumé de l'exploitation des données SAR acquises par le capteur aéroporté sur

le CONVAIR-580. Ces travaux sont présentés dans un article publié dans le Journal Canadien de Télédétection (annexe B). Ensuite, une analyse de la sensibilité des descripteurs polarimétriques aux variations des paramètres de la glace de rivière est menée afin de séparer au mieux les différentes classes de glace et de lever les confusions possibles. Les méthodes de classification sont alors décrites (SVM, CART, WISHART et ICEMAP). Elles sont appliquées pour différentes combinaisons d'intrants et de jeux de données. Enfin, les résultats de classification sont présentés de manière à souligner l'apport de la diversité polarimétrique, puis de la diversité fréquentielle pour l'amélioration des résultats de cartographie des types de glace.

Le dernier volet de ce manuscrit concerne l'estimation de l'épaisseur de la glace et nécessite entre autre l'utilisation des processus de classification développés au chapitre 4. Une méthode empirique basée sur l'utilisation d'un seul paramètre polarimétrique est développée à l'aide des données radar et des mesures d'épaisseur de glace disponibles. Cette méthode simple et facile à implémenter, présente un temps de calcul très faible et permet une cartographie spatiale de l'épaisseur de la glace contrairement aux modèles précédemment développés. Cette méthode est validée sur les mêmes données, puis sur les données acquises sur la rivière Mackenzie. Enfin, l'estimation de l'épaisseur et différentes cartographies sont réalisées.

# Chapitre 1

## La polarimétrie radar et les outils de classification d'images SAR

### Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>6</b>
<b>1.2</b>	<b>L'imagerie SAR</b>	<b>6</b>
1.2.1	Caractéristiques de l'imagerie SAR	6
1.2.2	Réfectivité de la scène	9
1.2.3	Limitations de l'imagerie SAR	10
<b>1.3</b>	<b>La polarimétrie radar</b>	<b>12</b>
1.3.1	Propagation et polarisation d'une onde électromagnétique	12
1.3.2	Les représentations polarimétriques	14
1.3.3	Les propriétés de symétrie des cibles distribuées	19
1.3.4	Les théorèmes de décompositions polarimétriques et leurs applications en milieux naturels	20
1.3.5	La décomposition aux valeurs et vecteurs propres	21
<b>1.4</b>	<b>La classification des types de glaces de rivière</b>	<b>24</b>
1.4.1	Classification supervisée et non supervisée	24
1.4.2	Les algorithmes de classification	26
<b>1.5</b>	<b>Discussion et conclusion</b>	<b>32</b>

---

## 1.1 Introduction

Les radars imageurs ont connu ces dernières années un essor considérable pour l'observation de l'environnement terrestre et des milieux naturels comme la glace. Ils présentent de nombreux avantages comme la taille importante des zones illuminées et une couverture à tous les endroits du globe terrestre. La technologie embarquée n'a cessé d'évoluer et a permis le développement et la mise en orbite de satellites pleinement polarisés comme ALOS-PALSAR, RADARSAT-2 et TERRASAR-X. La technologie alliant l'imagerie SAR à la polarimétrie est utilisée dans le cadre de cette thèse pour l'analyse de la glace de rivière.

Les caractéristiques de l'imagerie SAR et les étapes nécessaires à la formation de ces images sont introduites dans un premier paragraphe, suivi des limitations inhérentes à l'imagerie SAR comme les déformations géométriques et l'effet du chaotement.

Dans un deuxième temps, la propagation et polarisation d'une onde électromagnétique sont présentées. Les principales représentations et décompositions polarimétriques permettent la génération des paramètres polarimétriques utilisés pour la classification de la glace de rivière. Enfin, les algorithmes de classification choisis sont exposés. Les avantages et limitations de ces algorithmes, qui ont conditionné leur choix, sont exposés.

## 1.2 L'imagerie SAR

Un SAR est un système radar cohérent fournissant des images à haute résolution. Contrairement aux radars à ouverture réelle (RAR), l'information contenue dans les signaux reçus issus de plusieurs impulsions émises successivement est utilisée. Cette technique permet de simuler une plus grande dimension d'antenne. Un radar à synthèse d'ouverture est basé sur l'utilisation d'un capteur actif qui émet lui-même des ondes électromagnétiques. Il opère de jour comme de nuit sur de grandes étendues et quel que soient les conditions climatiques, contrairement aux capteurs dits passifs comme les capteurs multi et hyper spectraux. Le système SAR est dit spatial s'il est embarqué sur un satellite ou une navette spatiale, ou aéroporté si le capteur est embarqué sur un avion. La génération d'une image SAR est un processus qui peut se décomposer en deux étapes : l'acquisition et la synthèse. Après avoir émis des impulsions électromagnétiques, le radar mesure les échos rétrodiffusés par les cibles illuminées et les enregistre, formant la vidéo brute. Le processus de focalisation de la vidéo brute ou compression des données, permet d'obtenir l'information de la réflectivité. Cette réflectivité représente la réponse de l'ensemble des diffuseurs constituant la scène.

### 1.2.1 Caractéristiques de l'imagerie SAR

L'illumination d'une scène par un système SAR est présentée sur la figure 1.1. Cette configuration est monostatique car l'antenne utilisée à l'émission est la même

qu'à la réception. Si deux antennes différentes sont utilisées la configuration est dite bistatique. Le capteur se déplace le long d'un trajet rectiligne, appelé azimut, à une altitude  $h$ , au-dessus d'un plan de référence  $(\hat{x}, \hat{y})$ . La trace du faisceau au sol est nommée l'empreinte et l'ensemble des empreintes forme la fauchée [46].

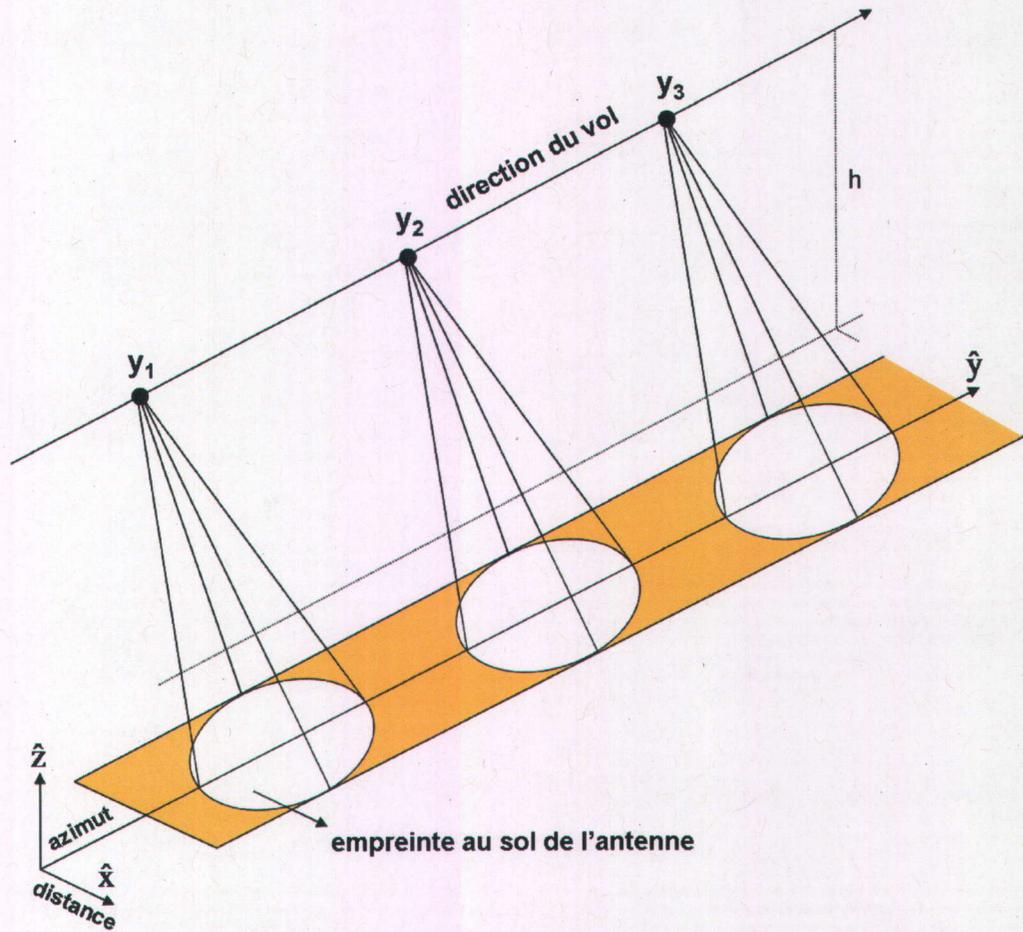


FIG. 1.1 – Illumination d'une scène par un SAR

**La résolution en distance** est la distance minimale entre deux objets situés dans une même direction telle que les échos sont séparables dans le temps. Elle dépend donc de l'électronique du radar et régit la taille de la scène observable. Elle est définie par :

$$\delta_R = \frac{c\tau}{2} = \frac{c}{2B} \quad (1.1)$$

avec  $c$  la célérité de la lumière dans le vide égale à  $3.10^8$  m.s<sup>-1</sup>,  $\tau$  la durée de l'impulsion d'émission en s et  $B$  la bande de fréquence équivalente du signal en Hz.

La modulation linéaire en fréquence du signal émis par le radar est la technique la plus employée pour améliorer la résolution en distance. Elle permet d'envoyer une impulsion longue, entraînant un bon rapport signal à bruit, tout en ajoutant une dimension d'information : la fréquence instantanée. Cette fréquence dépend du temps, donc du retard de l'onde et donc de la résolution en distance. Ce signal  $s_k$  est nommé *chirp*. Ses paramètres descriptifs sont la largeur de bande  $B$ , la fréquence porteuse  $f_0$  et le taux de modulation  $\beta$ . Il est défini par :

$$s_k(t) = \text{rect}\left(\frac{t}{\tau}\right) e^{j2\pi f_0 t + j\pi\beta t^2} \quad (1.2)$$

**La résolution azimutale** dépend de la largeur en azimut de l'empreinte de l'antenne  $L_a$ . Ainsi, à une distance  $r_0$  du radar et pour un radar dont l'antenne possède une ouverture angulaire  $\varphi_a$  dans la direction azimutale, la résolution est donnée par :

$$\delta_a = L_a = 2r_0 \tan \frac{\varphi_a}{2} \quad (1.3)$$

Le faisceau de l'antenne synthétique entraîne une ouverture  $\varphi_a$ , avec une longueur d'antenne synthétique  $L_a$  :

$$\varphi_a \simeq \frac{\lambda}{D_a} \quad (1.4)$$

Finalement, la résolution en azimut vaut :

$$\delta_a \simeq r_0 \frac{\lambda}{D_a} \quad (1.5)$$

L'augmentation de la taille de l'antenne améliore la résolution azimutale mais est physiquement limitée. Le rôle de la synthèse d'ouverture est donc de synthétiser une antenne effective plus grande. Ainsi, les mesures de réflectivité d'une même cible à différentes positions azimutales, associées à une technique de compression des données, permettent d'améliorer la résolution en azimut qui vaut finalement :

$$\delta_a \simeq \frac{D_a}{2} \quad (1.6)$$

Les résolutions atteintes sont de l'ordre du mètre.

#### - Le signal émis par un radar

Le signal émis  $s_e$  peut s'écrire :

$$s_e(t) = \sum_{k=0}^N s_k(t - kT_r\tau) = \sum_{k=0}^N \underbrace{e^{j2\pi(\frac{f_1}{2})\tau^2}}_{\text{terme 1}} \cdot \underbrace{e^{j2\pi f_0(t-kT_r)\tau}}_{\text{terme 2}} \quad (1.7)$$

avec  $N$  le nombre d'impulsions émises et  $T_r$  la période du train d'impulsion émis pour chaque position du système de mesure. Le mouvement du radar dans la direction azimutale est donc représenté par le terme  $kT_r$ , homogène à un temps qui est long relativement à  $\tau$ . L'addition de ces deux derniers termes représente la décomposition du temps  $t$  :

$$t = kT_r + \tau \quad (1.8)$$

Le signal contenu dans les impulsions résulte d'une modulation linéaire de fréquence avec un taux d'accroissement  $f_1$  (terme 1) autour de la fréquence porteuse  $f_o$  (terme 2). La durée d'une impulsion est suffisamment courte pour admettre l'hypothèse que le radar et la cible sont stationnaires pendant cette impulsion. La distance radar cible est alors considérée comme constante, simplifiant l'étude de la réponse d'une cible à l'impulsion émise  $s_k(\tau)$  de durée  $T_p$  [47].

## 1.2.2 Réflectivité de la scène

Le signal doit ensuite être modélisé au sein même d'une cellule de résolution. Deux cas doivent être distingués : le cas d'une cible ponctuelle et le cas d'une cible distribuée.

### – Cas d'une cible ponctuelle

Soit un diffuseur local dont la position dans le plan radar est  $(r_0, x_0)$ , sa réponse mesurée par un système d'acquisition de données SAR peut s'écrire en fonction de l'amplitude complexe  $\sigma$  et de la réponse impulsionnelle complexe  $h_a$  :

$$s_r(x, r; r_0) = \sigma(x_0, r_0)h_a(x_0, r_0) \quad (1.9)$$

avec :

$$h_a(x_0, r_0) = G_0(x - x_0; r_0)A\left(\frac{2}{c}(r - R(x - x_0; r_0))\right)e^{i\phi\frac{2}{c}(r - R(x - x_0; r_0))}e^{-i\frac{4\pi}{\lambda}R(x - x_0; r_0)} \quad (1.10)$$

avec  $G_0$  le gain de l'antenne à l'émission et à la réception,  $A$  l'enveloppe de l'impulsion émise et  $\phi$  la phase. La fonction  $R(x - x_0; r_0)$  définit le couplage entre la distance radiale  $r$  et la distance azimutale  $x$ . Le premier effet de cette double dépendance est que le lieu de l'écho retourné décrit une courbe hyperbolique définie par  $R(x - x_0; r_0)$ . Le second effet de cette fonction est l'introduction d'un terme de phase dépendant de la position relative du capteur et de la cible. Le couplage existant entre les deux distances radiale et azimutale est un problème bidimensionnel non séparable. Grâce aux étapes de compressions en distance et en azimut définies précédemment, constituant le processus de focalisation, l'image SAR complexe de ce diffuseur ponctuel se forme dans le plan  $(\hat{r}, \hat{x})$  suivant :

$$u(r, x) = \sqrt{\sigma}e^{[i\frac{4\pi}{\lambda}(r - r_0) + j\phi_{obj}]} \text{sinc}\left(\frac{r - r_0}{\delta_r}\right) \text{sinc}\left(\frac{x - x_0}{\delta_a}\right) \quad (1.11)$$

Le terme de phase  $\frac{4\pi}{\lambda}(r-r_0)$  représente le déphasage dû au temps de propagation aller-retour entre le diffuseur et un point quelconque au voisinage de ce diffuseur. Ce temps de propagation est ici considéré comme indépendant de la position azimutale. La réponse impulsionnelle  $h(r, x)$  du processus de formation d'une image SAR est donc proportionnelle à :

$$h(r, x) \propto e^{i\frac{4\pi}{\lambda}r} \operatorname{sinc}\left(\frac{r-r_0}{\delta_r}\right) \operatorname{sinc}\left(\frac{x-x_0}{\delta_a}\right) \quad (1.12)$$

#### – Cas d'une cible distribuée

En réalité, le signal reçu par le système n'est pas dû à la diffusion d'un seul élément, mais à la combinaison d'un nombre conséquent de diffuseurs à l'intérieur de la cellule de résolution. Les cibles ainsi constituées sont nommées **cibles distribuées** et leur comportement est aléatoire, ce qui les distingue des cibles ponctuelles pour lesquelles le comportement de diffusion est déterministe [48].

La description des cibles distribuées est obtenue dans un espace à trois dimensions par la moyenne de fonctions de réflectivité complexe  $a(x, y, z)$  de chaque diffuseur ponctuel. En utilisant l'approximation de *Born*, on peut admettre que le champ diffusé total résulte de la superposition des champs diffusés par chaque diffuseur élémentaire, occultant ainsi les interactions d'ordre supérieur comme par exemple les doubles réflexions.

L'image obtenue suite à l'acquisition du système SAR est sensible aux paramètres bio- et géo-physiques du milieu naturel observé. L'estimation de ces paramètres est donc rendue possible grâce à l'imagerie SAR. De nombreuses études [49, 50, 51] permettent de relier théoriquement les paramètres physiques macroscopiques à des propriétés électromagnétiques. La biomasse, la rugosité et l'humidité des sols font par exemple l'objet de nombreuses études [52, 53].

### 1.2.3 Limitations de l'imagerie SAR

L'imagerie SAR possède des spécificités liées à la technique de mesure. Deux particularités sont présentées ici, les particularités d'ordre géométrique et celles concernant le chatolement.

#### – Les déformations géométriques

Contrairement aux images optiques, les images SAR sont mesurées pour un angle de visée latérale non nul. Cette particularité implique des distorsions géométriques propres au SAR lors de la présence de topographie : le rapprochement (ou foreshorting) et le déversement (ou layover) [46, 54, 55, 56]. Ces deux déformations ne sont pas détaillées ici puisque les sites où sont acquis les données SAR utilisées dans cette étude ne comportent pas de topographie.

Un autre phénomène particulier de la technique SAR est la formation du speckle nommé chatoiement en français.

### – Le chatoiement ou speckle

Le chatoiement est un bruit multiplicatif produit par l'interférence des ondes électromagnétiques diffusées par des surfaces ou des objets. Les modèles classiques des statistiques du chatoiement suivent la distribution de Rayleigh et présument de la présence d'un grand nombre de réflecteurs ponctuels indépendants à l'intérieur de la cellule de résolution. La somme de ces diffuseurs peut être élevée ou faible, selon que l'interférence est constructive ou destructive (figure 1.2) et engendre une variation ou incertitude statistique (la variance) associée à l'intensité de chaque pixel de l'image SAR.

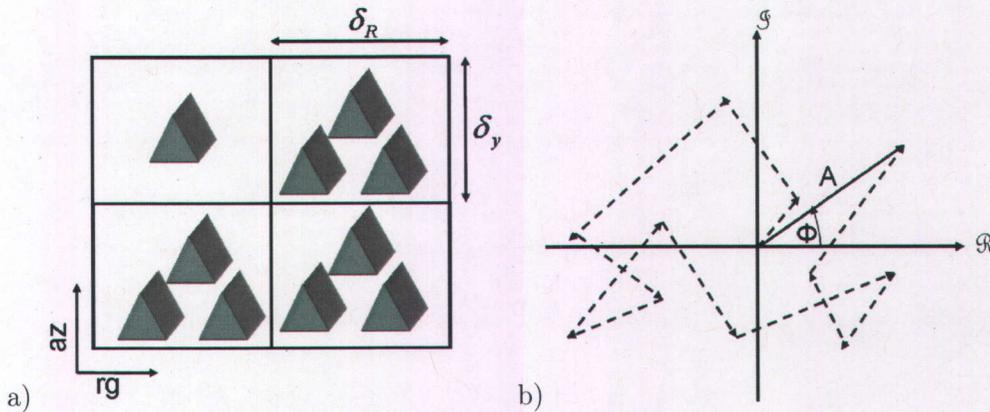


FIG. 1.2 – a- Cellules de résolution avec un ou plusieurs diffuseurs, b- Somme cohérente à l'intérieur d'une cellule de résolution.

Le principe du filtrage du speckle consiste donc à réduire la variance de l'intensité. Pour ce faire, il est courant de pratiquer une moyenne incohérente (i.e. sans l'information de phase absolue) de plusieurs réalisations ou vues de l'image. Le traitement multi-vue (multi-look en anglais) a cependant pour effet de dégrader la résolution spatiale.

De nombreuses méthodes ont été élaborées pour filtrer les données SAR. Celle développée par [57] est utilisée dans ce travail. L'application de ce filtre sur un jeu de données RADARSAT-2 acquis le 07 mars 2009 sur la rivière Koksoak est illustrée sur la figure 1.3. Le filtre de [57] consiste à appliquer sur les matrices de covariance  $\mathbf{C}$  ou de cohérence  $\mathbf{T}$  (voir le chapitre 1.3.2.4) un filtrage basé sur un moyennage incohérent dont la taille de la fenêtre varie en fonction de l'homogénéité du voisinage du pixel considéré. Cette méthode préserve donc les détails de l'image tel que les cibles ponctuelles. Pour cela, chaque élément de  $\mathbf{C}$  ou  $\mathbf{T}$  est filtré indépendamment mais sur le même voisinage de points pour chaque pixel considéré.

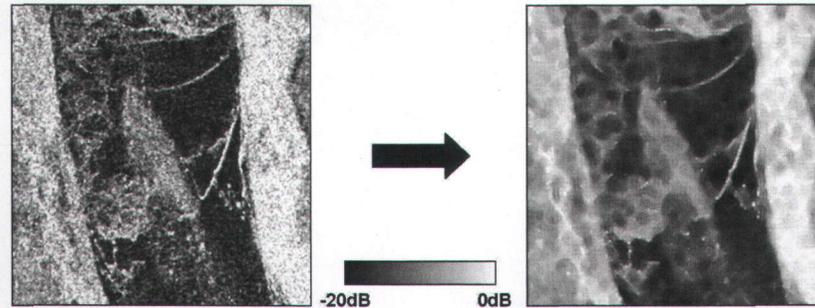


FIG. 1.3 – Puissance totale (voir l'équation 1.15) issue des données RADARSAT-2 le 7 mars 2009 sur la rivière Koksoak : (a) après traitement multi-vue  $2 \times 1$  (b) après traitement multi-vue  $2 \times 1$  et filtrage selon [57]

### 1.3 La polarimétrie radar

L'objectif de la modélisation d'un couvert de glace exposée au chapitre 2 est d'utiliser les propriétés électromagnétiques des cibles élémentaires pour synthétiser la réponse polarimétrique d'un couvert de glace de rivière. La réponse polarimétrique varie selon les caractéristiques physiques et électromagnétiques du couvert. Cette variabilité est exploitée pour la classification des types de glace (chapitre 4) et l'estimation de paramètres physiques du couvert (chapitre 5). Le but de ce paragraphe est donc d'exposer brièvement les principes de la propagation d'une onde électromagnétique et les fondements mathématiques de la polarimétrie.

#### 1.3.1 Propagation et polarisation d'une onde électromagnétique

##### 1.3.1.1 Polarisation d'une onde électromagnétique plane

Les champs électrique et magnétique se propagent dans l'espace perpendiculairement entre eux et à la direction de propagation. Aux fréquences élevées comme celles utilisées dans ce manuscrit, ces deux champs sont indissociables et forment le champ électromagnétique, décrit principalement par deux paramètres qui sont la fréquence et la polarisation. L'onde électromagnétique peut être représentée par un seul de ces champs et vérifie ainsi les propriétés d'une onde plane polarisée.

La polarisation est une propriété importante des ondes électromagnétiques indiquant la direction de leur oscillation. La polarisation d'une onde diffusée est fortement liée aux caractéristiques géométriques et physiques de la cible observée. De nombreux SAR comme ALOS-PALSAR, RADARSAT-2 et TERRASAR-X sont aujourd'hui conçus pour transmettre un signal électromagnétique en polarisations horizontale ( $h$ ) ou verticale ( $v$ ). La polarimétrie radar regroupe les techniques utilisées pour analyser les propriétés de ces ondes électromagnétiques polarimétriques. L'état de polarisation peut être étudié en projetant l'onde dans la base de polarisation  $(\hat{h}, \hat{v})$  transverse à la direction de propagation, comme indiqué sur la figure 1.4 [58]. L'état

de polarisation d'une onde diffusée par un milieu naturel est généralement elliptique. Il peut aussi être linéaire ou sphérique. Tout état de polarisation est donc décrit par une ellipse de polarisation dont les caractéristiques sont décrites ci-dessous.

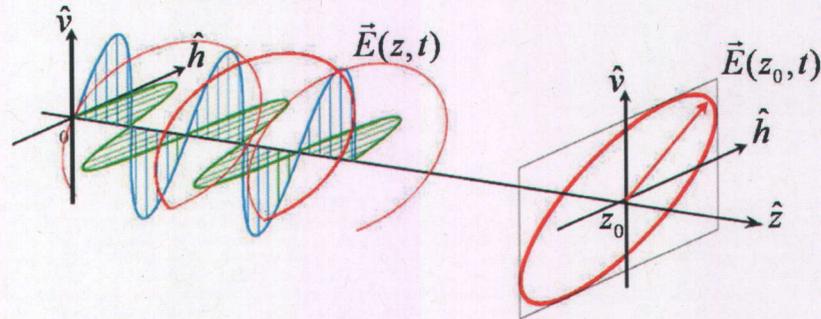


FIG. 1.4 – Propagation d'une onde électromagnétique [58]

### 1.3.1.2 Ellipse de polarisation et état de polarisation

L'ellipse de polarisation, décrivant le lieu de l'extrémité du vecteur champ électrique et permettant la description des états de polarisation est représentée sur la figure 1.5 [59]. Les différentes caractéristiques de l'ellipse sont exposées ci-dessous.

**L'angle d'ellipticité**  $\tau$  ( $\in[-\frac{\pi}{4}, \frac{\pi}{4}]$ ) est l'angle indiquant l'aplatissement de l'ellipse de polarisation.

**L'angle d'orientation**  $\phi$  ( $\in[0, \pi]$ ), est l'angle indiquant l'orientation de l'ellipse. Il est formé par le demi grand axe  $Eo_x$  de l'ellipse et l'axe  $x$ .

**L'amplitude**  $A = \sqrt{Eo_x^2 + Eo_y^2}$  et **la différence de phase entre les deux composantes**  $Eo_x$  et  $Eo_y$  régissent la forme de l'ellipse.

**La phase absolue**  $\alpha$  est la phase du champ électrique à  $t = 0$ . Cette phase est physiquement impossible à mesurer.

### 1.3.1.3 Vecteur de Jones

Le vecteur de Jones [60] est utilisé pour représenter l'état de polarisation d'un champ électrique. Ce vecteur est complexe, à deux dimensions et s'exprime dans une base polarimétrique orthonormale quelconque  $(\hat{x}, \hat{y})$  par :

$$\mathbf{E}_{x,y} = E_x \vec{x} + E_y \vec{y} \quad (1.13)$$

Il est fonction des caractéristiques de l'ellipse de polarisation. Il contient toute l'information sur l'amplitude et la phase des composantes du champ  $\mathbf{E}$  [61]. Le tableau 1.1 montre quelques exemples de vecteurs de Jones associés à des états de

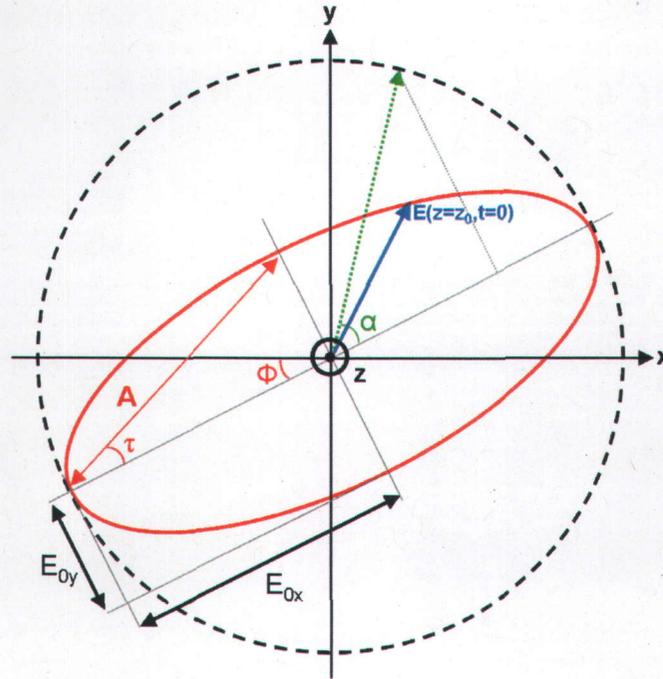


FIG. 1.5 – Ellipse de polarisation [59]

polarisation canoniques (i.e. des états de polarisation de cibles pures, de formes géométriques simples dont la réponse électromagnétique est connue). Ces vecteurs sont de norme unitaire, de phase à l'origine nulle ( $\phi_0 = 0$ ) et sont représentés dans la base de polarisation  $(\hat{h}, \hat{v})$ .

### 1.3.2 Les représentations polarimétriques

Les représentations sont dites cohérentes (matrice de Sinclair, vecteur-cible) lorsqu'elles contiennent la phase absolue et incohérentes (matrices de Mueller, de covariance et de cohérence) dans le cas contraire.

#### 1.3.2.1 Matrice de Sinclair

Lors de l'interaction cohérente entre une onde électromagnétique incidente et une cible, la polarisation du champ diffusé décrite par le vecteur de Jones diffusé  $\underline{E}_s$  est différente de celle du champ incident décrite par  $\underline{E}_i$ . Ce changement d'état de polarisation, lié aux propriétés physiques de la cible, peut être représenté sous la forme d'un opérateur matriciel nommé matrice de diffusion ou matrice de Sinclair. La relation s'écrit [62, 63] :

$$\underline{\vec{E}}_s = \mathbf{S} \underline{\vec{E}}_i \quad \mathbf{S} = \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix}. \quad (1.14)$$

État de polarisation	Ellipticité $\tau$	Orientation $\phi$	$\vec{E}_{\hat{h},\hat{v}}$
Linéaire horizontale	$0^\circ$	$0^\circ$	$\begin{bmatrix} 1 \\ 0 \end{bmatrix}$
Linéaire verticale	$0^\circ$	$90^\circ$	$\begin{bmatrix} 0 \\ 1 \end{bmatrix}$
Linéaire $\frac{\pi}{4}$	$0^\circ$	$+45^\circ$	$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \end{bmatrix}$
Circulaire gauche	$+45^\circ$	Indéterminée	$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 \\ j \end{bmatrix}$
Circulaire droite	$-45^\circ$	Indéterminée	$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 \\ -j \end{bmatrix}$

TAB. 1.1 – Exemples de vecteurs de Jones dans le cas d'états de polarisation canoniques [60]

La matrice de diffusion cohérente est une matrice  $2 \times 2$  à éléments complexes. Elle contient toute l'information sur les propriétés de diffusion de la scène observée, pour une fréquence et une position spatiale données [64]. Soit  $S_{xy}$  un élément de la matrice de Sinclair, l'indice  $x$  représente la polarisation reçue et l'indice  $y$  la polarisation transmise. Si le radar est monostatique, le théorème de réciprocité impose  $S_{hv} = S_{vh}$  et la matrice  $\mathbf{S}$  devient symétrique.

### 1.3.2.2 Span

Le span correspond à la puissance reçue, diffusée par une cible radar. Il est égal à la somme des intensités des quatre éléments de la matrice de Sinclair :

$$\text{span} = |S_{hh}|^2 + |S_{hv}|^2 + |S_{vh}|^2 + |S_{vv}|^2 \quad (1.15)$$

La racine du span peut servir à normer les matrices de diffusion lors d'une comparaison de leur signature polarimétrique indépendamment de leur puissance.

### 1.3.2.3 Vecteur cible

#### - Polarisation pleine

Le vecteur cible, noté  $\mathbf{k}$ , contient toute l'information polarimétrique cohérente. Il est obtenu par projection de la matrice de Sinclair sur un groupe de plusieurs matrices. Le vecteur  $\mathbf{k}$  est constitué d'éléments complexes et est défini par :

$$\mathbf{k} = [k_0 \quad k_1 \quad k_2]^T \quad k_i = \frac{1}{\sqrt{2}} \text{trace}(\mathbf{S}\Psi_{\mathbf{x}}) \quad (1.16)$$

Où  $\Psi_{\mathbf{x}}$  représente un ensemble de matrices qui définissent une base de projection. Deux bases de projection sont couramment utilisées :  $\Psi_{\mathbf{L}}$  et  $\Psi_{\mathbf{P}}$ . La première correspond à l'ordonnancement lexicographique des éléments de la matrice  $\mathbf{S}$ . La seconde correspond à la base des matrices de Pauli modifiées [65] :

$$\{\Psi_{\mathbf{L}}\} = \left\{ 2 \begin{bmatrix} 2 & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 4 & 0 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 0 & 2 \end{bmatrix} \right\} \quad (1.17)$$

$$\{\Psi_{\mathbf{P}}\} = \left\{ \sqrt{2} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}, \sqrt{2} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & -1 \end{bmatrix}, \sqrt{2} \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix} \right\} \quad (1.18)$$

Les deux vecteurs cibles dans le cas monostatique sont :

$$\mathbf{k}_{\mathbf{L}} = \begin{bmatrix} S_{hh} \\ \sqrt{2}S_{hv} \\ S_{vv} \end{bmatrix} \quad \mathbf{k}_{\mathbf{P}} = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} S_{hh} + S_{vv} \\ S_{hh} - S_{vv} \\ 2S_{hv} \end{bmatrix}. \quad (1.19)$$

Ces deux représentations contiennent la même quantité d'information.  $\mathbf{k}_{\mathbf{L}}$  et  $\mathbf{k}_{\mathbf{P}}$  sont reliés par la matrice spéciale unitaire  $\mathbf{A}$  :

$$\mathbf{k}_{\mathbf{L}} = \mathbf{A}\mathbf{k}_{\mathbf{P}} \quad \text{avec} \quad \mathbf{A} = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \sqrt{2} \\ 1 & -1 & 0 \end{bmatrix}. \quad (1.20)$$

#### - Polarisation duale

Dans cette étude, des données complexes partiellement polarisées, acquises par le satellite TerraSAR-X, sont utilisées pour la classification des types de glace de rivières. Les deux vecteurs cibles  $\mathbf{k}_{\mathbf{L}}$  obtenus en modes d'acquisition  $(hh, vv)$  et  $(hh, hv)$  s'expriment respectivement ainsi :

$$\mathbf{k}_{\mathbf{L}} = \begin{bmatrix} S_{hh} \\ S_{vv} \end{bmatrix} \quad \mathbf{k}_{\mathbf{L}} = \begin{bmatrix} S_{hh} \\ S_{hv} \end{bmatrix}. \quad (1.21)$$

### 1.3.2.4 Matrices de Mueller, de covariance et de cohérence

La matrice de Sinclair  $\mathbf{S}$  permet de caractériser les cibles pures et déterministes. Dans le cas des cibles distribuées (i.e. non déterministes) dont les caractéristiques polarimétriques fluctuent au cours du temps et de l'espace, il est nécessaire de procéder à une analyse statistique au moyen des moments d'ordre deux. Pour cela, le comportement polarimétrique de la cible peut être représenté par la matrice de Kennaugh  $\mathbf{K}$  ou la matrice de Mueller modifiée  $\mathbf{M}$  suivant que l'on travaille avec le vecteur de Stokes ou le vecteur de Stokes modifié [66]. La matrice de Mueller modifiée, décrite par l'équation (1.22), relie le vecteur de Stokes diffusé au vecteur de Stokes incident. Elle est couramment utilisée en modélisation car ses premiers termes sont directement liés au système de mesure. La matrice de Mueller modifiée est définie comme suit [66] :

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} \langle |S_{vv}|^2 \rangle & \langle |S_{vh}|^2 \rangle & \Re \langle S_{vv} S_{vh}^* \rangle & -\Im \langle S_{vv} S_{vh}^* \rangle \\ \langle |S_{hv}|^2 \rangle & \langle |S_{hh}|^2 \rangle & \Re \langle S_{hv} S_{hh}^* \rangle & -\Im \langle S_{hv} S_{hh}^* \rangle \\ 2\Re \langle S_{vv} S_{hv}^* \rangle & 2\Re \langle S_{vh} S_{hh}^* \rangle & \Re \langle S_{vv} S_{hh}^* + S_{vh} S_{hv}^* \rangle & -\Im \langle S_{vv} S_{hh}^* + S_{hv} S_{vh}^* \rangle \\ 2\Im \langle S_{vv} S_{hv}^* \rangle & 2\Im \langle S_{vh} S_{hh}^* \rangle & \Im \langle S_{vv} S_{hh}^* + S_{vh} S_{hv}^* \rangle & \Re \langle S_{vv} S_{hh}^* + S_{hv} S_{vh}^* \rangle \end{bmatrix} \quad (1.22)$$

Les matrices de covariance  $\mathbf{C}$  et de cohérence  $\mathbf{T}$  sont deux autres représentations incohérentes qui contiennent toute l'information polarimétrique incohérente de la cible [67]. Elles sont hermitiennes (donc orthogonalement diagonalisables) et de forme similaire.

#### - Polarisation pleine

En polarisation pleine, les matrices de covariance  $\mathbf{C}$  et de cohérence  $\mathbf{T}$  sont décrites par les équations (1.23) et (1.24) respectivement [67] :

$$\begin{aligned} \mathbf{C} &= \langle \mathbf{k}_L \mathbf{k}_L^\dagger \rangle \\ &= \begin{bmatrix} \langle S_{hh} S_{hh}^* \rangle & \sqrt{2} \langle S_{hh} S_{hv}^* \rangle & \langle S_{hh} S_{vv}^* \rangle \\ \sqrt{2} \langle S_{hv} S_{hh}^* \rangle & 2 \langle S_{hv} S_{hv}^* \rangle & \sqrt{2} \langle S_{hv} S_{vv}^* \rangle \\ \langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle & \sqrt{2} \langle S_{vv} S_{hv}^* \rangle & \langle S_{vv} S_{vv}^* \rangle \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} \sigma_{hhhh} & \sqrt{2} \sigma_{hhhv} & \sigma_{hhvv} \\ \sqrt{2} \sigma_{hhhv}^* & 2 \sigma_{hvhv} & \sqrt{2} \sigma_{hvvv} \\ \sigma_{hhvv}^* & \sqrt{2} \sigma_{hvvv}^* & \sigma_{vvvv} \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (1.23)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{T} &= \langle \mathbf{k}_P \mathbf{k}_P^\dagger \rangle \\ &= \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \langle (S_{hh} + S_{vv})(S_{hh} + S_{vv})^* \rangle & \langle (S_{hh} + S_{vv})(S_{hh} - S_{vv})^* \rangle & 2 \langle (S_{hh} + S_{vv}) S_{hv}^* \rangle \\ \langle (S_{hh} - S_{vv})(S_{hh} + S_{vv})^* \rangle & \langle (S_{hh} - S_{vv})(S_{hh} - S_{vv})^* \rangle & 2 \langle (S_{hh} - S_{vv}) S_{hv}^* \rangle \\ 2 \langle S_{hv} (S_{hh} + S_{vv})^* \rangle & 2 \langle S_{hv} (S_{hh} - S_{vv})^* \rangle & 4 \langle S_{hv} S_{hv}^* \rangle \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (1.24)$$

Les relations de passage entre ces deux matrices hermitiennes s'écrivent :

$$\mathbf{C} = \mathbf{A}\mathbf{T}\mathbf{A}^\dagger \quad \text{et} \quad \mathbf{T} = \mathbf{A}\mathbf{C}\mathbf{A}^\dagger \quad (1.25)$$

Les éléments de la diagonale de la matrice de covariance correspondent aux intensités dans les différents états de polarisation. Cette matrice donne une représentation des propriétés diffusantes de la cible. Les éléments diagonaux de la matrice de cohérence représentent quant à eux le comportement du diffuseur.

#### - Polarisation duale

Dans le cas de jeux de données complexes partiellement polarisés, la matrice de covariance  $\mathbf{C}$  obtenue, de taille  $2 \times 2$ , en mode  $(hh, vv)$ , s'exprime :

$$\begin{aligned} \mathbf{C} &= \langle \mathbf{k}_L \mathbf{k}_L^\dagger \rangle \\ &= \begin{bmatrix} \langle S_{hh} S_{hh}^* \rangle & \langle S_{hh} S_{vv}^* \rangle \\ \langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle & \langle S_{vv} S_{vv}^* \rangle \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} \sigma_{hhhh} & \sigma_{hhvv} \\ \sigma_{hhvv}^* & \sigma_{vvvv} \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (1.26)$$

et en mode  $(hh, hv)$  :

$$\begin{aligned} \mathbf{C} &= \langle \mathbf{k}_L \mathbf{k}_L^\dagger \rangle \\ &= \begin{bmatrix} \langle S_{hh} S_{hh}^* \rangle & \langle S_{hh} S_{hv}^* \rangle \\ \langle S_{hv} S_{hh}^* \rangle & \langle S_{hv} S_{hv}^* \rangle \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} \sigma_{hhhh} & \sigma_{hhhv} \\ \sigma_{hhhv}^* & \sigma_{hhvv} \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (1.27)$$

#### 1.3.2.5 Coefficients de corrélation

Le coefficient de corrélation  $\rho_{hhvv}$  se calcule à partir des composantes  $\sigma_{hhvv}$ ,  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$  de la matrice de covariance. Ce paramètre, sensible aux mécanismes de diffusion, montre une dynamique intéressante dépendamment des différents types de glace et s'écrit ainsi :

$$\rho_{hhvv} = \frac{\sigma_{hhvv}}{\sqrt{\sigma_{hhhh} \sigma_{vvvv}}} \quad (1.28)$$

#### 1.3.2.6 Rapports d'intensités

##### - Le rapport de copolarisation

Les composantes  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$  sont nécessaires pour calculer le rapport de copolarisation  $\chi_{vvhh}$ , défini de la manière suivante :

$$\chi_{vvhh} = \frac{\sigma_{vvvv}}{\sigma_{hhhh}} \quad (1.29)$$

Les intensités  $\sigma_{vvvv}$  et  $\sigma_{hhhh}$  sont sensibles à la rugosité de surface, presque autant l'une que l'autre. Le rapport de copolarisation est donc plus sensible aux contrastes diélectriques entre deux milieux plutôt qu'aux variations de la rugosité de l'interface séparant les deux milieux. Ce paramètre est utilisé pour séparer certains types de glace de mer [68] et l'eau libre de la glace d'eau douce lorsque l'angle d'incidence du SAR est élevé [16].

#### - Le rapport de dépolarisation

Les composantes de la diagonale de la matrice de covariance,  $\sigma_{hhhh}$ ,  $\sigma_{hvhv}$  et  $\sigma_{vvvv}$ , permettent le calcul du rapport de dépolarisation  $\delta$ , qui s'écrit ainsi :

$$\delta = \frac{\sigma_{hvhv}}{\sigma_{hhhh} + \sigma_{vvvv}} \quad (1.30)$$

$\sigma_{hvhv}$  est sensible à la rugosité de surface puisque cette dernière entraîne une dépolarisation du signal. Le rapport de dépolarisation, utilisé pour la classification de glace de mer [68], peut l'être également pour discriminer la glace rugueuse de l'eau douce lorsque le temps est venteux [16].

### 1.3.3 Les propriétés de symétrie des cibles distribuées

Les hypothèses de symétrie de la distribution des diffuseurs élémentaires permettent de simplifier les matrices incohérentes  $\mathbf{C}$  et  $\mathbf{T}$  dans certains cas et d'étudier le comportement de rétrodiffusion des cibles [69, 70, 71, 72]. Si la matrice de diffusion d'une cible dans une position ou une direction particulière est connue, la matrice de diffusion avec une rotation ou avec un effet miroir sera aussi connue. Van De Hulst a été le premier à exprimer les propriétés de symétrie (de réflexion, de rotation et azimutale) des diffuseurs et à les intégrer dans l'expression de la matrice de Müller [73].

La symétrie de réflexion d'un milieu est caractérisée par un plan de symétrie qui est traversé par l'axe de visée du radar indiqué par la ligne  $AB$  de la figure 1.6. Cela implique que tous les diffuseurs  $D$  localisés sur l'un des côtés de ce plan sont caractérisés par la matrice de diffusion et le vecteur cible suivants :

$$\mathbf{S}_D = \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix} \quad \mathbf{k}_D = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} S_{hh} + S_{vv} \\ S_{hh} - S_{vv} \\ 2S_{hv} \end{bmatrix} \quad (1.31)$$

Le diffuseur miroir  $M$  est symétrique à  $D$  par rapport à l'axe de visée du radar (figure 1.6). Sa matrice de diffusion et son vecteur cible sont définis [73] comme suit :

$$\mathbf{S}_M = \begin{bmatrix} S_{hh} & -S_{hv} \\ -S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix} \quad \mathbf{k}_M = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} S_{hh} + S_{vv} \\ S_{hh} - S_{vv} \\ -2S_{hv} \end{bmatrix} \quad (1.32)$$

La matrice de cohérence de ces cibles, comme la matrice de covariance, s'écrit comme une superposition des matrices de cohérence des deux composantes symétriques [67] :

$$\mathbf{T} = \mathbf{T}_D + \mathbf{T}_M = \langle \mathbf{k}_D \mathbf{k}_D^\dagger \rangle + \langle \mathbf{k}_M \mathbf{k}_M^\dagger \rangle \quad (1.33)$$

$$\mathbf{T} = \begin{bmatrix} T_{11} & T_{12} & T_{13} \\ T_{21} & T_{22} & T_{23} \\ T_{31} & T_{32} & T_{33} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} T_{11} & T_{12} & -T_{13} \\ T_{21} & T_{22} & -T_{23} \\ -T_{31} & -T_{32} & T_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T_{11} & T_{12} & 0 \\ T_{21} & T_{22} & 0 \\ 0 & 0 & T_{33} \end{bmatrix} \quad (1.34)$$

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} C_{11} & -C_{12} & C_{13} \\ -C_{21} & C_{22} & -C_{23} \\ C_{31} & -C_{32} & C_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & 0 & C_{13} \\ 0 & C_{22} & 0 \\ C_{31} & 0 & C_{33} \end{bmatrix} \quad (1.35)$$

où  $\mathbf{T}_D$  et  $\mathbf{T}_M$  sont les matrices de cohérence correspondant aux diffuseurs localisés d'un côté du plan de visée et aux diffuseurs symétriques. Les surfaces rugueuses et les scènes naturelles isotropes sans topographie telles que les couverts de glace de rivière présentent typiquement ce comportement de symétrie de réflexion.

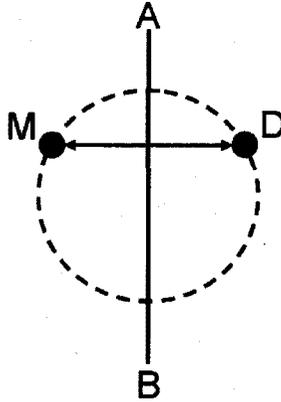


FIG. 1.6 – Symétrie de réflexion d'une cible distribuée [67]

### 1.3.4 Les théorèmes de décompositions polarimétriques et leurs applications en milieux naturels

Lorsqu'une cible est constituée de plusieurs diffuseurs dont le mécanisme de diffusion dominant est similaire, sa réponse se rapproche de celle d'une cible canonique.

Lorsqu'une cible est constituée de diffuseurs présentant divers mécanismes de diffusion (par exemple deux mécanismes équiprobables de surface et de volume comme sur certains types de glaces de rivière), la polarimétrie permet d'interpréter physiquement le comportement de la cible en fonction du comportement de plusieurs cibles canoniques.

Différentes décompositions cohérentes et incohérentes ont été développées. Les décompositions cohérentes de [74] et de [20] permettent de caractériser des cibles ponctuelles à partir de l'analyse de la matrice de Sinclair. Dans le cas de cibles distribuées comme la glace de rivière, ces méthodes ne peuvent plus s'appliquer. En revanche, les décompositions basées sur les matrices polarimétriques incohérentes permettent de décrire les cibles distribuées. Par exemple, la décomposition de Pauli indique que la cible est de type sphère, plan ou trièdre si la réponse du canal  $\langle (S_{hh} + S_{vv})(S_{hh} + S_{vv})^* \rangle$  est conséquente, de type dièdre orienté selon  $\hat{h}$  si la réponse du canal  $\langle (S_{hh} - S_{vv})(S_{hh} - S_{vv})^* \rangle$  est forte et enfin dièdre ou dipôle orienté avec un angle de  $45^\circ$  par rapport à  $\hat{h}$  si la contribution du canal  $\langle S_{hv} \rangle$  est forte. Trois familles de décompositions incohérentes peuvent être distinguées : les décompositions dites *phénoménologiques* comme l'approche de [75], les décompositions basées sur la diagonalisation des matrices incohérentes [23] et les décompositions des matrices incohérentes utilisant un modèle de diffusion [21, 76, 77, 22]. La décomposition utilisée dans ce manuscrit est celle basée sur la diagonalisation des matrices polarimétriques incohérentes permettant d'extraire les valeurs et vecteurs propres, puisqu'elle s'applique aux cibles distribuées comme la glace de rivière et permet d'extraire les paramètres les plus pertinents en terme de séparation des types de glace et d'estimation de l'épaisseur du couvert de glace.

### 1.3.5 La décomposition aux valeurs et vecteurs propres

Les matrices  $\mathbf{C}$  ou  $\mathbf{T}$  de taille  $N \times N$  sont décomposées en  $N$  vecteurs propres qui modélisent la réponse de cibles canoniques, pondérées par les valeurs propres  $\lambda_i$  associées. Les matrices  $\mathbf{C}$  et  $\mathbf{T}$  ont les mêmes valeurs propres réelles et sont *semi-définies positives*. Les valeurs propres sont donc réelles positives ou nulles. Les traces des deux matrices sont identiques et égales au span. Les valeurs et vecteurs propres sont décrits ci-dessous :

$$\mathbf{T} = \mathbf{V} \mathbf{\Lambda} \mathbf{V}^\dagger \quad (1.36)$$

Avec  $\mathbf{V}$  la matrice complexe des vecteurs propres et  $\mathbf{\Lambda}$  la matrice diagonale des valeurs propres réelles. La matrice  $\mathbf{T}$  est décomposée en une somme de cibles pures :

$$\mathbf{T} = \sum_{i=1}^N \lambda_i \mathbf{T}_i \quad (1.37)$$

### 1.3.5.1 Paramètres polarimétriques issus des valeurs propres $\lambda_i$

#### - Les pseudo-probabilités $p_i$

Les pseudo-probabilités ou pseudo-puissances  $p_i$  représentent la part de probabilité d'apparition ou de puissance associée à chaque mécanisme de diffusion :

$$p_i = \frac{\lambda_i}{\sum_{i=1}^N \lambda_i} \quad \text{et} \quad \sum_{i=1}^N p_i = 1 \quad (1.38)$$

À partir de ces probabilités, la décomposition de [23] permet d'extraire plusieurs paramètres polarimétriques physiquement liés à la cible étudiée.

#### - L'entropie $H$

L'entropie décrit le caractère aléatoire ou encore le désordre statistique de la rétrodiffusion et est définie par :

$$H = - \sum_{i=1}^N p_i \log_N(p_i) \quad \text{avec} \quad 0 \leq H \leq 1 \quad (1.39)$$

Lorsque les données sont pleinement polarisées,  $N = 3$ . Dans ce cas, si l'entropie est nulle, un seul mécanisme de rétrodiffusion intervient dans la réponse globale du diffuseur et les autres mécanismes ont une pseudo-probabilité d'occurrence nulle. Une faible entropie est synonyme de rétrodiffusion homogène et de cible pure. Si l'entropie est égale à un, plusieurs mécanismes de rétrodiffusion interviennent et ont une chance équiprobable d'apparition. Une entropie élevée est synonyme de rétrodiffusion hétérogène et aléatoire et de cible distribuée. Dans ce cas, aucune information polarimétrique ne peut être extraite.

#### - Les paramètres anisotropes

L'anisotropie représente l'importance relative des phénomènes de moindre probabilité (donc les phénomènes de pseudo-probabilités  $p_2$  et  $p_3$  si les données sont pleinement polarisées). L'anisotropie est complémentaire de l'entropie, en particulier lorsque l'entropie est élevée ( $H > 0.7$ ) et que peu d'information est disponible. L'anisotropie est aussi très utile pour distinguer deux zones différentes, comme une rivière et le rivage. Elle est obtenue de la façon suivante :

$$A = \frac{p_2 - p_3}{p_2 + p_3} \quad \text{avec} \quad 0 \leq A \leq 1 \quad (1.40)$$

### 1.3.5.2 Paramètres polarimétriques issus des vecteurs propres

Un vecteur propre unitaire à trois dimensions possède cinq degrés de liberté et peut être paramétré au moyen de cinq angles :  $\phi$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\delta$  et  $\gamma$  :

$$\mathbf{v} = e^{j\phi} \begin{bmatrix} \cos \alpha \\ \sin \alpha \cos \beta e^{j\delta} \\ \sin \alpha \sin \beta e^{j\gamma} \end{bmatrix}. \quad (1.41)$$

Dans le cas de données en polarisation duale, un vecteur propre à deux dimensions possède trois degrés de liberté et peut être paramétré au moyen de trois angles :  $\phi$ ,  $\alpha$  et  $\delta$  [78] :

$$\mathbf{v} = e^{j\phi} \begin{bmatrix} \cos \alpha \\ \sin \alpha e^{j\delta} \end{bmatrix}. \quad (1.42)$$

La phase absolue  $\phi$  n'étant pas observable dans la structure de la matrice de cohérence associée, elle est supposée nulle. Une interprétation des quatre paramètres restants est proposée par [67, 72].

Le paramètre  $\beta$  est défini comme un indicateur de l'orientation de l'axe de symétrie principal d'une cible par rapport à l'axe de visée du radar.  $\delta$  et  $\gamma$  sont également liés à l'orientation de l'axe de symétrie principal de la cible observée.

Lorsque les données sont pleinement polarisées, l'angle  $\alpha$  est associé à la signature polarimétrique de la cible et caractérise la nature du mécanisme de rétrodiffusion. L'angle  $\alpha$  est fonction des pseudo-probabilités définies précédemment ainsi que des angles  $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$  issus des trois composantes des vecteurs propres de la matrice  $\mathbf{T}$ . Il est défini ainsi :

$$\alpha = \sum_{i=1}^3 p_i \alpha_i. \quad (1.43)$$

Si  $\alpha$  tend vers  $0^\circ$ , la rétrodiffusion correspond à une simple réflexion, le mécanisme est celui d'une diffusion de surface canonique. Si  $\alpha$  tend vers  $45^\circ$ , la rétrodiffusion correspond à un mécanisme de diffusion anisotrope. Si  $\alpha$  tend vers  $90^\circ$ , la rétrodiffusion correspond à une réflexion à échos multiples et pairs, le mécanisme de diffusion est celui d'un dièdre. Dans le cas de données SAR polarisées duales, quelques études ont été réalisées [79, 80, 81, 82, 83, 84, 85], mais l'angle  $\alpha$  n'a pas été relié aux caractéristiques physiques de la cible.

Les paramètres  $\alpha_1$  et  $\delta_1$  utilisés dans ces travaux correspondent respectivement aux angles  $\alpha$  et  $\delta$  associés au premier vecteur propre  $\mathbf{v}_1$  c'est-à-dire caractérisant la contribution principale de la scène :

$$\mathbf{v}_1 = \begin{bmatrix} \cos \alpha_1 \\ \sin \alpha_1 \cos \beta_1 e^{j\delta_1} \\ \sin \alpha_1 \sin \beta_1 e^{j\gamma_1} \end{bmatrix} \quad (1.44)$$

avec

$$\alpha_1 = \arccos(|v_1(1)|) \quad \text{ou} \quad \alpha_1 = \arctan\left(\frac{\sqrt{|v_1(2)|^2 + |v_1(3)|^2}}{|v_1(1)|}\right). \quad (1.45)$$

Dans le cas de la symétrie de réflexion, ce qui est le cas lorsque nous simulons dans cette étude la réponse polarimétrique d'un couvert de glace,  $\beta_1$  est considéré nul. Par conséquent,  $\delta_1$  caractérise le déphasage entre les deux premiers éléments du premier vecteur propre.

### 1.3.5.3 Les paramètres extraits dans le cas d'une symétrie de réflexion

Les paramètres ERD (Eigenvalue Relative Difference) sont définis à partir des valeurs propres de symétrie de réflexion comme la différence relative des valeurs propres non ordonnées [86, 87]. Ils sont obtenus par l'analyse des valeurs propres de la matrice  $\mathbf{T}$  dans le cas d'une symétrie de réflexion. Ces valeurs sont non seulement non ordonnées mais sont définies comme décrivant la réflexion de la cible : simple, double ou multiple, selon les valeurs de  $\alpha_1$  et  $\alpha_2$ . Trois paramètres ERD sont définis ci-dessous :

- serd : différence relative entre la diffusion simple et multiple, utilisé pour l'analyse d'une cible volumique,
- derd : différence relative entre la diffusion double et multiple, sensible à la rugosité.
- sderd : différence relative entre la diffusion simple et double [88]

## 1.4 La classification des types de glaces de rivière

Les paramètres polarimétriques définis précédemment sont des outils pour séparer les différents types de glace de rivière et estimer l'épaisseur du couvert de glace. Ils sont choisis en fonction de leur pertinence pour ces objectifs et appliqués en entrée des algorithmes de classification définis ci-dessous.

### 1.4.1 Classification supervisée et non supervisée

Le choix d'utiliser une méthode supervisée ou non supervisée dépend de plusieurs critères [89, 90, 91, 92, 93]. Les raisons d'utiliser des méthodes supervisées dans cette étude sont justifiées ci-dessous.

#### 1.4.1.1 Classification supervisée

La classification supervisée se déroule en deux étapes, la phase d'apprentissage statistique et une phase de décision basée sur l'utilisation de fonctions discriminantes élaborées au moyen de l'information requise.

Durant la phase d'apprentissage, le classificateur utilise l'information a priori délivrée par l'utilisateur afin de déterminer des frontières entre les classes ou critères de

décision. Lors de l'application du classificateur sur des jeux de données quelconques, ces frontières sont utilisées afin de décider l'appartenance d'un élément à une classe. Dans le cas de ces travaux, les informations à priori sont résumées sur les cartes de terrain présentées dans le chapitre 3.

Les classifications par réseaux de neurones [25] ou plus récemment par SVM [94] sont très utilisées car elles permettent d'élaborer lors de l'apprentissage des fonctions non linéaires d'un degré élevé qui définissent des frontières de décision de forme complexe et assignent à des classes en sortie les éléments présentés en entrée.

Les systèmes de classification supervisée permettent une segmentation rapide des données. En effet, lorsque les données d'apprentissage ont été correctement assimilées, le processus de classification consiste en une simple décision qui nécessite peu de temps de calcul.

Les caractéristiques d'une classification supervisée peuvent être énoncées ainsi :

- l'information a priori sur les types de glaces de rivière, disponible dans cette étude, peut être efficacement intégrée dans le processus de classification,
- lorsque les types de glace sont clairement définis et connus, la classification peut être utilisée comme une procédure d'identification,
- une fois la phase d'apprentissage terminée, la classification est généralement très rapide (sauf dans le cas de la méthode des SVM),
- la généralisation de la classification à des jeux de données quelconques dépend de la qualité de la phase d'apprentissage,
- si la qualité de la généralisation est validée, le processus est alors automatisé,
- si le nombre de types de glace est élevé, le temps de calcul nécessaire à l'apprentissage augmente également,
- le nombre de classes est fixé à priori par l'utilisateur.

La restriction majeure rencontrée lors de l'utilisation de systèmes de classification supervisée est le problème de généralisation des frontières de décision lors de l'application à des jeux de données quelconques. Pour réaliser une classification adaptable, le système doit apprendre les paramètres nécessaires sur un vaste ensemble de données qui doit être idéalement une représentation exhaustive des différents cas pouvant être rencontrés lors de l'application. Pour l'analyse de la glace de rivière avec l'imagerie SAR, il est difficile de dresser une liste complète des différents types de réponses polarimétriques. En effet, les caractéristiques physiques décrivant la glace de rivière dépendent de nombreux facteurs et peuvent varier drastiquement. Donc, l'application de classification supervisée est limitée à l'étude d'une série de types de glace de rivière.

#### 1.4.1.2 Classification non supervisée

La classification non supervisée permet de remédier à certains problèmes liés à l'apprentissage et la généralisation des méthodes de classification supervisée. Cette méthode regroupe les données en plusieurs classes de façon à optimiser des critères

qui peuvent concerner la similarité de certaines caractéristiques des données ou des propriétés géométriques des classes résultantes. Ces critères sont basés sur des principes mathématiques visant à segmenter les données de manière à respecter leur distribution naturelle.

Les caractéristiques d'une classification non supervisée peuvent être énoncées ainsi :

- le caractère automatique de la classification non supervisée est un atout lorsque de nombreux jeux de données doivent être traités,
- l'image est segmentée selon l'information réellement présente dans l'image sans apport de connaissance extérieure a priori. Les méthodes de classification non supervisée fournissent donc des résultats plus proches des mesures physiques qui permettent, lors de la comparaison avec les données terrain, d'identifier les caractéristiques réelles de chaque classe obtenue.

L'identification des caractéristiques réelles de chaque classe obtenue est un exercice délicat qui doit être effectué à chaque traitement de jeux de données quelconques. De plus, la classification non supervisée n'est pas fiable pour tous les milieux naturels.

## 1.4.2 Les algorithmes de classification

Quatre méthodes ont été retenues pour la classification des types de glace de rivière. La méthode supervisée SVM [94] est un classificateur statistique largement employé dans divers domaines d'application qui offre des garanties théoriques de bonne performance en terme de prédiction. La méthode supervisée CART [95] n'a pas encore été utilisée à notre connaissance pour la classification de données SAR et consiste à partitionner les données grâce à une séquence de séparations binaires. La méthode supervisée WISHART [24], largement employée pour le traitement de données SAR, est utilisée comme classificateur polarimétrique référence. Enfin, la méthode non supervisée ICEMAP [11], basée sur l'utilisateur de données SAR monopolarisées et dédiée à la glace de rivière est le classificateur offrant à ce jour les meilleurs résultats pour l'analyse de ce milieu [96]. Il est également utilisé ici comme classificateur de référence.

### 1.4.2.1 SVM : Support Vector Machine (Machine à Vecteurs de Support en français)

La technique basée sur les SVM est récemment devenue l'une des méthodes de classification de données la plus utilisée, dans des domaines d'applications très variés (classification de textes, reconnaissance des expressions du visage, analyse des gènes etc). Quelques aspects théoriques inhérents à cette technique sont ici brièvement décrits. Pour plus de détails, le lecteur peut consulter les ouvrages [94, 97, 98, 99, 100, 101]

L'algorithme des SVM est une méthode construisant une loi qui offre des garanties théoriques de bonne performance en terme de prédiction, donc l'assurance

d'une bonne qualité de classification de données inconnues. L'algorithme des SVM recherche le plan multi-dimensionnel qui maximise la séparation entre la distribution observée par 2 classes : l'hyperplan optimal. Les éléments constituant ces 2 classes ont pour étiquette  $y_i \in \{+1, -1\}$ . La fonction de décision  $f$  est telle que  $f(x_i) = wx_i + b$  où  $x_i \in \mathbb{R}^p$  est le  $i^{eme}$  vecteur d'échantillons,  $w \in \mathbb{R}^p$  un vecteur pondérateur et  $b$  un scalaire. Cela revient à résoudre le problème équivalent dont les contraintes sont les suivantes :

$$wx_i + b \geq +1(-\xi_i) \text{ pour } y_i = +1 \tag{1.46}$$

$$wx_i + b \leq -1(+\xi_i) \text{ pour } y_i = -1 \tag{1.47}$$

où  $\xi_i$  est une mesure de l'erreur de classification pour le  $i^{eme}$  vecteur d'échantillons. Cette optimisation se base sur la minimisation des risques et maximise la marge, sous réserve des contraintes (1.46) et (1.47) (figure 1.7). Les vecteurs correspondant aux points d'entraînement les plus proches de l'hyperplan sont aussi nommés les vecteurs de support.

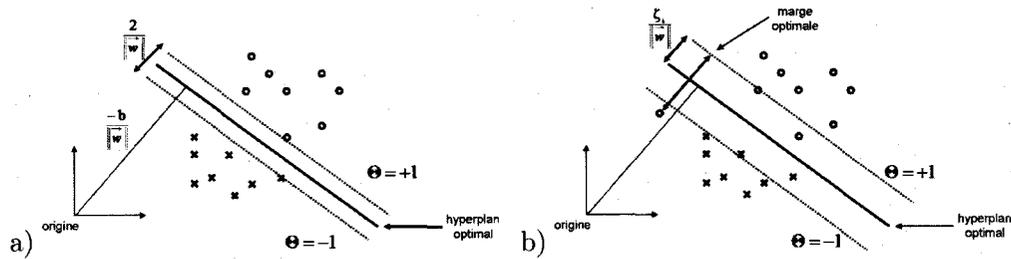


FIG. 1.7 – Définitions de la marge (a) et de l'hyperplan (b) dans le cas de données non séparables [94]

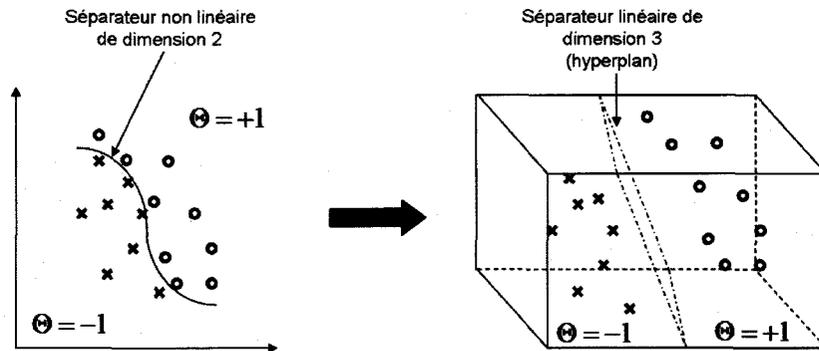


FIG. 1.8 – Plan de dimension  $n$  (ici  $n = 2$ ) et plan transformé de dimension  $n + 1$  ( $n = 3$ )

L'algorithme des SVM ne tient compte que des échantillons d'entraînement proches de la frontière de la classe et fonctionne correctement même lorsque qu'un

faible nombre d'échantillons est disponible. Ceci a fortement conditionné le choix de la méthode des SVM pour la classification de la glace de rivière malgré des temps de calcul coûteux puisque les données terrain sont difficiles à obtenir et ne permettent pas l'obtention d'un grand nombre d'échantillons pour entraîner et valider l'algorithme. L'hyperplan optimal est déterminé par le vecteur  $w$  sujet aux contraintes (1.46) and (1.47), de façon à minimiser :

$$\Phi(w, \xi) = \frac{1}{2} \|w\|^2 + C \sum_i \xi_i \quad (1.48)$$

où  $C$  est le paramètre de coût défini par l'utilisateur et représentant l'importance relative des erreurs de classification. Dans le cas des classes non séparables linéairement, les données en entrée de l'algorithme sont projetées par une fonction dite noyau dans un espace à plus grande dimension dans lequel la nouvelle distribution des points permet l'ajustement d'un hyperplan linéaire (figure 1.8). Dans cette étude, l'implémentation développée par [102] est utilisée et le noyau gaussien noté  $K$  est choisi. En effet, ce noyau est le plus couramment utilisé puisqu'il engendre de bons résultats quelque soit le domaine d'application.

#### 1.4.2.2 CART : Classification And Regression Trees, Arbres de Classification et de Régression en français

Cette technique résulte du développement d'un nouveau modèle prenant en compte la multicollinéarité dans l'estimation des coefficients de régression [95, 103, 104]. La séparation de points représentatifs de différentes classes étant en général complexe et non linéaire, le choix d'une technique non paramétrique aux moindres carrés s'impose. Les arbres de classification et de régression (CART) remplissent ces conditions, ce qui justifie leur utilisation dans cette étude. De plus, leur temps de calcul est généralement très faible.

L'algorithme basé sur les CART consiste à partitionner les données, grâce à une séquence de séparations binaires jusqu'à l'obtention d'un noeud final qui donne une classe prédite. Pour obtenir cette classe prédite, une valeur d'entrée  $x$  parcourt l'arbre. À chaque noeud intermédiaire, la loi dépendante de toutes les valeurs des  $x$  détermine si cette valeur doit continuer à gauche ou à droite de ce noeud, jusqu'au noeud terminal. La classe prédite est connue lors de cette étape terminale.

Pour construire un arbre de prédiction, trois éléments sont nécessaires :

- une manière de séparer les données à chaque noeud intermédiaire,
- un critère qui détermine quand un noeud est final,
- un critère qui affecte une valeur prédite à chaque noeud final.

D'abord, la séparation à chaque noeud intermédiaire est choisie de façon à minimiser l'erreur par la méthode des moindres carrés, en d'autres termes la séparation qui trie le mieux les valeurs élevées des faibles.

Un noeud est terminal lorsqu'il est *pur*, c'est à dire quand tous les échantillons passant par ce noeud appartiennent à la même classe, ou quand le nombre d'échantillons atteignant ce noeud est plus petit ou égal à la taille minimale du noeud (cette valeur, choisie par l'utilisateur, est arbitraire et dépend généralement du nombre d'observations). Si cette valeur est faible, l'arbre peut atteindre des dimensions gigantesques et inversement.

Troisièmement, la classe prédite, assignée à chaque noeud final, est la moyenne des valeurs appartenant à ce noeud. Une séquence d'arbres  $(T_1, T_2, \dots, T_{max})$  est obtenue, le dernier ( $T_{max}$ ) étant l'arbre de taille la plus grande : l'arbre complet. Ce dernier est généralement de très grande taille et non optimal (les classes prédites peuvent être trop optimistes). Il décrit très bien le jeu de données lors de la phase d'entraînement, mais sa capacité de généralisation est faible. Un processus de *pruning* a donc été effectué tout en conservant la capacité prédictive du modèle. La taille finale est choisie dépendamment de l'erreur relative aux moindres carrés de chaque sous-arbre constituant la séquence [103].

Un exemple d'arbre développé grâce au langage de programmation *Matlab* (toolbox *classregtree*) est présenté dans la figure 1.9.

### 1.4.2.3 WISHART

Cet algorithme est basé sur la distribution complexe de WISHART des matrices  $\mathbf{C}$  et  $\mathbf{T}$  [24] et sur une classification au maximum de vraisemblance. Des distances statistiques entre la matrice de cohérence d'un échantillon (pour un pixel) et la matrice de cohérence moyenne d'un cluster (pour une classe) sont calculées [24] par :

$$d(\langle \mathbf{T} \rangle, V_{m,\mathbf{T}}) = n[\ln |V_{m,\mathbf{T}}| + Tr(V_{m,\mathbf{T}}^{-1} \langle \mathbf{T} \rangle)] - \ln[P_m] \quad (1.49)$$

où  $Tr$  est la trace matricielle,  $n$  est le nombre de vues,  $|\cdot|$  est le déterminant matriciel et  $P_m$  est la probabilité à priori de la classe  $m$ . La moyenne du cluster  $V_m$  est définie comme la moyenne des  $\langle \mathbf{T} \rangle$  pour tous les pixels appartenant à la  $m^{me}$  classe :

$$V_{m,\mathbf{T}} = E[\langle \mathbf{T} \rangle | \langle \mathbf{T} \rangle \in \omega_m] \quad (1.50)$$

avec  $\omega_m$  le groupe de pixels appartenant à la  $m^{me}$  classe. Pour cette application, les classes sont équiprobables ( $P_i = P_j = \frac{1}{n}$  avec  $n$  le nombre de classes). La distance statistique s'écrit alors :

$$d(\langle \mathbf{T} \rangle, V_{m,\mathbf{T}}) = \ln |V_{m,\mathbf{T}}| + Tr(V_{m,\mathbf{T}}^{-1} \langle \mathbf{T} \rangle) \quad (1.51)$$

Dans cette étude, deux jeux de données de fréquence différente sont disponibles, l'un pleinement polarisé, l'autre en polarisation duale et de fréquence différente. La distance statistique correspondante est :

$$d(\langle \mathbf{TC} \rangle, V_{m,\mathbf{TC}}) = \ln |V_{m,\mathbf{T}}| |V_{m,\mathbf{C}}| + Tr(V_{m,\mathbf{T}}^{-1} \langle \mathbf{T} \rangle) + Tr(V_{m,\mathbf{C}}^{-1} \langle \mathbf{C} \rangle) \quad (1.52)$$

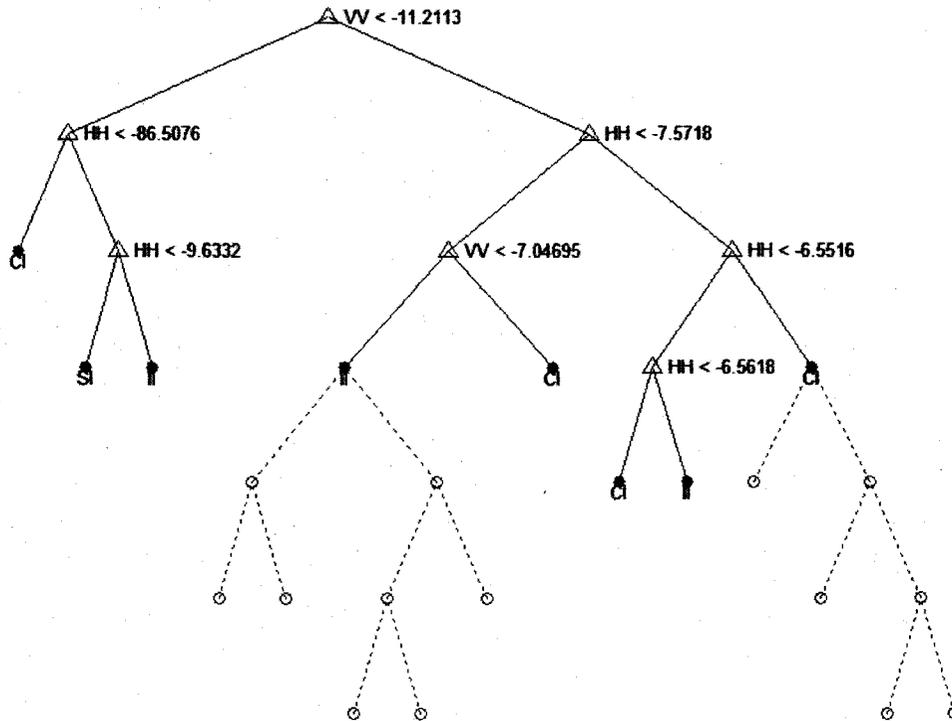


FIG. 1.9 – Exemple d'arbre CART développé à partir du jeu de données acquis par RADARSAT-2 le 04 février 2009 et des données terrain associées, HH et VV sont exprimés en dB

avec  $\mathbf{C}$  la matrice de covariance en polarisation duale et  $\mathbf{T}$  la matrice de cohérence en polarisation pleine. Cette distance est indépendante du nombre de vues  $n$  et peut s'appliquer aux données polarimétriques filtrées. Les sites d'entraînement sont sélectionnés grâce à notre connaissance du milieu et aux données récoltées sur le terrain. Ils permettent le calcul des centres de classe  $V_m$ . Un pixel, défini par sa matrice de cohérence  $\langle \mathbf{T} \rangle$ , est assigné à la classe  $\omega_m$  si :

$$d(\langle \mathbf{T} \rangle, V_m) < d(\langle \mathbf{T} \rangle, V_j) \text{ pour tous les } \omega_j \neq \omega_m \quad (1.53)$$

#### 1.4.2.4 ICEMAP

Cette approche non supervisée [11, 105] a été choisie car elle est actuellement la meilleure (d'après les indicateurs de bonne classification issus de la matrice de confusion) de toutes celles utilisant des données SAR mono-polarisées [96] pour la classification des types de glace de rivière en bande C. Elle est basée sur l'algorithme de classification Fuzzy K-Mean pour l'identification de groupes de pixels statistiquement similaires à des types de glace. Ce processus est appliqué à partir d'une

combinaison du canal  $hh$  et de paramètres de texture. ICEMAP est efficace dans la discrimination des types de glace entraînant un fort retour du signal (par exemple la glace consolidée). En comparaison, la classification basée sur les paramètres de texture, combinée à l'information apportée par la rétrodiffusion, est efficace pour la détection des milieux à faible texture (par exemple l'eau libre). Afin de retenir les meilleurs résultats de classification pour tous les types de glace, une procédure en quatre étapes et combinant les deux approches est proposée :

- application de la classification basée sur la texture afin de créer  $n$  classes
- création d'un masque sur la  $n^{eme}$  classe plus haute  $n_h$ ,
- création d'un masque sur la  $n^{eme}$  classe plus basse  $n_b$ ,
- application de la classification basée sur la rétrodiffusion seulement sous le masque pour les classes hautes et création de deux nouvelles classes,
- application de la classification basée sur trois paramètres de texture sous le masque pour les classes basses et création de deux nouvelles classes,
- combinaison des classes  $n_{b+1}$  à  $n_{h-1}$  issues de la classification basée sur la texture, des classes  $n_h$  à  $n_{h+1}$  issues de la classification basée sur la texture et des classes  $n$  à  $n + 1$  issues de la classification basée sur la rétrodiffusion et des classes  $n_b$  à  $n_{b-1}$  issues de la classification basée sur les trois textures.

L'algorithme ICEMAP est résumé sur la figure 1.10. Le nombre de classes est fixé à 9 afin de respecter la méthodologie développée par [11]. Puis, une fusion des classes est effectuée de façon à optimiser les résultats.

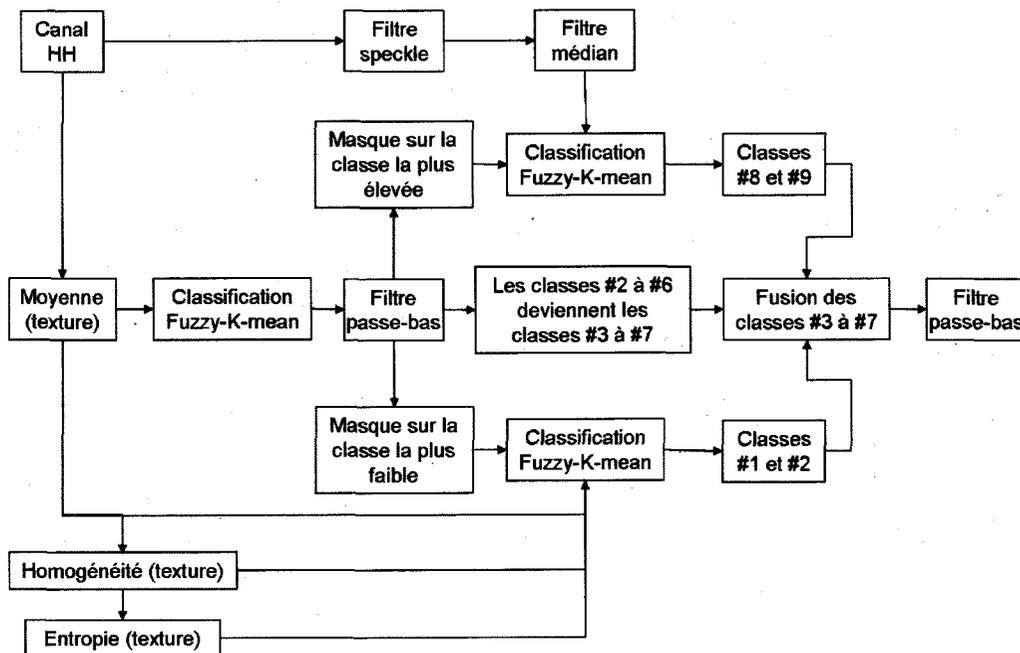


FIG. 1.10 – Algorithme ICEMAP [11]. Les termes *élevé* et *faible* concernent les étiquettes des classes

## 1.5 Discussion et conclusion

Dans ce chapitre, les caractéristiques et les limitations de l'imagerie SAR ont été brièvement introduites. Cette partie aide à mieux comprendre la formation et les limitations des images SAR, principal outil utilisé dans cette thèse pour l'étude de la glace de rivière. Puis, les ondes électromagnétiques ainsi que la théorie de base de la polarimétrie, incluant les principales représentations et décompositions, sont exposées. Ces décompositions permettent l'extraction des paramètres polarimétriques utilisés en entrée des algorithmes de classification choisis. Enfin, les choix des méthodes de classification sont justifiés en fonction des avantages et limitations de chacune. Les méthodes de classification sont finalement décrites. Le choix des paramètres inhérents à chaque méthode est justifié.

Ces outils sont utilisés pour analyser les différents types de glace de rivière. Les caractéristiques physiques, chimiques et électromagnétiques de la glace de rivière sont exposées dans le chapitre suivant.

# Chapitre 2

## Propriétés physiques et électromagnétiques de la glace de rivière

### Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>34</b>
<b>2.2</b>	<b>Caractérisation de la glace de rivière</b>	<b>34</b>
2.2.1	Caractéristiques de la glace d'eau douce	34
2.2.2	Les différents types de glace dans une rivière	36
2.2.3	Nucléation de la glace dans les masses d'eau naturelle	38
2.2.4	Description des interfaces	40
2.2.5	Description volumique	43
<b>2.3</b>	<b>Modélisation électromagnétique de la glace de rivière</b>	<b>46</b>
2.3.1	Interactions entre le signal radar et un couvert de glace	46
2.3.2	Description des modèles utilisés	48
2.3.3	Améliorations du modèle	50
2.3.4	Interprétations des résultats du modèle	53
<b>2.4</b>	<b>Discussion et conclusion</b>	<b>56</b>

---

## 2.1 Introduction

Le SAR, défini dans le chapitre précédent, est utilisé pour l'analyse de la glace de rivière. Au préalable, il est nécessaire de caractériser ce milieu afin de comprendre le comportement des ondes électromagnétiques qui la traversent. La glace de rivière est donc décrite dans ce chapitre.

La caractérisation de la glace de rivière débute par des rappels sur ses propriétés chimiques, physiques et électromagnétiques. Les types de glace de rivière et leurs conditions de formation sont ensuite décrits. Le couvert de glace est scindé en deux parties surfacique et volumique pour une description plus appropriée à l'analyse électromagnétique.

Afin de mieux comprendre les interactions existantes entre une onde électromagnétique incidente et un couvert de glace de rivière, un modèle électromagnétique existant a été validé et amélioré afin de caractériser la réponse polarimétrique d'un couvert de glace. Les résultats du modèle sont exposés et interprétés à la fin de ce chapitre.

## 2.2 Caractérisation de la glace de rivière

### 2.2.1 Caractéristiques de la glace d'eau douce

Le couvert de glace de rivière est un milieu hétérogène constitué des composantes suivantes :

- la glace,
- l'eau sous forme d'inclusions,
- l'air sous forme d'inclusions,
- les impuretés (terre, minéraux, végétaux).

#### 2.2.1.1 Caractéristiques chimiques

La glace possède treize structures cristallographiques différentes (plusieurs arrangements possibles des atomes), variant selon la pression et la température. Ces structures cristallines, constituées d'atomes d'hydrogène et de molécules d'eau, présentent toutes une symétrie hexagonale [106, 107].

#### 2.2.1.2 Caractéristiques physiques

- la densité de la glace

La densité de la glace est le rapport de la masse volumique de la glace sur celle de l'eau. La densité est un indicateur sans unité qui apporte la même information que la masse volumique. Elle dépend des proportions de glace, d'air et d'impuretés contenues dans la glace. Une augmentation de la quantité d'air ou d'impuretés fait

respectivement diminuer et augmenter la densité de la glace.

De manière générale, la densité de la glace  $d$  est définie comme le rapport de sa masse volumique  $m_g$  sur la masse volumique référence de l'eau  $m_e$  et s'écrit :

$$d = \frac{m_g}{m_e} \quad (2.1)$$

$$m_g = 0.916 \text{ g.m}^{-3} \text{ pour la glace pure et } m_e = 1 \text{ g.m}^{-3} \quad (2.2)$$

#### – la porosité de la glace

La porosité  $p$ , définie comme le pourcentage du volume occupé par l'air dans la glace, se calcule à partir de la densité de la glace et de la masse volumique de la glace pure [108] :

$$p = \frac{m_g - \rho}{m_g} \times 100 \quad (2.3)$$

La glace est moins dense que l'eau liquide et de ce fait flotte dans l'eau.

### 2.2.1.3 Caractéristiques électromagnétiques

#### – la constante diélectrique

La constante diélectrique est un paramètre caractéristique du comportement électrique du milieu. Elle est généralement définie comme le rapport du champ produit par un système de charges électriques dans un milieu donné sur le champ produit par le même système de charges dans le vide ou dans l'air. La glace étant un milieu hétérogène, la constante diélectrique moyenne de la glace est liée aux constantes diélectriques de chacune de ses composantes, donc à leur densité, leur distribution spatiale et leur orientation relative à la direction du vecteur champ électrique incident. La constante diélectrique permet de déterminer les coefficients de diffusion, de réflexion et d'absorption du couvert de glace. Le contraste diélectrique entre deux milieux est la différence des constantes diélectriques respectives.

Milieu	$\Re(\varepsilon)$	Source
air	1	
glace avec bulles d'air	< 3.17	[109]
glace pure	3.17	[110]
eau	81	

TAB. 2.1 – Les parties réelles des constantes diélectriques de la glace de rivière et des milieux aux interfaces d'après [8]

La partie réelle est liée aux phénomènes de diffusion et de réflexion. Les valeurs des parties réelles des constantes diélectriques de la glace de rivière et des milieux

aux interfaces sont résumées dans le tableau 2.1. La partie imaginaire est liée au phénomène d'absorption ou d'émission du champ électromagnétique par le matériau.

### - la profondeur de pénétration

La profondeur de pénétration (ou profondeur optique)  $\delta_P$  d'une onde électromagnétique incidente dans un couvert de glace est la distance par rapport à l'interface air-glace pour laquelle la puissance incidente est atténuée d'un facteur  $e$ . Un signal en bandes L, C et X pénètre respectivement la glace de rivière jusqu'à 100 m, 60 m et 10 m [8, 111]. La pénétration du signal diminue si de la neige humide recouvre le couvert de glace [112]. Si l'humidité de la neige est supérieure à 3%, la profondeur de pénétration en bandes C et X est inférieure à 10 cm. Une humidité de la neige de 5% absorbe totalement le signal [111]. Une fine couche de neige humide peut donc empêcher l'étude de la glace de rivière par le radar.

## 2.2.2 Les différents types de glace dans une rivière

Différents types de glace de rivière peuvent apparaître dû à des processus naturels très variés. Ces types de glace sont définis avec les caractéristiques de leurs interfaces et de leurs inclusions d'air.

### 2.2.2.1 La glace colonnaire

Aussi nommée glace thermique, glace noire, glace bleue ou glace transparente (lorsqu'elle est libre d'inclusions d'air et ne renvoie pas la lumière), glace standard ou abusivement glace de rive, la glace colonnaire doit son nom à la forme en colonnes de ses cristaux dont les dimensions et la forme dépendent de facteurs hydrodynamiques et météorologiques.

La formation de la glace colonnaire dépend entre autres de la température externe de l'air, de la vitesse du vent et de l'écoulement de la rivière qui doit être laminaire [113]. La glace colonnaire peut être une glace primaire, se formant lentement le long des rives ou obstacles (les ponts, les îles, etc.) [114]. L'extension de la glace au centre de la rivière est ralentie par l'écoulement rapide de l'eau. Elle peut aussi être une glace secondaire qui se forme sous un couvert de glace déjà établi qui perd de la chaleur au contact de l'air très froid. Des cristaux apparaissent alors sous le couvert et se soudent les uns aux autres, pour devenir ensuite une glace solide et généralement libre d'inclusions d'air.

Contrairement aux travaux déjà effectués sur la glace colonnaire de lacs [115] [116], la glace colonnaire de rivière n'a été que récemment étudiée [117]. Les cristaux de glace colonnaire sont de forme tubulaire et de grande taille comparativement à ceux des autres types de glace. La glace colonnaire peut se caractériser par une absence d'inclusions d'air ou par des inclusions d'air distribuées de façon homogène et éloignées entre elles, de formes sphérique ou tubulaire. Un couvert de glace colonnaire est présenté sur la figure 2.1 et se caractérise visuellement par l'interface air-glace lisse.

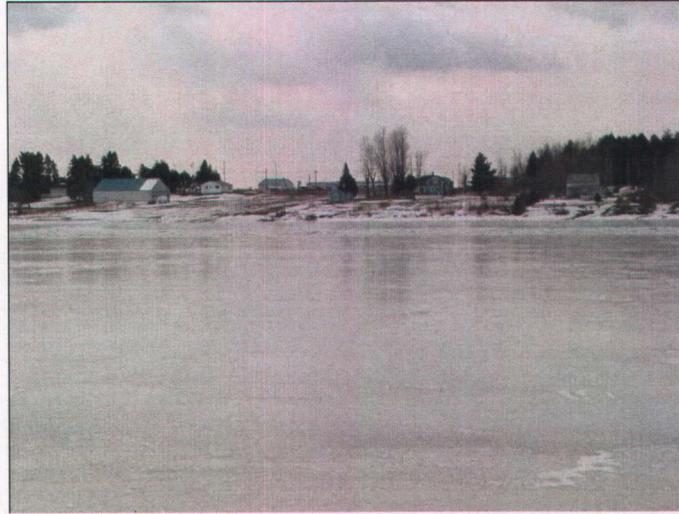


FIG. 2.1 – Photo d’une zone de glace colonnaire, prise sur la rivière Saint-François en 2006

#### 2.2.2.2 La glace de neige

La glace de neige est communément nommée glace blanche puisque les nombreuses petites bulles d’air qui la composent renvoient la lumière visible dans toutes les directions, donnant un aspect blanc. La glace de neige est une glace superposée, donc souvent située au-dessus des autres types de glace. Si l’eau est au bord du point de congélation, une averse de neige peut, au contact de l’eau, former un couvert de neige mouillée puis, une fois gelé, de glace de neige. Si le couvert est déjà formé, une accumulation de neige mouillée (soit par une infiltration d’eau à travers le couvert, ou par une fluctuation du niveau d’eau de la rivière ou par des précipitations de pluie) sur le dessus peut devenir de la glace de neige. Les cristaux de la glace de neige sont petits et granulaires.

#### 2.2.2.3 La glace de frasil

Le frasil est particulièrement dangereux puisqu’il entraîne la formation de barages naturels (embâcles), provoquant des inondations. La nucléation des particules de frasil nécessite des eaux turbulentes, une température de l’eau légèrement inférieure à  $0^{\circ}\text{C}$  tout en restant liquide et une température de l’air inférieure à  $-8^{\circ}\text{C}$ . L’eau étant mélangée en permanence, sa température est globalement homogène quelque soit la profondeur. Les particules de frasil apparaissent donc dans toute la colonne d’eau (nucléation hétérogène). Cette nucléation n’est pas spontanée et nécessite la présence d’agents agissant à titre de noyaux, dits nucléogènes ou embryonnaires. Ces agents peuvent être des impuretés, des flocons de neige ou des éclaboussures [113]. Les cristaux de la glace de frasil sont petits et granulaires. La glace de frasil se caractérise par des bulles d’air à bords irréguliers qui engendrent un aspect de bulles à facette.

#### 2.2.2.4 La glace consolidée

La glace consolidée est définie comme une superposition de blocs de glace consolidés entre eux et orientés aléatoirement. Lorsque le couvert de glace est formé, une soudaine et rapide augmentation du niveau d'eau peut arracher de force le couvert de glace des rives ou obstacles. En parallèle, plusieurs fissures apparaissent dans le couvert qui par la suite se fragmente en plusieurs morceaux de glace. Une fois le couvert disloqué, les fragments de glace restent sur place s'ils sont bloqués ou dérivent en aval où ils s'écrasent contre le couvert encore sur place. Une ou des périodes de froid successives entraînent alors un regel des blocs de glace entre eux [3]. Des habitants situés le long de la rivière Saint-François nous ont indiqué que ce phénomène est particulièrement observé près des îles, dû aux forces de pressions qui s'exercent entre ces dernières et le couvert de glace. Les classifications des types de glace effectuées au chapitre 4 confirment la présence de glace consolidée près de certaines îles. Ce type de glace, présent dans les zones de turbulence et d'obstacles, peut être constitué de différents types de glace. Il est visuellement repérable puisque constitué d'amas de glace. Une photo de glace consolidée prise sur la rivière Koksoak le 06 mars 2009 est montrée sur la figure 2.2.



FIG. 2.2 – Photo d'une zone de glace consolidée, prise sur la rivière Koksoak, le 06 mars 2009

#### 2.2.3 Nucléation de la glace dans les masses d'eau naturelle

La nucléation est le phénomène suivant lequel apparaissent les premiers germes cristallins ou *nuclei* (groupe d'atomes ou d'ions présentant une structure ordonnée). Dans notre cas, la nucléation est le procédé physique de formation des cristaux de glace. Ils se forment au départ spontanément (nucléation homogène) ou sur des

petites particules de substances étrangères (nucléation hétérogène). Ces particules nucléogènes sont généralement des impuretés microscopiques ou macroscopiques en suspension dans l'eau ou des cristaux de neige. Elles sont indispensables à la nucléation des particules de glace.

### 2.2.3.1 Nucléation spontanée de la glace

Au début de l'hiver, le développement spontané d'un couvert de glace est régi par de nombreux mécanismes dépendants de facteurs hydrodynamiques et atmosphériques. Lorsque l'écoulement de l'eau est calme et la température de l'air inférieure à 0°C, la température de l'eau diminue jusqu'à son point de congélation, provoquant alors la nucléation spontanée de cristaux de glace à la surface de l'eau et pouvant former une fine couche de glace. Cette nucléation a surtout lieu le long des rives où le débit de l'eau est faible.

### 2.2.3.2 Nucléation due à des noyaux étrangers

Les noyaux nucléogènes étrangers sont principalement des impuretés ou des cristaux de neige.

#### – Les impuretés

Dans les zones de turbulence où le débit de la rivière est élevé (la température de la colonne d'eau est homogène dans ce cas) et lorsque les températures de l'air sont très faibles, la surface sur-refroidie de l'eau peut entraîner la nucléation de particules de glace de frasil (petits disques de glace dont le diamètre est compris entre 1 et 3 mm) [118]. Les conditions de nucléation de ces particules sont résumées dans la section 2.2.2.3. La nucléation nécessite la présence dans l'eau d'agents nucléogènes. Ces agents peuvent geler très rapidement dans l'air et retomber dans l'eau, agissant comme semences [119, 120]. Les particules de frasil sont rapidement entraînées par le courant. Elles sont dites actives et adhèrent facilement les unes aux autres pour former des flocs de frasil (amas de disques) tant que l'eau reste turbulente et sur-refroidie. Lorsqu'il est actif, le frasil peut se coller temporairement aux obstacles et en dessous du couvert de glace. Lorsque l'écoulement redevient laminaire, les flocs de frasil flottent et s'accumulent à la surface de l'eau pour former des pans de frasil, généralement larges et de forme angulaire [121]. Ces pans de frasil peuvent se coller les uns aux autres pour former un couvert de frasil juxtaposé si le débit est faible et aggloméré si le débit est plus élevé.

#### – Les cristaux de neige

Lorsque l'eau d'une rivière avoisine le point de congélation, la neige peut être un catalyseur de nucléation. Cette neige peut provenir de précipitations, de brume ou des arbres et autres plantes avoisinant la rivière. Les cristaux de neige flottent à la surface et gèlent, amorçant un couvert de glace à la surface de l'eau.

## 2.2.4 Description des interfaces

Les interfaces air-glace et glace-eau se différencient principalement par leur contraste diélectrique. La rugosité de l'interface air-glace est visible lors de l'absence de neige sur le couvert. En revanche, la rugosité de l'interface glace-eau est invisible et ne peut être estimée que qualitativement.

Les paramètres statistiques qui caractérisent une surface aléatoire sont l'écart type des hauteurs  $s$ , la fonction de corrélation  $\rho$  et la longueur de corrélation  $l$  [122].

La hauteur  $z = f(x, y)$  de chaque point de la surface (( $x, y$ ) décrivant le plan de référence cartésien) est associée à une variable aléatoire. La surface est alors caractérisée par les lois statistiques de cette variable aléatoire. Habituellement, la surface est décrite statistiquement par ses moments d'ordre 1 et 2. Une surface rugueuse aléatoire a les propriétés statistiques suivantes :

- Stationnarité : les caractéristiques statistiques de la surface sont indépendantes de la position ( $x, y$ ).
- Ergodicité : les fonctions statistiques observées sur un ensemble de points de la surface ou sur plusieurs réalisations d'un même point sont identiques.

La distribution des hauteurs  $p(z)$  caractérise la variation de la hauteur vis-à-vis du plan de référence.  $p(z)$  est la probabilité que le point considéré soit à une hauteur comprise entre  $z$  et  $z + dz$  vis-à-vis du plan de référence. Ainsi, la hauteur moyenne de la surface correspond au plan de référence,  $z = 0$  et est définie par l'espérance mathématique de  $z$

$$\langle z \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} zp(z)dz = 0. \quad (2.4)$$

La variance des hauteurs est la dispersion des hauteurs par rapport à la valeur moyenne et est définie par le moment d'ordre 2 centré de la surface

$$s^2 = \langle z^2 \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} z^2 p(z) dz. \quad (2.5)$$

L'écart type  $s$  est l'un des principaux paramètres définissant la rugosité.

**La fonction de corrélation**  $\rho$  décrit la relation qui peut exister entre les hauteurs de deux points  $x$  et  $\Delta x$  de la surface. Elle exprime le degré de corrélation entre ces deux points distants horizontalement et s'écrit :

$$\rho(x) = \frac{\int z(x)z(x + \Delta x)dx}{\int z^2(x)} \quad (2.6)$$

**La longueur de corrélation**  $l$  exprime la variation horizontale de la rugosité du sol. Elle est définie comme étant la distance entre deux points à partir de laquelle la fonction de corrélation est égale à  $e^{-1}$  :

$$\rho(l) = e^{-1} \quad (2.7)$$

Lorsque qu'une surface est rugueuse et qu'elle présente un profil de hauteur qui varie rapidement,  $l$  est faible. Dans le cas d'une surface parfaitement lisse où tous les points sont corrélés avec les autres,  $l$  tend vers  $\infty$ . Plusieurs modèles mathématiques ont été utilisés pour décrire au mieux la fonction de corrélation des surfaces naturelles. Lorsque la rugosité est relativement faible, comme c'est le cas pour la glace de rivière, la fonction de corrélation a une forme exponentielle. Inversement, pour des rugosités élevées, la fonction de corrélation est de forme gaussienne [123]. Les fonctions de corrélation s'expriment ainsi :

$$\rho(\Delta x)_{\text{gaussienne}} = \sigma^2 e^{-(\frac{\Delta x}{l})^2} \quad (2.8)$$

$$\rho(\Delta x)_{\text{exponentielle}} = \sigma^2 e^{-\frac{\Delta x}{l}} \quad (2.9)$$

La rugosité des interfaces dépend majoritairement du type de glace, de la température de l'air et du débit de la rivière [114]. Les interfaces d'un couvert de glace atteignent leur rugosité maximale suite à une ou des périodes de gel qui engendrent généralement une évolution rapide du couvert. La rugosité est accentuée par la présence de rides ou arêtes pouvant être longues et fines, souvent disposées perpendiculairement au couvert (voir la figure 2.3) et de dunes. La rugosité de l'interface glace-eau est un facteur essentiel de la résistance hydraulique qui influe sur le régime d'écoulement et provoque une élévation du niveau d'eau de la rivière. Avec l'avancée de l'hiver, le débit érode l'interface glace-eau dont la rugosité a tendance à diminuer, de façon variable selon les rivières [124]. De même, en cas de production de frasil en amont du couvert, le dépôt éventuel de frasil actif sous le couvert atténue la rugosité de l'interface glace-eau. Cette atténuation est dépendante de l'épaisseur du dépôt de frasil. La rugosité des interfaces n'est donc pas fixe et varie continuellement pendant l'hiver [125]. Ces connaissances sont utiles pour estimer la rugosité des interfaces puisqu'elle est difficilement mesurable.



FIG. 2.3 – Rides fines orientées verticalement au niveau de l'interface glace-eau d'un bloc de glace consolidée. Photo prise le 17 février 2009 sur la rivière Saint-François

La figure 2.4 résume les interfaces avec différents écart-types des hauteurs selon les types de glace. Le tableau 2.2 résume les gammes de rugosités pour différents types de glace, observées pendant plusieurs années sur le terrain par l'équipe de recherche RIRG (River Ice Research Group) de l'université d'Alberta, Canada, sur la glace de rivière.

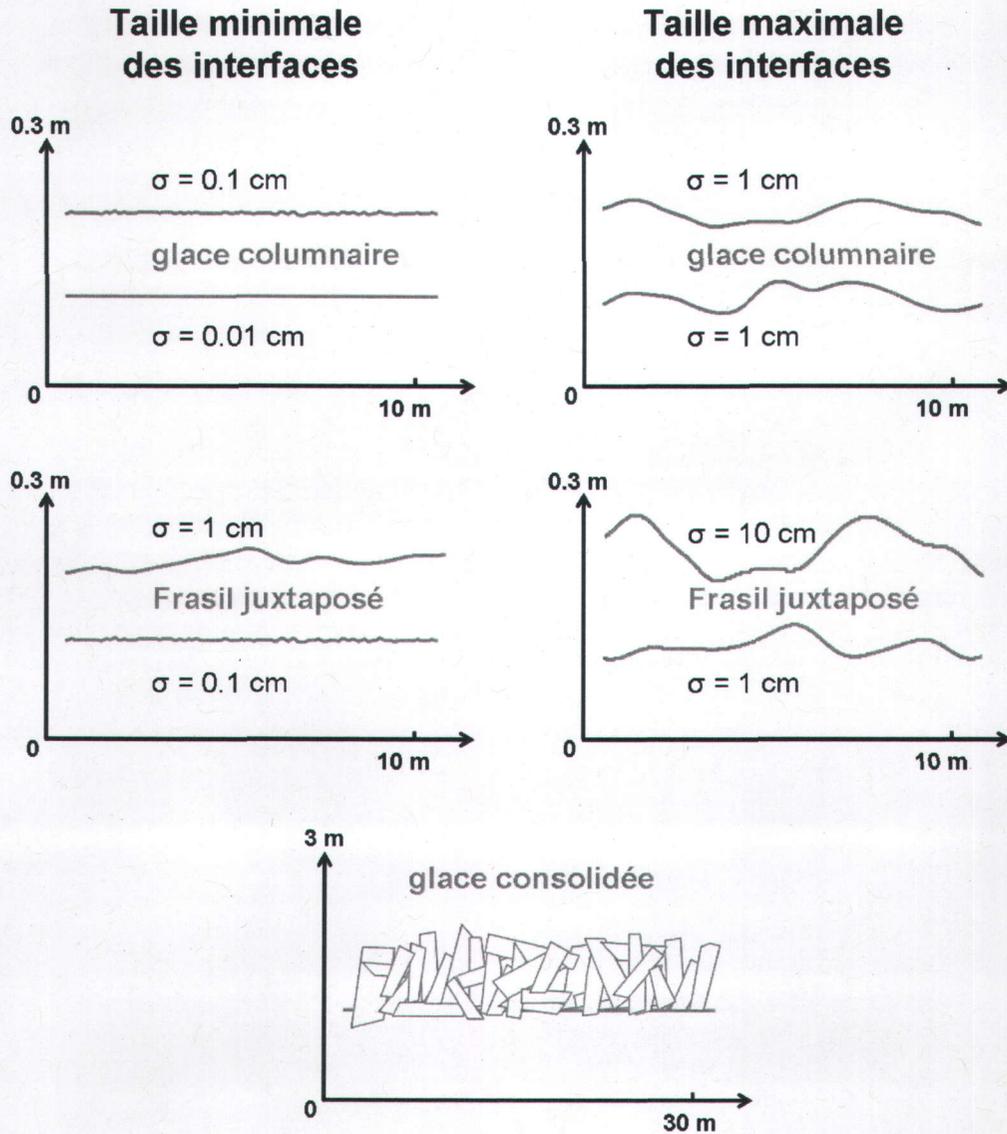


FIG. 2.4 – Exemples d'interfaces avec différents écart-types des hauteurs. Ces valeurs proviennent du tableau 2.2

	Type de glace	Condition	Écart-type $s$ interface air-glace (cm)	Écart-type $s$ interface glace-eau (cm)
Couvert de glace	Columnnaire	Lisse	0.01-1	0.1-1
		Rides	1-10	
	Frasil	Juxtaposé	0.1-1	1-10
Embâcle	Tous types	morceaux	10-100	10-100
			100-150	100-500

TAB. 2.2 – Échelle des écart-types des hauteurs des interfaces d'un couvert de glace de rivière

### 2.2.5 Description volumique

Lorsque le couvert de glace de rivière est établi, il peut s'épaissir de façon thermique, par un apport de frasil ou par la formation de glace de neige. Un couvert de glace peut donc être composé d'un seul type de glace ou d'une superposition de différents types de glace distribués horizontalement et verticalement, dont la détection par le biais de l'imagerie SAR est complexe.

Lors de la formation et le développement d'un couvert de glace, des inclusions (air, végétaux, sel et autres minéraux) peuvent être emprisonnées dans le couvert. Lors de la formation du frasil par exemple, il arrive que le débit élevé dans les zones de turbulence déloge des minéraux du lit de la rivière qui s'incorporent alors au couvert grâce au frasil actif collant. La terre et les sédiments provenant du lit de la rivière sont parfois mélangés à la colonne d'eau puis à la glace. Même si ces impuretés se retrouvent à tous les niveaux d'épaisseur du couvert de glace, elles sont souvent repérées à l'extrémité inférieure du couvert près du lit de la rivière. Les inclusions majoritaires en nombre sont les bulles d'air dont la taille, la forme, l'espacement entre les bulles et la distribution spatiale varient selon le type de glace. L'air peut provenir de différentes sources (émissions de gaz au fond de la rivière, eaux turbulentes) et s'incorporer dans la glace de différentes façons, par exemple par des fissures souvent observées sur le terrain. Un couvert se formant rapidement lors du processus de solidification emprisonne l'air dans la glace. Dans le cas contraire, les bulles d'air sont rejetées [124] et la glace devient pure. Depuis peu, il est démontré que la forme des bulles d'air est reliée à la forme des cristaux de la glace dans laquelle ils sont contenus [117].

La figure 2.5 résume les taille réelle, distribution spatiale et espacement des bulles d'air contenues dans les différents types de glace de rivière. La figure 2.6 présente des photos prises en laboratoire des bulles d'air de différents types de glace.

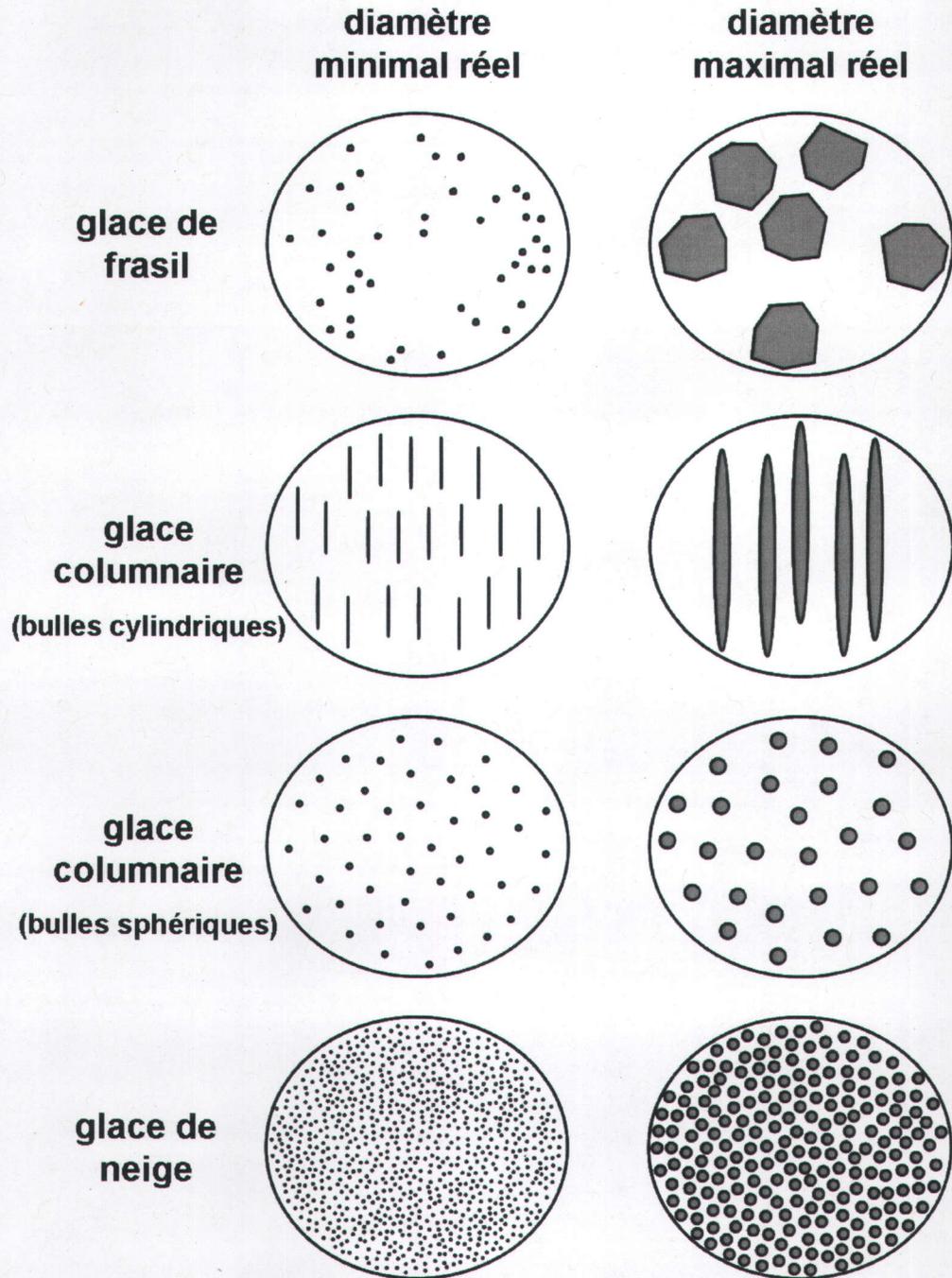


FIG. 2.5 – Taille réelle, distribution spatiale et espacement des bulles d'air de formes sphérique et tubulaire contenues dans les différents types de glace de rivière

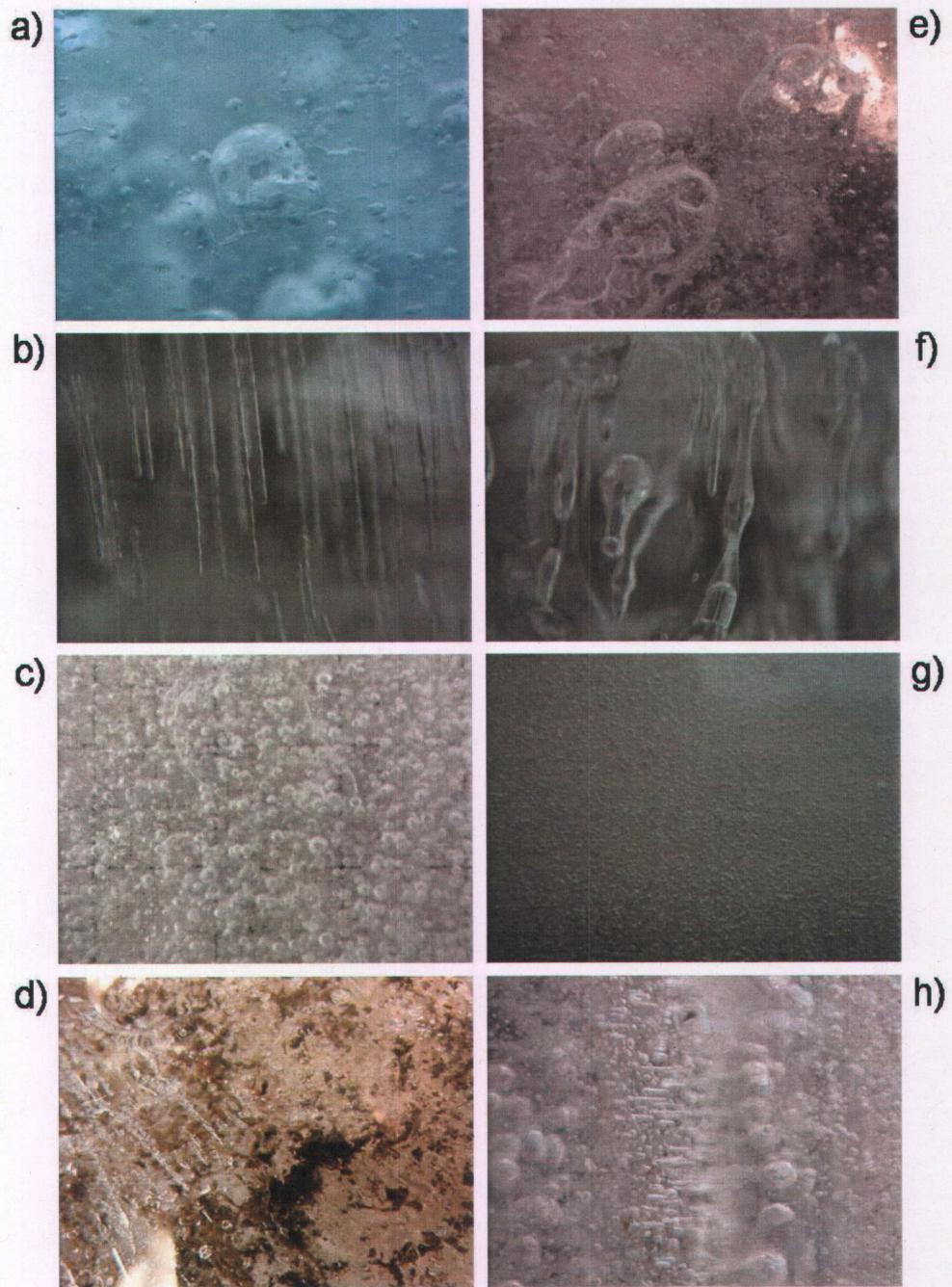


FIG. 2.6 – Photos des carottes réalisées lors de l'étude en laboratoire pendant cette thèse. a) et e) Glace de frasil, b) et f) Glace colonnaire dont la forme des bulles est cylindrique, c) Glace colonnaire dont la forme des bulles est sphérique, g) Glace de neige, d) Glace contenant de la terre h) Mélange de glace colonnaire et de frasil

	Glace colonnaire		Glace de frasil	Glace de neige
<b>Forme</b>	sphérique	tubulaire	irrégulière	sphérique
<b>Diamètre (cm)</b>	0.01-0.3	0.01-1	0.1-1.3	0.001-0.25
<b>Distribution</b>	homogène	homogène	aléatoire	homogène
<b>Espacement</b>	non proches	non proches	aléatoire	proches
<b>Porosité (%)</b>	< 1 – 3	< 1 – 7	1 – 18	4 – 20

TAB. 2.3 – Caractéristiques physiques des bulles d'air. Ces informations proviennent de l'analyse des carottes de glace en laboratoire (se référer au chapitre 3.4.4.4) et de [126]

## 2.3 Modélisation électromagnétique de la glace de rivière

La modélisation électromagnétique est une étape importante qui permet de mieux comprendre le comportement des réponses radar des différents types de glace de rivière. Un modèle électromagnétique déjà existant, développé par [126], a été utilisé pour cette étude. Ce modèle multi-couches est basé sur les méthodes de :

- l'équation intégrale (IEM : Integral Equation Method) pour la modélisation de la surface [122, 127],
- l'équation du transfert radiatif, résolue par la méthode *doubling matrix*, pour la modélisation du volume de glace [66, 51].

Le modèle développé par [126] simule les intensités  $\sigma_{hhhh}$ ,  $\sigma_{vvvv}$  et  $\sigma_{hvhv}$ . Il a été validé en bande C et polarisation horizontale par des données SAR RADARSAT-1 et des mesures effectuées sur les rivières Saint-François et Athabasca [45].

Notre objectif est d'étendre la validation du modèle à la bande X et à la polarisation verticale, puis d'obtenir en sortie la matrice de covariance contenant l'information polarimétrique totale. Ces améliorations permettront d'interpréter le comportement des réponses polarimétriques des différents types de glace de rivière.

Les interactions entre un signal et un couvert de glace sont d'abord décrites. Les modèles utilisés sont ensuite brièvement introduits. Enfin, les améliorations apportées à ce modèle sont détaillées avant l'interprétation des résultats.

### 2.3.1 Interactions entre le signal radar et un couvert de glace

Le signal rétrodiffusé par un couvert de glace d'eau douce peut être décomposé en une contribution surfacique et une contribution volumique selon les caractéristiques physiques de la glace. Comme le montre la figure 2.7, chacune de ces contributions peut être dominante. Dans cet exemple, le couvert de glace est composé d'une couche

de glace de neige, une couche de glace de frazil et une couche de glace thermique. L'interaction des ondes électromagnétiques avec la glace de rivière entraîne les processus de transmission dans la glace, de réflexion aux niveaux des interfaces et des inclusions, et d'absorption de l'onde par le couvert.

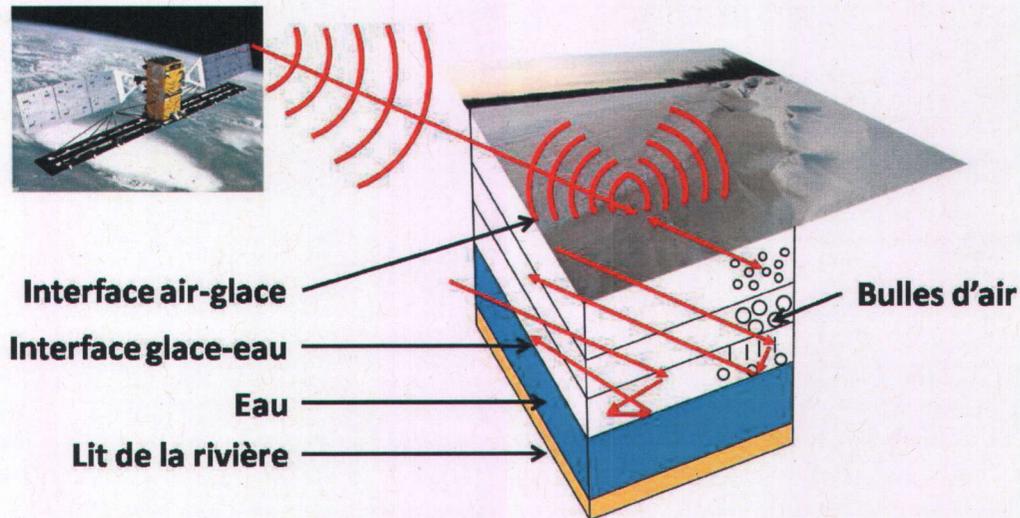


FIG. 2.7 – Interactions entre une onde électromagnétique et la glace de rivière

#### – la diffusion surfacique

La diffusion surfacique est principalement influencée par les caractéristiques physiques des interfaces air-glace et glace-eau [128]. Le contraste diélectrique entre l'air et la glace pure est de 2.14. Le contraste diélectrique entre la glace et l'eau est environ de 78. Donc l'interface glace-eau est majoritairement responsable du retour du signal [129]. Lorsque la rugosité d'une ou des deux interfaces (ou des interfaces intermédiaires) est élevée, le signal est réfléchi dans toutes les directions, entraînant des valeurs de rétrodiffusion élevées. La rugosité des interfaces a aussi pour effet de dépolariser le signal et provoque donc des valeurs de  $\sigma_{hvhw}$  également fortes. Les valeurs de rétrodiffusion sont encore plus fortes dans le cas de la glace consolidée constituée de blocs de glace aléatoirement orientés.

#### – la diffusion volumique

La diffusion volumique est principalement causée par les inclusions d'air contenues dans le couvert de glace et plus faiblement par les impuretés [121]. La diffusion de volume est donc influencée par :

- la taille, la forme et la distribution spatiale des inclusions d'air,
- la densité du couvert de glace,
- l'épaisseur du couvert de glace,

- le nombre de sous-couches de glace.

La présence de bulles d'air et l'épaisseur du couvert de glace sont étroitement liés dans leur rôle rétrodiffusant. Plus le couvert de glace est épais et plus la diffusion volumique prédomine sur la diffusion surfacique, à la condition que le couvert contienne des bulles d'air. Les coefficients de rétrodiffusion sont également influencés par les diffusions multiples dans le couvert de glace [130, 4, 19]. Ces diffusions multiples sont causées par les interactions du signal entre :

- les hétérogénéités,
- les hétérogénéités et les interfaces air-glace et glace-eau,
- les hétérogénéités et les interfaces des sous-couches de glace.

## 2.3.2 Description des modèles utilisés

### 2.3.2.1 L'IEM

L'IEM [122, 127] est le modèle de diffusion le plus utilisé pour la télédétection de surface. Son domaine de validité est plus large que ceux des méthodes de Kirchhoff [131, 132] et des petites perturbations (SPM : Small Perturbation Method) [133, 134]. Il est cependant difficile à utiliser directement pour l'inversion des paramètres de surface [135]. Les valeurs des puissances mesurées par le système SAR diffèrent souvent des puissances obtenues par ce modèle. De plus, la corrélation entre les canaux co-polarisés est plus faible sur les données que sur le modèle. Toutefois, ce modèle présente l'avantage de suivre le comportement électromagnétique des données et permet ainsi une meilleure compréhension des réponses électromagnétiques de la glace de rivière, dont la diffusion surfacique est presque toujours dominante en particulier à cause de l'interface glace-eau du couvert de glace [126].

Le calcul de l'IEM est basé sur l'équation intégrale du champ diffusé [136] qui est décomposé en un terme provenant de l'approximation de Kirchhoff et un terme complémentaire tenant compte des diffusions multiples de l'onde avec la surface. L'IEM peut être utilisé pour les interfaces de la glace de rivière puisqu'elles sont des surfaces respectant le domaine de validité du modèle.

Les coefficients de diffusion copolarisés, pour lesquels le terme de diffusion simple est dominant et le terme de diffusion multiple négligeable, sont donnés par :

$$\sigma_{ppqq} = \frac{k^2}{4\pi} e^{-2k_z^2 \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} s^{2n} I_{pp}^n I_{qq}^{n*} \frac{1}{n!} W^n(-2k_x, 0) \quad (2.10)$$

avec  $k_x = k \cos \theta_i$ ,  $k_z = k \sin \theta_i$ ,  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$  le nombre d'onde et  $W$  le spectre de puissance de la surface. Les termes  $I$  dépendent de la constante diélectrique du milieu [122, 137, 86].

L'expression du coefficient de diffusion en polarisation croisée, pour lequel le terme de diffusion multiple est dominant et le terme de diffusion simple négligeable, est plus complexe et se base sur le calcul d'une double intégrale [122].

### 2.3.2.2 Le transfert radiatif

La base de cette théorie est une équation intégral-différentielle qui rend compte d'un bilan d'énergie fait sur un cylindre de volume élémentaire, de section unitaire et de longueur  $di$  contenant des diffuseurs [66] qui sont les inclusions d'air, d'eau ou autre dans le cas de la glace de rivière (figure 2.8).

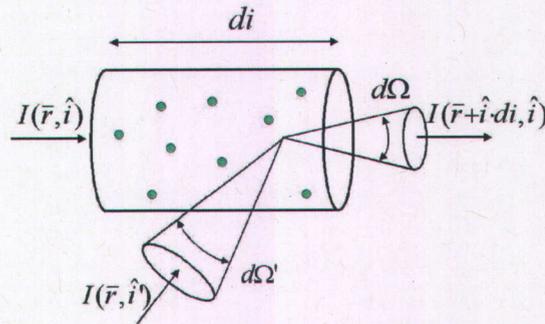


FIG. 2.8 – Volume cylindrique élémentaire [51]

L'énergie représentée par une intensité  $I(r, \hat{i})$ , dont la position dans le volume élémentaire est égale à  $r$  pour une direction  $\hat{i}$ , subit une absorption et une diffusion dans des directions autres que la direction d'intérêt, pour chaque diffuseur rencontré. Ces absorptions et diffusions, indépendantes pour chaque particule, font perdre de l'énergie au système. À l'inverse, le système en récupère par deux mécanismes sources d'énergie qui sont le rayonnement thermique (négligé en télédétection active) et la contribution de toutes les énergies entrant dans le volume élémentaire venant de directions  $\hat{i}'$  et qui sont diffusées par les diffuseurs du milieu dans la direction  $\hat{i}$ . L'équation intégral-différentielle du transfert radiatif vectoriel est la suivante :

$$\frac{dI(\mathbf{r}, \hat{i})}{di} = - \underbrace{(k_a + k_s)}_{= k_e}(\mathbf{r}, \hat{i}, \hat{i}) I(\mathbf{r}, \hat{i}) + \int_{4\pi} P(\mathbf{r}, \hat{i}, \hat{i}') d\Omega' \quad (2.11)$$

Les pertes dues à la somme des absorptions  $k_a$  et des diffusions  $k_s$  des particules s'expriment par le coefficient d'extinction  $k_e$ .  $k_e(\mathbf{r}, \hat{i}, \hat{i})$  exprime donc l'atténuation totale d'une onde provenant d'une direction  $\hat{i}$  et se propageant dans la même direction  $\hat{i}$ . De ces termes peut être calculé l'albédo, défini comme le rapport entre les pertes par diffusion  $k_s$  et les pertes totales  $k_e$ . Ce bilan d'énergie, largement utilisé en optique, est adapté au domaine des micro-ondes par l'utilisation d'un vecteur de Stokes à la place de l'intensité spécifique [51]. Comme le vecteur de Stokes représente un état de polarisation, l'équation du transfert radiatif, qui est un bilan d'énergie, devient un bilan d'états de polarisation.

### 2.3.3 Améliorations du modèle

Dans ce travail de thèse, deux points concernant le modèle électromagnétique ont été améliorés :

- la validation du modèle en bandes C et X et polarisations *hh* et *vv*,
- l'extension des sorties du modèle à la matrice de covariance C.

Les indicateurs *rmse* et *rmse relatif* utilisés pour l'évaluation de la précision des mesures sont définis comme :

$$rmse = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_{i,1} - x_{i,2})^2} \quad (2.12)$$

$$rmse \text{ relatif} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(x_{i,1} - x_{i,2})^2}{x_{i,1}}} \quad (2.13)$$

avec  $x_{i,1}$  et  $x_{i,2}$  les  $i^{\text{ème}}$  échantillons respectivement mesurés et estimés d'une partition de  $N$  échantillons.

#### 2.3.3.1 Validation du modèle

Tout modèle, avant d'être utilisé, nécessite une validation solide qui consiste à comparer des coefficients de rétrodiffusion simulés et mesurés. Des données mesurées en laboratoire sur des cibles pures (donc sur des couverts de glace uniformément constitués d'un seul type de glace) sont préférées pour la validation. En revanche, la reproduction des conditions naturelles de glace en laboratoire est difficile. Pour valider son modèle, [126] a donc utilisé des images SAR acquises par le satellite RADARSAT-1 en bande C en polarisation *hh*, ainsi que dix carottes extraites de la rivière Athabasca (Alberta, Canada). Les résultats sont présentés sur la figure 2.9 avec des intervalles de confiance de 95% calculés à partir de l'ensemble des pixels sélectionnés. Le *rmse* obtenu est égal à 2.54 et le *rmse* relatif égal à 0.28. Si les sept meilleures carottes, en terme d'adéquation avec le modèle sont retenues, le *rmse* est égal à 1.20 et le *rmse* relatif égal à 0.19.

Dans ce travail de thèse, quatre jeux de données RADARSAT-2 et cinq jeux de données TERRASAR-X ont été acquis, parallèlement à l'extraction de soixante-treize carottes sur le terrain (presque au même moment). Vingt-et-une carottes extraites entre les 10 et 13 mars 2008 ne peuvent pas être utilisées puisque les conditions environnementales n'ont pas permis d'exploiter les données SAR. Les autres carottes sont associées à des données SAR exploitables et permettent une validation plus complète du modèle. Pour résumer, les améliorations apportées à la validation du modèle s'expriment en terme :

- du nombre de points de validation,
- de variation fréquentielle par le biais des données SAR en bande X,
- de variation de polarisation avec l'apport du canal *vv*.

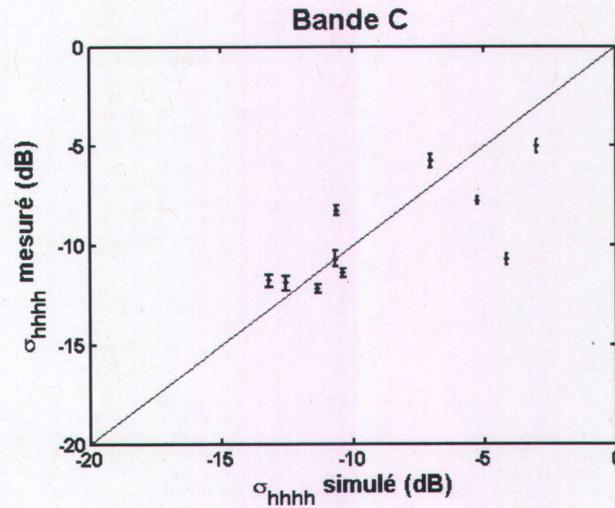


FIG. 2.9 – Comparaison entre les coefficients de rétrodiffusion  $\sigma_{hhhh}$  mesurés par le capteur RADARSAT-1 et simulés par le modèle de [126] (travail extrait de [126])

La selection de zones d'intérêt pour les carottes est expliquée dans le chapitre 3.4.4.4. Les résultats de validation en bandes C et X pour les polarisations  $hh$  et  $vv$  sont résumés dans le tableau 2.4 et présentés dans la figure 2.10. En bande C, les résultats de validation sont presque identiques en polarisations horizontale et verticale, le  $rmse$  étant supérieur à 3 dB. Les résultats de validation sont meilleurs en bande X, particulièrement en polarisation horizontale avec un  $rmse$  égal à 2.58 dB. Ces résultats soulignent la difficulté d'établir un lien entre les intensités mesurées par un radar et estimées par un modèle électromagnétique. Ceci est dû entre autre aux simplifications inhérentes à chaque processus.

Paramètres du SAR		Validation
Bande	Paramètre	rmse (db)
C	$\sigma_{hhhh}$	3.13
	$\sigma_{vvvv}$	3.15
X	$\sigma_{hhhh}$	2.58
	$\sigma_{vvvv}$	3.07

TAB. 2.4 – Validation réalisée lors de ce travail de thèse en bandes C et X des paramètres  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$  du modèle développé par [126]

### 2.3.3.2 L'adaptation du modèle

#### – La modélisation surfacique

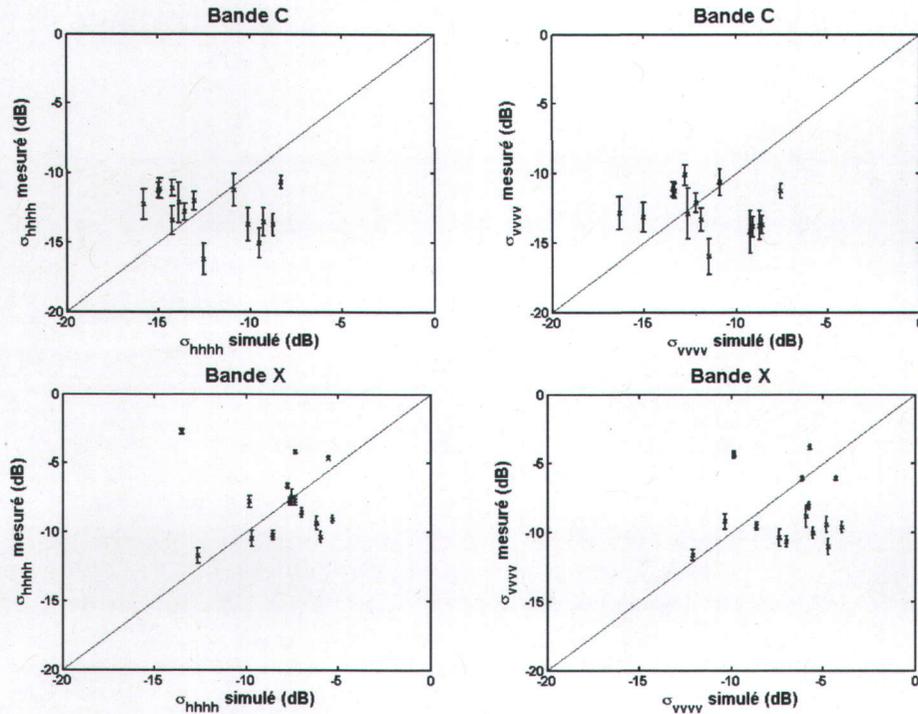


FIG. 2.10 – Comparaison entre les coefficients de rétrodiffusion  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$  mesurés par les capteurs RADARSAT-2 et TERRASAR-X et simulés par le modèle de [126]

En comparaison avec les autres modèles électromagnétiques de surfaces, l'IEM [137] est adapté à la modélisation des interfaces air-glace et glace-eau d'un couvert de glace puisque valide sur un large spectre de rugosités. Les coefficients  $\sigma_{ppqq}$  sont obtenus par l'équation 2.3.2.1. Associés aux coefficients  $\sigma_{hhhh}$ ,  $\sigma_{vvvv}$  et  $\sigma_{hvhv}$ , la matrice de covariance pour les milieux décrivant une symétrie de réflexion, comme la glace de rivière, peut être reconstruite.

#### – La modélisation volumique

Différentes approximations ont été utilisées par [126] afin de calculer les matrices de phase et d'extinction des interfaces et diffuseurs constituant un couvert de glace de rivière :

- l'approximation de Rayleigh pour les particules sphériques, non denses et au moins 0.1 fois plus petites que la longueur d'onde du rayonnement incident [66],
- l'approximation de Rayleigh-Gans généralisée pour les particules cylindriques [66],
- l'approximation de Mie pour les particules sphériques, non denses et comprises entre 0.1 fois et 10 fois la longueur d'onde [50],

- l'approximation de Mie modifiée (DM-PACT) pour les particules sphériques et denses [137].

L'étude polarimétrique des particules sphériques est biaisée par la sous-estimation de la rétrodiffusion volumique par les modèles [139]. L'analyse polarimétrique est donc centrée sur la rétrodiffusion des inclusions cylindriques et se base sur l'approximation de Rayleigh-Ganz généralisée. Cette approximation est valide dans le cas où le rayon ( $r$ ) et la longueur des particules ( $2h$ ) dont la constante diélectrique relative est  $\varepsilon_r$  vérifient les conditions suivantes :

$$2kr\sqrt{\varepsilon_r} \ll 1 \text{ et } r \ll h \quad (2.14)$$

Les éléments de la matrice de phase d'un milieu aléatoire contenant des particules sphériques, nécessaires pour estimer la matrice de covariance en symétrie de réflexion, sont calculés par [140] :

$$P_{pqrs} = 4\pi |F_{pq}(-\hat{i}, \hat{i}) F_{rs}(-\hat{i}, \hat{i})^*| \quad (2.15)$$

### 2.3.4 Interprétations des résultats du modèle

Les rétrodiffusions  $\sigma_{hhhh}$ ,  $\sigma_{vvvv}$  et  $\sigma_{hvhv}$  d'un couvert de glace formé d'une glace colonnaire pure sont modélisées en bandes C et X en faisant varier la rugosité de l'interface glace-eau et l'épaisseur du couvert. Puis, les mêmes rétrodiffusions et l'entropie d'un couvert de glace formé d'une glace colonnaire contenant des inclusions d'air tubulaires sont simulées en bandes C et X en faisant varier la densité et l'épaisseur du couvert. L'interprétation des résultats est exposée ci-dessous.

#### 2.3.4.1 Glace colonnaire pure

Les résultats de modélisation des rétrodiffusions d'un couvert de glace colonnaire pure en bandes C et X sont présentés sur la figure 2.11. Les paramètres de fréquence et d'angles d'incidence du radar correspondent aux caractéristiques des données RADARSAT-2 et TERRASAR-X utilisées dans cette thèse.

Pour les deux fréquences,  $\sigma_{vvvv}$  est supérieur à  $\sigma_{hhhh}$ . Les rétrodiffusions augmentent lorsque l'écart-type des hauteurs  $ks$  de l'interface glace-eau passe de 0.15 à 0.5 pour une longueur de corrélation fixe de 1. Cette augmentation est due à la présence accrue des interactions multiples. La puissance en polarisation croisée  $\sigma_{hvhv}$  est plus sensible à la variation de rugosité que les autres canaux. Elle augmente de plus de 15 dB pour les deux fréquences alors qu'en polarisation croisée les puissances varient de moins de 6 dB en bande C et de 2 dB en bande X.

L'observation du comportement des rétrodiffusions en fonction de l'épaisseur de glace met en avant l'insensibilité de ces paramètres de puissance à l'épaisseur pour la configuration choisie. Il paraît donc difficile d'estimer l'épaisseur d'un couvert de

glace colonnaire à partir des données de puissance.

Les rétrodiffusions  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$  en bande C sont inférieures à celle en bande X. Il est intéressant de noter que les rétrodiffusions  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$  augmentent plus de la bande C à la bande X lorsque  $ks$  et  $kl$  valent 0.15 et 1 pour les deux interfaces.

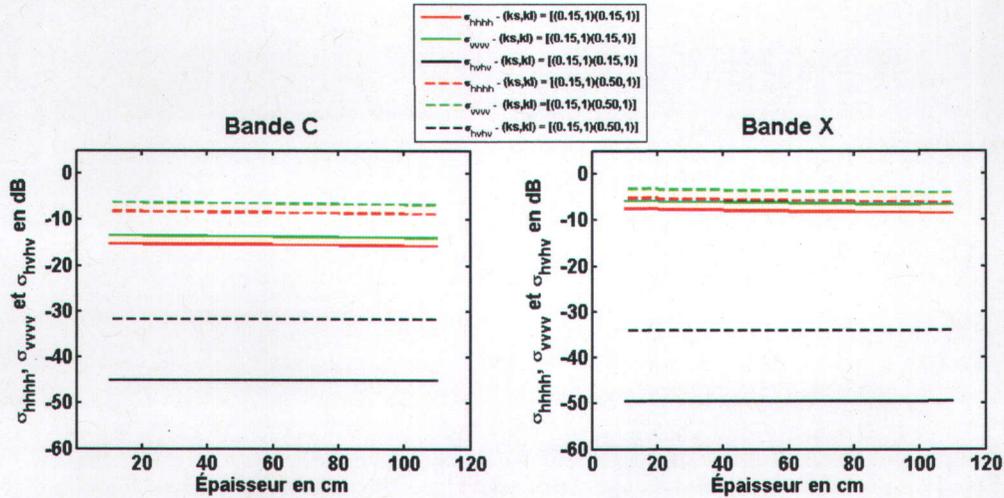


FIG. 2.11 – Effet de l'écart-type des hauteurs  $ks$  et de l'épaisseur de la glace colonnaire pure sur les rétrodiffusions  $\sigma_{hhhh}$ ,  $\sigma_{vvvv}$  et  $\sigma_{hvhw}$  en bandes C et X. L'angle d'incidence est de  $30^\circ$  en bande C et  $35^\circ$  en bande X.  $ks = 0.15$  et  $kl = 1$  pour l'interface air-glace

### 2.3.4.2 Glace thermique contenant des inclusions d'air cylindriques

Les résultats de modélisation des rétrodiffusions d'un couvert de glace colonnaire remplie d'inclusions d'air tubulaires en bandes C et X sont présentés sur la figure 2.12. Contrairement à la glace colonnaire pure, les mécanismes de diffusion de volume vont contribuer de manière plus significative à la réponse globale du couvert de glace thermique.

Les puissances en co-polarisation sont quasiment égales pour les deux longueurs d'onde pour une même densité et augmentent lorsque le couvert s'épaissit. Cette augmentation est plus faible lorsque la densité vaut 0.90 (peu de bulles d'air) en bande X. Ceci peut s'expliquer par la faible diffusion volumique dans ce cas. Les rétrodiffusions  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$  en bande C sont inférieures à celles en bande X lorsque la densité vaut 0.90 et équivalentes quand la densité vaut 0.85.

Lorsque la densité vaut 0.90, la puissance en polarisation croisée  $\sigma_{hvhw}$  est presque insensible à l'épaisseur comme pour la glace pure. Lorsque la densité vaut 0.85 (aug-

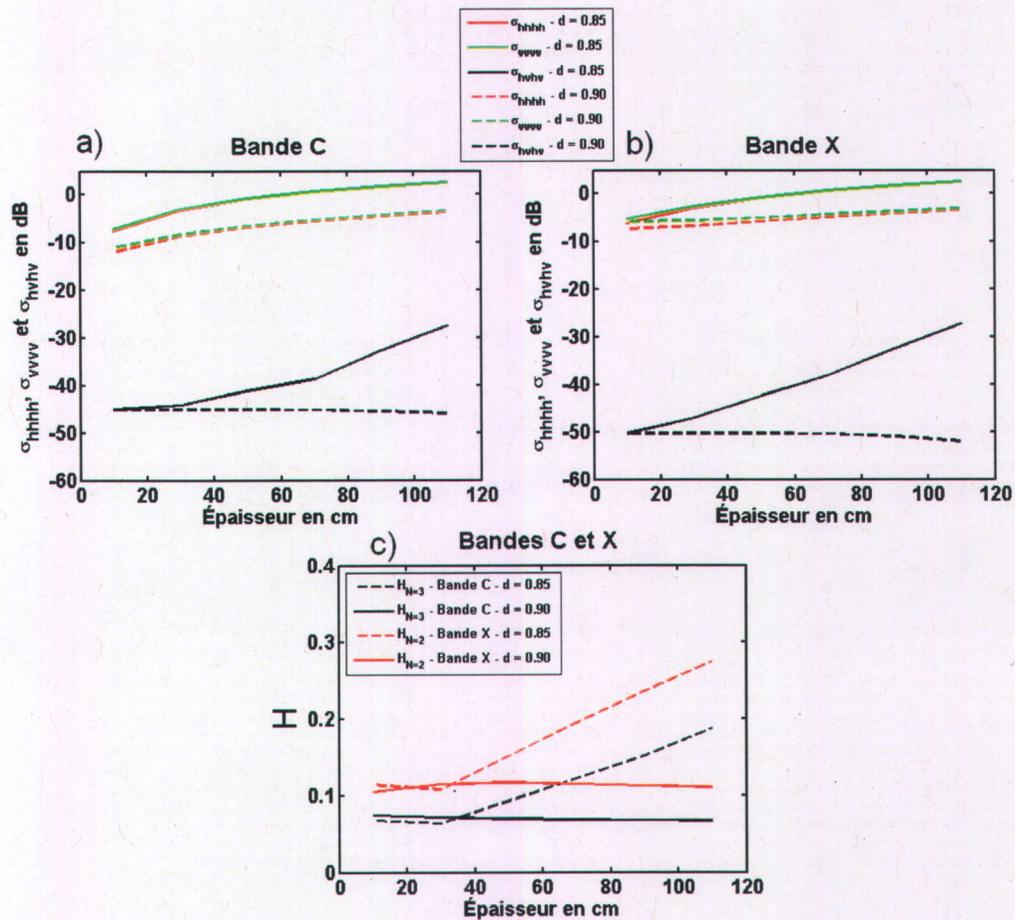


FIG. 2.12 – Effet de l'écart-type des hauteurs  $ks$  et de l'épaisseur de la glace colonnaire remplie d'inclusions d'air tubulaires sur les rétrodiffusions  $\sigma_{hhhh}$ ,  $\sigma_{vvvv}$  et  $\sigma_{hvhv}$  et sur l'entropie en bandes C et X. L'angle d'incidence est de  $30^\circ$  en bande C et  $35^\circ$  en bande X.  $ks = 0.15$  et  $kl = 1$  pour l'interface air-glace

mentation des bulles d'air), cette puissance augmente quasi linéairement de plus de 15 dB en bande C et jusqu'à plus de 20 dB en bande X pour une variation d'épaisseur de plus de 1 m. Les rétrodiffusions augmentent quelque soit l'épaisseur et l'entropie croît lorsque l'épaisseur atteint environ 30 cm.  $\sigma_{hvhv}$  est plus sensible à l'épaisseur que les autres canaux. Lorsque la porosité augmente, la polarisation croisée devient plus sensible à la variation d'épaisseur du couvert de glace que les canaux co-polarisés.

Sur les dernières courbes de la figure 2.12, l'entropie polarimétrique et l'entropie extraite à partir de données en polarisation duale (voir chapitre 1.3.2.4) sont représentées en fonction de l'épaisseur de glace pour deux densités. Ces deux entropies sont constantes lorsque la densité est forte alors qu'elles augmentent lorsque la den-

sité vaut 0.85. Elle augmente légèrement plus pour la bande X. Un point de cassure apparaît pour une épaisseur de 30 cm montrant les limites d'utilisation du modèle.

Ce modèle met en avant la sensibilité de l'entropie et de la puissance en polarisation croisée à la densité de la glace et à l'épaisseur du couvert. Les valeurs d'entropie et de puissance en polarisation croisée sont plus faibles que celles obtenues à partir de mesures radar. Cette différence s'explique principalement par la dynamique des systèmes de mesure qui limite les valeurs de puissance à un plancher défini par le rapport signal à bruit du système.

## 2.4 Discussion et conclusion

Les propriétés physiques et électromagnétiques de la glace de rivière et les conditions de formation des différents types de glace ont été décrits dans ce chapitre.

Afin de mieux comprendre les interactions entre le signal électromagnétique et le couvert de glace de rivière, un modèle électromagnétique existant a été amélioré afin d'obtenir en sortie la matrice de covariance et utilisé. La validation a été étendue à la bande X et à la polarisation verticale, entraînant des *rmse* compris entre 2.58 et 3.15 dB. Puis le modèle a été adapté afin de caractériser la réponse polarimétrique d'un couvert de glace. Enfin, les résultats de simulation du modèle ont été interprétés. La réponse électromagnétique d'un couvert de glace varie en fonction de ses caractéristiques physiques, et les variations estimées par le modèle électromagnétique confirment les hypothèses déduites des études antérieures.

La compréhension des processus qui régissent la glace de rivière est nécessaire à la classification des types de glace à l'aide de données SAR polarisées. Avant d'exposer et d'interpréter les résultats de classification, les sites d'études, les données SAR et les mesures acquises *in-situ* sont présentés dans le chapitre suivant.

# Chapitre 3

## Présentation des données

### Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>58</b>
<b>3.2</b>	<b>Les sites d'études</b>	<b>58</b>
3.2.1	La rivière Saint-François	58
3.2.2	La rivière Koksoak	59
<b>3.3</b>	<b>Les données radar</b>	<b>61</b>
3.3.1	Caractéristiques des capteurs SAR	61
3.3.2	Liste des acquisitions SAR	61
3.3.3	Pré-traitement des données SAR	62
<b>3.4</b>	<b>Les données terrain</b>	<b>63</b>
3.4.1	Description des zones d'études	65
3.4.2	Les conditions environnementales	70
3.4.3	La reconnaissance sur le terrain	72
3.4.4	Les carottes de glace	73
3.4.5	Les mesures du géoradar	79
<b>3.5</b>	<b>Données de validation de l'estimation de l'épaisseur d'un couvert de glace</b>	<b>82</b>
3.5.1	La rivière Mackenzie	83
3.5.2	Les images RADARSAT-2	83
3.5.3	Les données terrain	83
<b>3.6</b>	<b>Discussion et conclusion</b>	<b>86</b>

---

### 3.1 Introduction

Afin de développer les méthodes de classification et d'estimation de l'épaisseur de glace, différentes campagnes de mesures terrain de glace de rivière ont été menées. Ces travaux ont été réalisés lors d'acquisitions satellitaires de RADARSAT-2 et TERRASAR-X. Les phases d'acquisition et de traitement de ces données sont exposées dans ce chapitre.

Les deux principaux sites d'étude utilisés sont les rivières Saint-François et Koksoak. Leurs emplacements géographiques et leurs caractéristiques hydrologiques sont tout d'abord présentés.

Les caractéristiques techniques des données SAR polarimétriques acquises par les capteurs RADARSAT-2 et TERRASAR-X en 2008 et 2009 et par le CONVAIR-580 en 2003 sur ces sites sont présentées dans la deuxième partie.

Simultanément à ces acquisitions, cinq campagnes de mesure intensives ont été réalisées en 2008 et 2009 sur les deux rivières Saint-François et Koksoak. L'étude de nombreuses carottes de glace prélevées sur le terrain ont permis de caractériser au mieux les différents types de glace à ces périodes. De plus, l'utilisation d'un géoradar (GPR) a permis de réaliser des profils d'épaisseur du couvert de glace sur les rivières. Toutes ces données sont présentées dans ce chapitre.

L'exercice d'interprétation de l'état du couvert de glace est facilité par la connaissance des sites d'étude acquise depuis plusieurs années, les reconnaissances faites sur le terrain et l'analyse des conditions environnementales.

De plus, afin de valider le modèle d'estimation de l'épaisseur d'un couvert de glace développé au chapitre 5, huit jeux de données RADARSAT-2, couvrant une large zone de la rivière Mackenzie sur deux dates, ainsi que quelques données terrain, ont été fournis par le Centre Canadien de Télédétection. Ces données sont présentées à la fin de ce chapitre.

### 3.2 Les sites d'études

Les emplacements géographiques des deux sites d'étude, la rivière Saint-François et la rivière Koksoak, sont indiqués à la figure 3.1 par les points 1 et 2 respectivement.

#### 3.2.1 La rivière Saint-François

La rivière Saint-François est localisée au Sud de la province de Québec au Canada ( $45^{\circ}50'N$ ;  $72^{\circ}22'W$ ). Elle prend sa source dans le lac Saint-François et se jette dans le fleuve Saint-Laurent au niveau du lac Saint-Pierre. Elle s'étend sur 280 km et sa largeur varie de 80 m à plus de 850 m. Le débit moyen de la rivière Saint-François est d'environ  $192 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et son bassin versant couvre  $10\,298 \text{ km}^2$  [141, 142]. Le secteur de la rivière concerné dans cette étude se trouve approximativement entre les



FIG. 3.1 – Emplacement géographique des deux principaux sites d'étude

villes de Drummondville et de Richmond. Dans ce tronçon qui s'étend sur environ 70 km, la largeur moyenne est de 260 m. Ce site d'étude possède des caractéristiques morphologiques très hétérogènes (des zones de rapides, des zones larges et calmes, des zones sinueuses et non sinueuses) entraînant la formation de types de glace variés.

Deux photographies de la rivière Saint-François en période hivernale sont présentées sur la figure 3.2. Le couvert de glace est lisse mais peut contenir des hétérogénéités locales comme des amas de glace.

### 3.2.2 La rivière Koksoak

La rivière Koksoak est la plus grande rivière du Nunavik, Québec, Canada ( $58^{\circ}06'N$ ;  $68^{\circ}24'W$ ). Elle prend sa source au confluent de ses deux principaux tributaires : la rivière aux Mélèzes à l'ouest et la rivière Caniapiscau au sud. Elle s'écoule



FIG. 3.2 – La rivière Saint-François

sur environ 145 km et se jette dans la baie d'Ungava. Le débit moyen estimé est de  $1744 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et la taille du bassin versant (comprenant les tributaires) est de  $133\,000 \text{ km}^2$ . Le secteur étudié s'étend sur 30 km près de la ville de Kuujjuaq. Dans ce tronçon, la largeur moyenne est de 2000 m. Contrairement au cas de la rivière Saint-François, cette zone d'étude est soumise à des marées.

Les propriétés chimiques de l'estuaire ont fait l'objet d'une attention très sommaire. L'eau saline a pour effet d'abaisser le point de congélation et modifie la constante diélectrique proportionnellement à la quantité de sel. La salinité est surtout élevée dans les zones de mélange intense [143]. Elle peut expliquer le comportement polarimétrique particulier de certaines zones.

Deux photographies de la rivière Koksoak en hiver sont présentées sur la figure 3.3. Le couvert de glace est globalement rugueux donc plus difficile d'accès mais demeure lisse dans certaines zones.



FIG. 3.3 – La rivière Koksoak

### 3.3 Les données radar

Pour permettre le développement et la validation des algorithmes mis au point lors de cette thèse, dix jeux de données ont été acquis par les satellites TerraSAR-X et RADARSAT-2 et par le radar aéroporté CONVAIR-580. Avant d'exposer les détails de ces acquisitions, les caractéristiques des capteurs SAR sont décrites.

#### 3.3.1 Caractéristiques des capteurs SAR

Les principaux paramètres techniques des capteurs RADARSAT-2 et TERRASAR-X sont résumés au tableau 3.1. Ces deux radars ont été lancés récemment et le satellite RADARSAT-2 est le premier radar complètement polarisé en bande C. Il est important de noter les cycles de répétitivité, les résolutions, les fréquences et les polarisations. TERRASAR-X présente un cycle de répétitivité plus court que RADARSAT-2 puisque son altitude est plus faible.

Caractéristiques des capteurs SAR		
	RADARSAT-2	TERRASAR-X
<b>Lancement</b>	14 décembre 2007	15 juin 2007
<b>Altitude (km)</b>	798	514
<b>Cycle (jours)</b>	24	11
<b>Visée latérale</b>	droite et gauche	droite
<b>Poids (kg)</b>	2200	1230
<b>Taille de l'antenne (m)</b>	15×1.5	4.8×0.7
<b>inclinaison (°)</b>	98.6	97.4
<b>Fréquence (GHz)-<math>\lambda</math> (cm)</b>	5.405-5.55	9.650-3.11
<b>Polarisation</b>	Pleine	Duale
<b>Résolution (m)</b>	1 - 100	1 - 18
<b>Angle d'incidence (°)</b>	20 - 60	20 - 55
<b>Puissance transmise (kW)</b>	2.4	4.5
<b>Largeur de bande (MHz)</b>	100	150

TAB. 3.1 – Caractéristiques techniques des capteurs RADARSAT-2 et TERRASAR-X

#### 3.3.2 Liste des acquisitions SAR

Les acquisitions sont résumées au tableau 3.2. Cinq jeux de données TERRASAR-X ont été acquis en 2008 et 2009 en bande X avec des angles d'incidence de 35°. Quatre jeux de données RADARSAT-2 ont été acquis en 2009 en bande C, avec des angles d'incidence compris entre 27° et 29°. Enfin, un jeu de données issu du capteur

installé à bord du CONVAIR-580, acquis le 19 mars 2003 en bande C avec un angle d'incidence de  $57^\circ$ , a été analysé. Cette étude a permis d'observer les changements des comportements polarimétriques des types de glace lorsque l'angle d'incidence augmente.

Quatre jeux de données RADARSAT-2 et TERRASAR-X forment deux paires complémentaires en terme de fréquence et donc d'apport d'information, avec une couverture spatiale et des caractéristiques d'acquisition communes. Les deux paires ont été acquises en polarisations duale (*hh-vv*) par TERRASAR-X et pleine par RADARSAT-2 respectivement les 03 et 05 février 2009 et les 25 et 28 février 2009 avec des écarts d'angles d'incidence de  $6^\circ$  et  $7^\circ$  respectivement.

Quand le satellite est en orbite descendante (du Nord au Sud), l'antenne illumine le côté Ouest si la direction de visée latérale est à droite. Quand le satellite est en orbite ascendante (du Sud au Nord), l'antenne illumine le côté Est. Les modes descendant et ascendant expliquent certains résultats de classifications multi-temporelles puisqu'ils influencent la perception des états de surface, ces dernières pouvant apparaître différentes d'un mode à l'autre.

Données SAR						
Date d'acquisition	Rivière	Capteur	Bande	Polar.	Orbite	$\theta(^{\circ})$
19 Mar. 03 - 13h32	St-François	Convair	C	Full	-	57
17 Fev. 08 - 22h35	St-François	TSX	X	<i>hh-vv</i>	Asc	35
10 Mar. 08 - 22h35	St-François	TSX	X	<i>hh-vv</i>	Asc	35
13 Mar. 08 - 11h03	St-François	TSX	X	<i>hh-hv</i>	Des	35
03 Fev. 09 - 22h35	St-François	TSX	X	<i>hh-vv</i>	Asc	35
04 Fev. 09 - 22h34	St-François	RS2	C	Full	Asc	29
25 Fev. 09 - 22h35	St-François	TSX	X	<i>hh-vv</i>	Asc	35
28 Fev. 09 - 22h34	St-François	RS2	C	Full	Asc	28
07 Mar. 09 - 11h05	Koksoak	RS2	C	Full	Des	27
14 Mar. 09 - 11h05	St-François	RS2	C	Full	Des	28

TAB. 3.2 - Description des données SAR. TSX = TERRASAR-X, RS2 = RADARSAT-2, Polar. = Polarisation et  $\theta$  = angle d'incidence

### 3.3.3 Pré-traitement des données SAR

Avant d'être exploitées, les données SAR font l'objet de pré-traitements qui sont le traitement multi-vues, le filtrage du speckle et la correction géométrique qui permet de superposer les données SAR aux données acquises lors des campagnes de mesures. Les données SAR reçues sont en format Single-Look-Complex (SLC). Le filtre développé par Lee [57] est appliqué avec une fenêtre de taille  $7 \times 7$  afin de

réduire l'effet du chatoiement. Une correction géométrique est ensuite effectuée en utilisant une approche photogrammétrique [90], dont l'erreur aux moindres carrés est inférieure au pixel. Il est nécessaire d'effectuer cette étape après l'application du filtre, de sorte que la redistribution des pixels engendrée ait moins de conséquences sur les données polarimétriques. Finalement, en sortie de ces pré-traitements, la résolution est de 10 m en azimut (parallèle à la direction de l'orbite) et 10 m en distance (perpendiculaire à la direction de l'orbite) pour tous les capteurs.

Pour améliorer la qualité de la superposition des jeux de données SAR, un recalage des images doit être effectué. Afin de mesurer ce décalage, une corrélation en deux dimensions est effectuée sur une petite zone commune aux deux images à recaler. La position du pic de corrélation est l'indicateur du décalage à effectuer entre les deux images. Dans un souci de gain de temps, il est conseillé d'effectuer cette opération dans le domaine spectral. La précision de cette méthode [144] est inférieure au demi-pixel.

Une fois ces étapes effectuées, les données SAR sont prêtes à être exploitées. Les figures 3.4 et 3.5, représentent respectivement une décomposition de Sinclair du jeu de données acquis sur la rivière Saint-François le 03 février 2009 par la capteur TERRASAR-X et une décomposition de Pauli du jeu de données acquis sur la rivière Koksoak le 07 mars 2009 par la capteur RADARSAT-2.

### 3.4 Les données terrain

Plusieurs campagnes de mesure ont été planifiées et réalisées sur les deux sites d'étude durant les hivers 2008 et 2009. Les objectifs de ces mesures sont :

- la cartographie de la rugosité de l'interface air-glace du couvert (reconnaissance sur le terrain),
- la caractérisation physique des types de glace (carottage),
- la mesure de l'épaisseur du couvert (géoradar),
- la localisation spatiale des données (points GPS) afin de pouvoir par la suite les superposer aux données radar géoréférencées.

La validation de la cartographie des types de glace est un vrai défi. Les photos aériennes ou prises au sol fournissent seulement des informations sur la surface du couvert de glace, lorsque la neige ne la recouvre pas. Seules les carottes de glace permettent d'apprécier la structure interne du couvert, mais le carottage est un exercice lent, couteux et difficile par le danger qu'il représente. De plus, il n'apporte que des informations très localisées. Il n'est donc pas aisé d'obtenir des cartes de glace étendues et fiables.

À chaque fois, plusieurs zones précises ont été sélectionnées selon différents critères :

- l'état du couvert en temps réel en fonction des conditions environnementales, grâce à une reconnaissance préventive faite sur place,

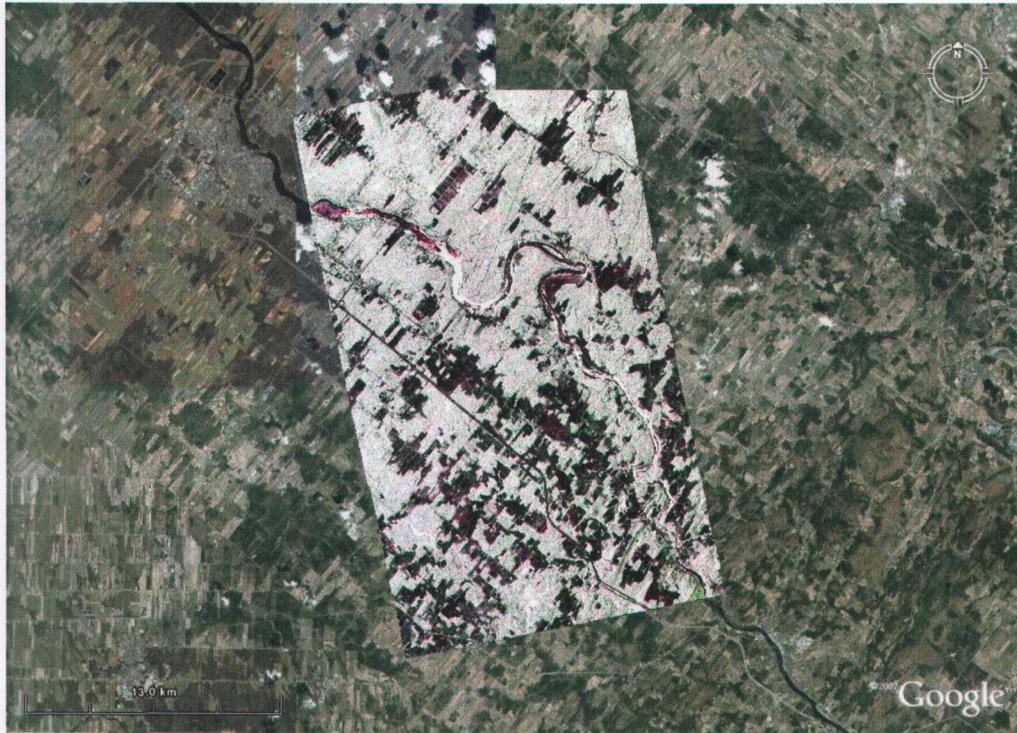


FIG. 3.4 – Décomposition de Sinclair (en bleu :  $|S_{hh}|^2$ , en rouge :  $|S_{hh} + 2\Re(S_{hh}S_{vv}^*) + S_{vv}|^2$ , en vert :  $|S_{vv}|^2$ ) du jeu de données acquis sur la rivière Saint-François le 03 février 2009 par la capteur TERRASAR-X, superposée aux images contenues dans le logiciel Google Earth

- la diversité locale des types de glace. Cette information est obtenue grâce aux images acquises et analysées précédemment, à la connaissance des sites d'études et aux données historiques,
- le risque encouru,
- la facilité d'accès.

Les six campagnes de mesure, planifiées et réalisées en 2008 et 2009, sont décrites au tableau 3.3. Lors des cinq premières campagnes, 81 carottes de glaces ont été extraites et analysées en laboratoire. Des profils GPR ont été simultanément mesurés afin d'estimer l'épaisseur du couvert de glace, sauf lors de la dernière campagne de terrain, le 14 mars 2009, l'épaisseur trop fine de la glace empêchant toute analyse sur le couvert. L'échelle des valeurs d'épaisseur du couvert pour chaque campagne est résumée dans la dernière colonne du tableau 3.3. L'épaisseur de glace de la rivière Koksoak est supérieure à celle de la rivière Saint-François, cette dernière connaissant un climat de type continental humide (hivers froids et précipitations fortes) alors que la rivière koksoak est localisée dans une région arctique (hivers rigoureux).

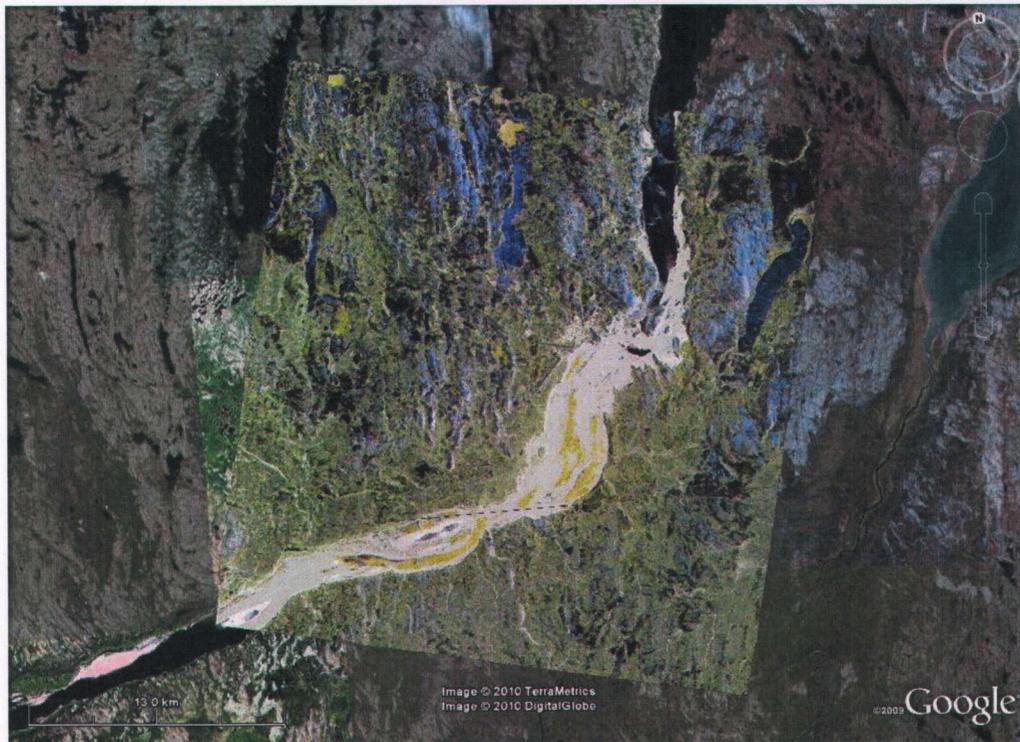


FIG. 3.5 – Décomposition de Pauli (en bleu :  $|S_{hh} + S_{vv}|^2$ , en rouge :  $|S_{hh} - S_{vv}|^2$ , en vert :  $|S_{hv}|^2$ ) du jeu de données acquis sur la rivière Koksoak le 07 mars 2009 par la capteur RADARSAT-2, superposée aux images contenues dans le logiciel Google Earth

Données terrain				
Date	Rivière	Carottes	GPR	Ép. en cm
17 Fev 08	St-François	4	Oui	24 - 35
10-13 Mar 08	St-François	25	Oui	23 -59
3-4 Fev 09	St-François	13	Oui	23 - 52
25-27 Fev 09	St-François	26	Oui	36 - 74
05-06 Mar 09	Koksoak	13	Oui	66 - 102
14 Mar 09	St-François	0	Non	-

TAB. 3.3 – Description des données terrain

### 3.4.1 Description des zones d'études

L'équipe de Télédétection de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS) effectue des campagnes de mesure de terrain sur la rivière Saint-François depuis 2001 et sur la rivière Koksoak depuis 2005. Cette expérience contribue à

mieux comprendre le comportement complexe de la glace de rivière ainsi que l'interaction entre les ondes électromagnétiques et la glace. De plus, une base de données sur l'état de la glace de rivière dans le tronçon étudié de la rivière Saint-François, des années 1950 jusqu'aux années 1966, a été archivée à partir des observations de terrain de la compagnie *Southern Canada Power Company*. Relevées généralement de la deuxième semaine de mars à mi-avril, ces données qualitatives disposent d'un index de distance à partir du barrage Hemmings en montant vers l'amont de la rivière. Elles indiquent les probabilités d'occurrence spatiale d'un couvert stable ou en mouvement, sec ou recouvert d'eau, fracturé ou non et contribuent à la description des zones d'étude de la rivière Saint-François [12].

Afin de décrire précisément les sites d'études, la rivière Saint-François est découpée en huit zones et la rivière Koksoak en trois zones comme indiqué sur les figures 3.6 et 3.7 respectivement. La rivière Saint-François coule vers le nord-ouest et la rivière Koksoak vers le nord-est. L'ordonnancement de ces zones suit le sens de l'écoulement de l'eau. Les sites visités sont faciles d'accès et les types de glace présents montrent des rugosités d'interfaces et des porosités variables.

#### 3.4.1.1 La rivière Saint-François

La **zone 1** a une faible largeur moyenne qui varie de 100 à 200 m avec un minimum de 80 m. La profondeur est faible ( $< 2$  m) sur la majorité de cette zone. Cependant la profondeur est plus importante (entre 3 et 5 m) dans la partie la moins large. Cette zone, constituée de méandres, présente une sinuosité moyenne sauf dans le dernier méandre où elle est plutôt forte. Deux grandes îles sont présentes mais ne sont pas situées directement au milieu de la rivière. Il y a également présence d'une zone de rapide assez longue (rapide d'Ulverton).

La **zone 2** comprend le tronçon le plus rectiligne de toute la zone étudiée ne présentant aucun obstacle. La largeur est moyenne et quasi uniforme sur toute la zone, variant de 200 à 300 m. La profondeur peut expliquer la distribution spatiale du couvert de glace. En effet, la zone amont est de faible profondeur alors que la profondeur est moyenne en aval. La vitesse d'écoulement est forte dans la partie amont et moyenne dans la partie aval. Des zones d'eau libre de glace peuvent se maintenir dans la zone de fortes vitesses. Des fragments de glace thermique sont parfois amenés par le courant, formant un couvert de glace agglomérée une fois qu'ils se heurtent au couvert déjà formé. Si les conditions nécessaires à la formation du frasil sont réunies, il se dépose en dessous du couvert de glace déjà établi. Enfin, l'eau libre transporte parfois des radeaux de glace qui sont freinés par le couvert et se consolident pour former une extension au couvert existant, mais de nature différente.

Dans les **zones 3 et 4**, la largeur est moyenne et quasi-uniforme, variant de 200 à 300 mètres. La profondeur est faible sur la majorité de cette zone et varie de 1 à 2.5 m. Deux grandes îles, l'île Therrien et l'île Brown, sont présentes et dévient légèrement le chenal principal d'écoulement. Un méandre, situé en amont de l'île Therrien, constitue une zone de stockage et de formation d'embâcles. Les alentours

de l'île Therrien ainsi que la partie située à son aval favorisent la formation d'un couvert de glace statique. Les données historiques montrent que la probabilité de formation d'embâcle en amont de l'île Therrien, dans la zone du méandre et en amont de l'île Brown, est maximale.

La **zone 5**, nommée *bec de canard*, est composée de multiples méandres qui décrivent la forme d'une tête de canard. La largeur est moyenne et quasi uniforme sur toute la zone et varie de 200 à 300 m. La profondeur est faible sur la majorité de cette zone et varie de 1 à 2.5 m. La sinuosité la plus importante de tout le tronçon étudié de la rivière Saint-François est observée au niveau du secteur formant le bec du canard. Une grande île est présente juste en aval du *bec* et dévie le chenal principal d'écoulement. De l'eau libre apparaît fréquemment et logiquement dans la zone où la sinuosité est maximale. Il est probable d'y trouver un couvert de glace thermique aux alentours de la grande île, ainsi que de la glace agglomérée juste en amont de la grande île.

La **zone 6** a une largeur moyenne et uniforme sur toute la partie en amont du point d'observation 6A, variant de 200 à 300 m. À l'intersection des zones 2 et 3 par exemple, la largeur varie de 300 à 500 m. La profondeur varie de 1 à 3.5 m de façon intermittente. Bien que la zone forme un *U*, la sinuosité est faible. Cette zone ne comprend aucune grande île ou zone d'obstacles sur le chenal principal d'écoulement. Des rapides sont situés vis-à-vis du point d'observation 6A à l'opposé du *U*, au même endroit. D'après la morphologie de ce tronçon et les données historiques, la probabilité de présence de glace agglomérée et/ou d'embâcle en amont du point 6A est élevée.

La **zone 7** forme le réservoir de retenue du barrage Hemmings. Du côté morphologique, cette partie de la rivière est la plus large du tronçon étudié de la rivière avec des valeurs comprises entre 400 et 850 m. Cette zone est profonde, entre 5 et 10 m et la sinuosité est très faible. Il n'y a pas d'îles ou de zones d'obstacles. Cette zone est bien connue pour son couvert stable et uniforme. Il est probable d'y trouver de la glace thermique formant un couvert complet durant la phase où le couvert de glace est stable ou encore de la glace agglomérée formée par les fragments de glace amenés par le courant à partir des zones amont de la rivière. De l'eau libre est parfois présente lors d'une débâcle thermique progressive.

La **zone 8** a une largeur variant de 200 m à 400 m, avec une profondeur inconnue (puisque aucune donnée bathymétrique n'est disponible) et une sinuosité moyenne. Cette zone se caractérise par la présence de la centrale hydroélectrique de Drummondville et de plusieurs ponts. Cet ensemble d'infrastructures constitue des obstacles à l'écoulement (par exemple les piles des ponts). Des rapides sont également présents. Le couvert de glace est donc rarement uniforme, souvent composé de fragments de glace et d'eau libre.

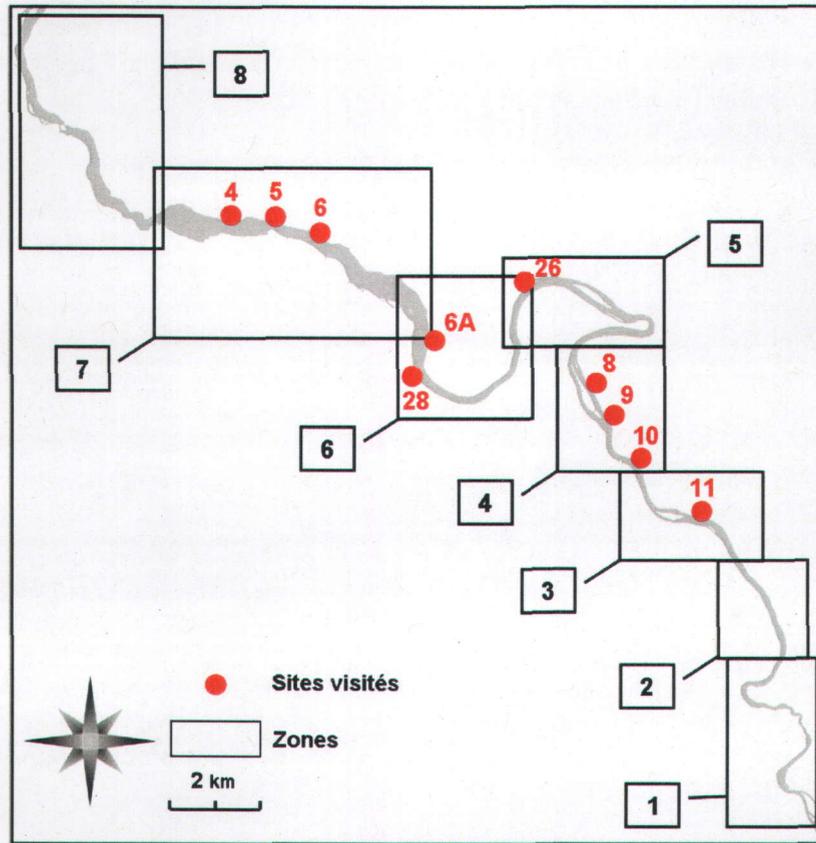


FIG. 3.6 – Présentation des différentes zones de la rivière St-François et des sites visités

### 3.4.1.2 La rivière Koksoak

La rivière Koksoak diffère de la rivière Saint-François au niveau morphologique par des largeurs et profondeurs plus élevées et au niveau chimique par sa salinité.

La **zone 1** est rectiligne et a une largeur variant de 1000 m à 2600 m. Elle se compose de deux chenaux principal et secondaire du fait de la présence de sédiments au milieu de la rivière, au sud des sites visités 1 et 2 (figure 3.7). Le chenal principal est celui longeant la rive sud. À ce titre, il est quasi-certain que la profondeur à cet endroit atteint plusieurs mètres, même sans données bathymétriques pour le confirmer. Le couvert de glace est épais, lisse (zones 1, 2 et 3), rarement libre d'inclusions d'air et est composé d'amas de glace à certains endroits (zone 4).

La **zone 2** se caractérise par une grande largeur pouvant atteindre 3600 m, une faible sinuosité et la présence d'une petite île sur la rive nord. Le chenal principal est large et profond. Des zones d'estran, dont l'altitude se situe autour du niveau de la mer, sont présentes près des rives. Il est probable que le couvert de glace y soit

gelé jusqu'au lit de la rivière. Le couvert est constitué d'amas de glace.

La **zone 3** présente une largeur pouvant atteindre 2500 m, une faible sinusoïté et la présence d'une grande île au milieu du chenal. La bathymétrie de la zone est disponible (figure 3.7). Cette information permet de repérer aisément le chenal principal, profond de plusieurs mètres, au sein duquel un couvert de glace ne peut atteindre le lit de la rivière. Les zones bleues représentent les haut-fonds. Les zones grises, situées proches des rives, dont l'altitude est supérieure au niveau de la mer, représentent l'estran. Le chenal principal s'écoule du côté est de cette île où les profondeurs et les courants sont les plus grands. Des estrans sont présents près des rives, avec un dénivelé faible, particulièrement sur la rive sud. Dans la partie sud de cette zone, la rive comporte plusieurs zones rocheuses et la zone intertidale (recouverte chaque jour par la marée) est constituée de sable. Le fond de la rivière est majoritairement composé de sable, de vase et de blocs rocheux. Le couvert est majoritairement constitué de glace pure et lisse et peut contenir quelques amas de glace au niveau des sites 5 et 6.

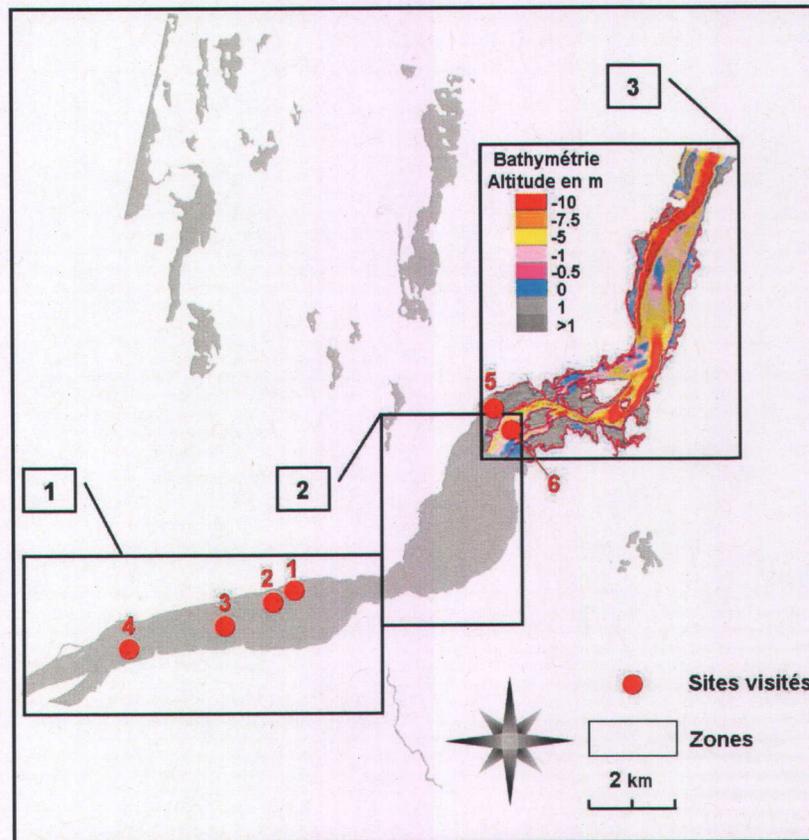


FIG. 3.7 – Présentation des différentes zones de la rivière Koksoak et des sites visités

### 3.4.2 Les conditions environnementales

Les conditions environnementales, incluant les températures, les précipitations de pluie et de neige et la vitesse du vent, influencent directement l'état d'un couvert de glace. Si par exemple le couvert de neige couvrant la glace est mouillé, les ondes électromagnétiques sont absorbées par la neige et ne pénètrent plus le couvert de glace. Son analyse par l'imagerie SAR devient impossible. Les chutes de neige doivent être surveillées aussi puisque les ondes électromagnétiques interagissent avec la neige, particulièrement en bande X.

Le Nombre de Degrés-Jours de Gel cumulé (NDJG) [145] est un paramètre décrivant le régime de température durant l'hiver et aide à caractériser les paramètres physiques d'un couvert de glace. Le NDJG a été largement utilisé conjointement avec l'équation de conduction de chaleur afin d'estimer l'épaisseur du couvert de glace. Ce paramètre est défini par :

$$\text{NDJG} = - \sum_{i=1}^N \frac{T_{\max}(i) + T_{\min}(i)}{2} \quad (3.1)$$

avec  $T_{\max}(x)$  la température maximale lors du  $x^{\text{eme}}$  jour,  $T_{\min}(x)$  la température minimale lors du  $x^{\text{eme}}$  jour et  $N$  le nombre de jours. Lorsque la pente du NDJG est élevée, le froid est intense et le couvert de glace rapidement formé emprisonne plus d'inclusions d'air qu'un couvert formé lentement. Le NDJG apporte donc une information sur la porosité potentielle du couvert de glace. De plus, le frasil a plus de probabilité d'être présent puisque sa nucléation n'est possible que lors d'un froid intense.

Les températures moyennes, précipitations et NDJG mesurés en 2003, 2008 et 2009 à Drummondville près de la rivière Saint-François et en 2009 à Kuujuaq près de la rivière Koksoak sont présentés sur la figure 3.8. Ces conditions environnementales ont parfois empêché l'analyse de la glace de rivière par des données SAR, comme expliqué ci-dessous.

Le 17 février 2008, les précipitations de neige ont rendu la glace difficilement interprétable. De nombreuses zones de la rivière étaient mouillées. Le 09 mars 2008, les températures maximales étaient positives et associées à des précipitations de pluie. Les deux jeux de données TERRASAR-X acquis les 10 et 13 mars 2008 sont donc inexploitable. Une des plus importantes campagnes de terrain a été effectuée pour ces deux acquisitions. Les températures ont été positives et associées à des précipitations entre les acquisitions du 28 février et du 14 mars 2009. L'état du couvert a donc changé entre ces deux dates.

Les NDJG mesurés sur la rivière Koksoak sont beaucoup plus élevés que ceux mesurés sur la rivière Saint-François. Ceci justifie les observations faites sur la rivière Koksoak : un couvert de glace très épais majoritairement constitué de grosses bulles d'air.

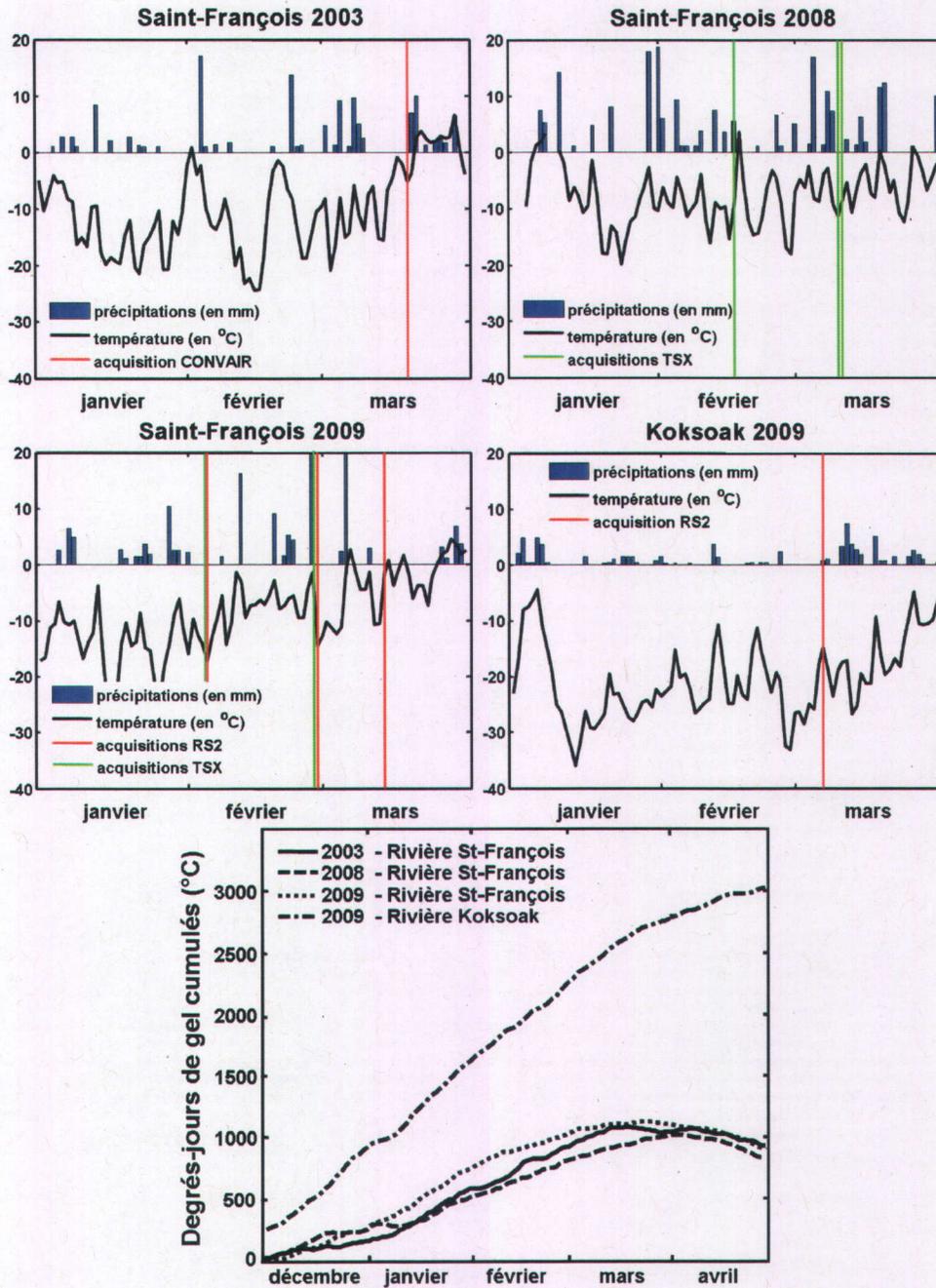


FIG. 3.8 – Températures moyennes, précipitations (de neige ou de pluie) et NDJG mesurés en 2003, 2008 et 2009 à Drummondville près de la rivière Saint-François et en 2009 à Kuujjuaq près de la rivière Koksoak

### 3.4.3 La reconnaissance sur le terrain

La reconnaissance est effectuée de préférence avant la date d'acquisition des images SAR. Cette procédure consiste à apprécier visuellement et grossièrement les conditions du couvert de glace, donc la rugosité, l'humidité, la présence d'eau libre ou de blocs de glace, ainsi que la présence ou non de neige sur le couvert. Ces informations sont cartographiées sur place avec le plus de précision possible. Afin d'améliorer la qualité de ces cartographies, trois personnes effectuent cet exercice indépendamment les unes des autres. Ces trois personnes se réunissent ensuite afin de convenir des observations communes qui sont retenues.

Un exemple de carte produite grâce à la reconnaissance sur le terrain est présenté à la figure 3.9. La distribution des différents types est inégale puisque la glace lisse est majoritairement présente. En haut à gauche de l'image, la rugosité de la glace est provoquée par *la grenouillère*, un bateau qui concasse la glace afin d'en réduire les forces de pression qu'elle exerce sur les infrastructures. Des amas de glace sont classiquement répertoriés dans la zone de rapides à l'entrée du *U*. Enfin, aucune zone d'eau libre n'a été observée sur ce tronçon. Sur ce jeu de données, une couche de neige de plusieurs dizaines de centimètres recouvrait le couvert de glace et limitait l'appréciation de la rugosité de la glace.

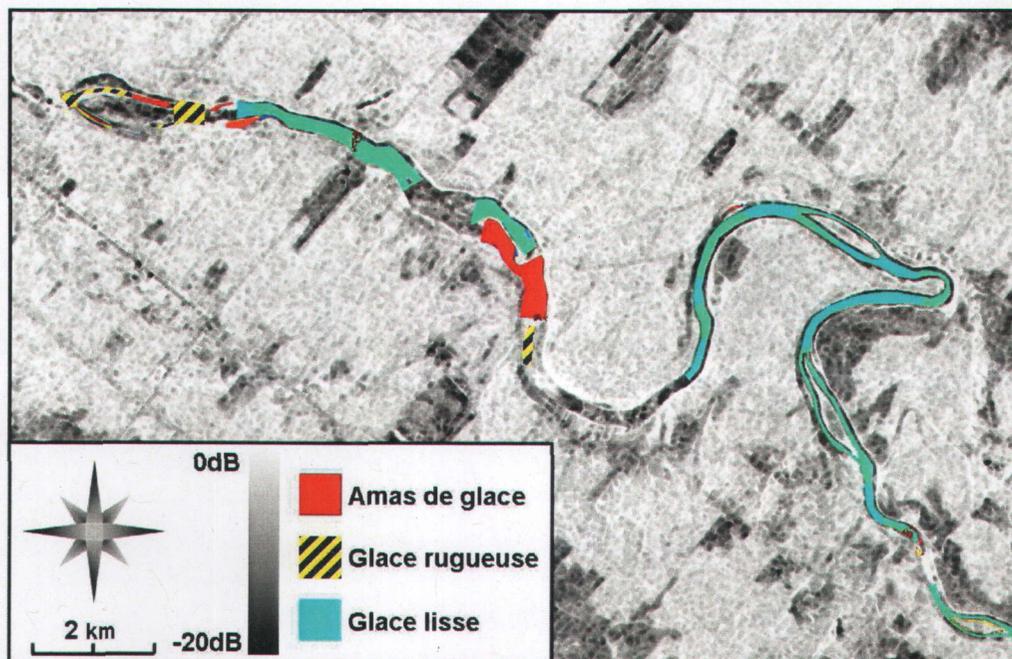


FIG. 3.9 – Reconnaissance terrain effectuée entre le 25 et le 27 février 2009 superposée au span de l'image RADARSAT-2 du 28 février 2009)

### 3.4.4 Les carottes de glace

L'extraction de carottes de glace est nécessaire afin d'observer les particularités physiques des couches de la colonne de glace : le nombre de couches et les types de glace, épaisseurs, densités, tailles et distributions spatiales des bulles d'air pour chaque couche.

#### 3.4.4.1 L'extraction sur le terrain

Un carottier de glace motorisé de 10 cm de diamètre a été utilisé (figure 3.10). L'erreur de précision en terme d'épaisseur est généralement de quelques centimètres. Les carottes ont ensuite été ramenées dans des glacières à l'INRS pour être analysées en détail. La fréquence d'acquisition et le nombre de carottes prélevées sont résumés dans le tableau 3.3.



FIG. 3.10 – Le carottier utilisé par l'équipe de l'INRS pour l'extraction de la glace sur la rivière Koksoak (mars 2009)

#### 3.4.4.2 Le traitement en laboratoire

Les étapes de l'analyse en laboratoire pour chaque carotte sont :

- l'identification visuelle des différents types de glace et de leur porosité,
- le choix des sections à couper et à analyser en fonction du type de glace et de la porosité observée,
- la mesure de la densité de ces sections en mesurant leurs poids et volume,
- l'observation de la taille et de la distribution des inclusions d'air à l'aide d'une grille graduée superposée à chaque section.

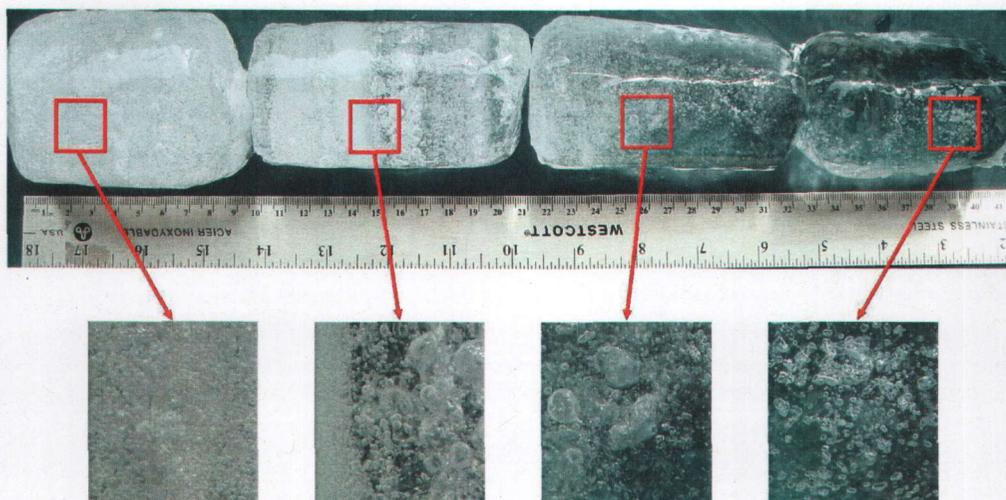


FIG. 3.11 – Stratigraphie d'une carotte extraite de la rivière Saint-François le 10 mars 2008. Le haut de la carotte est situé à gauche.

La figure 3.11 montre un exemple de différents types de glace constituant une carotte. Ces types de glace diffèrent par la porosité, la taille des inclusions d'air et leur distribution spatiale. Ces caractéristiques physiques peuvent varier pour un même type de glace. Dans cet exemple, la carotte devient progressivement de plus en plus pure avec la profondeur. Dans le premier quart, la glace de neige est constituée de petites bulles très nombreuses. Les deux quarts suivants contiennent de la glace de frasil, dont les inclusions d'air sont grossières avec des bords irréguliers et moins denses. Enfin, le dernier quart de la carotte est une glace colonnaire quasi-pure, contenant quelques petites bulles sphériques. Dans la deuxième moitié de la carotte, le couvert s'est donc formé tranquillement, de façon thermique. Le froid n'était pas intense mais suffisant pour que la carotte s'épaississe tout en rejetant les inclusions d'air. Cette étape de traitement en laboratoire est primordiale pour une investigation détaillée de la composition de la glace.

#### 3.4.4.3 La simplification de la stratigraphie

L'analyse en laboratoire entraîne une description de la carotte trop détaillée pour être reliée à l'information reçue par un capteur SAR. Le principe de simplification des carottes de glace consiste à réduire une couche de glace hétérogène (donc constituée de plusieurs sous-couches) en une seule couche homogène. Le processus de simplification de la stratigraphie des carottes de glace, résumé sur la figure 3.12, peut être effectué selon deux méthodes différentes.

- Méthode basée sur les caractéristiques physiques de la glace

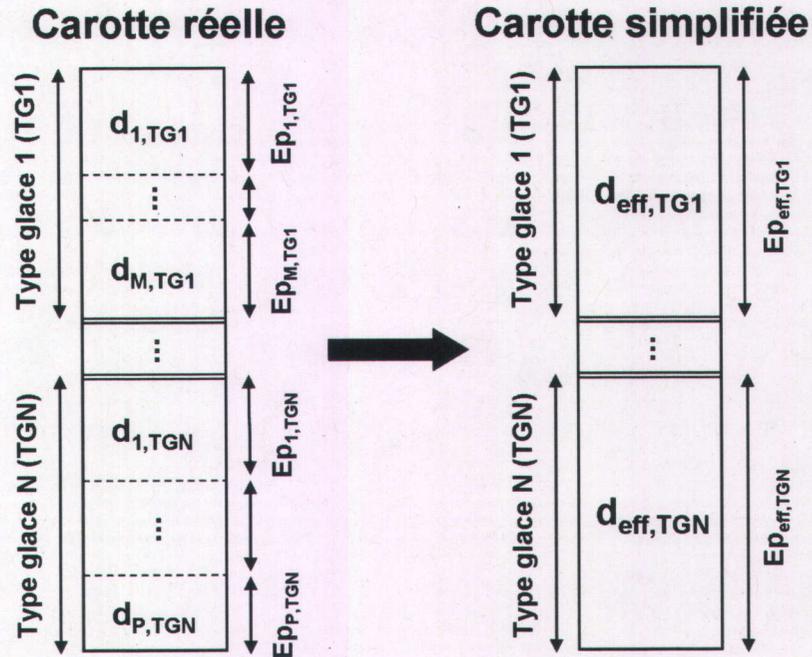


FIG. 3.12 – Processus de simplification d'une carotte de glace

Cette méthode simple, développée dans cette thèse, pondère les densités et les tailles des inclusions d'air des sous-couches d'un même type de glace (glace columnaire, de frasil etc) en fonction de l'épaisseur, puis les moyenne afin d'obtenir une seule couche. Cette méthode est définie pour une couche donnée d'une carotte de glace, constituée d'un type de glace  $TG$ , par :

$$d_{eff,TG} = \frac{1}{\sum_{k=1}^M Ep_{k,TG}} \sum_{i=1}^M d_{i,TG} Ep_{i,TG} \quad (3.2)$$

avec  $M$  le nombre de sous-couches constituant la couche de glace courante,  $d_{eff,TG}$  la densité effective,  $d_{i,TG}$  et  $Ep_{i,TG}$  les densité et épaisseur de la  $i^{eme}$  sous-couche de glace respectivement. L'épaisseur effective  $Ep_{eff,TG}$  d'une carotte de glace est définie par la somme des épaisseurs des sous-couches constituant la couche de glace courante :

$$Ep_{eff,TG} = \sum_{i=1}^M Ep_{i,TG} \quad (3.3)$$

- Méthode basée sur les caractéristiques physiques et électromagnétiques de la glace

Cette méthode est équivalente à la précédente, mais tient également compte de l'atténuation de l'onde lorsqu'elle se propage dans la glace [146]. Les coefficients d'extinction  $K_e$  relatifs à la profondeur de chaque sous-couche de glace interviennent donc dans le développement d'une fonction d'atténuation  $\alpha$ . Cette fonction est définie comme suit [146] :

$$\alpha(z) = \exp\left(-2 \int_0^z K_e(z) \frac{dz}{\cos(\theta_r(z))}\right) \quad (3.4)$$

où  $\theta_r$  est l'angle de réfraction dans la glace et  $\vec{z}$  l'axe vertical dans le sens descendant.

Finalement, la première méthode est choisie puisque la précision apportée est suffisante par rapport à l'information moyenne détectée par le radar au sein de la cellule de résolution.

#### 3.4.4.4 Analyse quantitative des caractéristiques physiques d'une carotte de glace

La figure 3.13 montre le résultat de l'analyse de certaines carottes acquises en mars 2008 sur la rivière Saint-François. Cette figure montre la variabilité du couvert de glace sur un même site, en terme de distribution des types de glace, de taille et de distribution spatiale des bulles d'air et d'épaisseur. Les trois photos en haut de la figure 3.13 montrent des coupes transversales permettant de mesurer la taille des inclusions d'air. Ces trois coupes présentent un échantillon de glace de neige et deux échantillons de glace de frasil. La variation de la taille des bulles d'air constituant la glace de frasil peut être de l'ordre du cm. Ces variations nombreuses et précises, sont impossibles à discriminer avec un outil tel que l'imagerie SAR, dont la résolution est de l'ordre du m plutôt que du cm.

Les caractéristiques physiques de l'ensemble des carottes sont résumées dans le tableau 3.4. Sur les 73 carottes analysées en détail, 61 carottes proviennent de la rivière Saint-François dont 37 contiennent du frasil et 12 proviennent de la rivière Koksoak dont 9 contiennent du frasil. Le nombre total de couches par carotte varie de 1 à 6. Concernant le frasil, la moyenne de la densité est égale à 0.86 et celle de la taille des bulles est égale à 1.54 mm. Pour la glace de neige, la moyenne de la densité est égale à 0.84 et celle de la taille des bulles est égale à 0.58 mm. Pour la glace colonnaire, la moyenne de la densité est égale à 0.89 et la moyenne de la taille des bulles est égale à 0.44 mm. Dans le tableau 3.4, 'x' représente un problème de mesure dû aux écarts de mesure entre plusieurs analystes ou à la salinité de la rivière Koksoak qui peut influencer sur la densité de la glace.

Caractéristiques physiques de toutes les carottes extraites							
	Site	Type glace	Ép. (cm)	densité (x100)	bulles (mm)		
Saint-François	17 fév 08	6	N-F-C	6-4-14	87-88-91	0.5-1-0	
			F-C	15-15	84-91	2-0	
	10-13 mars 08	6A	N-C-F	12-11-6	82-91-85	0.5-0-1	
			N-C	25-16	82-87	0.73-0.1	
		8	N-F-C	15-6-20	84-86-84	0.75-2.5-0.25	
			N-F-C	12-11-14	82-81-90	0.68-2-0.23	
			N-C-N	37-7-8	81-89-82	0.9-0.75(2)-0.75	
		9	N-F-N	16-6-27	84-85-84	0.75-2.5-1	
			N-F-C	17-4-25	88-90-86	0.59-1.5-0.24	
			N-C	20-25	83-90	0.68-0.08	
			N-C	26-21	85-88	0.44-1	
			N-C	14-38	82-85	0.86-0.43	
			N-F-C	30-10-16	86-81-88	0.8-1.5-0.25	
			N-C-C	15-11-15	85-83-89	0.97-0.2(2)-0.23	
		10	N-C	14-26	82-87	0.75-0.12	
			N-C	17-27	85-88	0.63-0.1	
			N-F-N-F-C	11-5-6-8-18	81-77-83-81-91	0.5-1.5-0.5-3-0.1	
		11	N-F-N-C	5-4-3-18	75-75-81-91	0.6-2-0.1-0.05	
			N-C-C-C	6-4-21-16	83-82-83-91	0.75-0.1-0.85-0	
			N-F-C-F-C-C	18-6-12-4-8-11	83-81-84-81-91	0.75-2-0.5-2-1.5-0.1	
			N-C	26-25	83-81	0.85-0.1	
		26	N-C	22-20	85-88	0.2-0.32	
			N-C	25-23	82-87	0.5-0.57	
			N-C	27-23	85-87	0.29-0.1	
		04-05 fév 09	5	N-C	35-3	74-91	0.5-0
				N-C	25-15	86-91	0.5-0
				N-C-N-C	17-8-15-12	89-91-89-91	0.5-0.5-0.5-0.2
			6	N-C	30-18	87-86	0.7-0.5
				N-C-C-C	14-3-10-10	86-83-87-90	0.5-0.5(1)-1-0.7
				C-F	19-9	90-85	0.6-2
	C-C-C			11-5-11	88-90-87	0.6-0.8-0.5	
	28		F-F	18-5	89-87	0.75-1	
			C	25	90	0.1	
C-C			10-20	90-91	0.5-0.1		
N-C		3-30	77-83	0.5-1			
F-C-N-F-C		5-7-6-5-13	87-86-88-87-87	1.5-1(2)-0.5-1.5-0.2			
6	N-C-C	3-12-13	85-86-91	0.4-0.9-0			
	F-C	20-29	86-90	1.2-0			
	F-C-C	16-7-25	89-90-90	1.1-0.5(0.5)-0.1			
	F-C-F-C	13-8-30-5	85-91-87-90	1-0.2-1-0.1			
	F-C	32-17	88-90	1.1-0.2			
	F-C-F-C	14-8-10-15	89-90-87-91	1-0.5(0.5)-1.5-0			
		F-C-C	13-9-23	86-88-90	2.2-0.8-0		

Koksoak	25-27 fév 09				
	6A	10	11		
04-05 mars 09	6A	N-C-F-C	5-18-10-18	88-88-89-90	0.5-0.5-0.8-0.5
		F-F	9-36	87-84	1-2
		N-F-F	19-22-20	x-x	0.2-2-1
		F-F-F	5-36-23	85-87-88	2.5-1.5-1.5
	10	F-C-F-C	23-25-14-30	91-x-x-x	0.3-2.5-1.5-0.5
		F-F-C	12-37-10	89-88-90	0.8-0.8-0.5
		F-F-C	11-8-17	87-82-91	0.9-2.5-0
		F-C-F-C	8-5-16-8	88-90-89-91	0.65-0.25-0.85-0.1
	11	C-C	20-21	x-x	0.6-0.9
		C-F-C	11-28-9	x-x-x	2.25-0.75-0
		F-F-C	17-23-12	x-x-x	0.7-2-0.1
		F-C-F-C	30-5-10-10	89-87-90-91	0.9-0-2-0.2
		C-F-F-C	16-6-15-13	x-x	0.2-0.7-2-0
		F-C	15-17	x-x	1-0
		F-F-C-F-C	12-4-3-6-20	x-x	0.6-0.75-0.5-0.75-0
		N-C-F-C	3-1-10-31	88-89-87-87	0.4-0.2(2)-1-0.5
		C-F-C	10-23-9	88-88-91	0.6-2-0.75
		F-C-F-C	4-4-18-11	85-x-90-91	1-0.5-2-0.1
	1	C	x	91	0
		F-C	40-50	x-x	2-0
		N-F-C	20-10-x	x-x-91	x-x-0
		N-F-C	8-40-40	x-x-91	0.25-3-0
		F-C	25-x	x-x	3-0.5
		C-F	25-70	x-x	0.75-3.5
	2	C	x	91	0
		F-C	30-70	x-91	2-0
		C-C	40-23	91-x	0-0.4
		F-C-C-F-F	24-6-4-12-15	x-x-x-x-x	1.5-0.25(2)-0-2.5-0.8
F		102	x	2	
F-C-F		36-8-28	x-x-x	2-0-2.5	

TAB. 3.4: Caractéristiques physiques des carottes. 'x' = donnée indisponible, 'N' = glace de neige, 'F' = glace de frasil, 'C' = glace colonnaire

Afin de pouvoir utiliser les informations fournies par les carottes pour l'analyse des images SAR, une classification non supervisée *Fuzzy K-Mean*, avec en entrée les trois canaux issus de la diagonale de la matrice de cohérence, est effectuée afin d'obtenir huit classes en sortie (le nombre de classe est fixé arbitrairement). Des pixels appartenant à la même classe ont été regroupés à l'emplacement de chaque carotte (figure 3.14). Chacune des zones retenues est homogène et contient 50 pixels au maximum. Cette procédure permet d'assurer l'homogénéité des zones retenues pour chaque carotte en termes de mécanismes de diffusion. Ces zones sont utilisées pour le développement du modèle d'estimation de l'épaisseur de la glace (chapitre 5).

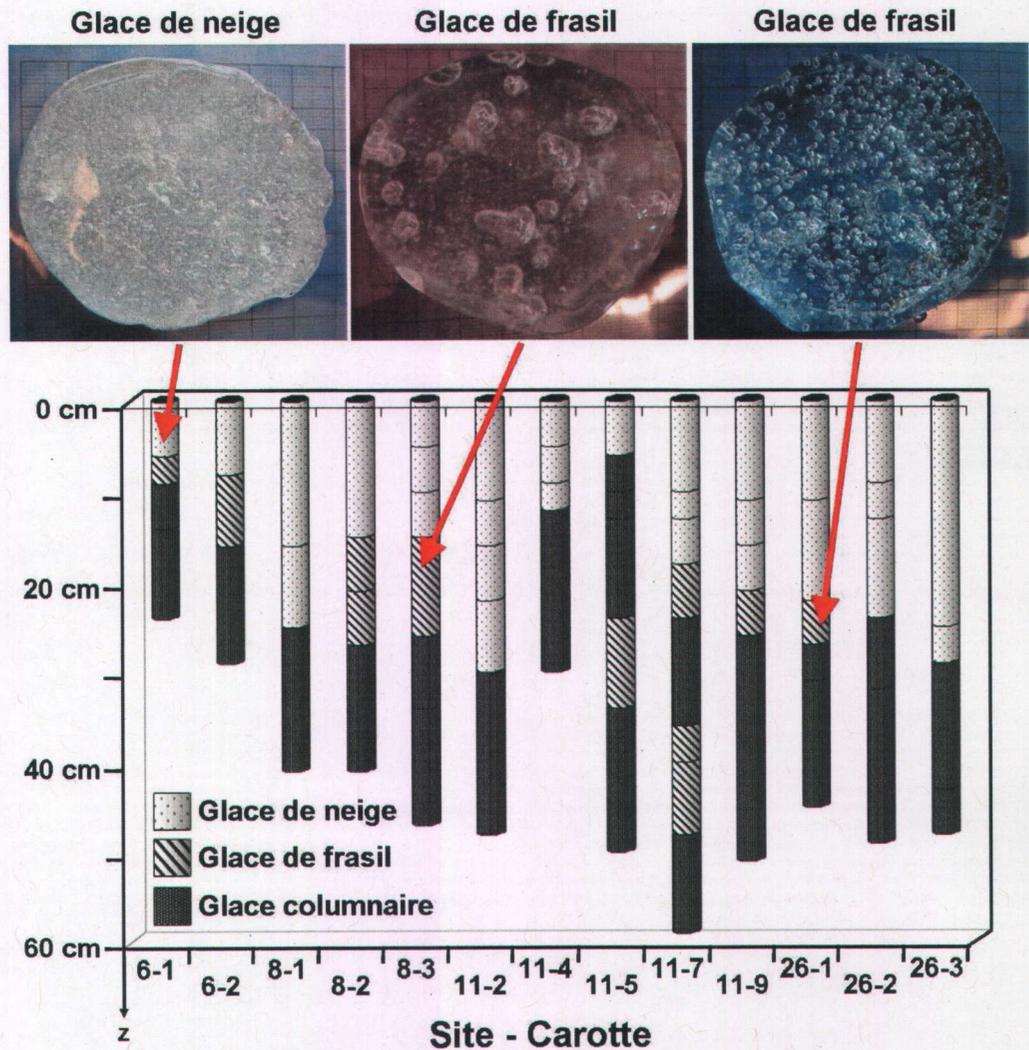


FIG. 3.13 – Résultat de l'analyse des carottes extraites de la rivière Saint-François entre le 10 et le 13 mars 2008

### 3.4.5 Les mesures du géoradar

Le géoradar est un GPR (Ground Penetrating radar) composé d'une unité de contrôle, d'une antenne et d'une batterie (figure 3.15) [147].

L'unité de contrôle contient le matériel électronique qui émet et régule les impulsions dans le sol. L'antenne reçoit ces pulsations amplifiées, les envoie dans le sol et reçoit la réponse des diffuseurs. La profondeur de pénétration est calculée selon la nature du milieu étudié et la fréquence du signal. Le retour émis est d'autant plus fort que le contraste diélectrique entre les milieux présents est grand. Dans le cas d'un couvert de glace de rivière, le large contraste diélectrique entre l'eau et la glace

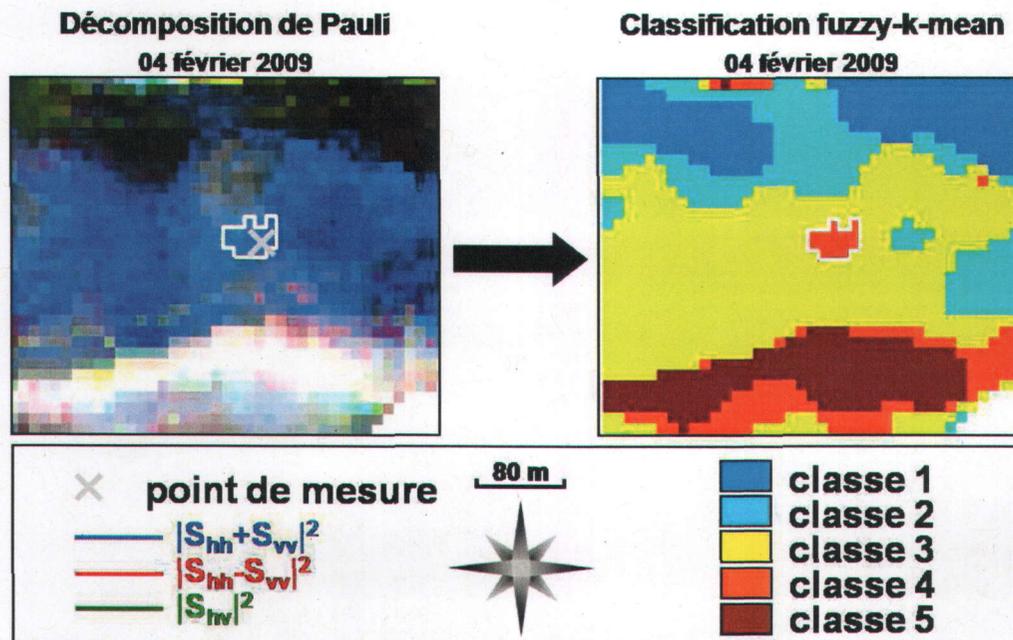


FIG. 3.14 – Méthode de sélection des zones



FIG. 3.15 – GPR utilisé pour l'extraction de l'épaisseur du couvert de glace. La fréquence de l'antenne est de 900 MHz

facilite l'extraction de l'épaisseur du couvert. Les données sont acquises en continu d'un bord à l'autre de la rivière quand les conditions climatiques le permettent. Le logiciel de traitement RADAN [148] échantillonne ensuite le signal avec un pas temporel choisi par l'utilisateur. En plus de mesurer l'épaisseur du couvert, le géoradar détecte également les épaisseurs des couches intermédiaires lorsqu'elles sont

présentes. Dans ce cas, il est possible d'étudier la corrélation entre chaque couche de glace et les données radar. Une partie des données acquises est présentée à la figure 3.16.

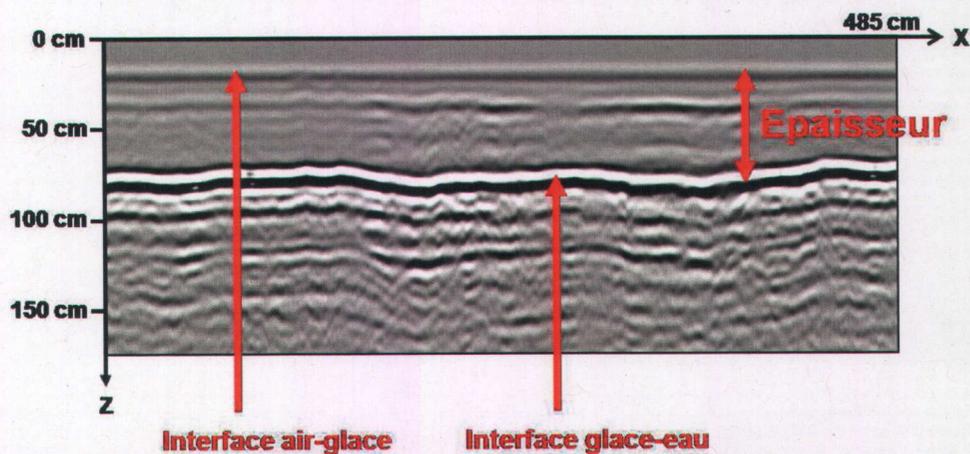


FIG. 3.16 – Épaisseur du couvert de glace mesurée grâce au géoradar le 28 février 2009 sur la rivière Saint-François

Le GPR induit une erreur lors de la mesure de l'épaisseur du couvert. Afin de quantifier cette erreur, des mesures d'épaisseur obtenues par l'extraction de carottes de glace sont comparées à l'épaisseur estimée par le GPR. En général, l'erreur de mesure de l'épaisseur d'un couvert grâce au carottage est de l'ordre du centimètre. Cette erreur peut s'accroître par exemple lorsqu'il fait très froid (il est difficile dans ce cas d'extraire la carotte sans l'abimer) ou lorsque du frasil poreux et friable est collé sous le couvert de glace. Ces douze carottes ont été extraites dans de bonnes conditions et sont donc choisies comme référence (le couvert de glace doit être sec et la neige sur le couvert est évacuée avant la mesure). La comparaison entre les épaisseurs mesurées par les carottes et le GPR est présentée sur la figure 3.17. La racine carrée de l'erreur quadratique moyenne est égale à 4.3 cm. En conclusion, le GPR sous-estime en moyenne l'épaisseur du couvert. Donc, lors de l'utilisation pour les travaux de cette thèse des données d'épaisseurs acquises par le GPR, chaque point de mesure a été décalé par le facteur égal à 4.3 cm. Il est important de noter que ce facteur a été calculé pour tout type de glace confondu.

Étant donné la grande précision du géoradar (le pas d'échantillonnage est de l'ordre du cm) par rapport à la résolution des capteurs SAR, un problème se pose lors de la superposition des données. Comme indiqué sur la figure 3.18, un transect superposé à l'image SAR est discrétisé en zones (Z1, Z2 et Z3) carrées et longues de 3 pixels, donc de 30 m. Pour chaque zone, la valeur moyenne de l'épaisseur peut donc être comparée avec la valeur moyenne du paramètre polarimétrique choisi.

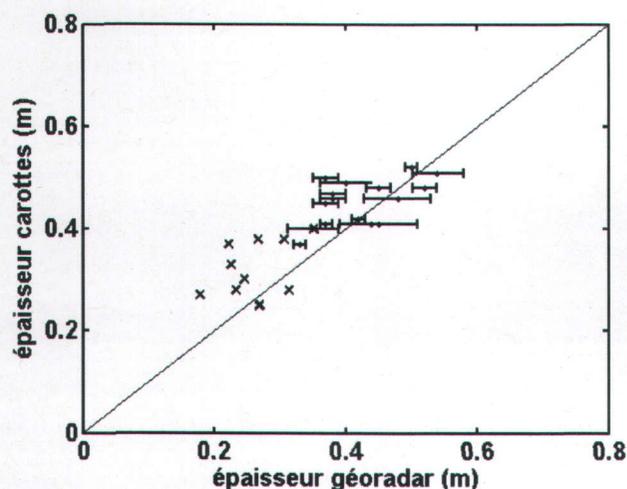


FIG. 3.17 – Comparaison entre l'épaisseur du couvert mesurée par extraction de carottes (sans écarts-types) et estimée par le GPR (avec écarts-types)

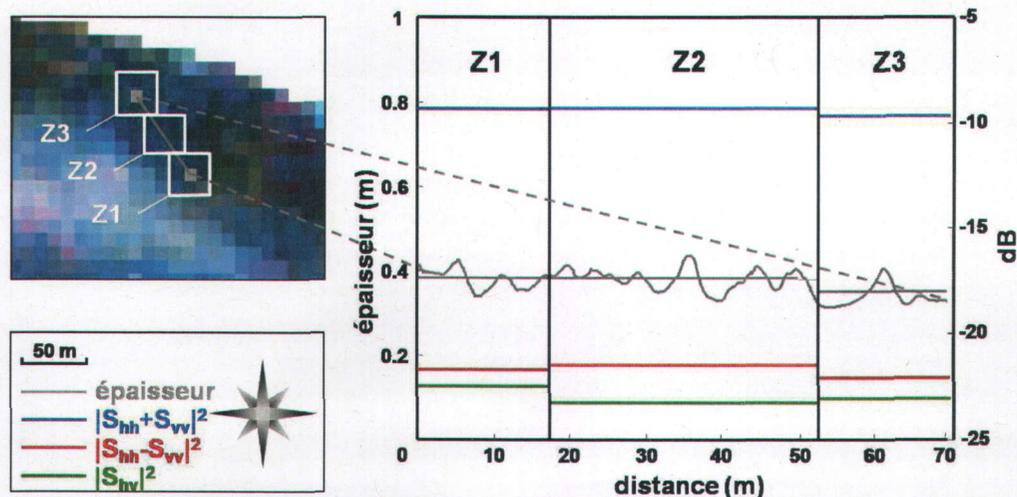


FIG. 3.18 – Superposition du profil GPR sur l'image radar acquise par RADARSAT-2 le 28 février 2009

### 3.5 Données de validation de l'estimation de l'épaisseur d'un couvert de glace

Il est important de noter que ces données ont été fournies par le Centre Canadien de Télédétection.

### 3.5.1 La rivière Mackenzie

La rivière Mackenzie, longue de 1738 km, est située près d'Inuvik dans les Territoires du Nord-Ouest, Canada (figure 3.19). Elle prend sa source dans le grand lac des Esclaves et s'écoule au Nord vers la mer de Beaufort dans l'océan Arctique. La zone d'intérêt s'étend environ de Separation Point au Sud vers Oniak island au Nord. Au sein de cette zone, la largeur de la rivière varie de 600 m à plusieurs kilomètres. La sinusité est diversifiée et peut être élevée. Le débit moyen, plus élevé que ceux des rivières Saint-François et Koksoak, est de  $9700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . La période de gel commence généralement vers le mois d'octobre. Elle est influencée non seulement par les conditions environnementales locales, mais aussi par des facteurs environnementaux datant parfois de plusieurs semaines et pouvant arriver à des centaines, voire à plus d'un millier de kilomètres de distance [149]. En terme de connaissance du terrain, l'épaisseur de glace du canal situé au milieu de la rivière était en moyenne de 1.04 m lors des hivers 1982 et 1983 [150]. À cause de la fonte et du regel de la rivière au printemps, la formation de glace de neige a souvent été observée [151].

### 3.5.2 Les images RADARSAT-2

Les acquisitions RADARSAT-2 utilisées pour la validation de l'estimation de l'épaisseur de la glace sont présentées au tableau 3.5. À chaque date, quatre jeux de données ont été acquis pour couvrir toute la zone d'intérêt en mode fin. Une mosaïque des quatre jeux de données acquis le 1<sup>er</sup> mars 2009, composée des trois canaux *hh*, *hv* et *vv*, est présentée sur la figure 3.20. Les jeux de données acquis les 1<sup>er</sup> mars et 08 mars ont un angle d'incidence d'environ  $33^\circ$  et  $35^\circ$ . Donc, les angles d'incidence de toutes les données RADARSAT-2 acquises, aussi bien pour l'entraînement que pour la validation des algorithmes, ont une dynamique de valeurs de  $8^\circ$  au maximum ( $[27^\circ - 35^\circ]$ ). Les données sont traitées (traitement multi-vues, filtrage du speckle) mais non géoréférencées.

Date d'acquisition	Rivière	Capteur	Bande	Polar.	Orbite	$\theta(^{\circ})$
01 Mar. 09 - 15h40	Mackenzie	RS2	C	Full	Desc	33
08 Mar. 09 - 15h36	Mackenzie	RS2	C	Full	Desc	35

TAB. 3.5 – Description des données SAR sur la rivière Mackenzie

### 3.5.3 Les données terrain

Les conditions environnementales incluant les températures et les NDJG sont présentées sur la figure 3.21. Les précipitations ne sont pas disponibles. Les températures, mis à part en mi-janvier, ont été largement négatives, engendrant un couvert de glace épais et peu de neige sur ce dernier. Le NDJG présente une pente constante et élevée. Le couvert est donc majoritairement constitué de frasil à grosses bulles d'air. Ces hypothèses sont confirmées par l'analyse des carottes extraites sur le ter-

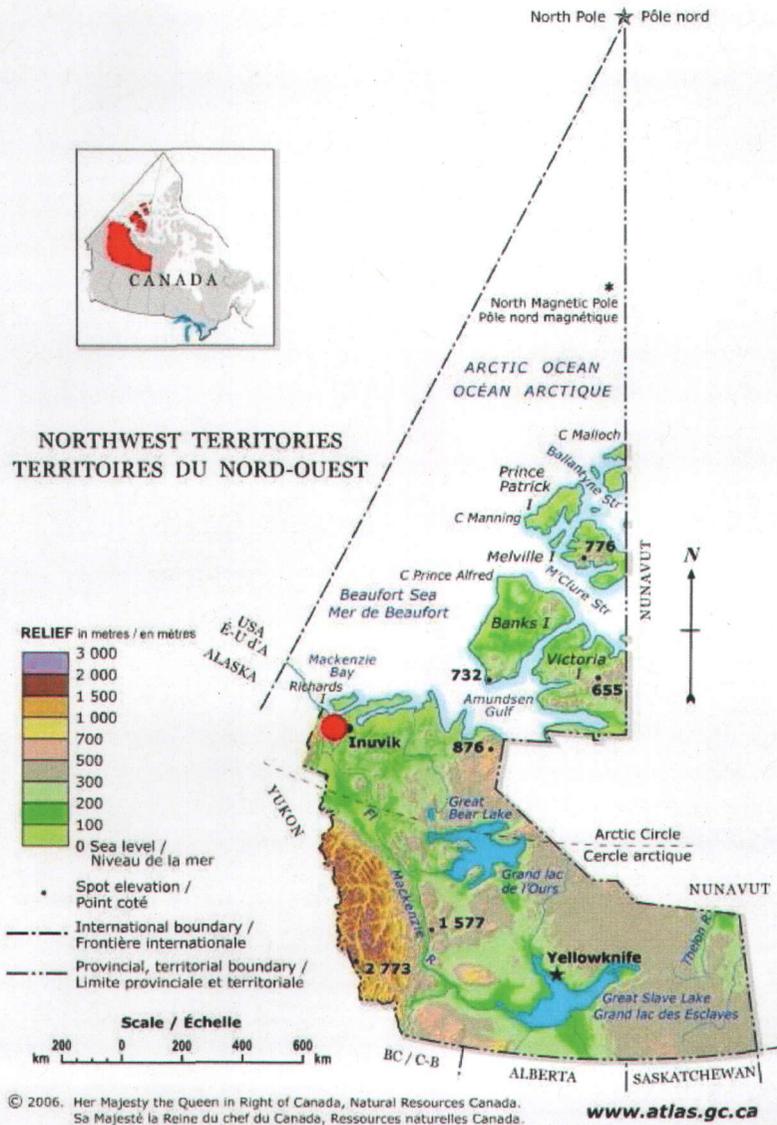


FIG. 3.19 – Emplacement géographique de la rivière Mackenzie

rain.

Les six carottes extraites [15] sur le terrain sont détaillées sur la figure 3.22. Quatre carottes contiennent du frasil, une carotte ne contient que de la glace columnaire (zone 3-B) et une carotte a été extraite dans une zone d'amas de glace (zone 4-D). L'épaisseur de ces carottes varie de 27 à 145 cm.



FIG. 3.20 – Mosaïque en composé couleur des quatre jeux de données RS2 acquis le 1<sup>er</sup> mars. Bleu : *hh*, vert : *hv* et rouge : *vv*

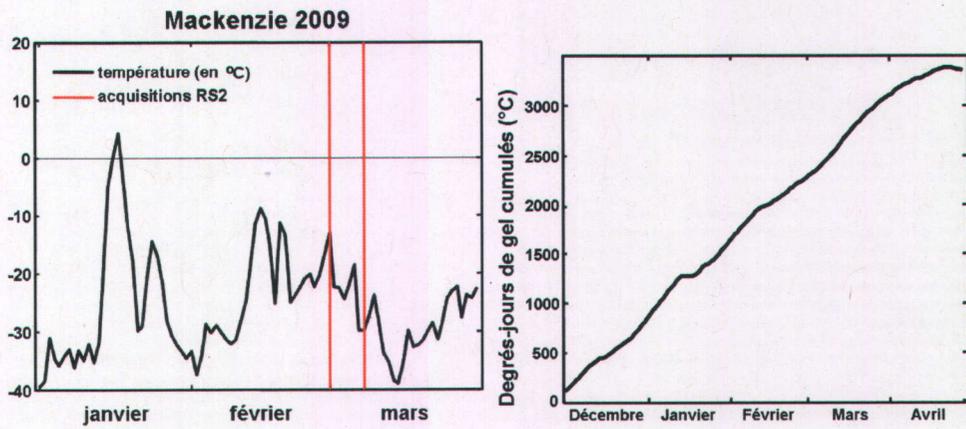


FIG. 3.21 – Températures moyennes et NDJG mesurés en 2009 à Inuvik, près de la rivière Mackenzie

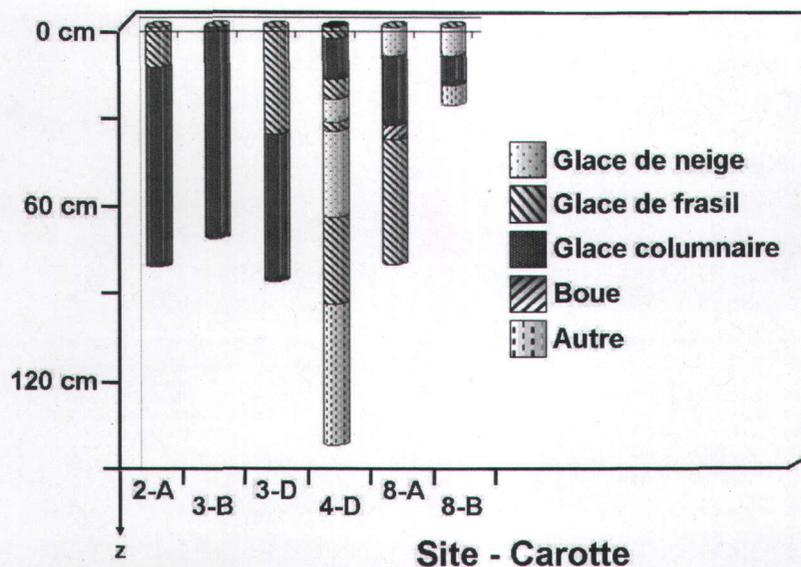


FIG. 3.22 – Résultat de l'analyse des carottes extraites en 2009 sur la rivière Mackenzie

### 3.6 Discussion et conclusion

Dans ce chapitre, les deux sites d'étude choisis pour nos travaux sont d'abord décrits en détail. Les données SAR acquises, incluant cinq jeux de données TERRASAR-X, quatre RADARSAT-2 et un jeu de données CONVAIR sont présentées. Les campagnes de terrain ainsi que l'analyse des mesures réalisées lors de ces travaux sont aussi détaillées dans ce chapitre. En tout, 73 carottes ont été extraites et analysées et de nombreux transects GPR ont été mesurés. Toutes ces données ont été géoréférencées et superposées aux données SAR. Ces points d'échantillonnage serviront ultérieurement de sites d'entraînement lors du processus de classification des types de glace et d'estimation de l'épaisseur. Enfin, huit jeux de données RADARSAT-2 accompagnés de six carottes de glace, fournis par la Centre Canadien de Télédétection pour la validation de l'estimation de l'épaisseur de glace, ont été présentés dans ce chapitre. Ces données vont permettre de développer et tester les méthodes de classification et d'estimation de l'épaisseur du couvert de glace dans les deux chapitres suivants.

# Chapitre 4

## Classification des types de glace de rivière

### Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>88</b>
<b>4.2</b>	<b>Classification des données polarimétriques aéroportées</b>	<b>88</b>
<b>4.3</b>	<b>Signature spectrale de la glace de rivière</b>	<b>88</b>
4.3.1	L'eau libre	91
4.3.2	La glace thermique pure	92
4.3.3	Les amas de glace	93
4.3.4	La glace de frazil	94
<b>4.4</b>	<b>Méthodologie</b>	<b>96</b>
4.4.1	Les intrants des méthodes de classification	96
4.4.2	Les paramètres des méthodes de classification	98
4.4.3	L'évaluation des résultats	101
<b>4.5</b>	<b>Résultats de classifications</b>	<b>102</b>
4.5.1	Apport de la diversité polarimétrique	102
4.5.2	Apport de la diversité fréquentielle	114
<b>4.6</b>	<b>Conclusion</b>	<b>119</b>

---

## 4.1 Introduction

Dans le chapitre 2, l'amélioration et l'interprétation d'un modèle électromagnétique a permis de mieux comprendre les mécanismes régissant les interactions entre une onde électromagnétique et un couvert de glace. Cette compréhension aide au développement des objectifs de ce chapitre de classification de glace de rivière. Les principaux critères auxquels doit répondre cette classification sont la robustesse, l'adaptabilité à de nouvelles données SAR et un faible coût en terme de temps de calcul.

De nombreux choix se présentent quant aux techniques de classification [95, 27, 24, 94, 25, 11] et aux classes à discriminer. Les techniques SVM et CART semblent particulièrement intéressantes pour des raisons énoncées dans la partie 1.4.1. La technique ICEMAP basée sur des données SAR mono-polarisées montre de bons résultats et est également retenue.

Les comportements électromagnétiques de l'eau libre et des types de glace sont analysés selon les polarisations et les fréquences afin de séparer les différentes classes en bandes C et X. Puis, la méthodologie employée pour la classification est tout d'abord détaillée. Elle comprend la justification du choix des intrants des algorithmes de classification et précise le déroulement des phases d'entraînement, de validation et d'évaluation des résultats. Enfin les résultats de classification sont exposés et interprétés. Une analyse permet de quantifier l'apport de la diversité polarimétrique et fréquentielle sur la capacité des classificateurs à séparer les types de glace de rivière.

## 4.2 Classification des données polarimétriques aéroportées

Une analyse préliminaire du potentiel de la polarimétrie radar pour la classification des types de glace de rivière a été menée. Les résultats sont présentés dans un article publié dans le Journal Canadien de Télédétection [16] et est exposé en annexe B. Une image RSO polarimétrique aéroportée acquise sur la rivière Saint-François (Québec) est analysée et des données complémentaires sur les caractéristiques du couvert de glace ont été obtenues en même temps que l'image RSO. L'utilité et la robustesse de chaque paramètre polarimétrique sont étudiées afin d'obtenir une classification réaliste des types de glace. Une classification hiérarchique est développée permet de séparer l'eau de la glace avec plus de précision (81% de précision producteur). Les résultats montrent le potentiel de données polarimétriques en bande C pour la classification des glaces de rivière.

## 4.3 Signature spectrale de la glace de rivière

Le but de cette section est d'étudier la sensibilité des paramètres polarimétriques aux différents types de glace en bandes C et X. La compréhension des mécanismes de

diffusion des différents milieux présents sur la rivière est une étape indispensable au développement d'un modèle robuste de classification. Les moyennes et écarts-types pour chaque classe de glace des paramètres  $\sigma_{hhh}$ ,  $\sigma_{vvv}$ ,  $\sigma_{hvh}$  et  $\rho_{hvv}$  en bandes C et X sont résumés dans le tableau 4.1.

Le choix des classes représentatives des types de glace de rivière résulte de la présence des types de glace dans les jeux de données SAR disponibles et de la sensibilité de l'imagerie SAR à la glace.

Les classes retenues sont :

- l'eau libre (**OW** = Open Water)
- un couvert relativement lisse, d'épaisseur fine à épaisse, constitué de glace thermique pure (**PI** = Pure Ice),
- un couvert relativement lisse d'épaisseur fine à moyenne, constitué de glace de frasil (agglomérée ou non) avec ou sans glace thermique (**SI** = Smooth Ice),
- un couvert relativement lisse et épais, constitué de glace de frasil avec ou sans glace thermique (**TPI** = Thick and Porous Ice),
- un couvert relativement rugueux, constitué de glace de frasil et/ou de glace thermique pouvant comporter quelques amas de glace consolidée (**II** = Intermediate Ice),
- un couvert d'amas de glace consolidée (**CI** = Consolidated Ice).

D'autres types de glace comme les pans de frasil ou le frasil juxtaposé n'ont pas pu être étudiés puisqu'absents lors de l'acquisition des jeux de données SAR. Ces types de glace sont susceptibles d'apparaître lors de la formation du couvert de glace au début de l'hiver ou après une débâcle du couvert qui se reforme ensuite.

Données	Classe	$E(\sigma_{hhhh})$	$std(\sigma_{hhhh})$	$E(\sigma_{vvvv})$	$std(\sigma_{vvvv})$	$E(\sigma_{hvhv})$	$std(\sigma_{hvhv})$	$E(\rho_{hhvv})$	$std(\rho_{hhvv})$
RADARSAT-2 04-02-2009	OW	-25.4	1	-25.1	0.9	-33.7	1.1	0.30	0.09
	SI	-15.1	2.8	-15	2.6	-24.8	5.8	0.76	0.10
	II	-8.4	1.4	-8.3	1.4	-15.7	2.1	0.63	0.12
	CI	-6.6	1.7	-6.6	1.7	-12.1	2.3	0.50	0.17
RADARSAT-2 28-02-2009	OW	-21.8	1.1	-21.4	1.4	-31.7	0.8	0.28	0.13
	SI	-12.7	2.2	-13	2.3	-25.1	4.3	0.79	0.07
	II	-7.8	1.8	-7.8	1.9	-17.7	2.3	0.76	0.08
	CI	-5.7	1.6	-5.7	1.6	-12.7	2.4	0.64	0.12
RADARSAT-2 07-03-2009	PI	-17.8	2.9	-18.9	3	-29.7	2.2	0.59	0.12
	CI	-1.7	1	-2	1	-9.6	1.3	0.67	0.08
	TPI	-10.7	1.8	-10.9	1.8	-14.5	1	0.28	0.15
RADARSAT-2 14-03-2009	OW	-19.6	1.5	-19.2	1.4	-28.6	2.7	0.46	0.10
	SI	-10.9	1.6	-10.6	1.6	-23.1	2.1	0.80	0.05
	II	-8.3	1.2	-8.2	1.2	-19.1	2	0.81	0.05
	CI	-5.5	1.3	-5.4	1.3	-12.8	2.4	0.66	0.14
TERRASAR-X 03-02-2009	SI	-9.9	1.4	-10	1.3	Non disponible		0.69	0.04
	II	-2.3	1	-2.7	1			0.49	0.08
	CI	-0.1	1.4	-0.4	1.5			0.36	0.11
TERRASAR-X 25-02-2009	SI	-6.9	2	-7.9	2.3	Non disponible		0.74	0.08
	II	-4.4	1.6	-4.9	1.7			0.65	0.1
	CI	-1	1.8	-1.2	1.9			0.48	0.14

TAB. 4.1 – Tableau présentant les caractéristiques polarimétriques des classes de glaces de rivière.  $E(x)$  est la moyenne de  $x$  et  $std(x)$  l'écart-type de  $x$ , en  $dB$

### 4.3.1 L'eau libre

Le comportement polarimétrique d'une zone d'eau libre typique est présentée sur la figure 4.1 en bande C et sur la figure 4.2 en bande X.

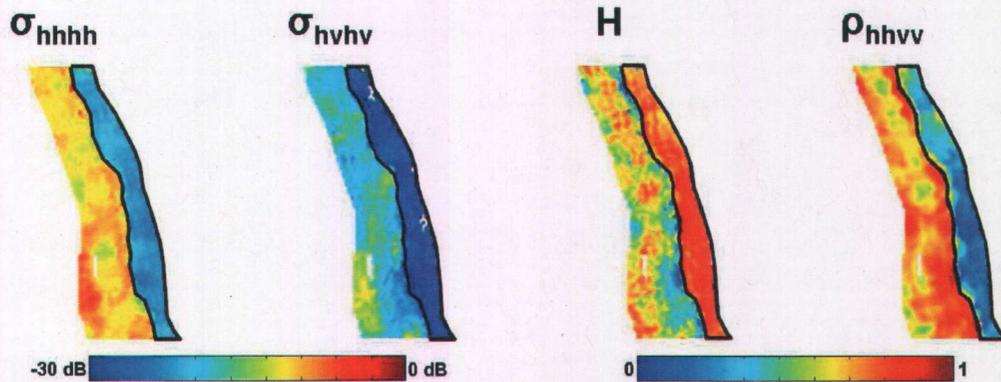


FIG. 4.1 – Zones d'eau libre extraites des acquisitions RADARSAT-2 le 28 février 2009 sur la rivière Saint-François

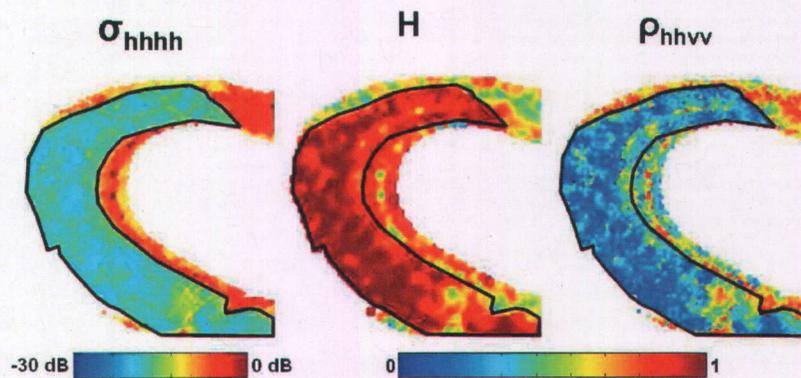


FIG. 4.2 – Zone d'eau libre extraite de l'acquisition TERRASAR-X le 17 février 2008 sur la rivière Saint-François

L'effet miroir de l'eau libre entraîne un faible retour vers le capteur du signal émis et donc un rapport signal à bruit faible. L'eau libre se caractérise donc par des valeurs de rétrodiffusion faibles en bande C et en bande X (respectivement  $< -21$  dB et  $< -17$  dB d'après le tableau 4.1). Les valeurs de rétrodiffusion augmentent logiquement de la bande C à la bande X puisque la longueur d'onde est plus courte et les surfaces apparaissent plus rugueuses. En bande C, l'intensité  $\sigma_{hv hv}$  est proche du niveau de bruit du capteur dû à la diffusion spéculaire de l'eau libre sans vagues.

Le faible rapport signal à bruit engendre une équiprobabilité d'occurrence de chaque mécanisme de diffusion. L'entropie, représentant le désordre statistique du milieu, est donc élevée sur les zones d'eau libre. Les canaux horizontal et vertical ne sont pas corrélés dans ce cas, entraînant des valeurs du coefficient de corrélation  $\rho_{hhvv}$  faibles.

Lors de l'utilisation de données SAR avec des angles d'incidence plus élevés ( $\theta \in [54^\circ, 64^\circ]$ ) que ceux des images satellitaires disponibles ( $\theta \in [27^\circ, 35^\circ]$ ), [16] a prouvé que le rapport de copolarisation est un paramètre intéressant pour discriminer l'eau libre de la glace puisqu'il dépend plus du contraste diélectrique entre les milieux concernés que de la rugosité des interfaces. Cette hypothèse était préalablement étayée par les simulations du modèle SPM (Small Perturbation Model) [133]. Le rapport de copolarisation présente l'avantage d'être moins sensible au bruit du système que les intensités  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$ .

Un problème lié à la détection de l'eau libre est la présence de vaguelettes à la surface de l'eau dues au vent, lesquelles augmentent la diffusion de surface et entraînent un retour du signal émis vers le capteur. Cet effet peut engendrer une diminution de l'entropie et une plus forte augmentation de  $\rho_{hhvv}$  respectivement.

La classification en polarisation simple de l'eau libre et de certains types de glace comme la glace thermique pure entraîne parfois des confusions. D'après notre analyse et nos simulations, ce problème serait résolu par l'utilisation de données SAR partiellement ou totalement polarisées.

### 4.3.2 La glace thermique pure

Les paramètres de l'image SAR d'une zone de glace thermique pure est montrée sur la figure 4.3 en bande C (aucune zone de glace thermique pure n'est disponible en bande X).

La glace thermique pure se caractérise en bande C par des valeurs de rétrodiffusion faibles ( $< -17$  dB d'après le tableau 4.1) puisque les interfaces contribuent principalement au retour du signal vers le capteur. En bande C, l'intensité  $\sigma_{hhvv}$  est proche du niveau de bruit du capteur.

L'angle  $\alpha_1$  lié au mécanisme de diffusion principal est faible et la probabilité d'occurrence associée  $p_1$  est forte. Donc le mécanisme de diffusion de surface prédomine. Lorsque les valeurs de rétrodiffusion diminuent,  $\alpha_1$  augmente et  $p_1$  diminue. La diffusion devient dans ce cas de plus en plus volumique et l'entropie augmente logiquement. En effet, si le couvert de glace n'est pas complètement pur, les interfaces devenant plus lisses (ce qui explique les valeurs de rétrodiffusion qui diminuent) atténuent le rapport diffusion surfacique/diffusion volumique et fait donc augmenter l'entropie.

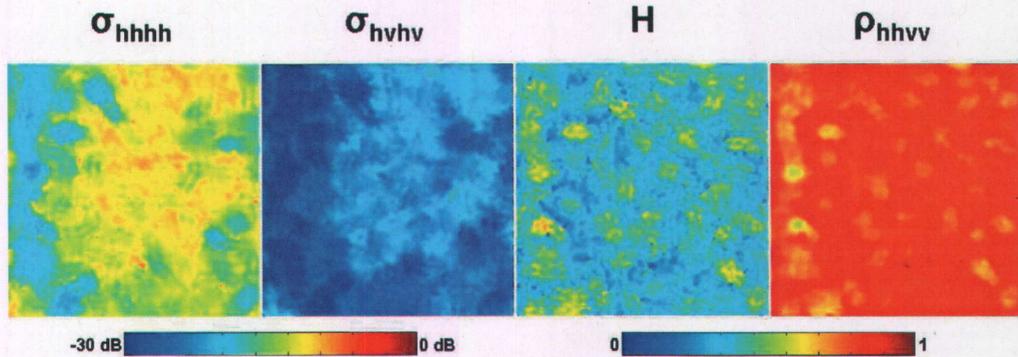


FIG. 4.3 – Zone de glace thermique pure extraite de l'acquisition RADARSAT-2 le 07 mars 2009 sur la rivière Koksoak

En conclusion, la puissance  $\sigma_{hh hv}$  a des dynamiques similaires pour l'eau libre et la glace thermique pure. En revanche,  $\rho_{hh hv}$  et  $H$  ont des comportements différents sur ces deux milieux. L'utilisation de données SAR partiellement ou pleinement polarisées permet de différencier l'eau libre et la glace thermique pure contrairement à l'utilisation de données SAR mono-polarisées, ce qui était l'une de nos hypothèses.

### 4.3.3 Les amas de glace

Deux zones comportant des amas de glace sont présentées sur les figures 4.4 et 4.5 en bande C et 4.6 et 4.7 en bande X.

Les amas de glace se caractérisent en bande C comme en bande X par des valeurs de rétrodiffusion élevées ( $> -7$  dB et  $> -2$  dB pour les canaux co-polarisés en bandes C et X respectivement d'après le tableau 4.1). En effet, les blocs de glace orientés aléatoirement renvoient le signal incident dans toutes les directions. Les valeurs de rétrodiffusion augmentent logiquement de la bande C à la bande X.

Les blocs de glace forment des angles d'incidence locaux ce qui engendre une équiprobabilité d'occurrence des mécanismes de diffusion et donc une entropie élevée. En revanche, ces blocs de glace décorrèlent les canaux horizontaux et verticaux entraînant une diminution des valeurs de  $\rho_{hh hv}$ .

En conclusion, les paramètres  $\rho_{hh hv}$  et  $H$  ont des comportements identiques entre l'eau libre et la glace consolidée. En revanche, les valeurs de rétrodiffusions demeurent les meilleurs paramètres pour discerner ces deux classes.

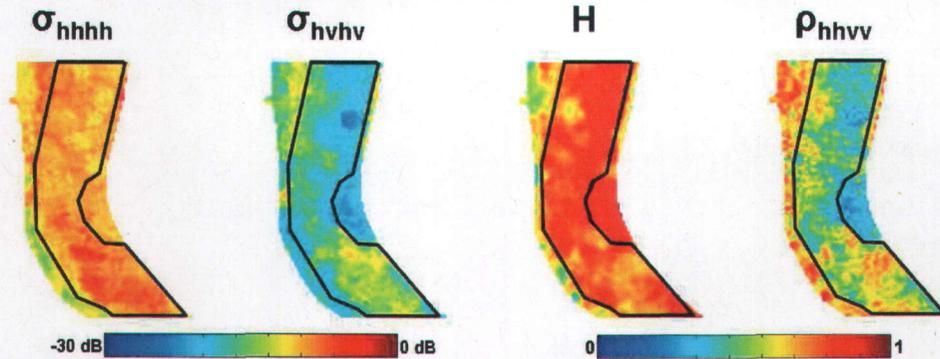


FIG. 4.4 – Zone relativement rugueuses comportant quelques amas de glace consolidée, extraite de l'acquisition RADARSAT-2 le 04 février 2009 sur la rivière Saint-François

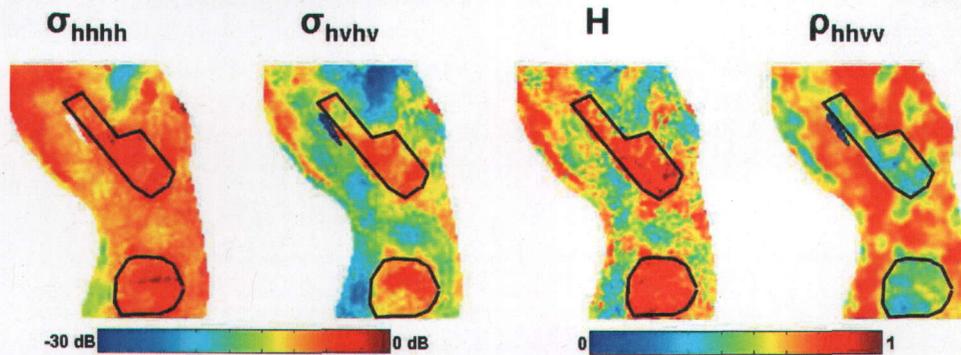


FIG. 4.5 – Zone d'amas de glace consolidée extraite de l'acquisitions RADARSAT-2 le 28 février 2009 sur la rivière Saint-François

#### 4.3.4 La glace de frazil

Le comportement électromagnétique de la glace de frazil avec ou sans glace thermique est analysé pour des couverts de glace fin et épais.

##### 4.3.4.1 Glace fine

La réponse électromagnétique d'un couvert de glace de frazil est plus difficile à interpréter que les glaces définies précédemment car ses caractéristiques physiques et électromagnétiques sont plus diversifiées.

La glace fine de frazil avec ou sans glace thermique se caractérise en bande C comme en bande X par des valeurs de rétrodiffusions moyennes par rapport aux

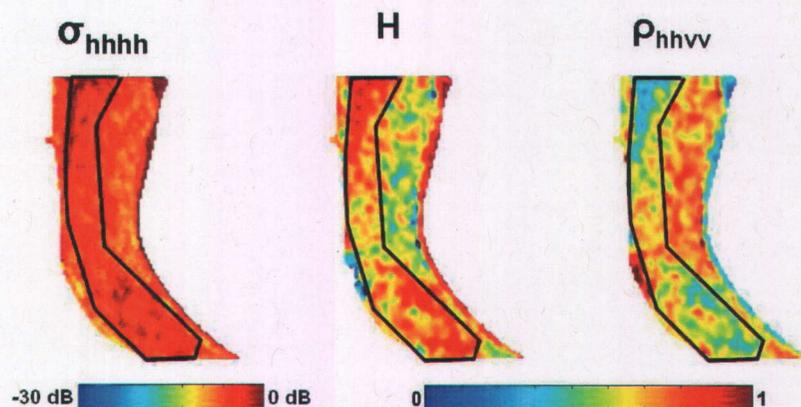


FIG. 4.6 – Zone relativement rugueuses comportant quelques amas de glace consolidée, extraite de l'acquisition TERRASAR-X le 03 février 2009 sur la rivière Saint-François

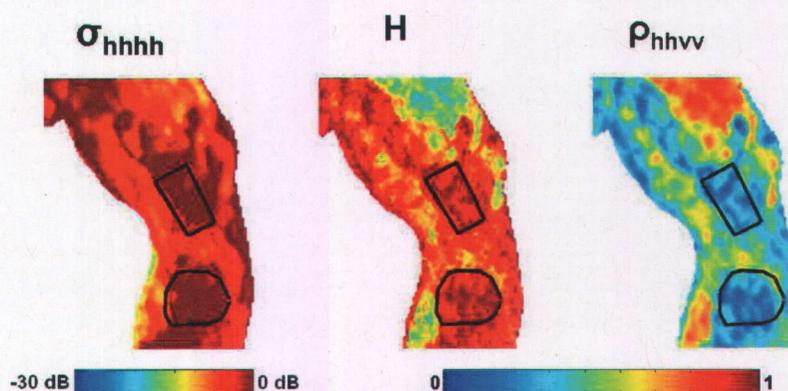


FIG. 4.7 – Zones d'amas de glace consolidée extraites de l'acquisition TERRASAR-X le 25 février 2009 sur la rivière Saint-François

autres types de glace ( $> -15$  dB et  $> -10$  dB pour les canaux co-polarisés en bandes C et X respectivement d'après le tableau 4.1. Les valeurs de rétrodiffusion augmentent logiquement de la bande C à la bande X. Les paramètres de puissance  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$  sont en moyenne inférieurs à ceux sur la glace consolidée mais supérieurs à ceux observés sur l'eau libre et la glace thermique pure.

Les valeurs des paramètres polarimétriques peuvent varier de façon conséquente selon la rugosité des interfaces, les propriétés des bulles d'air composant le couvert de glace, la porosité, l'épaisseur du couvert et le nombre de couches de glace interstitielles. En moyenne, l'angle  $\alpha_1$  est faible et  $p_1$  fort. La diffusion est donc majoritairement surfacique et engendre une entropie moyenne.  $\rho_{hhvv}$  est logiquement élevé puisque les canaux co-polarisés sont corrélés lorsque la diffusion de surface

prédomine.

#### 4.3.4.2 Glace épaisse

Lorsque l'épaisseur ainsi que la quantité et la taille des bulles d'air augmentent, les valeurs de rétrodiffusion augmentent logiquement, particulièrement en polarisation croisée (se référer au tableau 4.1).

$\alpha_1$  augmente et  $p_1$  diminue lorsque la glace s'épaissit. La diffusion volumique augmente donc relativement à la diffusion de surface et devient prédominante lorsque le couvert de glace atteint une certaine épaisseur. Quelque soit le mécanisme dominant, l'entropie reste très élevée.

En conclusion, les paramètres  $\rho_{hhvv}$  et  $H$  ont des dynamiques similaires entre l'eau libre, la glace consolidée et la glace épaisse de frazil avec ou sans glace thermique. En revanche les rétrodiffusions sont différentes entre ces trois milieux. Les confusions liées à la classification des trois milieux sont donc résolues par l'utilisation des paramètres de rétrodiffusion. Cependant, les niveaux de puissance ne sont pas normalisés et peuvent varier selon les capteurs SAR, l'évolution temporelle des caractéristiques physiques du milieu, etc.

## 4.4 Méthodologie

Le choix des données radar et terrain comme intrants des méthodes de classification, choisis par l'utilisateur, est présenté pour les phases d'entraînement et de validation. La qualité des méthodes de classification pour détecter les différents types de glace est évaluée grâce aux matrices de confusion, définies à la fin de ce chapitre.

### 4.4.1 Les intrants des méthodes de classification

#### 4.4.1.1 Les données radar

Afin de définir en entrée des méthodes de classification les vecteurs caractéristiques qui synthétisent l'information la plus pertinente, de nombreuses possibilités sont envisageables. Idéalement, la meilleure combinaison constituée de  $p$  paramètres parmi  $n$  est déduite du test des  $C_n^p$  combinaisons possibles. Cette solution est difficilement envisageable en raison du temps de calcul nécessaire. Une solution itérative plus abordable est celle nommée *selection incrémentielle et décrémenteille* [152].

Cependant, les intrants retenus sont les composantes de la matrice de covariance pour les raisons suivantes. D'abord, la comparaison entre les bandes C et X pour la classification des types de glace de rivière n'est possible qu'en utilisant les mêmes paramètres d'entrée. Or, les données disponibles en bande X sont partiellement polarisées et ne permettent pas le calcul exhaustif des paramètres polarimétriques. Les

éléments de la matrice de covariance sont préférés à ceux de la matrice de cohérence dans un souci de comparaison de résultats. En effet, les puissances dans les différentes polarisations correspondent à la diagonale de cette matrice. De plus, seule la polarisation horizontale est disponible dans le cas de données simplement polarisées. Par ailleurs, les matrices de covariance et de cohérence contiennent la même quantité d'information polarimétrique. Enfin, des tests effectués sur différents vecteurs caractéristiques d'entrée montrent que les éléments constituant la matrice de covariance sont dans cette étude aussi efficaces pour discriminer les types de glace de rivière que les paramètres polarimétriques qui en découlent car ils engendrent des résultats de classification similaires.

Les résultats de classification sont présentés dans le paragraphe 4.5 pour cinq configurations polarimétriques d'intrants :

- **simple** :  $\sigma_{vvvv}$ ,
- **alternée 1** :  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$ ,
- **alternée 2** :  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{hvhv}$ ,
- **duale** : matrice  $C(hh, vv)$
- **pleine** : matrice  $C$ .

Le canal horizontal est utilisé en entrée de l'algorithme ICEMAP [11] tandis que le canal vertical est appliqué en entrée des autres algorithmes car il fournit de meilleurs résultats de classification. Cette observation est intéressante dans la mesure où toutes les études précédentes sont basées sur des données SAR acquises en polarisation horizontale par le satellite RADARSAT-1 [7, 8, 9, 10, 12].

Afin d'étudier l'apport des fréquences, les résultats sont présentés dans le paragraphe 4.5 pour trois configurations fréquentielles en bandes C, X et C-X.

#### 4.4.1.2 Le nombre de classes

L'apport de la diversité polarimétrique pour la classification des glaces de rivière est d'abord étudié. La première classification est appliquée en bande C pour quatre classes OW, SI, II et CI avec un jeu de données SAR d'entraînement. Afin de quantifier l'apport de données multi-temporelles pour une meilleure définition des vecteurs d'entraînement, cette classification est élargie à deux jeux d'entraînement. Une dernière classification est réalisée en bande C pour les six classes OW, SI, II, CI, PI et TPI afin d'estimer la fiabilité des méthodes de classification lorsque le nombre de classes augmente.

En bande X, une classification avec trois classes SI, II et CI est effectuée. Les autres classes ne sont pas disponibles sur les images SAR. Enfin, la diversité fréquentielle est analysée. Cette partie ne concerne que les classes SI, II et CI.

#### 4.4.2 Les paramètres des méthodes de classification

. Le choix des paramètres caractéristiques des méthodes de classification tels que les jeux de données SAR et le nombre d'échantillons sont justifiés pour chaque phase d'entraînement et de validation.

##### 4.4.2.1 La phase d'entraînement

Cette partie concerne les méthodes SVM [94], CART [95] et WISHART [24] puisque la classification ICEMAP [11] est non supervisée et ne nécessite donc aucun entraînement. Cependant, ICEMAP est testé comme les autres méthodes sur les données d'entraînement élargies.

##### - Choix des jeux de données

Différentes solutions existent quant au choix des éléments utilisés pour l'entraînement. Idéalement, des échantillons sont sélectionnés pour chaque classe dans différents jeux de données SAR afin de couvrir différentes périodes de l'hiver, différentes conditions environnementales et donc différents couverts de glace. Cependant, le besoin de valider les méthodes employées sur de nouvelles données SAR et la faible quantité de jeux de données SAR disponibles ont contribué à choisir majoritairement l'entraînement des algorithmes à l'aide d'un seul jeu de données SAR. Les jeux de données acquis le 04 février 2009 par le satellite RADARSAT-2 pour l'étude en bande C et le 03 février 2009 par le satellite TERRASAR-X pour l'étude en bande X sont utilisés. En effet, ces données SAR ont été acquises environ au milieu de l'hiver et reflètent les caractéristiques physiques moyennes du couvert de glace. De plus, les mesures effectuées en parallèle sur le terrain n'ont pas permis d'acquérir un nombre d'échantillons aussi important que lors des autres campagnes de mesures. Ces données SAR sont donc plus adaptées à la phase d'entraînement qui nécessite moins d'éléments que la phase de validation. Pour les classifications de quatre classes en bande C basées sur deux jeux d'entraînement, la moitié des échantillons est choisie pour chaque classe sur le jeu données SAR acquis le 04 février 2009 et l'autre moitié le 28 février 2009. Lors de la phase de classification de six classes en bande C, les classes OW, SI, II et CI sont extraites du jeu de données SAR acquis le 04 février 2009 et les classes PI et TPI du jeu de données SAR acquis le 07 mars 2009 sur la rivière Koksoak. La validation est effectuée en une seule étape sur les échantillons issus des cartes de vérité terrain correspondantes, donc du 04 février 2009 et du 07 mars 2009.

En ce qui concerne l'étude multi-fréquentielle, les deux jeux conjointement utilisés pour la phase d'entraînement sont ceux acquis les 03 et 04 février 2009 en bandes X et C respectivement.

Les résultats présentés dans la partie 4.5 constituent une validation sur le même jeu de données SAR. Ils reflètent la comparaison entre les résultats de classification et les cartes de vérité terrain entières, comprenant entre autres les échantillons d'entraînement.

#### – Choix du nombre d'échantillons

Le nombre d'échantillons pour la phase d'entraînement est fixé à 500 points par classe. En effet, les données terrain sont difficiles à obtenir et ne permettent pas l'extraction d'un grand nombre d'échantillons pour entraîner et valider l'algorithme, comme indiqué au chapitre 3. De plus, les écarts-types des résultats de classification, chaque classification étant effectuée 200 fois, sont faibles lorsque la méthode SVM est employée avec 500 échantillons par classe [139]. Enfin, le temps de calcul de la méthode SVM augmente considérablement avec l'augmentation du nombre d'échantillons d'entraînement. Les mêmes 500 échantillons sont utilisés pour l'entraînement de chaque classification. Ces éléments sont à la fois spatialement distribués et statistiquement représentatifs des échantillons globalement disponibles. Des points d'entraînement potentiels de toutes les classes de glace (figure 4.8), extraits des jeux de données RADARSAT-2 acquis sur la rivière Saint-François les 04 et 28 février 2009 et sur la rivière Koksoak le 07 mars 2009, sont projetés dans l'espace  $(\sigma_{hhhh}, \sigma_{hvvv}, \rho_{hhvv})$  sur la figure 4.8. Ils résument les confusions possibles entre les classes OW et PI, puis entre les classes OW, II, CI et TPI, mises en exergue par l'analyse de la sensibilité des descripteurs polarimétriques aux divers types de glace.

#### – Choix des paramètres de classification

Concernant la méthode SVM, les paramètres de coût  $C$  et  $\gamma$  du noyau  $K$  (chapitre 1.4.2.1), définis par l'utilisateur, sont optimisés pour chaque configuration de vecteur en utilisant la technique *grid-search* [153] avec une validation croisée qui nécessite  $n$  sous-ensembles. Dans cette étude,  $n = 2$  et les sous-ensembles pour chaque classe sont donc constitués de 250 échantillons. Une fois les paramètres  $C$  et  $\gamma$  optimisés, l'hyperplan déterminé lors de la phase d'entraînement est conservé lors de la phase de validation.

Concernant la méthode CART, la taille minimale des noeuds est fixée à 10 [95].

#### 4.4.2.2 La phase de validation

À ce stade, les méthodes supervisées des SVM, CART et WISHART sont automatiques puisqu'appliquées sur de nouveaux jeux de données SAR (i.e. différents de ceux utilisés lors des phases d'entraînement).

#### – Choix des jeux de données

Les deux validations effectuées lors des classifications en bande C avec quatre classes et un jeu d'entraînement sont basées sur les données SAR acquises les 28 février et 14 mars 2009. Les classifications en bande C avec quatre classes et deux jeux d'entraînement sont validées sur les données SAR acquises le 14 mars 2009. Aucune validation ne peut être effectuée pour les classifications en bande C avec six classes. En bande X, les validations concernent le jeu de données SAR acquis le 25

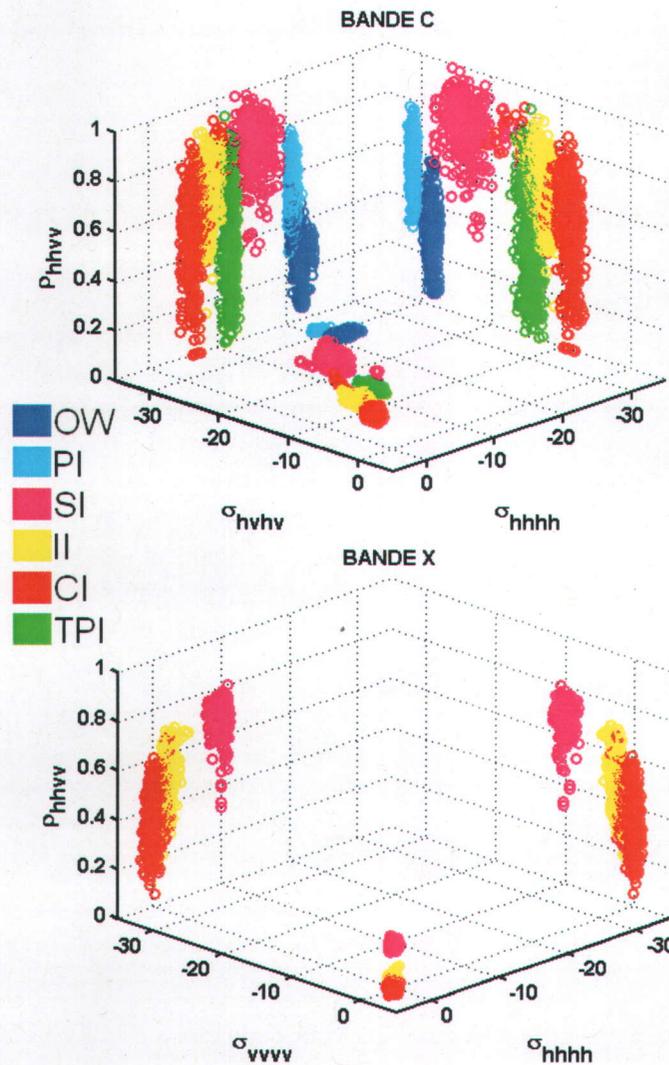


FIG. 4.8 – Points d'entraînement potentiels extraits des jeux de données RADARSAT-2 acquis sur la rivière Saint-François les 04 et 28 février 2009 et sur la rivière Koksoak le 07 mars 2009 et TERRASAR-X acquis sur la rivière Saint-François le 03 février 2009, projetés dans l'espace  $(\sigma_{hhhh}, \sigma_{hhvv}, \rho_{hhvv})$

février 2009. Les classifications basées sur les données SAR multi-fréquentilles sont validées sur la paire d'images SAR acquises les 25 et 28 février 2009.

#### – Choix du nombre d'échantillons

Le nombre d'éléments utilisés pour la phase de validation est plus élevé que le nombre d'éléments utilisés pour la phase d'entraînement, pour une caractérisation

robuste des différentes méthodes. Le nombre d'éléments issus des cartes de vérité terrain et utilisés selon la classe et le jeu de données SAR est précisé dans les matrices de confusion en annexe A.

### 4.4.3 L'évaluation des résultats

L'évaluation des résultats de classification lors des phases d'entraînement et de validation est basée sur la Matrice de Confusion ( $MC$ ) [154] qui consiste à comparer les classes issues de la vérité terrain (sur les lignes de la  $MC$ ) et les classes issues de la classification (sur les colonnes de la  $MC$ ). Les éléments de la diagonale représentent les pixels correctement classifiés alors que les autres termes indiquent les erreurs de détection. Les différents paramètres obtenus à partir de la matrice de confusion sont définis comme suit avec  $i$  l'indice des lignes et  $j$  l'indice des colonnes :

- la **Précision Producteur** ( $PP$ ) fournit la mesure de la qualité de l'analyse lors de la production de la carte classifiée et s'écrit :

$$PP(i) = 100 \frac{MC(i, i)}{\sum_{j=1}^N CM(i, j)} \quad (4.1)$$

avec  $N$  le nombre de classes et la taille de  $CM$ .

- la **Précision Utilisateur** ( $PU$ ) fournit à l'utilisateur une mesure de la probabilité d'une classification adéquate des pixels durant le processus de classification et s'écrit :

$$PU(j) = 100 \frac{MC(j, j)}{\sum_{i=1}^N CM(i, j)} \quad (4.2)$$

- la **Précision Moyenne** ( $PM$ ) représente la moyenne des précisions producteur et utilisateur :

$$PM = E(PP, PU) \quad (4.3)$$

- le **coefficient de kappa**  $\kappa$ , compris entre 0 et 1, représente la statistique de reproductibilité et d'accord entre deux cartes [155], ou encore la réduction proportionnelle de l'erreur induite par une classification choisie comparé à l'erreur induite par une classification au hasard, et s'écrit :

$$\kappa = \frac{\sum_{i,j=1}^N CM(i, j) \sum_{i=1}^N CM(i, i) - \sum_{k=1}^N [\sum_{i=1}^N CM(i, k) \sum_{j=1}^N CM(k, j)]}{[\sum_{i,j=1}^N CM(i, j)]^2 - \sum_{k=1}^N [\sum_{i=1}^N CM(i, k) \sum_{j=1}^N CM(k, j)]} \quad (4.4)$$

Si  $\kappa < 0.4$ , le degré d'accord est faible. Si  $\kappa > 0.6$ , le degré d'accord est élevé.

L'indicateur  $\sum$  dans les matrices de confusion en annexe A représente la somme des échantillons d'une ligne ou d'une colonne.

## 4.5 Résultats de classifications

Les résultats des classifications des types de glace sont présentés de façon à mettre en évidence différentes variables :

- les entrées (diversité polarimétrique et fréquentielle),
- les algorithmes de classification,
- les phase d'entraînement et de validation.

L'apport de la diversité polarimétrique pour la classification de la glace de rivière est d'abord étudié, suivi par l'apport de la diversité fréquentielle. L'apport de la diversité polarimétrique est quantifié en bande C pour quatre classes (phases d'entraînement et de validation) et six classes (phase d'entraînement seulement) et en bande X pour trois classes.

### 4.5.1 Apport de la diversité polarimétrique

#### 4.5.1.1 Bande C - quatre classes (OW, SI, II et CI)

Les réponses similaires de l'eau libre et de la glace quasi-pure à un signal émis entraînent généralement des confusions, d'où la nécessité d'utiliser des données SAR polarisées. Ils permettent une comparaison des résultats par les différentes méthodes de classification. Les résultats globaux de classification pour quatre classes sont illustrés dans le tableau 4.2.

Pour la phase d'entraînement, presque toutes les PM sont supérieures à 80%. Elles chutent légèrement avec la méthode SVM et plus nettement avec la méthode CART pour la deuxième date. Pour la dernière date de validation les résultats obtenus sont moins élevés. Ceci est certainement dû aux variations des conditions météorologiques entre les deux premières dates et la dernière. La méthode SVM s'adapte assez facilement à d'autres jeux de données alors que la méthode CART, basée sur des arbres de décision et donc sur l'utilisation de seuils fixes, s'adapte plus difficilement à des images ayant des dynamiques différentes.

En étudiant en détail les matrices de confusion dont une partie est donnée en annexe A, une analyse de l'apport des données polarimétriques pour la caractérisation de chaque type de glace et de l'eau libre est menée. La détection de l'eau libre est quasiment parfaite sur l'image d'entraînement mais diminue en qualité pour les autres dates. Elle est souvent classée en glace II dans ce cas. L'établissement de la vérité terrain n'est pas évident pour cette classe car la zone d'eau libre est petite et allongée. La méthode SVM donne les meilleurs résultats qui atteignent 78.7% en configuration duale pour le 14 mars 2009.

Les résultats de classification de la glace lisse (SI : smooth Ice) sont très bons pour les deux premières dates. Les résultats obtenus avec la méthode WISHART contient plus d'erreurs de classification (fausse alarme). Pour la date du 14 mars 2009, les PP diminuent quelque soit les méthodes utilisées et sont même assez faibles

Proc.	Pol.	Simple	Alternée 1	Alternée 2	Duale	Pleine
<b>Entraînement 04-02-2009</b>						
SVM		78.8%	81%	85.7%	83.7%	91.5%
CART		87.5%	87.7%	89%	89.5%	90.6%
WISHART		79.5%	80.3%	80.2%	81.6%	80.2%
ICEMAP		69.4%				
<b>Validation 28-02-2009</b>						
SVM		75.1%	76.1%	82.1%	82.2%	82.5%
CART		71.9%	72.1%	74.7%	70.2%	75.6%
WISHART		71.2%	71.7%	78.4%	72.9%	78.5%
ICEMAP		66%				
<b>Validation 14-03-2009</b>						
SVM		66.7%	67%	70.9%	80.8%	72.5%
CART		63.1%	65.4%	71.7%	53%	67.7%
WISHART		46.5%	48.2%	60.3%	54.3%	57.5%
ICEMAP		73.4%				

TAB. 4.2 – Résultats en bande C pour quatre classes et un seul jeu d'entraînement

en mono-polarisation pour les différentes méthodes. De plus pour ce type de milieu, l'ajout d'information radar supplémentaire en plus d'un seul canal mono-polarisé améliore les résultats, cette amélioration étant très significative pour la date du 14 mars. Ainsi l'apport en entrée de la puissance en polarisation croisée en plus de la puissance en polarisation verticale donne globalement les meilleures classifications pour les trois dates. L'amélioration est la plus importante pour la date de fin d'hiver. Les résultats atteignent 90% pour la phase d'entraînement, 92% et 80% respectivement pour les validations. L'utilisation d'autres informations supplémentaires ne fait pas varier de manière significative les résultats. Ces derniers s'expliquent par le comportement particulier de la réponse électromagnétique de ce type de glace comme indiqué sur la figure 4.9. La classe SI a des valeurs de puissance plus faibles dans toutes les polarisations et se différencie donc bien des deux autres types de glace. Ces faibles puissances sont dues à la faible rétrodiffusion des surfaces lisses et à la taille des particules d'air dans le volume de glace.

Pour le second type de glace II, les résultats sont aussi très satisfaisants avec une PP comprise entre 90% et 95% pour l'image d'entraînement et entre 56% et 81% pour les validations. Le SVM donne globalement les meilleurs résultats. Les résultats chutent cependant pour cette méthode en configuration simple. L'utilisation d'un seul canal limite la bonne cartographie de ce type de glace sur des données quelconques. En effet, les deux classes II et CI ont des réponses assez proches dans

ce cas. La rugosité des interfaces de ce type de glace justifie la progression des résultats lors de l'utilisation en intrants de données polarimétriques. Cette information supplémentaire permet de séparer de meilleure façon la CI de la II comme le montre la figure 4.9. Les modes de configuration optimaux pour la classe II sont soit les canaux verticaux et croisés, soit la matrice de covariance complète. Cette dernière solution est cependant plus onéreuse.

La classe de glace CI est la plus difficile à caractériser et les résultats varient selon les méthodes de classification utilisées. La confusion des classes CI et II apparaît. Pour la méthode SVM en configuration simple, la moitié des points sur le jeu d'entraînement est classée en CI et la moitié en II. Cette proportion diminue nettement lors de l'ajout d'information avec 85% de PP avec la matrice de covariance. La tendance apparaît moins nettement avec la méthode CART en passant de 69% à 77% de PP. Les résultats stagnent autour de 64% pour l'algorithme WISHART. En revanche, l'apport d'information radar supplémentaire aux puissances en co-polarisation des jeux de données de validation fait chuter les résultats en moyenne de 87% à 64% pour les trois méthodes avec de meilleurs résultats pour WISHART.

Les valeurs des différents pourcentages sur la figure 4.9 montrent que les puissances ont des valeurs bien précises tandis que le coefficient de corrélation présente une large gamme de valeurs ce qui entraîne des erreurs dans les résultats de classification. Finalement, les résultats obtenus sur l'image d'entraînement du 04 février montrent des taux de classification supérieurs à ceux obtenus avec les images de validation pour toutes les méthodes employées et pour les différentes combinaisons des données. En effet, les conditions climatiques évoluent vers la fin de l'hiver et les mêmes types de glace évoluent aussi légèrement ce qui explique de moins bons résultats pour le 28 février et le 14 mars. Le débit de l'eau a tendance à éroder le couvert de glace et au contraire des périodes de gel peuvent rendre le couvert plus rugueux. Des températures positives ont été enregistrées entre les deux dernières acquisitions (voir la figure 3.8)

Un point important à noter est le comportement des classifications avec l'apport du module de la corrélation en co-polarisation. Sur les images de validation, l'apport de cette information diminue la probabilité de bonne détection quelque soit la méthode pour la glace CI. En effet, les valeurs de  $\rho_{hhvv}$  des points de cette classe parcourent toute la plage des valeurs possibles de 0 à 1. En revanche, les résultats sont améliorés pour les classes SI et II avec la méthode SVM. Cette méthode étant la plus robuste pour la validation, il est donc intéressant de souligner qu'il est difficile de très bien classer tous les types de glace. Certaines classes sont mieux discriminées avec l'apport de cette corrélation alors que la classification de la classe CI est optimale avec seulement les canaux horizontaux et verticaux.

La figure 4.9 montre les cartographies du 14 mars 2009 pour les classifications SVM, CART et WISHART en bande C en configuration *pleine*. La surestimation de la classe II au détriment de la classe SI est visible.

Pour les trois dates, la méthode de classification non supervisée ICEMAP détecte très bien l'eau libre (ce qui justifie la PM supérieure aux autres classifications sur l'image du 14 mars 2009) avec une PP supérieure à 90% mais la surestime au dé-

triment de la classe SI. La classe CI est surestimée pour la première date et la classe II n'est donc pas détectée. Les classes II et CI sont confondues pour les deux dates de validation avec des PP moyennes comprises entre 36% et 66%. L'algorithme ICE-MAP donne finalement des résultats satisfaisants mais surestime toujours l'eau libre.

Finalement, les résultats sont assez stables et montrent l'apport de données polarimétriques, en particulier de la polarisation croisée pour la classification des glaces de rivières.

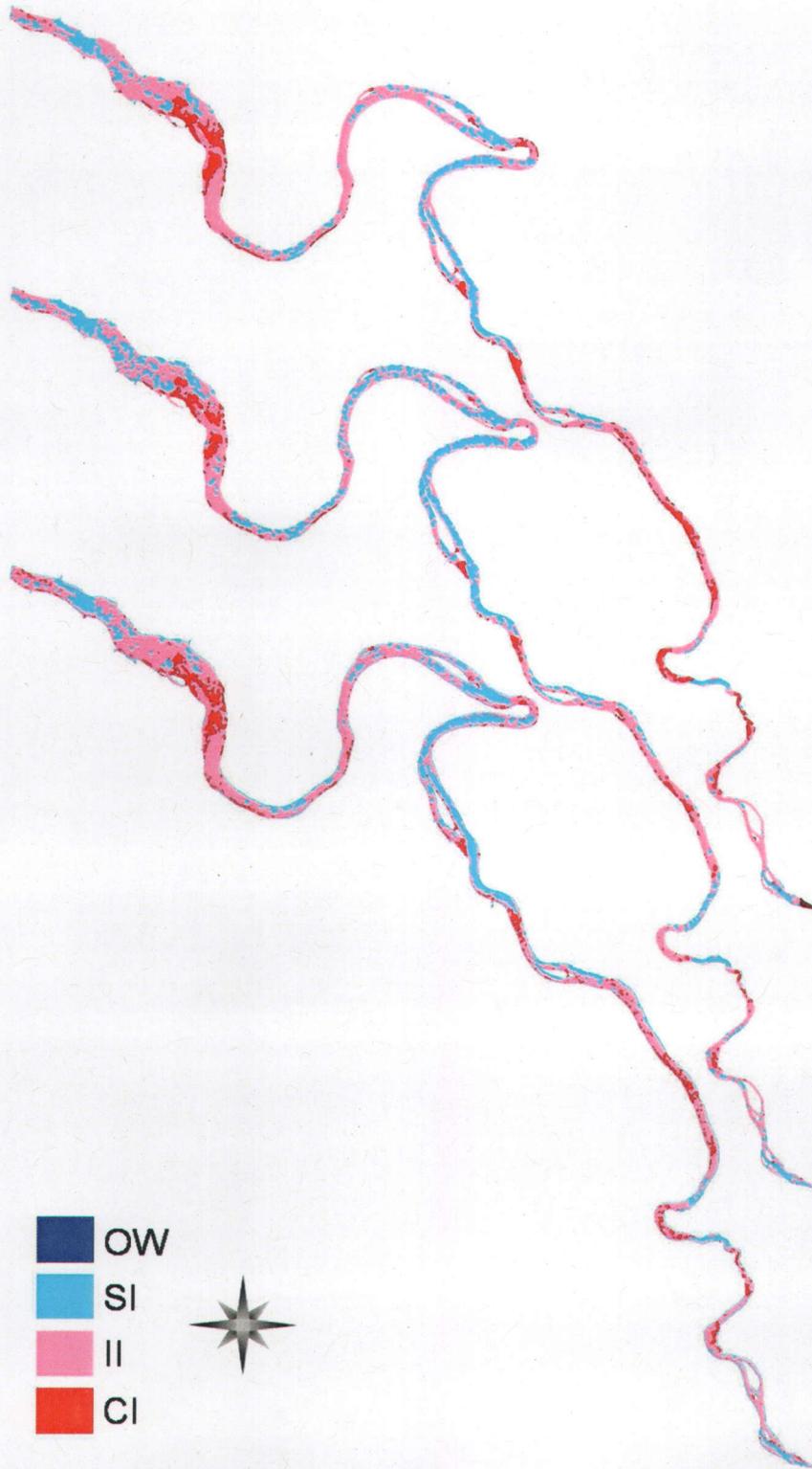


FIG. 4.9 – Classifications SVM, CART et WISHART (respectivement du haut vers le bas) du 14 mars 2009 pour quatre classes en bande C et configuration *pleine*)

#### 4.5.1.2 Bande C - quatre classes (OW, SI, II et CI) et deux jeux d'entraînement

Afin d'analyser l'influence des points d'entraînement sur les résultats de classification, deux jeux de données SAR ont été choisis pour un entraînement conjoint. Les résultats sont exposés dans le tableau 4.3.

Proc.	Pol.	Simple	Alternée 1	Alternée 2	Duale	Pleine
<b>Entraînement 04-02-2009</b>						
SVM		79.6%	80.5%	82%	88%	82.6%
CART		78%	79.1%	82.2%	87.9%	86.3%
WISHART		58.7%	57.9%	67.3%	82.4%	81.9%
ICEMAP		69.4%				
<b>Entraînement 28-02-2009</b>						
SVM		78%	78.1%	81.2%	79.7%	80.1%
CART		76.9%	77.1%	80%	79.5%	79.8%
WISHART		64.1%	54.1%	64.7%	76.6%	79%
ICEMAP		66%				
<b>Validation 14-03-2009</b>						
SVM		66.1%	66.9%	69.4%	67.8%	69.3%
CART		68.8%	70.6%	71.6%	72.3%	74.8%
WISHART		67.2%	39.2%	67.6%	69.3%	71.9%
ICEMAP		73.4%				

TAB. 4.3 – Résultats en bande C pour quatre classes et un seul jeu d'entraînement

Les PM sont rarement inférieures à 80% pour la phase d'entraînement et baissent légèrement pour la deuxième date. Les résultats obtenus sont moins élevés pour la dernière date de validation malgré l'utilisation de deux jeux de données d'entraînement. Comme précédemment, la méthode SVM s'adapte mieux à d'autres jeux de données alors que CART n'est pas adaptée à la validation. L'apport des données polarimétriques pour la caractérisation des types de glace et de l'eau libre est analysé grâce aux matrices de confusion données en annexe A.

La classification de l'eau libre est globalement très bonne lors des phases d'entraînement mis à part une surestimation par WISHART en configurations *simple* et *alternée 2*. La classification CART montre cependant plus de difficultés à classifier l'eau pour la deuxième date. Seule la classification SVM détecte correctement l'eau libre pour la troisième date quel que soit la polarisation.

La classe SI est très bien détectée par les méthodes SVM et CART pour les deux premières dates avec des PP presque toutes supérieures à 80%. La méthode WISHART en revanche montre des résultats faibles lorsque les rétrodiffusions sont utilisées. Les résultats chutent de façon importante pour la phase de validation quelque soit la méthode et la configuration polarimétrique avec une légère augmentation lorsque le nombre de canaux en entrée augmente. Les valeurs de PP restent inférieures à 50% sauf pour WISHART en configuration *simple*. Les variations physiques de la classe SI, notamment une augmentation de l'épaisseur de glace avec le temps, sont responsables de la confusion entre les classes SI et II. L'entraînement des méthodes basé sur deux dates n'améliore donc pas la détection de la classe SI et engendre même plus de confusions.

La classe II est très bien détectée pour toutes les dates avec une baisse globale plus prononcée en configurations *simple* et *alternée 1* pour les deux dernières dates. Même la méthode CART qui s'adapte mal aux nouveaux jeux de données montre d'excellents résultats. En revanche, la classe II est surestimée au détriment de la classe SI. L'utilisation du paramètre  $\sigma_{hvhv}$  ou de données totalement polarisées donnent logiquement les meilleurs résultats puisque la classe II est rugueuse, sauf avec la méthode WISHART qui montre une meilleure PP avec la rétrodiffusion  $\sigma_{vvvv}$ .

La classe CI montre des confusions avec la classe II pour les trois dates. La polarisation croisée donne les meilleurs résultats lors de la phase d'entraînement sauf pour WISHART où l'association des canaux co-polarisés donne une PP de 95%. Pour les deux autres dates, les méthodes SVM et CART avec en intrants les rétrodiffusions co-polarisées et croisées sont plus aptes à détecter la classe CI pour les deux autres dates et particulièrement pour la dernière avec une PP d'environ 80%. WISHART en revanche donne les meilleurs résultats en configurations *alternée 1* et *alternée 2*. Les rétrodiffusions sont donc capables de résoudre des ambiguïtés liées aux variations temporelles des classes II et CI lorsque deux jeux d'entraînement sont utilisés.

Finalement, les résultats obtenus sont globalement plus homogènes entre les phases d'entraînement et de validation, comparativement aux classifications entraînées sur un seul jeu de données. Les confusions sont dans ce cas non résolues et même exagérées dans le cas de la classe SI. Cette méthode pourrait être étendue dans le cas de l'acquisition d'une série temporelle à l'assimilation de différents jeux de données et de vérités terrain associées.

#### 4.5.1.3 Bande C - six classes (SI, II, CI, OW, PI, TPI)

Dans cette partie, les vecteurs d'entraînement regroupent toutes les classes de glace et sont extraits de jeux de données RADARSAT-2. Les résultats de classification pour les six classes sont illustrés dans le tableau 4.4. Les classifications développées sont facilement adaptables à un nombre de classes plus important. Dans le cas d'une acquisition multi-temporelle, il est alors possible de classifier tous les types de glace présentés.

Proc.	Pol.	Simple	Alternée 1	Alternée 2	Duale	Pleine
<b>Entraînement 04-02-2009 et 07-03-2009</b>						
<b>SVM</b>		70.6%	87.5%	90.2%	92.3%	90.1%
<b>CART</b>		84.5%	89.4%	90.5%	92.2%	92.8%
<b>WISHART</b>		81%	83.1%	81.9%	85%	84.2%

TAB. 4.4 – Résultats en bande C pour six classes

L'eau libre est très bien classée (97% à 100%) quelque soit la méthode utilisée sauf pour SVM en configuration simple (PP = 7%) où elle est confondue avec la classe PI ce qui explique la PM très faible. Ce phénomène est souligné dans les études précédentes puisque la glace lisse et pure montre des valeurs de rétrodiffusion proches de celles de l'eau libre. La méthode SVM montre en général des résultats inférieurs à la méthode CART lors des phases d'entraînement. Il est important de noter que le nombre d'échantillons pour la classe d'eau libre est moins élevé comparativement aux autres classes.

La glace SI est toujours bien classée quelque soit la méthode utilisée avec une PP presque toujours supérieure à 90%. Une légère amélioration des résultats peut être notée avec l'apport d'intrants supplémentaires (la PP augmente de 88% avec la méthode WISHART en configuration *simple* à 97% avec la méthode CART en configuration *pleine*)

La glace II est bien caractérisée avec une PP variant de 77% pour la méthode CART en configuration *simple* à 98% pour la méthode SVM en configuration *pleine*. L'apport d'intrants supplémentaires et surtout de la puissance en polarisation horizontale ou croisée augmente les résultats pour les méthodes SVM et CART. Les meilleurs résultats sont obtenus avec la méthode SVM. Cette classe est aussi souvent surestimée et confondue avec les classes CI et TPI. Lorsque les données SAR ont été acquises, la classe II était composée de quelques amas de glace tout comme la classe CI. De plus, la classe TPI est plus lisse que la classe II mais plus épaisse et poreuse. Ces deux phénomènes se compensent et entraînent des valeurs de  $\sigma_{hhv}$  similaires comme le montre la figure 4.9. Ce phénomène explique pourquoi la configuration *alternée 2* n'est pas la plus apte à séparer ces types de glace contrairement aux quatre classes traitées dans les analyses précédentes. L'utilisation de données totalement polarisées atténue ces confusions.

Comme il a été observé pour les résultats de la classification avec quatre classes, la classe CI est la plus difficile à discriminer avec une PP maximale de 77% dans le cas de la méthode CART en configuration *pleine*. Presque toutes les erreurs proviennent de confusions avec la glace II. Comme l'indique la figure 4.9, les classes II et CI ont des réponses proches quelque soit la polarisation.

La glace PI est toujours parfaitement classée avec des résultats proches de 100% mais peut être surestimée au détriment de l'eau libre lorsque des données monopolarisées sont utilisées. L'apport d'intrants supplémentaires permet d'éviter ces confusions.

La classe TPI est un peu plus difficile à discriminer, les résultats montrent une confusion avec la classe II pour les méthodes SVM et CART particulièrement en configuration *simple* pour les raisons énoncées précédemment. L'apport de données polarimétriques permet de résoudre ces confusions.

La figure 4.10 montre une cartographie du 07 mars 2009 pour la classification de WISHART à six classes en bande C en configuration *pleine*. Il n'y avait pas d'eau libre à cette date. La classe CI est largement majoritaire. La classe TPI (glace épaisse) est logiquement détectée dans la zone *a* au niveau des chenaux principal et secondaire. La glace lisse est largement détectée dans la zone *b* mais aucune donnée terrain n'est disponible pour cette zone.

En conclusion, le test des classifications sur six classes met en avant la nécessité d'utiliser des données totalement polarimétriques afin de résoudre les ambiguïtés entre les classes OW et PI puis entre II, CI et TPI.

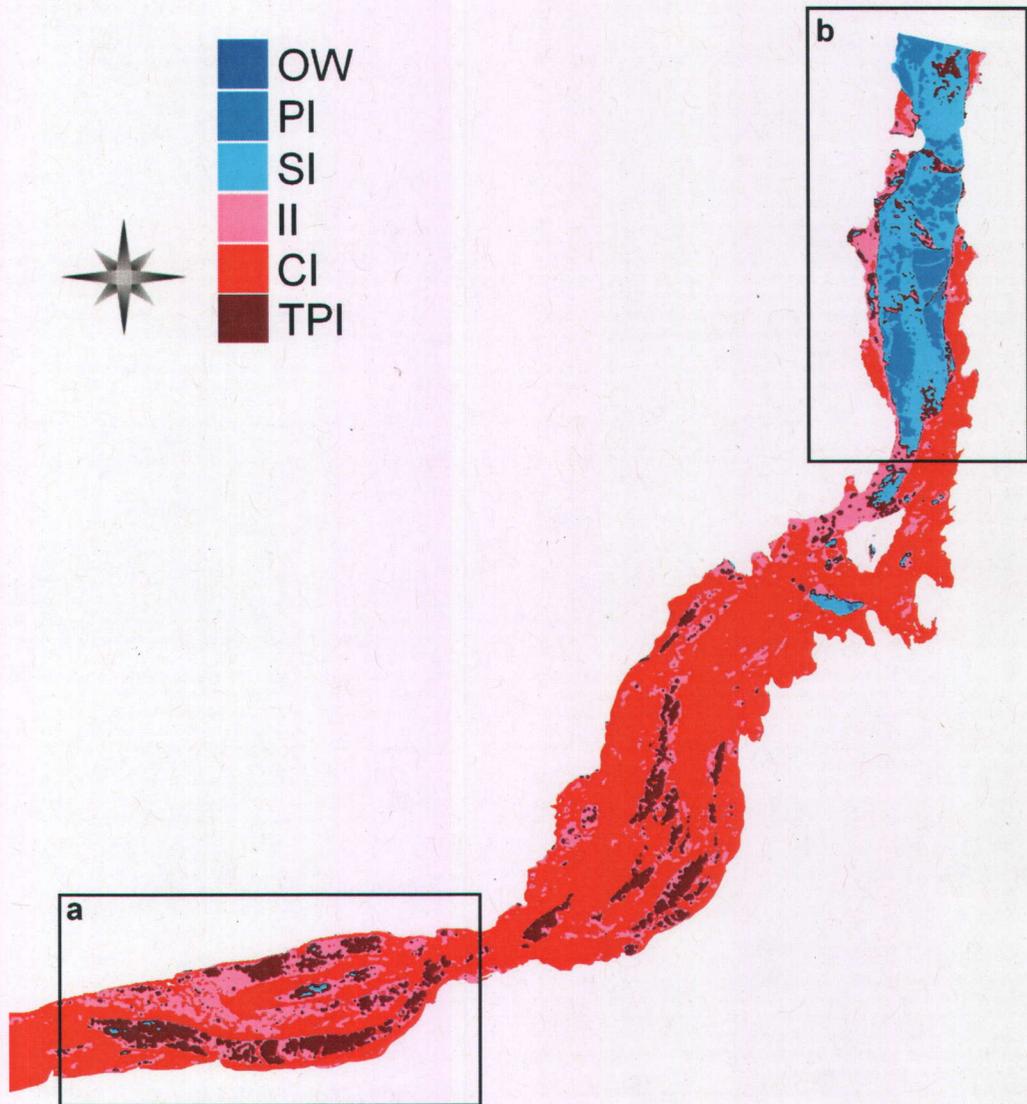


FIG. 4.10 – Classification de WISHART du 07 mars 2009 pour six classes en bande C et configuration *pleine*

#### 4.5.1.4 Bande X - trois classes (SI, II et CI)

Les configurations polarimétriques disponibles en bande X sont les modes *simple*, *alternée 1* et *duale*. Les résultats sont montrés dans le tableau 4.5.

La classe SI est très bien estimée en bande X sur l'image d'entraînement quelque soit les intrants de la classification et la technique utilisés. Sur le jeu de validation du 25 février 2009, les résultats sont aussi très bons pour des données non entraînées

Proc.	Pol.	Simple	Alternée 1	Duale
<b>Entraînement 03-02-2009</b>				
SVM		84.2%	88.7%	86.7%
CART		88.8%	89.9%	89.8%
WISHART		87.5%	88.4%	86%
<b>Validation 25-02-2009</b>				
SVM		74%	70.2%	68.1%
CART		67.2%	66.5%	66.2%
WISHART		74.2%	75%	69.6%

TAB. 4.5 – Résultats en bande X pour trois classes

avec 95% de PP pour les méthodes SVM et CART. L'apport de données supplémentaires en polarisation horizontale n'améliore pas les résultats sauf pour la méthode WISHART. En bande X, la seule puissance en polarisation verticale donne de très bons résultats sur cette classe. En observant la distribution des points de la classe SI sur la figure 4.9 dans l'espace  $(\sigma_{hhhh}, \sigma_{vvvv}, \rho_{vvvv})$ , il peut être observé que les points sont regroupés autour de valeurs de  $\sigma_{hhhh}$  et de  $\sigma_{vvvv}$  plus faibles que celles des autres classes. Ces paramètres permettent donc en bande X une discrimination assez facile de la glace lisse. De plus le coefficient de corrélation a des valeurs limitées comprises entre 0.4 et 0.8.

Les résultats sont moins bons pour les deux jeux de données pour la glace intermédiaire. En bande X, cette classe de glace est difficilement caractérisable avec beaucoup de points classés en SI. Pour les algorithmes SVM et CART, les résultats ne sont pas satisfaisants. Seul l'algorithme WISHART donne de bons résultats en configurations *simple* et *alternée 1* avec une PP supérieure à 80%.

La méthode SVM montre pour la classe CI les meilleures PP égales à 88% et 72% sur les deux dates, en configurations *pleine* et *simple* respectivement. Les rétrodiffusions co-polarisées en bande X sont sensibles à la réponse électromagnétique élevée des amas de glace. L'ajout de données en polarisation duale entraîne des confusions lors de la phase de validation. Les méthodes CART et WISHART donnent des PP faibles de 64% et 52% en configuration *simple* également.

Les cartographies produites par les méthodes SVM, CART et WISHART (respectivement du haut vers le bas) du 25 février 2009 pour les trois classes SI, II et CI en bande X et configuration *duale* sont présentées sur la figure 4.11. Ces cartographies globalement similaires illustrent la sous-estimation de la classe II et la difficulté à séparer correctement les classes II et CI.

Finalement, les données co-polarisées sont préférables pour la classification des classes SI, II et CI en bande X car elles entraînent moins de confusions entre les classes. Les résultats globaux sont moins bons que ceux observés en bande C pour quatre classes.

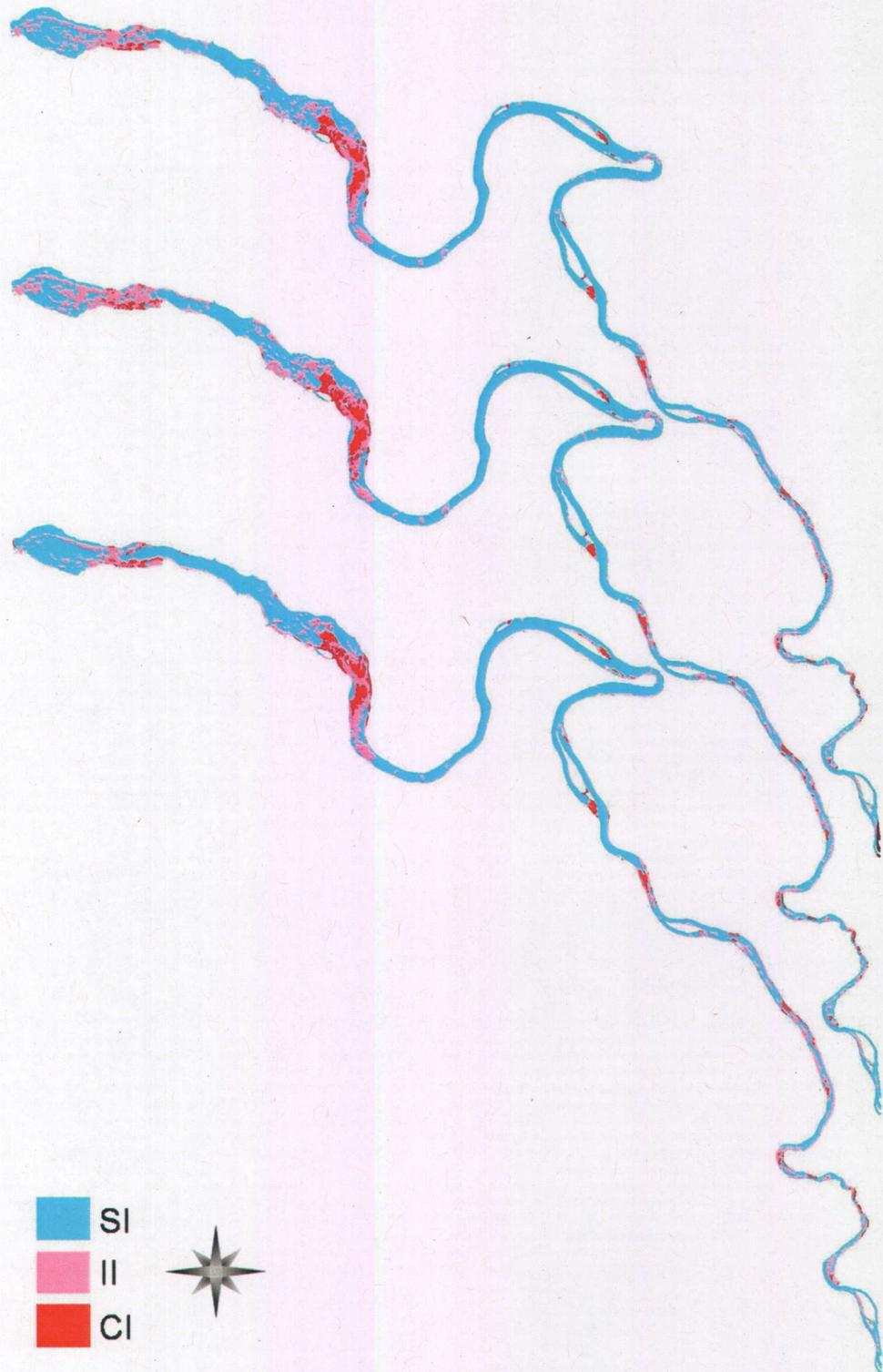


FIG. 4.11 – Classifications SVM, CART et WISHART (respectivement du haut vers le bas) du 25 février 2009 pour trois classes en bande X et configuration *duale*)

#### 4.5.2 Apport de la diversité fréquentielle

Les configurations polarimétriques disponibles pour l'étude de l'apport de la diversité fréquentielle sont les modes *simple*, *alternée 1*, *duale* et *complète*.

##### 4.5.2.1 Configuration *simple* - trois classes (SI, II et CI)

Les résultats sont analysés pour les trois configurations fréquentielles C, X et C-X. Les résultats sont présentés dans le tableau 4.6.

Proc.	Freq.	C	X	C-X
<b>Entraînement 03-02-2009 et 05-02-2009</b>				
SVM		81.3%	85.3%	85.1%
CART		86.9%	88.8%	88.1%
WISHART		82.5%	87.5%	85.2%
<b>Validation 25-02-2009 et 28-02-2009</b>				
SVM		70%	73.1%	77%
CART		70.1%	67.2%	78.4%
WISHART		81.4%	74.2%	82.1%

TAB. 4.6 – Résultats en polarisation *simple* pour trois classes

La classe SI est toujours très bien détectée pour les deux dates avec des PP toujours supérieures à 95%. La bande C donne les meilleurs résultats lors de la phase de validation contrairement à la phase d'entraînement.

La classe II est bien classifiée quelque soit la fréquence et la méthode de classification avec des PP avoisinant 90% et les résultats sont légèrement supérieurs pour la méthode CART. Les résultats chutent lors de la phase de validation. La méthode SVM donne les meilleurs résultats avec des données multi-fréquentielles avec une PP égale à 84%. Donc les confusions entre les classes II et SI en configuration *simple* sont atténuées en utilisant des données SAR multi-fréquentielles.

La classe CI est moins bien détectée, la bande X étant la plus appropriée avec des PP avoisinant 70% pour les deux dates avec la méthode SVM. Les données multifréquentielles en configuration *simple* ne permettent donc pas de résoudre les confusions entre les classes CI et II.

Finalement, l'utilisation de deux bandes de fréquence n'est utile en mono-polarisation que pour une meilleure discrimination de la classe II. Les amas de glace de la classe CI ont des réponses très fortes en bandes C et X, ces deux fréquences n'étant donc pas complémentaires.

#### 4.5.2.2 Configuration alternée 1 - trois classes (SI, II et CI)

Les résultats sont exposés dans le tableau 4.7. La puissance en polarisation horizontale est ajoutée en entrée de la classification.

Proc.	Freq.	C	X	C-X
<b>Entraînement 03-02-2009 et 05-02-2009</b>				
SVM		83.8%	88.9%	85.4%
CART		86.7%	89.9%	88.1%
WISHART		83.1%	88.4%	
<b>Validation 25-02-2009 et 28-02-2009</b>				
SVM		81.7%	67.1%	77.8%
CART		74%	66.5%	69.9%
WISHART		80.8%	75%	

TAB. 4.7 – Résultats en configuration *alternée 1* pour trois classes

La classe SI est très bien détectée quelque soit la date et la méthode utilisées. Les résultats en bande X montrent des PP très élevées, avoisinant 100% pour la phase d'entraînement et 95% pour la phase de validation. Les données multi-fréquentielles montrent des résultats similaires et la bande C est légèrement moins performante. La bande C n'apporte donc rien pour la classe SI si des données en bande X sont disponibles.

La classe II est légèrement moins bien détectée lors de la phase d'entraînement avec des PP d'environ 90%, particulièrement lors de la phase de validation, le PP le plus élevé de 63% étant obtenu en bande C avec la méthode de WISHART. Les résultats en fonction de la fréquence varient selon la méthode utilisée.

La classe CI montre des confusions avec la classe II pour les deux dates. Lors de la phase d'entraînement, les résultats de la méthode SVM varient selon la fréquence et le meilleur PP est obtenu en bande X. Les canaux co-polarisés sont donc complémentaires en bande X. Cependant la bande X montre des PP faibles proches de 40% pour la deuxième date. Les canaux co-polarisés en bande C sont finalement plus adaptables à d'autres jeux de données. Les résultats pour la deuxième date sont indépendants des méthodes de classification.

En conclusion, la bande C est préférable en configuration *alternée 1* et engendre moins de confusions entre les classes II et CI. Les résultats des classes SI et CI sont globalement constants selon la date.

#### 4.5.2.3 Configuration duale - trois classes (SI, II et CI)

Les résultats de la phase d'entraînement sont montrés dans le tableau 4.8.

Proc.	Freq.	C	X	C-X
<b>Entraînement 03-02-2009 et 05-02-2009</b>				
SVM		85.5%	85.9%	86.9%
CART		88.9%	89.8%	90.2%
WISHART		81.5%	82.3%	
<b>Validation 25-02-2009 et 28-02-2009</b>				
SVM		80.1%	64.2%	78.8%
CART		69.7%	66.2%	76.7%
WISHART		71.2%	73.4%	

TAB. 4.8 – Résultats obtenus en configuration *duale* pour trois classes

Comme en configuration *alternée 1*, les résultats pour la classe SI sont élevés pour les deux dates et baissent légèrement pour la deuxième date avec la méthode WISHART. L'ajout de la corrélation entre les canaux co-polarisés ne change pas les phénomènes observés dans les analyses précédentes. La bande X donne les meilleurs résultats pour les deux dates.

Les résultats de la classe II varient en fonction des dates, des fréquences et des méthodes. Les PP sont d'environ 90% quelque soit la méthode utilisée sauf pour SVM en bande X avec une PP égale à 71%. Seule la méthode de WISHART en bande C montre une bonne détection de la classe II lors de la phase de validation avec une PP égale à 83.2%.

La classe CI n'est pas bien détectée avec cependant une PP de 88% en bande X avec la méthode SVM lors de la phase d'entraînement et à 80.7% en bande C avec la méthode WISHART lors de la phase de validation. La bande C est plus adaptable à de nouveaux jeux de données quelque soit la méthode de classification utilisée.

#### 4.5.2.4 Configurations *duale* (bande X) et *pleine* (bande C), trois classes (SI, II et CI)

Les résultats sont montrés dans le tableau 4.9.

La classe SI montre de bons résultats constants selon que les données utilisées sont mono- ou multi-fréquentielles. Les bandes C et X sont cependant complémentaires en configuration *pleine* pour les deux dates et sont donc plus adaptables. Seule l'utilisation conjointe de données polarisées en bande C améliorent les résultats de la bande X pour la classe SI. Il est intéressant de noter que la méthode CART donne pour une fois les meilleurs résultats pour la phase de validation, avec une PP égale à 94.1% en bandes C-X.

Les résultats de la classe II ne dépendent pas de la fréquence mais des méthodes employées lors de la phase d'entraînement. Cependant, la bande C est plus apte à

Proc.	Freq.	C	C-X
<b>Entraînement 03-02-2009 et 05-02-2009</b>			
SVM		90.5%	87.8%
CART		90.5%	91.8%
WISHART		80.8%	84.1%
<b>Validation 25-02-2009 et 28-02-2009</b>			
SVM		82.9%	79.4%
CART		75.6%	71.1%
WISHART		72.8%	79.3%

TAB. 4.9 – Résultats polarisation *pleine* pour trois classes

détecter cette classe lors de la phase de validation avec des PP de 81.9% et 87.9% pour les méthodes SVM et WISHART respectivement.

Les mêmes phénomènes sont observés pour la classe CI. Les résultats à l'entraînement dépendent des méthodes plus que de la fréquence. Les résultats diminuent de façon conséquente lors de la phase de validation, avec comme pour la classe II des résultats corrects en bande C qui s'expriment par des PP égales à 75.3% et 77.6% pour les méthodes SVM et WISHART respectivement.

Des cartographies produites par les méthodes SVM, CART et WISHART des 25 et 28 février 2009 pour trois classes basées sur des données multi-fréquentielles en configurations *duale* et *pleine* sont exposées sur la figure 4.12. Encore une fois, les trois classifications donnent des cartes assez similaires malgré les différences de résultats qualitatifs.

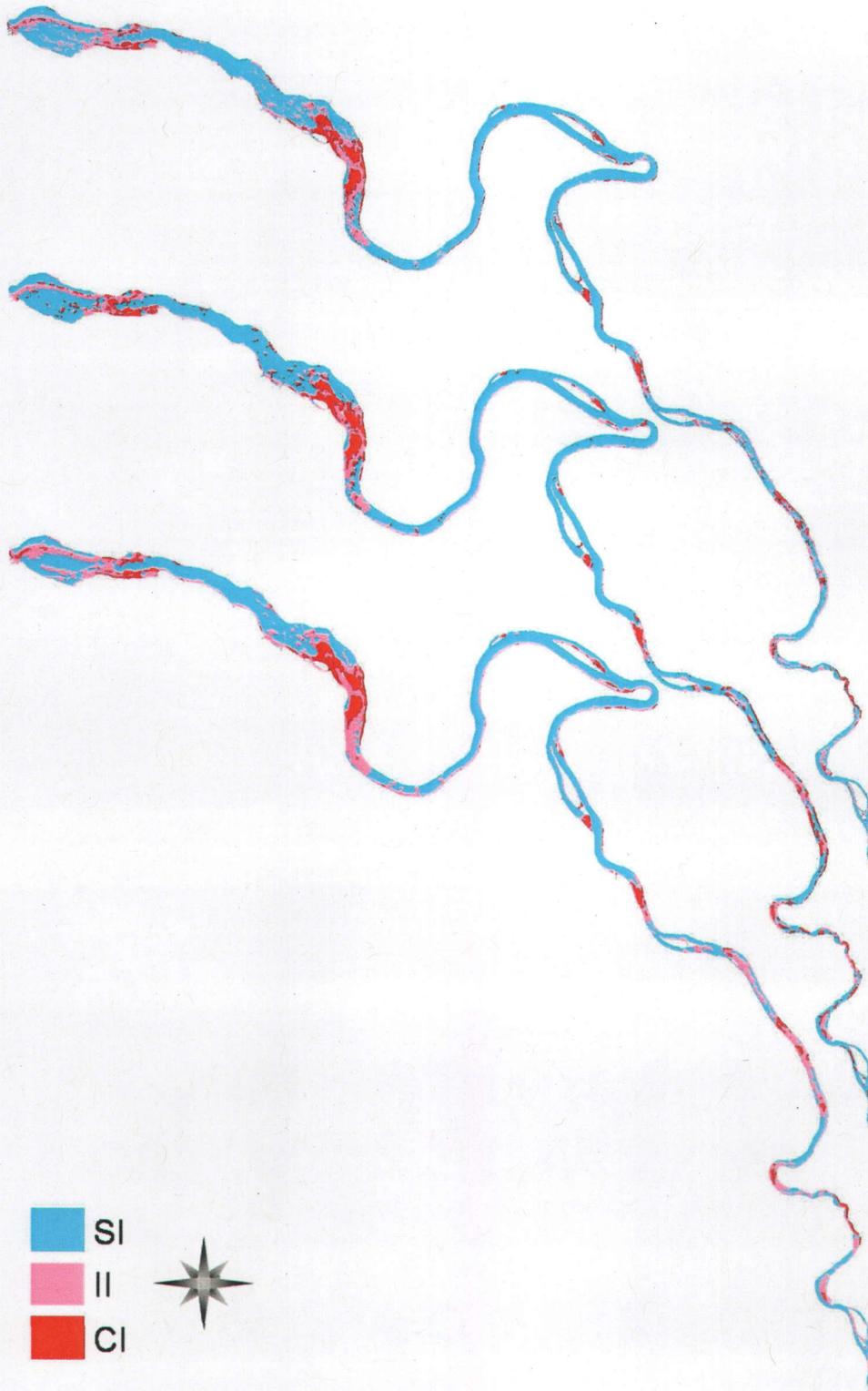


FIG. 4.12 – Classifications SVM, CART et WISHART (respectivement du haut vers le bas) du 25 et 28 février 2009 pour trois classes en bandes C et X et configurations *pleine* et *duale*

Pour conclure cette analyse multi-fréquentielle, la bande X donne de bons résultats mais est légèrement moins adaptable à de nouveaux jeux de données que la bande C. Cependant, la bande X classe très bien la classe SI. Seule l'utilisation conjointe de la bande X avec des données totalement polarisées en bande C améliore les résultats pour cette classe. En revanche la bande C diminue les confusions entre les classes II et CI. Les fréquences C et X sont peu complémentaires, sauf concernant la classe II en configuration *simple*. Lorsque des amas de glace sont présents dans la classe II, les classes II et CI montrent des réponses très fortes en bandes C et X et l'utilisation conjointe de ces dernières n'est donc pas utile. L'utilisation conjointe des deux bandes de fréquence pour les données utilisées paraît une solution très onéreuse par rapport aux résultats observés. L'utilisation de la bande C suffit pour cartographier correctement les types de glace.

Le tableau 4.10 résume les temps de calcul très diversifiés selon la méthode de classification pour le traitement de 100 000 échantillons. La fréquence d'horloge de l'ordinateur utilisé est environ égale à 2 GHz et la mémoire vive à 1.5 Go. Il est important de préciser que la méthode de WISHART est codée en langage de programmation C et s'exécute donc plus rapidement.

Méthode	Temps de calcul (s)
SVM	16 636
CART	112
WISHART	8
ICEMAP	540

TAB. 4.10 – Temps de traitement de 100 000 échantillons par les différentes méthodes

## 4.6 Conclusion

Ce chapitre a présenté les résultats de classification de la glace de rivière à partir de données SAR polarimétriques multi-fréquentielles. Les comportements électromagnétiques de l'eau libre et des types de glace ont été analysés selon les polarisations et les fréquences afin d'étudier la séparabilité des différentes classes.

La phase d'entraînement montre des résultats de classification, comme attendu, supérieurs à ceux obtenus lors des phases de validation. Quelque soit la polarisation et la fréquence, la méthode CART est la mieux adaptée lors des phases d'entraînement. Elle est donc utile en temps que classification supervisée lorsqu'un seul jeu de données SAR est disponible. En revanche, la méthode CART est moins adaptable à de nouveaux jeux de données SAR que les méthodes SVM et WISHART.

Lorsque les quatre classes OW, SI, II et CI sont à séparer en bande C, les paramètres  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{hvv}$  et les données totalement polarisées donnent les meilleurs résultats

contrairement au paramètre  $\rho_{hhvv}$ . La classe CI est difficile à séparer de la classe II. Lorsque l'hiver avance, des confusions apparaissent entre les classes II et SI et sont liées aux variations climatiques entre les acquisitions. La méthode SVM montre les résultats les plus robustes. L'utilisation de deux jeux d'entraînement n'améliore pas les résultats. Lors de la classification des six classes OW, PI, SI, II, CI et TPI en bande C, la diversité polarimétrique est nécessaire afin de réduire les confusions entre les classes OW et PI et les classes OW, PI, SI, II, CI et TPI.

La diversité polarimétrique n'améliore pas les résultats en bande X. Cette fréquence montre de bons résultats lors de la phase d'entraînement mais est légèrement moins adaptable à différents jeux de données SAR que la bande C sauf pour la classe SI. De plus, l'utilisation de données SAR multi-fréquentielles est coûteuse et n'améliore généralement pas les résultats.

Les cartographies produites par la classification des types de glace de rivière apporte des informations tel que la localisation du frazil ou d'embâcles. Elles sont également une étape nécessaire à l'estimation de l'épaisseur du couvert de glace par le biais de l'imagerie SAR. Un modèle d'inversion de l'épaisseur de glace est présenté dans le chapitre suivant.

# Chapitre 5

## Estimation de l'épaisseur d'un couvert de glace de rivière

### Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>122</b>
<b>5.2</b>	<b>État de l'art</b>	<b>122</b>
5.2.1	Estimation basée sur des données environnementales	122
5.2.2	Estimation basée sur des données SAR	125
<b>5.3</b>	<b>Sensibilité des descripteurs polarimétriques à l'épaisseur</b>	<b>127</b>
5.3.1	Étude de la glace fine sur la rivière Saint-François	127
5.3.2	Étude de la glace épaisse sur la rivière Koksoak	128
<b>5.4</b>	<b>Estimation de l'épaisseur de glace</b>	<b>132</b>
5.4.1	Développement du modèle d'estimation	133
5.4.2	Validation du modèle sur les données des rivières Saint-François et Koksoak	136
5.4.3	Validation du modèle sur les données de la rivière Mackenzie	142
<b>5.5</b>	<b>Discussion et conclusion</b>	<b>145</b>

---

## 5.1 Introduction

Les travaux réalisés dans le chapitre précédent ont permis de discriminer les différents types de glace de rivière. L'estimation de l'épaisseur de glace à partir de données SAR reste aussi un défi important. L'obtention de cette information avec rapidité et fiabilité est très importante notamment pour la sécurité publique et le transport des marchandises, mais le problème a été peu étudié et peu de méthodes d'estimation à partir de données SAR existent.

Dans ce chapitre, certains modèles existants sont tout d'abord présentés et testés sur nos données. Les résultats obtenus permettent de justifier les motivations du développement d'un nouveau modèle d'estimation de l'épaisseur de glace.

L'étude du modèle électromagnétique dans le chapitre 2.3 a permis de montrer une sensibilité de certains paramètres polarimétriques à l'épaisseur de glace. L'analyse des données SAR réalisée dans la deuxième partie de ce chapitre permet de confirmer ces hypothèses théoriques.

L'estimation de l'épaisseur de la glace à partir de données radar ne peut pas être effectuée sur tous les types de glace mais seulement sur ceux dont la diffusion volumique influence le signal. Le chapitre 4 a exposé les résultats de classification des types de glace de rivière dépendamment de la polarisation et de la fréquence utilisées. Cette étape est donc la première phase du processus d'estimation de l'épaisseur de la glace de rivière. Une méthode d'inversion empirique est ensuite proposée.

Le modèle proposé est testé sur les données disponibles (voir chapitre 3). Les résultats de l'estimation de l'épaisseur de glace sont présentés et discutés à la fin de ce chapitre.

## 5.2 État de l'art

L'estimation de l'épaisseur d'un couvert de glace nécessite le développement d'un modèle dont les entrées peuvent être par exemple des données environnementales ou des données SAR. Certains modèles existants sont présentés dans cette partie, mais peu de mesures récoltées sur le terrain sont disponibles, comme indiqué en introduction, ce qui rend difficile la validation de ces modèles [9].

### 5.2.1 Estimation basée sur des données environnementales

Les modèles nécessitant des données environnementales sont de nature thermodynamique [35, 3, 36, 37, 38]. La précision d'estimation de l'épaisseur de la glace avec ces modèles est de 0.1 à 0.2 m. De plus, certains modèles nécessitent de nombreux intrants parfois indisponibles (les températures moyennes journalières, la vitesse du vent, l'humidité relative, la couverture nuageuse, l'épaisseur de la glace au sol et la latitude du point d'eau). D'autres modèles sont plus faciles à mettre en oeuvre et sont donc testés sur les données environnementales disponibles et mesurées les jours

des acquisitions. Il est important de souligner que ces modèles donnent une seule valeur d'épaisseur de glace pour de grandes étendues et n'apporte aucune information sur la diversité spatiale de la glace.

D'après [3], la croissance d'un couvert de glace stable est déterminée par la différence entre les flux de chaleur aux interfaces air-glace et glace-eau :

$$\rho_i \lambda \frac{dh_i}{dt} = \frac{T_m - T_a}{\frac{h_i}{k_i} + \frac{1}{C_a} + \frac{h_s}{k_s}} - Q_w \quad (5.1)$$

où  $T_a$  et  $T_m$  sont les températures moyennes de l'eau et de l'air,  $k_i$  et  $k_s$  les conductivités thermiques de la glace (2.2 W.m<sup>-1</sup> °C) et de la neige (0.1 et 0.5 W.m<sup>-1</sup> °C),  $h_i$  et  $h_s$  les épaisseurs de glace et de neige (cm),  $C_a$  le coefficient de transfert de chaleur de la glace vers l'air (W.m<sup>-2</sup> °C),  $\rho_i$  la densité de la glace (kg.m<sup>-3</sup>),  $\lambda$  la chaleur latente de fusion de la glace (J.kg<sup>-1</sup>) et  $Q_w$  le flux de chaleur de l'eau vers la glace (W).

[35] utilise également le bilan énergétique et dérive une formule empirique en négligeant l'apport de chaleur dû aux couches inférieures de l'eau, la glace de neige et l'accumulation de glace sous le couvert. L'épaisseur de glace  $n$  jours après la phase de formation d'un couvert stable est alors donnée par :

$$h_i = -\frac{k_i}{k_s} h_i + \sqrt{(h_{i0} + \frac{k_i}{k_s} h_{s0})^2 + \frac{2k_i}{\lambda \rho_i} 86400 \sum_{k=1}^n T_k} \quad (5.2)$$

où  $h_{i0}$  et  $h_{s0}$  sont les épaisseurs initiales de glace et de neige et  $T_k$  la température moyenne  $k$  jours après la formation du premier couvert stable.

La loi de [37] est une loi simple souvent utilisée qui est déduite de l'équation 5.1 en négligeant les termes  $\frac{1}{C_a}$ ,  $\frac{h_s}{k_s}$  et  $Q_w$ , ou de l'équation 5.2 en supposant les termes  $h_{i0}$  et  $h_{s0}$  nuls. La loi de Stefan s'écrit :

$$h_i = k \sqrt{NDJG} \quad (5.3)$$

avec  $NDJG$  le Nombre de Degrés-Jours de Gel cumulé défini par l'équation 3.1. Le modèle de Stefan est biaisé pour les glaces fines en raison de la racine carrée de l'équation 5.3. Le facteur  $k$ , déduit de l'équation 5.1, est donné par :

$$k = \frac{2k_i}{\rho_i \lambda} = 3.5 \text{ cm} \cdot (^\circ\text{C})^{-0.5} \quad (5.4)$$

Généralement,  $k$  vaut 3.5 cm.(°C)<sup>-0.5</sup> comme indiqué dans l'équation 5.4. Or, cette valeur théorique est souvent trop grande dans la pratique. Les valeurs de  $k$  utilisées sont plus faibles afin de tenir compte des conditions d'exposition et de l'insolation de surface. Elles sont résumées dans le tableau 5.1 [3, 156] en fonction des caractéristiques de la cible.

La neige isole le couvert de glace et atténue le transfert de chaleur. Le facteur  $k$  doit donc être plus faible en présence de neige. Lorsque le couvert s'épaissit thermiquement dû à de faibles températures et à l'écoulement laminaire de la rivière ou

$k$ en $\text{cm} \cdot (\text{°C} \cdot \text{jour})^{-0.5}$	cible
0.7-1.4	petites rivières à écoulement rapide
1.4-1.7	rivières recouvertes de neige
1.7-2.4	lacs recouverts de neige
2.7	lacs sans neige

TAB. 5.1 – Caractéristiques de la cible en fonction du facteur  $k$ 

lorsque du frasil se dépose sous le couvert, le facteur  $k$  doit au contraire être plus élevé. Une fois le pic des  $NDJG$  atteint, les températures remontent et les valeurs du facteur  $k$  du tableau 5.1 ne sont alors plus exploitables. Le processus de fonte résulte des changements de températures de l'air et de l'eau et du couvert de glace. Certaines études [157] prouvent que d'autres valeurs de  $k$  dépendantes des conditions météorologiques peuvent être utilisées dans ce cas, mais aucune étude exhaustive n'a été réalisée à ce sujet [158].

Sur la figure 5.1, la loi de Stefan est testée sur les données d'épaisseurs de glace récoltées sur le terrain. Les trois zones représentent les données d'épaisseurs récoltées respectivement les 03-04 février et 25-27 février 2009 sur la rivière Saint-François et les 05-06 mars 2009 sur la rivière Koksoak.  $k$  varie de 0.7 à 1.7 (valeurs généralement utilisées pour les rivières) et engendre un  $rmse$  minimal de 8 cm pour  $k = 1.50$  et un  $rmse$  relatif minimal de 15% pour  $k = 1.35$ . D'après le tableau 5.1, les résultats valident la loi de Stefan. Cependant, l'estimation du facteur  $k$  est difficile et le modèle reste qualitatif. L'épaisseur est sous-estimée pour les faibles valeurs et sur-estimée pour les fortes valeurs de  $k$ .

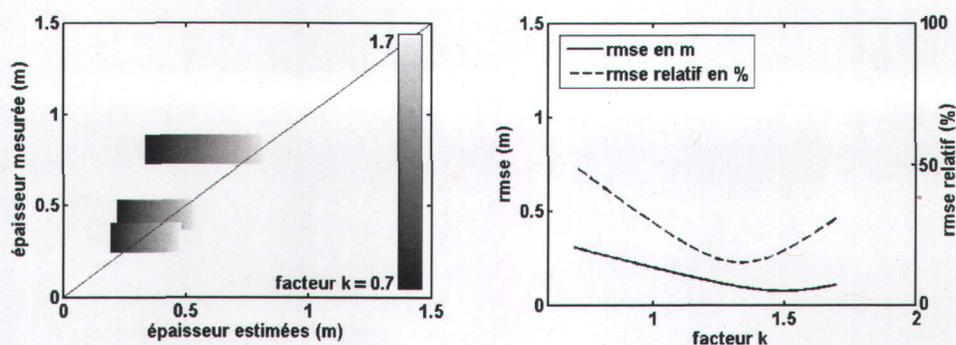


FIG. 5.1 – (gauche) Comparaison entre l'épaisseur de glace estimée par le modèle de Stefan et les mesures d'épaisseurs disponibles (droite)  $rmse$  en m et  $rmse$  relatif en % en fonction du facteur  $k$

Un modèle empirique basé sur de nombreuses mesures d'épaisseur et sur les  $NDJG$  est présenté dans [159]. La régression trouvée est non linéaire et s'écrit :

$$h_i = 1.2845 \sqrt[1.71]{NDJG} \quad (5.5)$$

L'équation 5.5 est similaire à la loi de Stefan (équation 5.3). Ce modèle est testé sur les données d'épaisseurs de glace récoltées sur le terrain et les résultats sont exposés sur la figure 5.2. Les trois points représentent les moyennes et les écarts-types associés des données d'épaisseurs récoltées lors de trois campagnes de mesure, comme expliqué précédemment. Le *rmse* est égal à 35 cm et l'épaisseur de la glace est surestimée à 75% par rapport à sa valeur réelle. Ce biais qui dépend de nombreuses variables montre la nécessité de développer un modèle fiable quelque soit la rivière analysée.

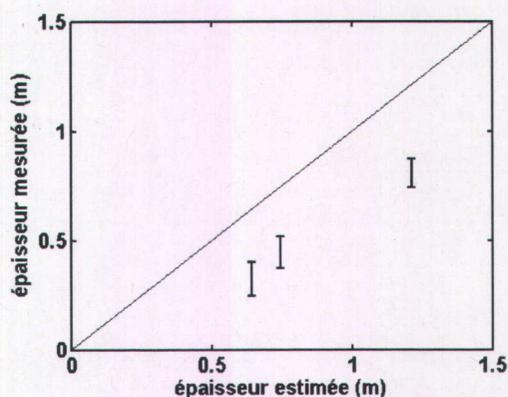


FIG. 5.2 – Comparaison entre l'épaisseur de glace estimée par le modèle décrit par l'équation 5.5 et les mesures d'épaisseurs disponibles

En conclusion, les modèles présentés précédemment et testés sur les données utilisées dans ces travaux sont biaisés et offrent une estimation de l'épaisseur trop éloignée de la réalité. Seule la méthode de Stefan montre un potentiel certain pour l'estimation de l'épaisseur mais nécessite un ajustement précis du facteur  $k$ . De plus, ces modèles proposent une valeur d'épaisseur par jour pour de larges zones, sans variabilité spatiale.

### 5.2.2 Estimation basée sur des données SAR

Peu d'études ont été menées pour tenter d'estimer l'épaisseur de la glace de rivière à partir de données SAR. Les recherches effectuées sont essentiellement basées sur l'utilisation de données mono-polarisées et les modèles qui en découlent sont empiriques [39, 13].

Le modèle de [39] a été développé à partir de données SAR acquises par le satellite RADARSAT-1 et de données d'épaisseur de glace. Les rétrodiffusions sont moyennées sur des distances de 500 m (donc une seule valeur de  $\sigma_{hhhh}$  est disponible

tous les 500 m) et comparées aux données d'épaisseurs. Les résultats obtenus dépendent du moyennage spatial très élevé de la rétrodiffusion et de la variation de la rugosité du couvert. Ce modèle a été testé sur les données utilisées dans ces travaux (voir la figure 5.3). Les résultats obtenus sont loin des épaisseurs mesurées sur le terrain puisque le *rmse* est égal à 91 cm le *rmse relatif* égal à 127.5%. Le modèle n'est donc pas adapté pour une estimation fiable du couvert de glace sur d'autres jeux de données. Près de la moitié des points sont largement surestimés.

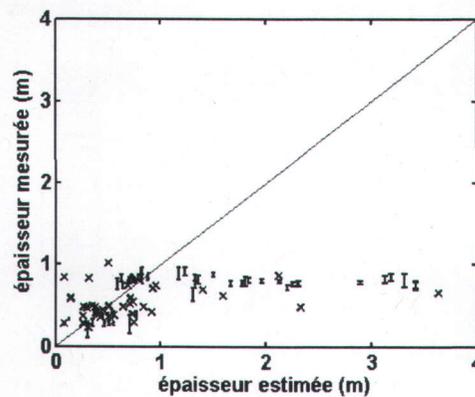


FIG. 5.3 – Comparaison entre l'épaisseur de glace estimée par le modèle de [39] et les mesures d'épaisseurs disponibles. L'écart-type est indiqué sur les mesures d'épaisseur acquises par le géoradar

La figure 5.4 représente des exemples de régressions linéaires développées pour chaque jeu de données SAR acquis par RADARSAT-1 [13]. Beaucoup de points sont éloignés des droites de régression et ces erreurs prouvent les limitations du SAR mono-polarisé pour l'estimation de l'épaisseur de la glace de rivière. Le modèle n'est pas testé sur les mesures d'épaisseur de glace disponibles.

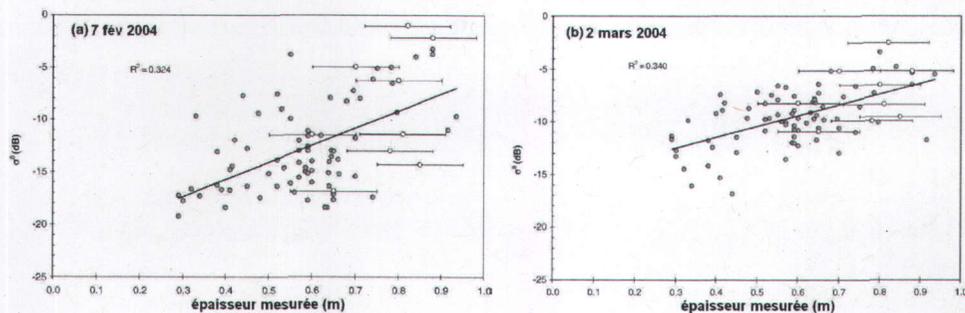


FIG. 5.4 – Régressions entre des données RADARSAT-1 et des mesures d'épaisseur de la glace [13]

Finalement, les modèles analysés sont inadaptés pour une estimation précise et spatiale de l'épaisseur de glace. Un nouveau modèle d'estimation, basé sur l'utilisation de données SAR polarimétriques, est donc proposé après une analyse de la sensibilité des paramètres polarimétriques à l'épaisseur de glace.

## 5.3 Sensibilité des descripteurs polarimétriques à l'épaisseur

Le but de cette section est d'étudier les variations des paramètres polarimétriques issus des données mesurées selon l'épaisseur de la glace de rivière. La compréhension des mécanismes de diffusion liés à la glace fine ou épaisse est une étape indispensable au développement d'un modèle d'estimation robuste de l'épaisseur de la glace. L'analyse est menée sur les rivières Saint-François et Koksoak.

### 5.3.1 Étude de la glace fine sur la rivière Saint-François

Les campagnes sur le terrain effectuées sur la rivière Saint-François en parallèle aux acquisitions RADARSAT-2 les 04 et 28 février 2009, indiquent des mesures d'épaisseur de glace comprises entre 23 et 52 cm et variant peu spatialement. Les paramètres entropie et  $\alpha_1$  sont présentés sur la figure 5.5 pour la date du 04 février 2009.

La glace fine de la rivière Saint-François est d'abord caractérisée par une intensité  $\sigma_{hv hv}$  largement inférieure ( $\simeq -27$  db) aux intensités  $\sigma_{hh hh}$  et  $\sigma_{vv vv}$  ( $\simeq -15$  db). De plus, le mécanisme de diffusion dominant est surfacique avec un angle  $\alpha_1$  très faible ( $\simeq 5^\circ$ ) et sa pseudo-probabilité d'occurrence  $p_1$  très élevée. L'entropie est moyenne et indique une diffusion surfacique prédominante par rapport aux mécanismes de diffusion multiple sur la figure 5.5. L'entropie élevée due à la glace consolidée dans la zone du U n'est pas concernée par cette analyse car l'épaisseur de la glace consolidée ne peut pas être estimée. Ces conclusions sont confirmées par les valeurs des paramètres  $serd$  et  $derd$  respectivement proches de 1 et 0. Elles montrent que la diffusion de surface est largement prédominante malgré la présence éventuelle d'inclusions d'air dans le couvert et des valeurs de porosité variables (confirmé par les mesures de terrain). Le faible retour induit par la diffusion volumique du milieu traduit donc le peu d'interactions de l'onde avec les inclusions d'air d'un couvert de glace peu épais.

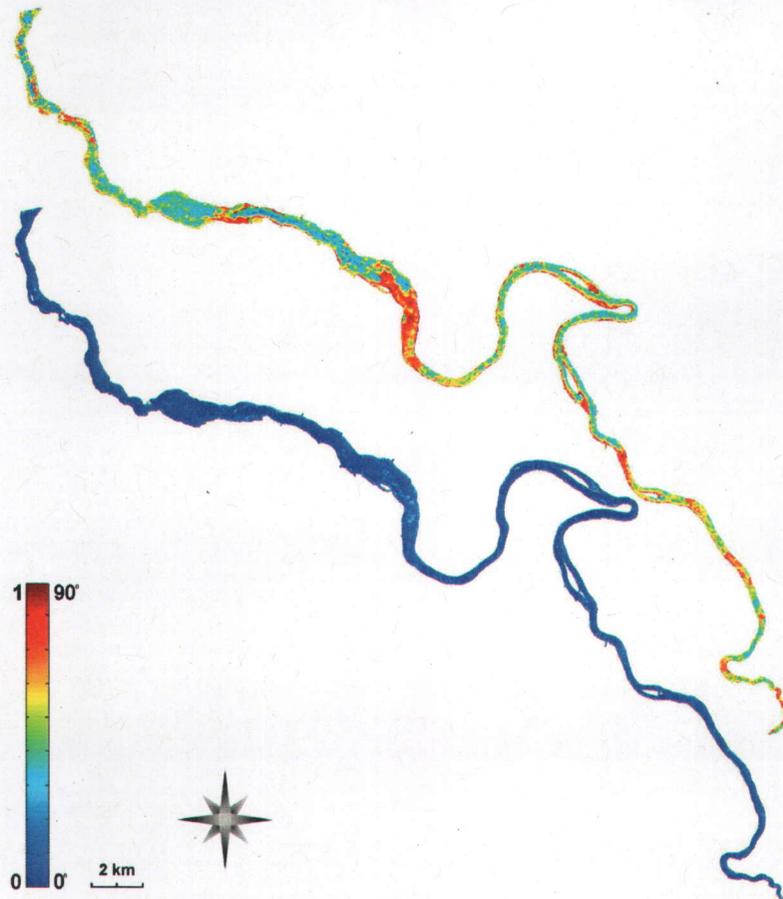


FIG. 5.5 –  $H$  (haut) et  $\alpha_1$  (bas) du jeu de données acquis par RADARSAT-2 le 04 février 2009 sur la rivière Saint-François

### 5.3.2 Étude de la glace épaisse sur la rivière Koksoak

La campagne sur le terrain, effectuée sur la rivière Koksoak alors que la marée était à son plus haut niveau, en parallèle à l'acquisition d'un jeu de données par le capteur RADARSAT-2 le 07 février 2009, indique sur les zones 1 et 4 des mesures d'épaisseur de glace comprises entre 66 et 102 cm. Ces zones sont indiquées sur la figure 5.6 de l'image de Pauli. La glace sur la rivière Koksoak est plus hétérogène que sur la rivière Saint-François. La sensibilité des paramètres polarimétriques sur chaque zone de la figure 5.6 est analysée ci-dessous. Afin d'illustrer cette analyse, les paramètres  $H$  et  $\alpha_1$  sont présentés sur toute la rivière Koksoak sur la figure 5.7.

La zone 1 se caractérise par une intensité  $\sigma_{hhv}$  proche des valeurs des intensités  $\sigma_{hhh}$  et  $\sigma_{vvv}$ . L'angle  $\alpha_1$  est faible mais plus élevé que sur la rivière Saint-François. La diffusion surfacique reste prédominante. L'entropie est élevée ( $\approx 0.9$ ) et indique une équiprobabilité d'apparition du mécanisme de diffusion surfacique prédominant et des mécanismes de diffusion multiple. Ces conclusions sont confirmées par les

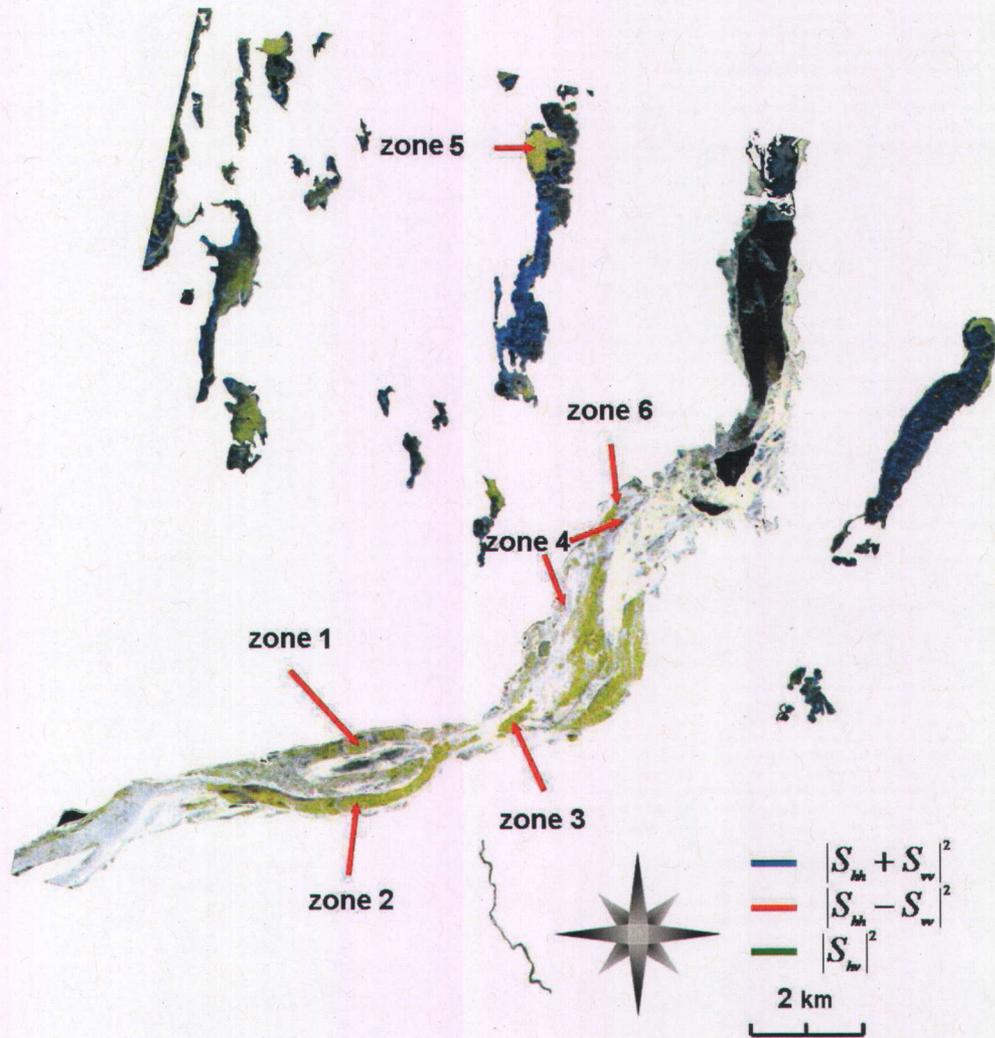


FIG. 5.6 – Image pleinement polarisée acquise par le satellite RADARSAT-2 le 07 mars 2009 sur la rivière Koksoak

valeurs des paramètres  $serd$  et  $derd$  proches de 0. Elles s'expliquent par les interactions entre l'onde et les bulles d'air de la glace qui deviennent plus importantes lorsque le couvert de glace est épais. Les données bathymétriques de la zone 1, qui représente un chenal secondaire, ne sont pas disponibles. Cependant, cette zone est certainement profonde de plusieurs mètres et l'hypothèse que le couvert de glace n'est pas gelé jusqu'au lit de la rivière est la plus probable. L'analyse des carottes de glace confirme la présence majoritaire de bulles d'air.

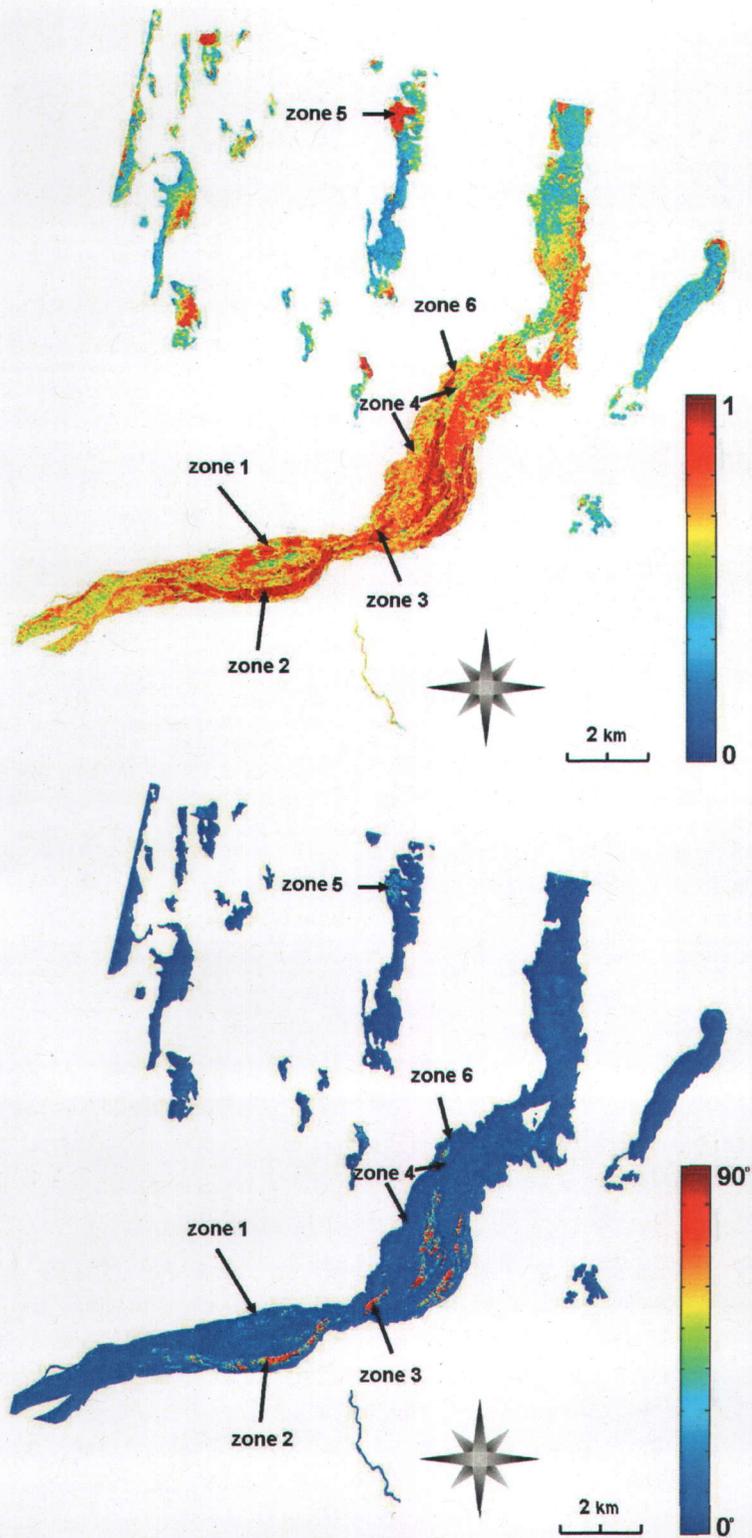


FIG. 5.7 –  $H$  (haut) et  $\alpha_1$  (bas) issus du jeu de données acquis par RADARSAT-2 le 07 mars 2009 sur la rivière Koksoak

La réponse polarimétrique de la glace sur la zone 2 est différente. En effet, la puissance en polarisation croisée  $\sigma_{hvhv}$  est proche de celles dans les canaux co-polarisés. De plus, le premier mécanisme de diffusion correspond à une diffusion de volume avec un angle  $\alpha_1$  proche de  $70^\circ$ . L'entropie élevée ( $\simeq 0.95$ ) indique la présence de diffusion volumique. Les paramètres *serd* et *derd* respectivement négatif et proche de 0, confirment cette analyse avec un mécanisme de diffusion de volume plus important que la diffusion de surface qui montre une plus grande interaction avec les particules d'air du milieu. La zone 2 représente le chenal principal dont la profondeur est supérieure à 5 m. Le couvert de glace n'est donc pas gelé jusqu'au fond et l'analyse des carottes de glace confirme la présence majoritaire de bulles d'air.

La glace sur les zones 3 et 4 se caractérise par une intensité  $\sigma_{hvhv}$  élevée. Le comportement polarimétrique du milieu présent sur les zones 3 et 4 est très proche de celui constaté sur la zone 2, avec des paramètres *serd* et *derd* respectivement négatif et proche de 0. Les mécanismes de diffusion multiple sont dominants ce qui prouve une interaction importante avec les particules d'air du milieu. Aucune indication n'est disponible sur les caractéristiques physiques de la glace des zones 3 et 4, notamment la bathymétrie qui permet de savoir si le couvert est gelé jusqu'au lit de la rivière. Les conclusions de l'analyse polarimétrique indiquent que les zones 3 et 4 sont constituées d'un couvert de glace flottant épais.

La zone 5, située dans un lac au nord de la rivière Koksoak, montre une réponse polarimétrique globale proche de celle constatée sur la zone 1 et suscite donc notre intérêt. La glace se caractérise par une intensité  $\sigma_{hvhv}$  élevée et proche de  $\sigma_{hhhh}$  et  $\sigma_{vvvv}$ . L'angle  $\alpha_1$  est faible et indique une diffusion de surface prédominante. L'entropie est élevée et les paramètres *serd* et *derd* respectivement proches de 0 ce qui prouve la présence des mécanismes surfacique et volumiques. Aucune donnée n'est disponible sur la nature de la zone 5. Les conclusions de l'analyse montrent l'épaisseur élevée d'un couvert de glace flottant composé d'inclusions d'air. Il est possible qu'un apport de frasil par des tributaires justifie la présence de bulles d'air.

Pour résumer cette analyse, les échantillons extraits des données RADARSAT-2 acquis sur la rivière Saint-François les 04 et 28 février 2009 et sur la rivière Koksoak le 07 mars 2009, sont projetés dans l'espace tridimensionnel ( $\sigma_{hhhh}, \sigma_{hvhv}, H$ ) pour la glace fine et la glace épaisse sur la figure 5.8. Il est important de noter l'évolution de  $\sigma_{hvhv}$  et de l'entropie en fonction des deux classes et l'insensibilité de l'intensité  $\sigma_{hhhh}$  à l'épaisseur de la glace. La faible rugosité des interfaces du couvert de glace et la faible sensibilité de  $\sigma_{hhhh}$  à l'épaisseur du couvert justifient les valeurs observées. L'hypothèse que  $\sigma_{hhhh}$  est peu sensible à l'épaisseur du couvert [13] est donc confirmée.  $\sigma_{hvhv}$  et  $H$  sont des paramètres sensibles à l'épaisseur d'un couvert de glace lisse. Les observations permettent de valider les interprétations.

En conclusion, une étude de tous les paramètres polarimétriques a été effectuée pour la glace fine et épaisse. La compréhension des interactions entre l'onde électromagnétique et le couvert de glace va permettre le développement d'un nouveau modèle d'estimation. Les résultats du modèle électromagnétique présenté dans

le chapitre 2 montrent une augmentation de l'entropie avec l'épaisseur et une sensibilité importante du canal en polarisation croisée. Les canaux co-polarisés sont également peu sensibles dans le modèle.

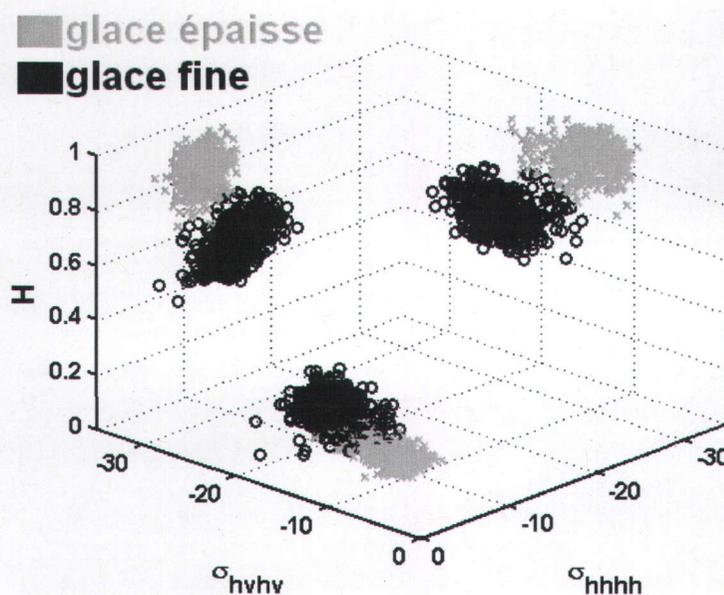


FIG. 5.8 – Points d'entraînement potentiels (classes SI et TPI) extraits des jeux de données RADARSAT-2 acquis sur la rivière Saint-François les 04 et 28 février 2009 et sur la rivière Koksoak le 07 mars 2009, projetés dans l'espace tridimensionnel ( $\sigma_{hhhh}$ ,  $\sigma_{hvhv}$ ,  $H$ )

## 5.4 Estimation de l'épaisseur de glace

La méthodologie proposée pour estimer l'épaisseur de glace est résumée dans la figure 5.9. La première phase de ce travail est la création d'une base de données de mesures d'épaisseurs de glace par de nombreuses campagnes de relevés sur le terrain en parallèle à l'acquisition de données SAR. Les données sont ensuite pré-traitées comme indiqué dans les chapitres 1 et 3. Puis, une classification des types de glace permet de masquer les zones non désirées pour ne conserver que la glace lisse et non consolidée. La comparaison des données permet l'extraction d'une fonction de régression entre les paramètres polarimétriques et l'épaisseur de glace. Ce modèle de régression est ajusté afin d'obtenir l'épaisseur de glace. Ce modèle est ensuite appliqué sur de nouvelles images SAR après l'étape de classification et de définition du masque. Les mesures de l'épaisseur de glace extraites en parallèle à l'acquisition des données SAR pour la validation sont utilisées pour valider quantitativement le modèle.

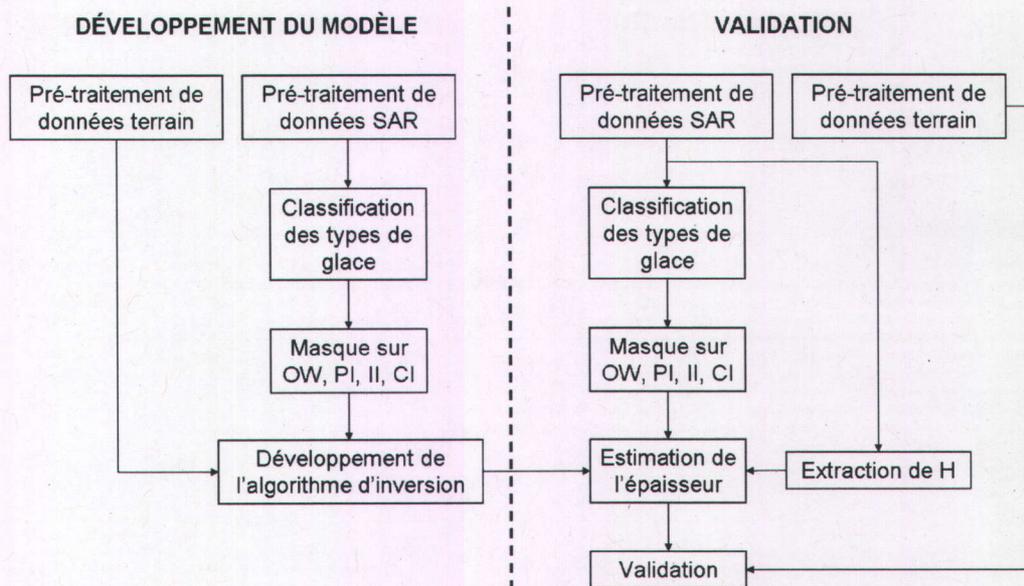


FIG. 5.9 – Méthodologie employée pour le processus d'estimation de l'épaisseur de glace

#### 5.4.1 Développement du modèle d'estimation

Afin de trouver le paramètre polarimétrique optimal pour l'estimation de l'épaisseur de glace, différentes régressions linéaires et non linéaires ont été testées. La meilleure régression est obtenue avec une fonction puissance de l'épaisseur non centrée en 0. Une partie des résultats est exposée dans le tableau 5.2 avec les valeurs des coefficients de régression pour différents paramètres issus des données radar. Les régressions 1 et 2 sont calculées respectivement sur tous les échantillons disponibles (donc sur tous les types de glace) et sur les échantillons de glace lisse. Les régressions sont calculées grâce à la *curve fitting toolbox* du logiciel Matlab.

Les paramètres calculés à partir de la décomposition en valeurs et vecteurs propres [23] sont plus sensibles à l'épaisseur de glace que les intensités en polarisations parallèle et croisée. L'intensité  $\sigma_{hhhh}$  montre un  $r^2$  égal à 0.22, résultat proche de ceux obtenus par [13]. Ces résultats prouvent la nécessité d'utiliser la polarimétrie afin de pouvoir estimer l'épaisseur d'un couvert de glace de rivière.

Le paramètre le plus sensible à l'épaisseur est l'entropie qui varie de façon croissante. Le coefficient de détermination  $r^2$  avec une fonction puissance entre l'entropie et l'épaisseur du couvert est égale à 0.75 lorsque tous les points sont pris en compte et 0.85 lorsque les zones plus rugueuses ne sont pas prises en compte. Cette relation s'écrit alors :

$$H = 0.78h_i^2 + 0.25 \quad (5.6)$$

Résultats de la régression 1					
paramètre	$r^2$	paramètre	$r^2$	paramètre	$r^2$
$H$	0.75	$p_3$	0.68	$\sigma_{hvhv}$	0.42
$\alpha$	0.72	$A_{12}$	0.64	$\alpha_1$	0.30
$p_1$	0.69	$\rho_{hhvv}$	0.59	$\sigma_{vvvv}$	0.22
$p_2$	0.66	$T_{22}$	0.45	$\sigma_{hhhh}$	0.22
Résultats de la régression 2					
paramètre	$r^2$	paramètre	$r^2$	paramètre	$r^2$
$H$	0.85	$p_3$	0.76	$\sigma_{hvhv}$	0.73
$\alpha$	0.79	$A_{12}$	0.76	$\alpha_1$	0.21
$p_1$	0.79	$\rho_{hhvv}$	0.69	$\sigma_{vvvv}$	0.32
$p_2$	0.79	$T_{22}$	0.78	$\sigma_{hhhh}$	0.26

TAB. 5.2 – Résultats des régressions 1 et 2

D'autres fonctions de régression ont été testées. Par exemple, une fonction polynomiale d'ordre égal ou supérieur à 5 donne de meilleurs résultats que la fonction puissance ( $r^2 = 0.80$  à l'ordre 5 lorsque tous les points sont conservés). En revanche, cette fonction décrit un modèle trop entraîné et est donc plus difficilement adaptable pour une estimation fiable de l'épaisseur de glace sur d'autres données SAR.

La figure 5.10 présente les entropies extraites des données SAR en fonction des données d'épaisseur disponibles. Ces données sont issues de trois campagnes de terrain et acquisitions SAR sur les rivières Saint-François et Koksoak. Sur la figure 5.10, la rugosité et les types de glace de glace sont pris en compte afin de comprendre leur effet sur l'estimation de l'épaisseur. Les acquisitions du géoradar indiquent l'épaisseur du couvert sans apporter de précisions sur la nature de la glace, présentant un écart-type compris entre 0.5 cm et 10 cm, contrairement aux données provenant des carottes de glace (en rouge ou bleu selon que la glace est majoritairement composée de glace de frasil ou de glace thermique respectivement). Les données SAR sont extraites sur des fenêtres carrées et présentent un écart-type compris entre  $5 \cdot 10^{-3}$  et 0.17 (se référer au chapitre 3.4.5).

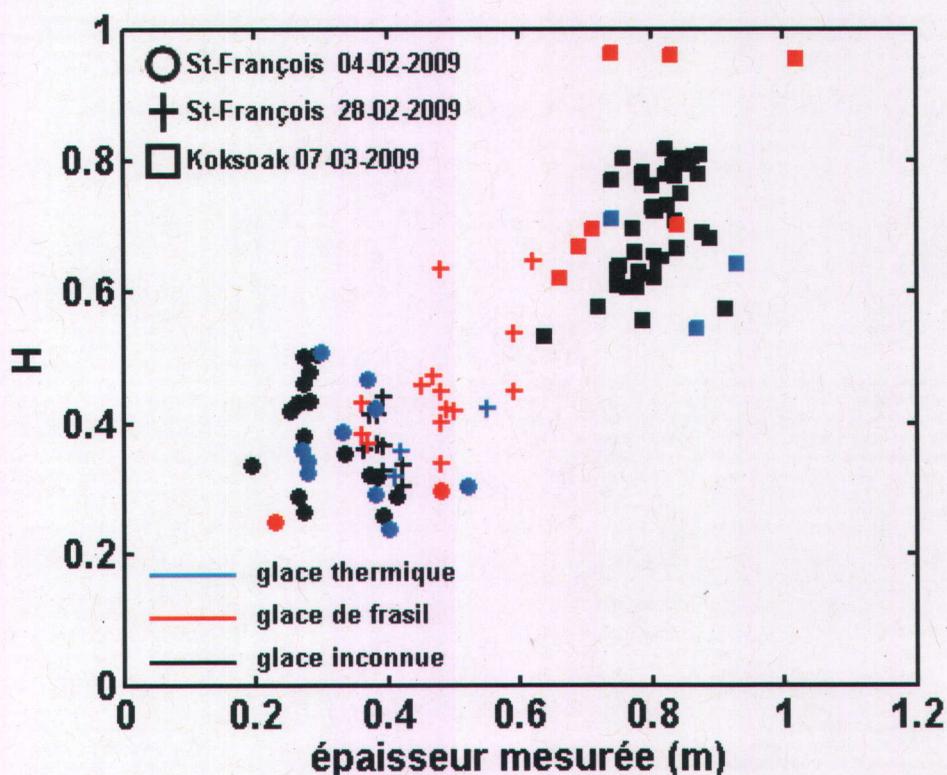


FIG. 5.10 – Entropie en fonction des données d'épaisseur disponibles et des caractéristiques physiques du milieu

Une comparaison à titre d'exemple des densités effectives des points situés dans l'ellipse sur la figure 5.11 montre que le point dont l'entropie est la plus forte présente la densité effective égale à 0.85 la plus élevée, dû à une épaisseur importante de frasil (45 cm) associée à la présence de grosses bulles d'air. Donc la valeur de  $H$  sur ce point est plus élevée que la moyenne des points de l'ellipse. La rugosité des interfaces fait croître l'entropie lorsque la glace est fine (voir la figure 5.11). En effet, les modèles électromagnétiques de surface ainsi que le modèle présenté dans le chapitre 2 confirment l'augmentation logique de l'entropie avec la rugosité. En revanche, l'effet inverse se produit lorsque la glace est épaisse. Les mécanismes de diffusion surfacique et volumique sont presque équiprobables ce qui implique une entropie proche de 1. Lorsque la rugosité augmente, la quantité relative de diffusion de surface augmente malgré l'épaisseur de la glace, entraînant une légère baisse de l'entropie qui reste élevée. Finalement, la rugosité variable des interfaces entraîne aussi un biais de l'estimateur. Le modèle électromagnétique présenté dans le chapitre 2 montre une très faible échelle des valeurs d'entropie lorsque la rugosité de la glace pure varie. Il est donc impossible de quantifier la différence entre les biais causés par les variations de rugosité et de densité respectivement.

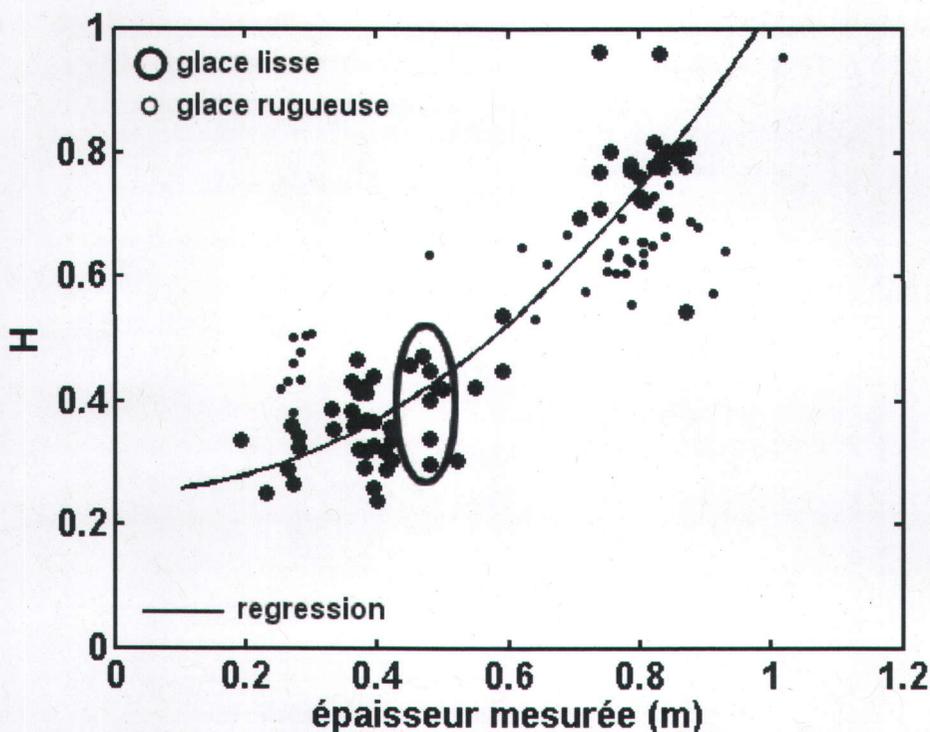


FIG. 5.11 – Entropie en fonction des données d'épaisseur disponibles et regression

#### 5.4.2 Validation du modèle sur les données des rivières Saint-François et Koksoak

Le processus d'estimation de l'épaisseur de glace est effectué sur les données extraites des rivières Saint-François et Koksoak. Le modèle est testé quantitativement sur les mesures disponibles et qualitativement sur toute l'image SAR. L'épaisseur est dérivée de l'entropie selon l'expression suivante, obtenue à partir de l'équation 5.6 :

$$h_i = \sqrt{\frac{H - 0.25}{0.78}} \quad (5.7)$$

L'équation 5.7 présente l'avantage d'être simple et n'est fonction que de l'entropie. Le temps de calcul de l'estimateur est donc très faible. D'après l'équation 5.7, l'estimateur est valide pour  $H \in ]0.25, 1]$  et sature lorsque l'épaisseur du couvert de glace est supérieure à 98 cm.

##### 5.4.2.1 Test sur les points de mesures

Les résultats d'inversion sont présentés sur la figure 5.12. Le masque a été appliqué sur les données SAR afin de ne pas traiter les points rugueux. L'écart-type

moyen de l'épaisseur estimée est plus important pour la glace fine que pour la glace épaisse (7 cm pour les données issues de la rivière Saint-François contre 2 cm pour les données issues de la rivière Koksoak) puisque la faible pente de la régression en puissance décrite par l'équation 5.6 entraîne un écart conséquent d'épaisseur estimée pour un faible écart d'entropie. La rugosité de la glace fine entraîne une surestimation de l'épaisseur de glace tandis que la rugosité de la glace épaisse entraîne une sous-estimation.

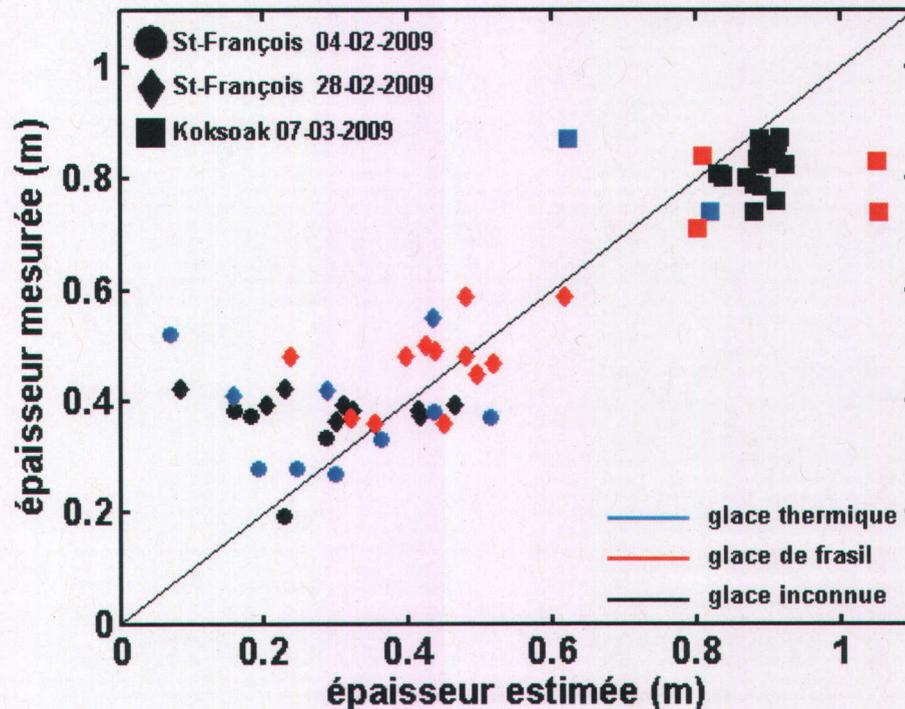


FIG. 5.12 – Comparaison quantitative entre les épaisseurs de glace estimées et mesurées. Le  $rmse$  est égal à 11 cm et le  $rmse$  relatif à 29%

Les mesures d'erreur  $rmse$  et  $rmse$  relatif sont présentées sur la figure 5.13. Ces indicateurs sont tracés en fonction du pourcentage des points les moins bons enlevés lors du calcul des résultats d'inversion. Lorsque tous les points sont conservés, le  $rmse$  est égal à 11 cm et le  $rmse$  relatif à 29%. Les courbes sont asymptotiques lorsque les points conservés représentent moins des deux tiers des données globales. Le  $rmse$  pour deux tiers des données conservées est égal à 5 cm et le  $rmse$  relatif à 11%.

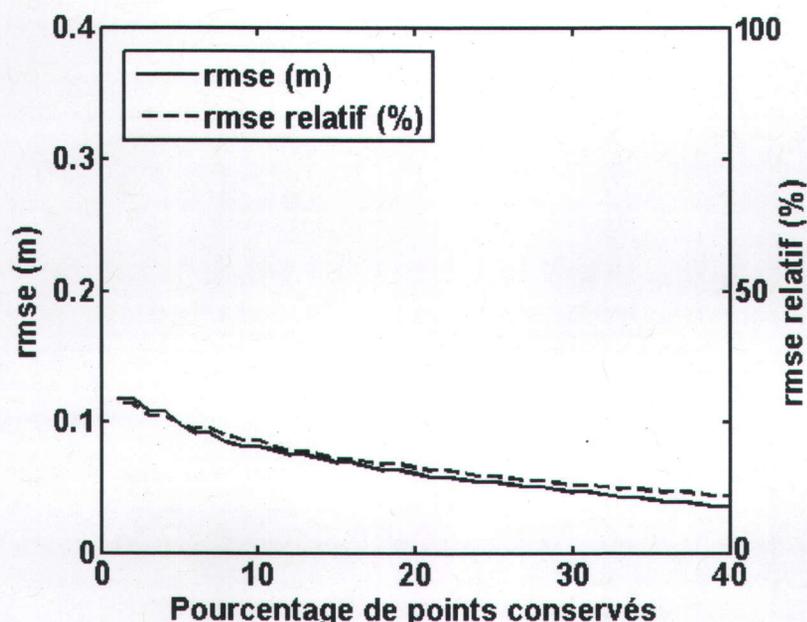


FIG. 5.13 – *rmse* en m et *rmse relatif* en % de l'inversion du modèle sur les données issues des rivières Saint-François et Koksoak en fonction du nombre de points enlevés (du plus biaisé au moins biaisé)

#### 5.4.2.2 Test sur les images SAR

Le modèle d'inversion est quantitativement validé sur les points disponibles. Il est maintenant appliqué sur toutes les images SAR acquises par RADARSAT-2 les 04, 28 février et 14 mars 2009. Au préalable, un masque est réalisé grâce à une classification des types de glace.

##### – Classification et masque

Sur la figure 5.14, une classification de WISHART est appliquée. Les classes indésirables OW, II et CI, représentant respectivement l'eau libre, la glace rugueuse et les amas de glace, sont masquées. Le masque final est présenté sur la figure 5.14. Le masque appliqué sur la rivière Koksoak est issu de la classification de WISHART présentée sur la figure 4.10. Le processus d'estimation de l'épaisseur de glace peut maintenant être appliqué.

##### – Résultats

La figure 5.15 présente les images d'estimation de l'épaisseur du couvert de glace du 04 février 2009, 28 février 2009 et 14 mars 2009 sur la rivière Saint-François. Les quantités d'échantillons masqués représentent pour chaque date respectivement 29.9%, 50.2% et 52.6% du nombre total d'échantillons sur la rivière. Ces valeurs

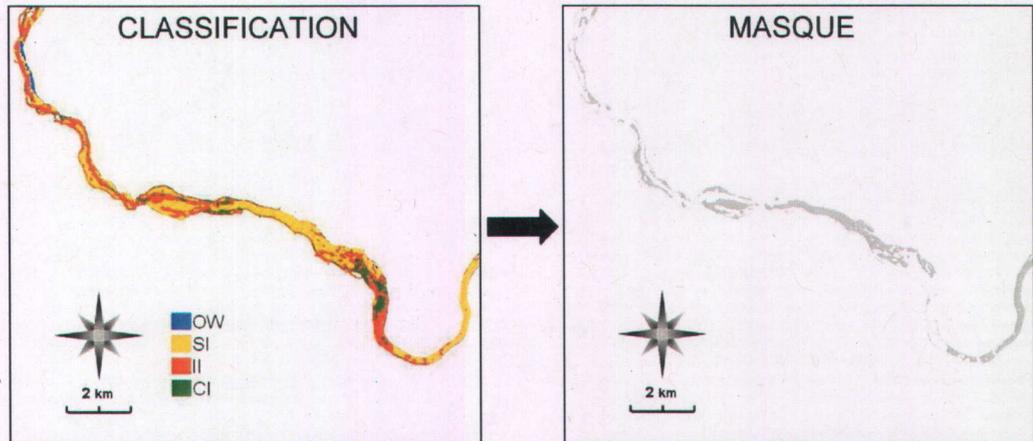


FIG. 5.14 – Masque de la rivière déduit d'une classification de Wishart supervisée appliquée sur les données acquises par RADARSAT-2 le 28 février 2009

croissent avec le temps en raison de la présence de plus en plus marquée de la classe II sur les cartes de classification. L'épaisseur est globalement uniforme. La zone *a* pour les trois dates, indiquée sur la figure 5.15, est zoomée sur la figure 5.16. Dans cette partie de la rivière, l'écoulement de l'eau est laminaire car la rivière est large et peu sinueuse. Le couvert de glace est presque toujours intact et s'épaissit thermiquement lorsque l'hiver avance. Cette évolution est visible sur la figure 5.16. Cette tendance n'est pas observée sur l'ensemble de la rivière, notamment lorsque le débit est plus élevé dans les zones peu larges et sinueuses, entraînant une érosion du couvert de glace.

Une surestimation de l'épaisseur de glace est possible près des bords de la rivière, comme sur la zone *b* de la figure 5.15. Il est important de souligner qu'aucune étude n'a permis d'établir une règle générale concernant l'évolution de l'épaisseur de glace du bord jusqu'au centre de la rivière. Premièrement, la glace peut être gelée jusqu'au lit de la rivière. Dans ce cas, le faible contraste diélectrique de l'interface glace-eau engendre un faible rapport signal à bruit tout comme l'eau libre et donc une entropie bruitée proche de 1. Ces valeurs d'entropie sont responsables de la surestimation de l'épaisseur de glace. Ces zones devraient être masquées, mais le peu de données terrain disponibles concernant la glace gelée jusqu'au lit de la rivière n'a pas permis de tenir compte de ce type de glace. Deuxièmement, des amas de glace sont parfois présents sur les bords de la rivière. La forte réponse électromagnétique et l'équiprobabilité d'apparition des mécanismes de diffusion des amas de glace font augmenter l'entropie et entraînent une surestimation de l'épaisseur de glace.

Enfin, les valeurs élevées d'épaisseur dans les zones de rapides peuvent être surestimées à cause de la présence d'amas de glace et d'un défaut du masque.

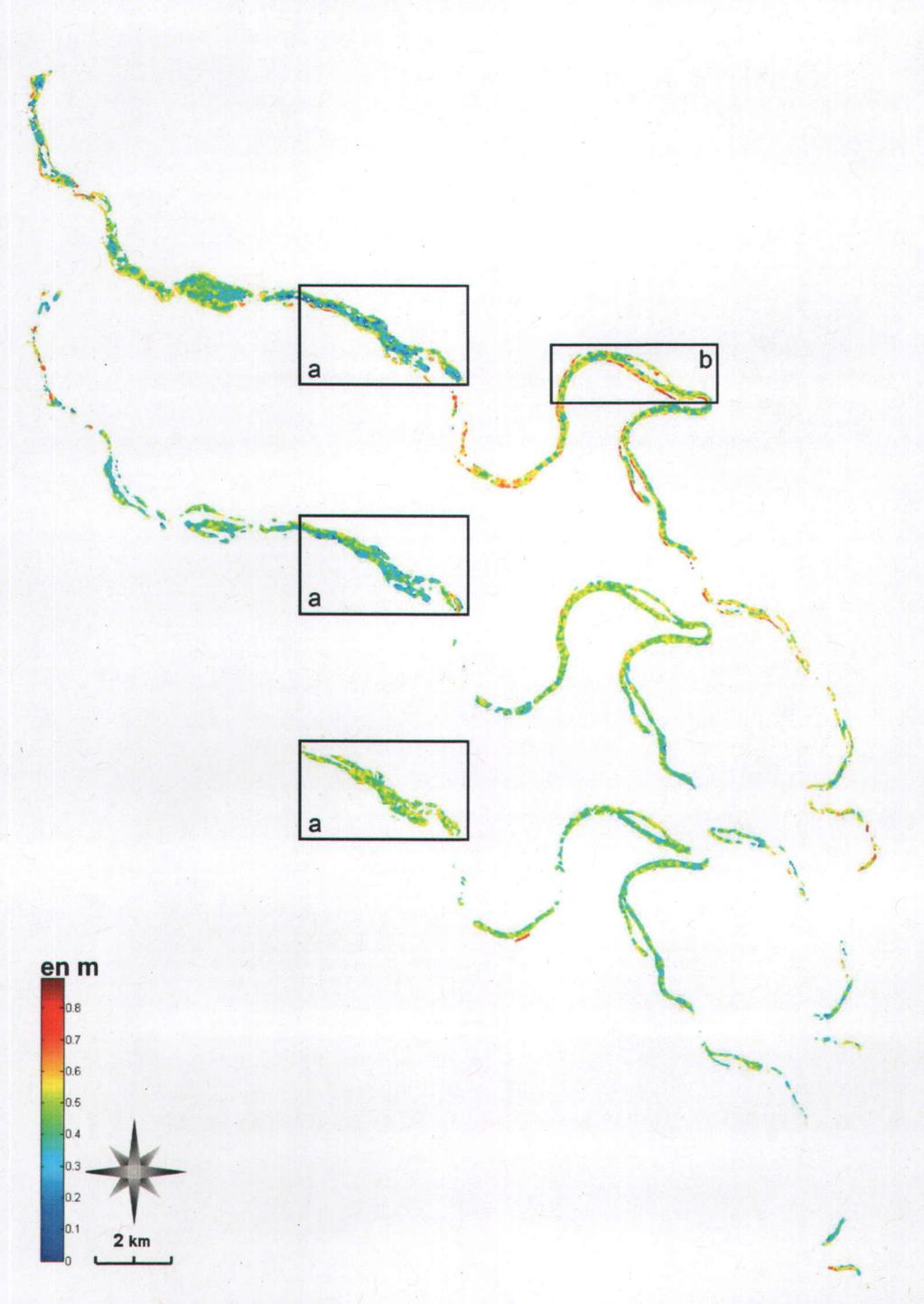


FIG. 5.15 – Estimation des épaisseurs de glace sur les images SAR du 04 février 2009, 28 février 2009 et 14 mars 2009 (respectivement du haut vers le bas) sur la rivière Saint-François

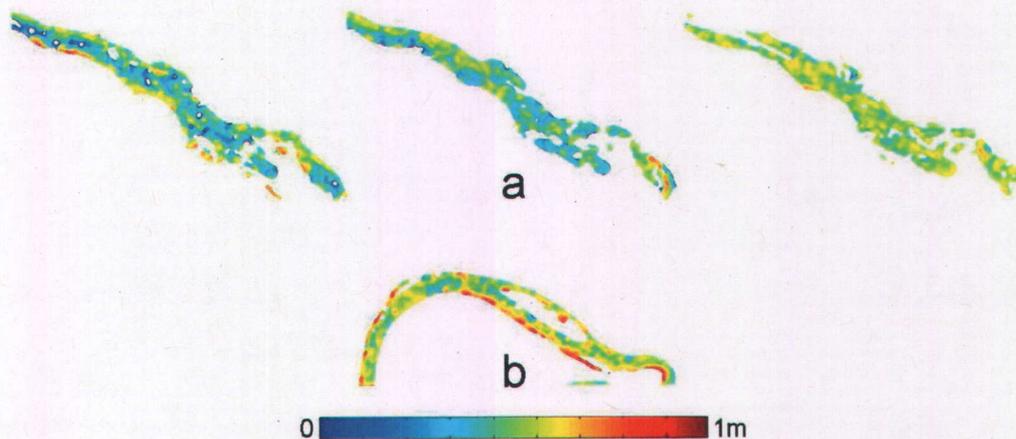


FIG. 5.16 – Images de l'épaisseur estimée sur la zone *a* (pour les dates du 04 février, du 28 février et du 14 mars 2009 de gauche à droite respectivement) indiquées sur la figure 5.15

Finalement, les résultats d'inversion sur la rivière Saint-François sont homogènes. Les épaisseurs montrent une évolution temporelle logique qui s'explique selon les caractéristiques hydromorphologiques des différentes zones de la rivière.

La figure 5.17 présente l'image d'estimation de l'épaisseur du couvert de glace du 07 mars 2009, sur la rivière Koksoak. La quantité d'éléments masqués sur la rivière Koksoak représente 60.4% du nombre total d'échantillons sur la rivière. En effet la glace est majoritairement consolidée sur cette image. La rivière Koksoak est très épaisse sur la zone *a*. La profondeur est élevée et permet donc au couvert de glace de s'épaissir sans atteindre le lit de la rivière. L'épaisseur diminue dans les zones *b* et *c*. Aucune vérité terrain n'est disponible pour justifier ces résultats. Dans la zone *c*, soit le couvert s'épaissit soit la glace est moins poreuse que sur dans les autres zones et entraîne donc une sous-estimation de l'épaisseur du couvert. Dans ce cas, il est nécessaire d'ajuster la classification afin de mieux masquer les images SAR.

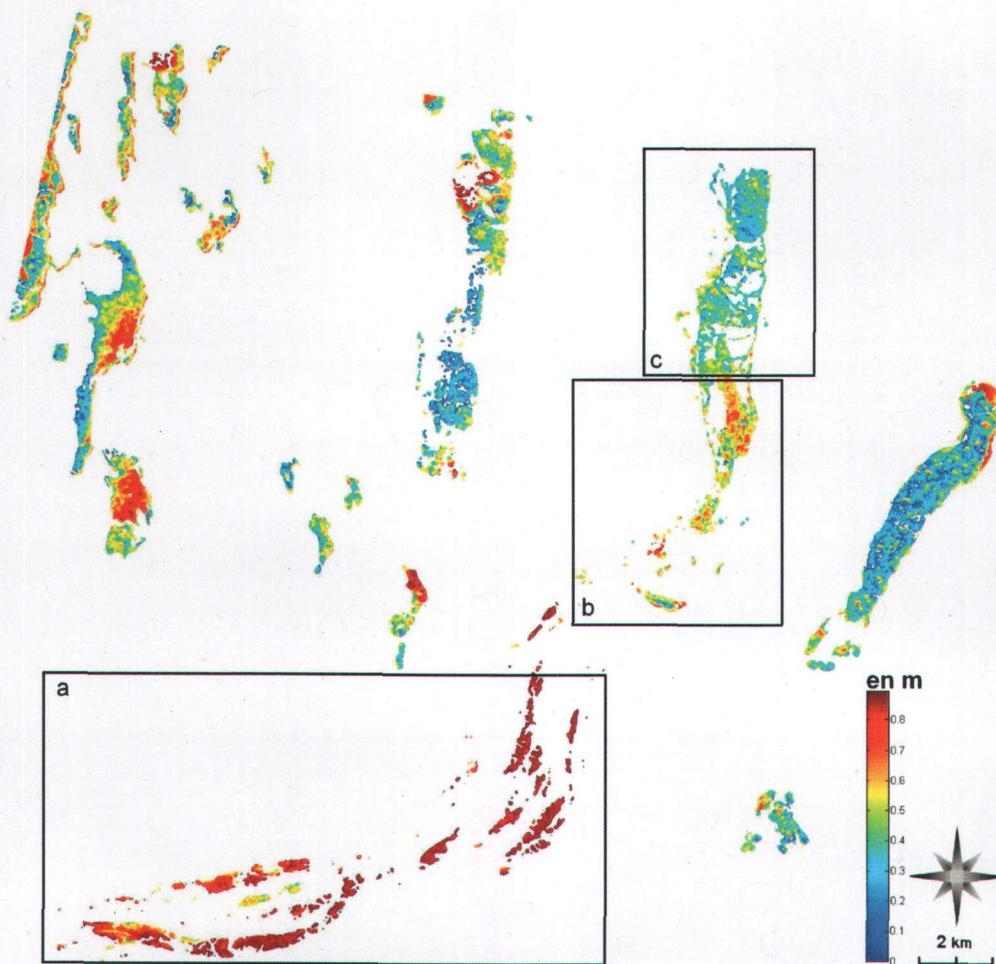


FIG. 5.17 – Estimation des épaisseurs de glace sur l'image SAR du 07 mars 2009 sur la rivière Koksoak

#### 5.4.3 Validation du modèle sur les données de la rivière Mackenzie

Le modèle est maintenant testé sur les données acquises sur la rivière Mackenzie. Comme précédemment, le modèle est testé quantitativement sur les mesures disponibles et qualitativement sur toute l'image SAR.

Le modèle d'inversion de l'épaisseur est appliqué sur les données SAR acquises sur la Mackenzie le 08 mars 2009 et décrites dans le chapitre 3. Six mesures d'épaisseur ont été faites en même temps que les acquisitions SAR. Une mesure a été effectuée dans une zone d'amas de glace et une autre indiquait un couvert de glace pure. Cependant, toutes les mesures d'épaisseur ont été inversées afin d'analyser le

comportement du modèle sur des données non entraînées par le modèle.

Les résultats sont indiqués dans le tableau 5.3 et sur la figure 5.18. Les épaisseurs des quatre points applicables au modèle d'inversion sont estimées avec précision, avec  $rmse = 9\text{ cm}$  et  $rmse\text{ relatif} = 15\%$ . Cette précision est équivalente aux meilleurs résultats obtenus par les modèles existants. En plus d'être peu biaisé, le modèle donne une distribution spatiale des épaisseurs de glace.

Résultats de validation			
données inversables		toutes les données	
$rmse$ (cm)	$rmse\text{ rel.}$ (%)	$rmse$ (cm)	$rmse\text{ rel.}$ (%)
9	15	29	31

TAB. 5.3 – Résultats d'estimation de l'épaisseur de glace lors de la phase de validation

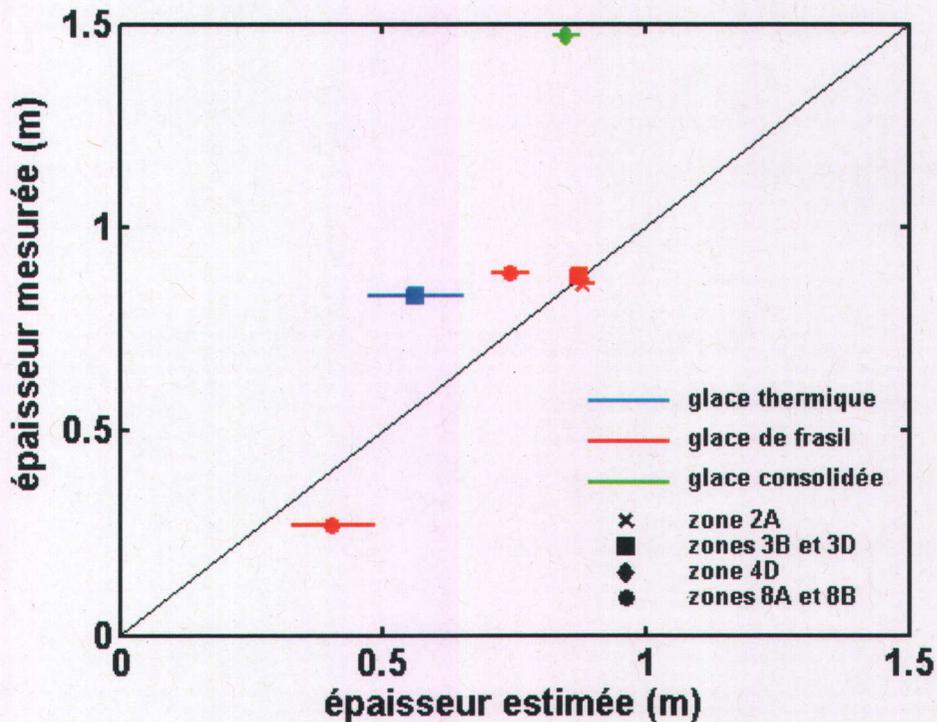


FIG. 5.18 – Comparaison quantitative entre les épaisseurs de glace estimées et mesurées. Le  $rmse$  est égal à 9 cm et le  $rmse\text{ relatif}$  à 15% sur les quatre points de mesures valides

L'épaisseur de la glace colonnaire pure est logiquement sous-estimée et confirme la nécessité de masquer ce type de glace. L'épaisseur des amas de glace est également sous-estimée puisque l'entropie liée aux amas est légèrement inférieure à celle d'une glace lisse, épaisse et poreuse, comme expliqué dans la section 5.4.1.

Le modèle d'inversion est quantitativement validé sur les points disponibles. Il peut donc être appliqué sur toute l'image SAR. La figure 5.19 montre l'image masquée d'épaisseurs de glace estimées sur les données SAR du 08 mars 2009 sur la rivière Mackenzie. La rivière Mackenzie est logiquement épaisse et uniforme. Le peu de connaissances de ce site ne permet pas une interprétation complète de la cartographie.

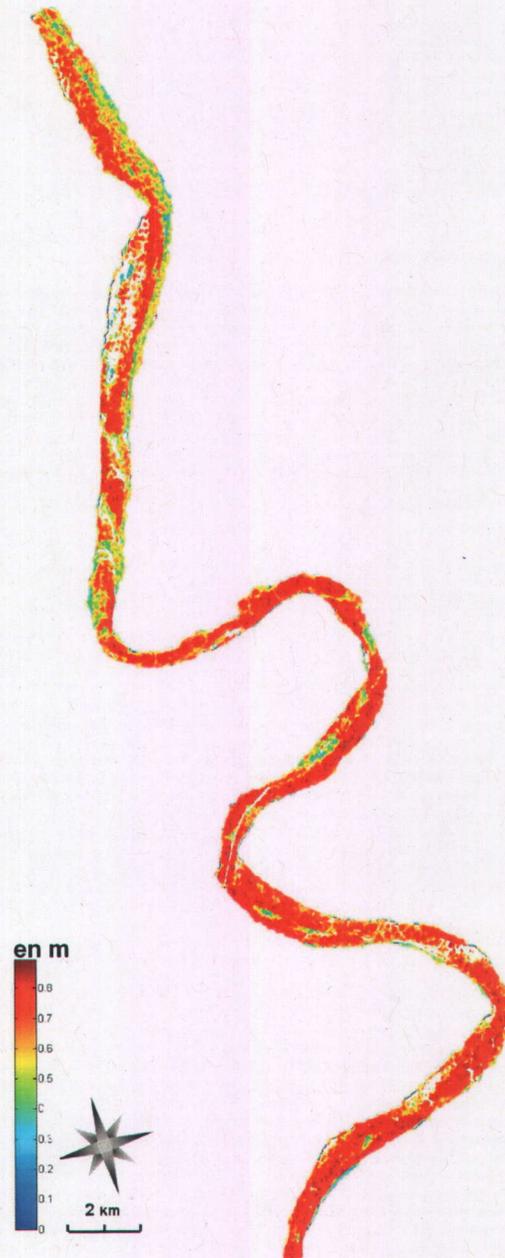


FIG. 5.19 – Estimation des épaisseurs de glace sur une des quatre images SAR du 08 mars 2009 sur la rivière Mackenzie

## 5.5 Discussion et conclusion

Ce chapitre expose d'abord l'état de l'art lié à l'estimation de l'épaisseur de la glace de rivière. Peu d'études basées sur les données SAR ont été réalisées et aucune basée sur des données SAR polarimétriques, contrairement à l'utilisation fréquente

de modèles thermodynamiques qui peuvent nécessiter de nombreuses données environnementales et qui fournissent une valeur d'épaisseur par jour pour de grandes étendues spatiales. L'état de l'art montre la nécessité de développer un algorithme d'estimation de l'épaisseur fiable, rapide et nécessitant seulement des données SAR.

Après une analyse polarimétrique des rivières Saint-François et Koksoak présentant des niveaux différents d'épaisseur de glace, une relation empirique simple faisant intervenir l'entropie a été développée. Ce paramètre normalisé, lié au désordre statistique du milieu, est le plus sensible à l'épaisseur de glace et montre une dynamique intéressante. L'estimation de l'épaisseur de glace sur de nouvelles données SAR consiste à inverser cette relation empirique après une phase de classification des types de glace permettant de masquer les types de glace non inversables.

Le modèle développé est testé sur les rivières Saint-François et Koksoak, avec un *rmse* égal à 11 cm et un *rmse relatif* égal à 29%. Le modèle est également testé sur la rivière Mackenzie et montre un *rmse* égal à 9 cm et un *rmse relatif* égal à 15%. Le modèle est donc validé malgré le peu de données terrain disponibles. Finalement, les données polarimétriques permettent d'estimer et de cartographier les épaisseurs de glace avec précision. Le paramètre  $\alpha_1$  pourrait permettre d'améliorer la précision du modèle en compensant la surestimation de l'épaisseur pour les glaces très poreuses.

## Conclusion générale et perspectives

Le travail présenté dans cette thèse s'oriente autour de trois axes majeurs. D'abord, un modèle électromagnétique existant a été validé et amélioré afin de caractériser la réponse polarimétrique d'un couvert de glace et de mieux comprendre les interactions existantes entre une onde électromagnétique incidente et un couvert de glace de rivière. Le deuxième axe de recherche consiste à développer des méthodes de classification pour la cartographie des différents types de glace de rivière. Enfin, l'épaisseur du couvert de glace est estimée grâce au développement et au test d'un nouveau modèle empirique.

Le chapitre 1 comprend quelques rappels sur les caractéristiques générales de l'imagerie SAR. Les étapes nécessaires à la formation de ces images sont d'abord présentées, suivi des inconvénients inhérents à l'imagerie SAR. Puis, la polarimétrie radar est introduite. Les représentations polarimétriques et les théorèmes de décomposition sont détaillées. En effet, ces décompositions permettent l'extraction de paramètres utilisés comme intrants aux méthodes de classification. Le choix d'utiliser des méthodes de classification supervisée est surtout dû à leur adaptabilité, puisque les vecteurs d'entraînement peuvent être enrichis par l'acquisition de nouvelles données.

Afin d'évaluer le comportement polarimétrique d'un couvert de glace, un modèle électromagnétique existant est présenté dans le deuxième chapitre. L'amélioration et l'utilisation de ce modèle nécessitent la connaissance des conditions de formation de la glace puis des propriétés physiques et électromagnétiques de la glace, définies par la rugosité et le contraste diélectrique aux interfaces et par l'épaisseur et la densité, la taille et la distribution spatiale des inclusions d'air. La validation du modèle électromagnétique existant développé à partir des méthodes IEM et du transfert radiatif, a été étendue à la bande X et à la polarisation verticale avec les données RADARSAT-2 et TERRASAR-X. Puis le modèle est adapté afin de caractériser la réponse polarimétrique d'un couvert de glace. Enfin, les résultats de simulation du modèle ont été interprétés. La réponse électromagnétique d'un couvert de glace varie en fonction de la rugosité des interfaces, de la densité et de l'épaisseur du couvert de glace. Ces observations confirment les hypothèses déduites des études antérieures. L'entropie montre une dynamique particulièrement intéressante en fonction de l'épaisseur du couvert et est un candidat sérieux pour l'estimation de l'épaisseur.

Les travaux de recherche dans ce mémoire ont été effectués et testés sur des données SAR polarimétriques multi-temporelles et multi-fréquentielles, acquises par

les capteurs RADARSAT-2 et TERRASAR-X sur les rivières Saint-François et Koksoak, Québec, Canada. En parallèle, des mesures ont été acquises sur le terrain afin de connaître les caractéristiques physiques de la glace comme le type de glace et l'épaisseur du couvert. L'acquisition et le traitement des données sont détaillés dans le chapitre 3, après une présentation des sites d'étude. Il est important de préciser que de nombreuses mesures ont été extraites, permettant la validation des classifications au chapitre 4 et le développement du modèle d'estimation de l'épaisseur de glace au chapitre 5. D'autres données acquises par le Centre Canadien de Télédétection ont été prêtées afin de valider les résultats du chapitre 5. Ces données sont exposées à la fin du chapitre 3.

Le chapitre 4 constitue l'axe majeur de cette thèse et a pour but de quantifier l'apport des données SAR polarimétriques pour la classification des types de glace de rivière. Des travaux préliminaires basés sur des données SAR acquises par le CONVAIR-580 ont d'abord été menés pour étudier le potentiel de la polarimétrie radar. Avant l'étape de classification, la sensibilité des descripteurs polarimétriques aux divers types de glace selon la fréquence est analysée afin d'interpréter les résultats ultérieurs de classification. Cette analyse révèle des confusions possibles entre les classes OW et PI et les classes II, CI et TPI. Certains paramètres comme la rétrodiffusion en polarisation croisée permettent de lever ces ambiguïtés. Une section méthodologique justifie le choix des intrants et des paramètres de classification. En bande C, les méthodes sont testées pour quatre types de glace. Une étude est menée afin d'observer l'apport d'une phase d'entraînement basée sur deux jeux de données SAR. Les classifications basées sur des données SAR en bande X et multifréquentielles concernent trois types de glace. La méthodologie se termine par la description des indicateurs permettant l'évaluation des résultats. Ces étapes mènent à la présentation et l'interprétation des résultats de classification. Les données polarisées alternées en polarisation croisée et totalement polarisées sont conseillées pour une classification adéquate des glaces de rivière. L'apport de ces données est d'autant plus important que le nombre de classes à traiter augmente. La bande C est généralement conseillée pour la classification des types de glace. Lors de la classification des classes SI, II et CI, la bande X ne présente qu'un faible avantage pour une bonne détection de la classe SI. Les données en bandes C et X ne sont généralement pas complémentaires et n'améliorent pas les résultats.

L'estimation de l'épaisseur d'un couvert de glace de rivière fait l'objet d'une demande importante pour la sécurité civile et les échanges commerciaux. Le dernier chapitre est donc dédié à l'élaboration d'un nouveau modèle empirique d'estimation de l'épaisseur de glace. Ce modèle nécessite les cartographies produites par les classifications développées au chapitre 4 afin de masquer les classes dont l'épaisseur ne peut pas être estimée comme la classe CI. Un état de l'art est d'abord exposé et prouve que les modèles existants nécessitent généralement de nombreux intrants. Certains modèles sont toutefois simples à utiliser mais n'offrent qu'une seule valeur d'épaisseur pour de grandes étendues. Puis, la sensibilité des descripteurs polarimétriques à l'épaisseur est analysée séparément pour les rivières Saint-François et Koksoak. L'entropie est particulièrement sensible à l'épaisseur de glace comme le

confirment les simulations du modèle électromagnétique dans le chapitre 2. L'entropie est donc retenue pour le développement du modèle d'estimation. Une régression puissance entre l'entropie et les mesures d'épaisseurs acquises sur le terrain est retenue et inversée sur les mêmes données, puis sur des données prêtées par le Centre Canadien de Télédétection. Le *rmse* avoisine 10 cm et présente donc des résultats équivalents aux meilleurs résultats obtenus par d'autres modèles d'estimation. De plus, les cartographies produites permettent une discrimination spatiale et temporelle des épaisseurs de glace.

Les objectifs initiaux de cartographie des types de glace de rivière et d'estimation de l'épaisseur au moyen de paramètres polarimétriques pertinents ont été atteints.

Les perspectives de ce travail sont nombreuses et s'articule autour de trois axes majeurs.

L'utilisation des données SAR polarisées est d'autant plus nécessaire que la diversité des types de glace augmente. La continuité d'une étude multi-temporelle à l'aide de nombreuses données est donc nécessaire afin d'améliorer les classifications. De nombreuses données seraient également utiles pour compléter la validation du modèle d'estimation de l'épaisseur de la glace.

Concernant les méthodes de classification, il apparaît dans le chapitre 4 que les classes de glace nécessitent chacune différents paramètres polarimétriques pour une classification adéquate. L'utilisation de la méthode SVM en mode *One-Again-One* avec les paramètres polarimétriques les plus adéquats pour chaque type de glace est possible. La méthode CART n'a à notre connaissance jamais été utilisée pour la classification de données SAR. Une analyse plus approfondie de cette méthode peut donc être menée afin de mieux en exploiter le potentiel. Enfin, des tests de classification avec des données SAR en mode polarimétrique compacte comme intrants n'ont jamais été réalisés et peuvent se révéler utiles afin de s'adapter aux données acquises par les futurs satellites potentiels.

L'estimation de l'épaisseur de la glace peut être améliorée par l'utilisation d'autres paramètres polarimétriques comme  $\alpha_1$ . Une étude multi-fréquentielle sur au moins deux rivières glacées d'épaisseurs opposées pourrait permettre d'atténuer les imprécisions d'estimation sur certains types de glace. Les données disponibles n'ont pas permis d'effectuer cette analyse. L'utilisation de données PolInSAR seraient donc idéales pour l'estimation de l'épaisseur du couvert de glace. En effet, ces données sont utilisées notamment pour la caractérisation volumique des forêts et l'estimation des hauteurs de canopée. Il est important de préciser que les caractéristiques de la glace de rivière évoluent pendant l'hiver. Ce milieu est donc sujet à une décorrélation temporelle importante et nécessite un temps de répétitivité court. Ce type de données SAR n'est pas encore disponible sauf en cas d'acquisitions par un capteur aéroporté.



## Bibliographie

- [1] T. Prowse and S. Beltaos, "Climatic control of river-ice hydrology : a review," *Hydrological Processes*, vol. 16, pp. 805–822, 2002.
- [2] E. Canada, "Flood events in canada, 1983-87," tech. rep., Water planning and Management Branch, Inland Waters Directorate, Environment Canada, Ottawa, 1981.
- [3] S. Beltaos, *River Ice Jams*. Water Resource Publications, LLC, 1995.
- [4] R. Leconte and P. Klassen, "Lake and river ice investigations in northern manitoba using airborne sar imagery," *Artic*, vol. 44, no. 1, pp. 153–163, 1991.
- [5] R. Leconte and T. Pultz, "Evaluation of the potential of radarsat for flood mapping using simulated satellite sar imagery," *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 17, no. 3, pp. 241–249, 1991.
- [6] S. Petryk, L. Gatto, T. Prowse, M. Demuth, J. Wuebben, and S. Beltaos, *Field Observations and Measurements*. Highlands Ranch : Water Ressources, 1993.
- [7] M. Murphy, I. Martini, and P. Protz, "Seasonal changes in subarctic wetlands and river ice breakup detectable on radarsat images, southern hudson bay lowland, ontario, canada," *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 27, no. 2, pp. 143–158, 2001.
- [8] F. Weber, D. Nixon, and J. Hurley, "Identification of river ice types on the peace river using radarsat-1 sar imagery," *Proceedings of the 11<sup>th</sup> River Ice Workshop, Committee on River Ice Processes and the Environment (CGU-HS)*, 2001.
- [9] F. Weber, D. Nixon, J. Hurley, A. Khan, and R. Picco, "Semi-automated classification of river ice types on the peace river using radarsat-1 synthetic aperture radar (sar) imagery : River ice engineering," *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 30, no. 2, pp. 11–27, 2003.
- [10] T. Puestow, C. Randell, K. Rollings, A. Khan, and R. Picco, "Near real-time monitoring of river ice in support of flood forecasting in eastern canada : towards the integration of earth observation technology in flood hazard mitigation," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 4, pp. 2268–2271, 2004.
- [11] Y. Gauthier, F. Weber, S. Savary, M. Jasek, L. Paquet, and M. Bernier, "A combined classification scheme to characterize river ice from sar data," *In EARSeL, eProceedings*, vol. 5, no. 1, pp. 77–88, 2006.

- [12] A. E. Battay, *Développement d'une approche de classification orientée objet pour une meilleure caractérisation de la glace d'une rivière de taille moyenne à l'aide des images du satellite RADARSAT-1 et d'un système d'information géographique : cas de la rivière Saint-François, Québec*. PhD thesis, Institut National de la Recherche Scientifique, 2006.
- [13] K. Unterschultz, J. Van Der Sanden, and F. Hicks, "Potential of radarsat-1 for the monitoring of river ice : Results of a case study on the athabasca river at fort mcmurray, canada," *Cold Regions Science and Technology*, vol. 55, no. 2, pp. 238–248, 2008.
- [14] K. Russell, S. Warren, C. Howell, T. Puestow, C. Randell, A. Khan, C. Mahabir, P. Tang, D. Burakov, and N. Novik, "Improved satellite-based river ice monitoring using dual-polarized sar imagery," *Proceedings of the 15<sup>th</sup> River Ice Workshop, Committee on River Ice Processes and the Environment (CGU-HS)*, pp. 401–406, 2009.
- [15] J. Van Der Sanden, H. Drouin, F. Hicks, and S. Beltaos, "Improved satellite-based river ice monitoring using dual-polarized sar imagery," *Proceedings of the 15<sup>th</sup> River Ice Workshop, Committee on River Ice Processes and the Environment (CGU-HS)*, pp. 401–406, 2009.
- [16] S. Mermoz, S. Allain, M. Bernier, E. Pottier, and I. Gherboudj, "Classification of river ice using polarimetric sar data," *Canadian Journal of Remote Sensing*, Feb 2009.
- [17] S. Mermoz, S. Allain, M. Bernier, and E. Pottier, "River ice mapping from polsar images," *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2009. Proceedings. IGARSS 2009. IEEE 2009 International*, July 2009.
- [18] R. Melloh and L. Gatto, "Interpretation of passive and active microwave imagery over snow-covered lakes and rivers near fairbanks alaska," *Proceedings of the Applications of remote sensing in hydrology*, pp. 259–278, 1990.
- [19] M. Jeffries, K. Morris, and W. Weeks, "Structural and stratigraphic features and ers-1 synthetic aperture radar backscatter characteristics of ice growing on shallow lakes in nw alaska," *Journal of Geophysical Research*, vol. 22, no. 99 (C11), pp. 459–471, 1994.
- [20] E. Krogager, "New decomposition of the radar target scattering matrix," *Electronic Letters*, vol. 26, no. 18, pp. 1525–1527, 1990.
- [21] A. Freeman and S. Durden, "A three-component scattering model for polarimetric sar data," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 36, pp. 963–973, May 1998.
- [22] M. Neumann, L. Ferro-Famil, and E. Pottier, "A general model-based polarimetric decomposition scheme for vegetated areas," *Polinsar Symposium*, 01 2009.
- [23] S. Cloude and E. Pottier, "An entropy based classification scheme for land applications of polarimetric sar," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 35, pp. 68–78, Jan 1997.

- [24] J. Lee, K. Hoppel, S. Mango, and A. Miller, "Intensity and phase statistics of multilook polarimetric and interferometric sar imagery," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 32, pp. 1017–1028, Sep 1994.
- [25] F. Del Frate and D. Solimini, "On neural network algorithm for retrieving forest biomass from sar data," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 42, no. 1, pp. 24–34, 2004.
- [26] A. Freeman, J. Villaseñor, J. Klein, P. Hoogeboom, and J. Groot, "On the use of multi-frequency and polarimetric radar backscatter features for classification of agricultural crops," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 15, no. 9, pp. 1799–1812, 1994.
- [27] L. Du, J. Lee, K. Hoppel, and S. Mango, "Segmentation of sar image using the wavelet transform," *International Journal Imaging Systems and Technology*, vol. 4, pp. 319–329, 1992.
- [28] C. Huang, L. Davis, and J. Townshend, "An assessment of support vector machines for land cover classification," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 23, no. 4, pp. 725–749, 2002.
- [29] B. Waske and J. Benediktsson, "Fusion of support vector machines for classification of multisensor data," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 45, no. 12, pp. 3858–3866, 2007.
- [30] C. Lardeux, *Apport des données radar polarimétriques pour la cartographie de la végétation naturelle*. PhD thesis, Université de Marne La Vallée, 2008.
- [31] C. Tan, H. Ewe, and H. Chuah, "Hybrid entropy decomposition and support vector machine method for agricultural crop type classification," *In PIERS Online*, vol. 3, no. 7, pp. 620–624, 2007.
- [32] A. Freeman, S. Durden, and R. Zimmerman, "Mapping sub-tropical vegetation using multi-frequency multi-polarization sar data," *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1992. IGARSS '92*, pp. 1686–1689, 1992.
- [33] K. Chen, "Classification of multifrequency polarimetric sar image using a dynamic learning neural network," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 34, no. 3, pp. 814–820, 1996.
- [34] L. Ferro-Famil, E. Pottier, and J. Lee, "Unsupervised classification of multi-frequency and fully polarimetric sar images based on the h/a/alpha-wishart classifier," *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS '03*, pp. 1104–1106, 2000.
- [35] L. Schulyakovskii, *Manual of ice-formation forecasting for rivers and inland lakes*. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1966.
- [36] X. Fang, C. Ellis, and H. Stefan, "Simulation and observation of ice formation (freeze-over) in a lake," *Cold regions science and technology*, vol. 24, pp. 129–145, 1996.
- [37] H. Stefan and X. Fang, "Simulated climate change effects on ice and snow covers on lakes in a temperate region," *Cold regions science and technology*, vol. 25, pp. 137–152, 1997.

- [38] C. Duguay, G. Flato, M. Heffries, P. Ménard, K. Morris, and W. Rouse, "Simulation and observation of ice formation (freeze-over) in a lake," *Hydrological processes*, vol. 17, pp. 3465–3483, 2003.
- [39] M. Jasek, F. Weber, and J. Hurley, "Ice thickness and roughness analysis on the peace river using radarsat-1 sar imagery," *Proceedings of the 12<sup>th</sup> River Ice Workshop, Committee on River Ice Processes and the Environment (CGU-HS)*, 2003.
- [40] R. Kwok, S. Nghiem, S. Yueh, and D. Huynh, "Retrieval of thin ice thickness from multi-frequency polarimetric sar data," *Remote Sensing of Environment*, vol. 51, pp. 361–374, 1995.
- [41] S. Shih, K. Ding, V. Nghiem, C. Hsu, J. Kong, and A. Jordan, "Thin saline ice thickness retrieval using time-series c-band polarimetric radar measurements," pp. 1589–1598, 1997.
- [42] S. Nghiem and C. Bertoia, "Study of multipolarization c-band backscatter signatures for arctic sea ice mapping with future satellite sar," *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 27, no. 5, pp. 387–402, 2001.
- [43] T. Matsuoka, S. Uratsuka, M. Satake, A. Nadai, H. Wakabayashi, T. Hume-hara, H. Maeno, H. Wakabayashi, K. Nakamura, and F. Nishio, "Crl/nasda airborne sar (pi-sar) observations of sea ice in the sea of okhotsk," *Annals of Glaciology*, no. 1, pp. 115–119, 2001.
- [44] K. Nakamura, H. Wakabayashi, S. Uto, K. Naoki, K. Nishio, and S. Uratsuka, "Sea ice thickness observation in the sea of okhotsk using envisat/asar data," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 6, pp. 4026–4029, Nov 2005.
- [45] I. Gherboudj, M. Bernier, and R. Leconte, "A backscatter modeling for river ice : analysis and numerical results," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 48, no. 4, pp. 1788–1798, 2010.
- [46] F. Bonn and G. Rochon, *Précis de télédétection : Principes et méthodes, vol. 1*. Presse de l'Université du Québec - AUPELF, Ste-Foy, 1992.
- [47] S. Allain, "Spécifications et développement du module d'imagerie sar hybride : Mixsar," tech. rep., Rapport de DEA, Université de Rennes 1, France, 2000.
- [48] R. Bamler and P. Hart, "Synthetic aperture radar interferometry," *Inverse Problem*, vol. 14, no. 4, pp. 1–54, 1998.
- [49] F. T. Ulaby, R. K. Moore, and A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing Active and Passive-Volume II : Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*. Addison-Wesley, Advanced Book Program, Reading, Massachussets, 1982.
- [50] F. T. Ulaby, R. K. Moore, and A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing Active and Passive-Volume III : From Theory to Applications*. Artech House, Inc, 1986.
- [51] Y. Jin, *Electromagnetic scattering modelling for quantitative remote sensing*. World Scientific, 1993.

- [52] T. Le Toan, A. Beaudoin, J. Riou, and D. Guyon, "Relating forest biomass to sar data," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 30, pp. 403–411, Mar 1992.
- [53] F. Danson and E. Stephen, *Advances in Environmental Remote Sensing*. New-York : Wiley-Interscience, 1995.
- [54] F. Henderson and A. Lewis, *Principles and applications of imaging radar*. Wiley and Sons, 1998.
- [55] M. Soumekh, *Synthetic aperture radar signal processing with matlab algorithms*. Wiley and Sons, 1998.
- [56] A. Hein, *Processing of SAR data*. Springer, Berlin, 2004.
- [57] J.-S. Lee, M. Grunes, and G. de Grandi, "Polarimetric sar speckle filtering and its implication for classification," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 37, pp. 2363–2373, Sep 1999.
- [58] "Polsarpro tutorial," 2008. [www.earth.esa.int/polsarpro/](http://www.earth.esa.int/polsarpro/).
- [59] M. Born and E. Wolf, *Principles of optics*. Oxford : Pergamon Press, 1980.
- [60] R. Jones, "New calculus for the treatment of optical system," *Proceedings of third international workshop on radar polarimetry (JIPR-3, 95), IRESTE, Université de Nantes, France*, vol. 31, pp. 488–493, 1991.
- [61] F. T. Ulaby, R. K. Moore, and A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing - Volume I*. Artech House, Boston, London, 1981.
- [62] C. Elachi, Y. Kuga, K. Donald, K. Sarabandi, T. Senior, F. Ulaby, J. Van Zyl, M. Whitt, and H. Zebker, *Radar polarimetry for geoscience applications*. Artech House, Norwood, 1990.
- [63] G. Sinclair, "The transmission and reception of elliptically polarized (radar) waves," *Proceedings of the IRE*, vol. 38, pp. 148–151, 1950.
- [64] M. Borgeaud, R. Shin, and J. Kong, "Theoretical models for polarimetric radar clutter," *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, vol. 1, no. 1, pp. 73–89, 1987.
- [65] S. Cloude, "Group theory and polarization algebra," *OPTIK*, vol. 75, no. 1, pp. 26–36, 1986.
- [66] L. Tsang, J. Kong, and R. Shin, *Theory of microwave remote sensing*. New-York : Wiley-Interscience, 1985.
- [67] S. Cloude and E. Pottier, "A review of target decomposition theorems in radar polarimetry," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 34, pp. 498–518, Mar 1996.
- [68] W. Dierking, H. Skriver, and P. Gudmandsen, "polarimetry for sea ice classification," *Polinsar Symposium*, 01 2003.
- [69] J. J. Van Zyl, "Calibration of polarimetric radar images using only image parameters and trihedral corner reflector," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 28, pp. 337–348, May 1990.
- [70] S. Nghiem, S. Yueh, R. Kwok, and F. Li, "Symmetry properties in polarimetric remote sensing," *Radio Science*, vol. 27, pp. 693–711, Oct 1992.

- [71] S. Yueh, R. Kwok, and S. Nghiem, "Calibration of polarimetric radar images using only image parameters and trihedral corner reflector," *Radio Science*, vol. 29, pp. 1409–1420, Nov. 1990.
- [72] S. Cloude, "Symmetry, zero correlations and target decomposition theorems," *International Workshop on Radar Polarimetry, PIERS*, pp. 58–66, 1998.
- [73] H. Van De Hulst, *Light scattering by small particles*. New York : Sixth Edition, Dover Press, 1985.
- [74] W. Cameron and L. Leung, "Feature motivated polarization scattering matrix decomposition," pp. 549–557, May 1990.
- [75] J. R. Huynen, *Phenomenological theory of radar targets*. PhD thesis, Drukkerij Bronder-Offset N.V., Rotterdam, 1970.
- [76] Y. Yamaguchi, Y. Yajima, and Y. Hiroyoshi, "A four-component decomposition of polsar images based on the coherency matrix," *Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 3, no. 3, pp. 292–296, 2006.
- [77] A. Freeman, "Fitting a two-component scattering model to polarimetric sar data from forests," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 45, pp. 2583–2592, Aug 2007.
- [78] S. Cloude, "The dual polarisation entropy/alpha decomposition : a palsar case study," *Polinsar Symposium*, 01 2007.
- [79] J. Kelly, T. Ainsworth, and J. Lee, "Polarimetric analysis of dual-pol sar imagery," 2008.
- [80] T. Ainsworth, J. Kelly, and J. Lee, "Polarimetric analysis of dual polarimetric sar imagery," *Proceedings EUSAR, Friedrichshafen, Germany*, 2008.
- [81] J. Lee, L. Du, D. Schuler, and M. Grunes, "Statistical analysis and segmentation of multi-look sar imagery using partial polarimetric data," pp. 1422–1424, 1995.
- [82] F. Nunziata, A. Gambardella, and M. Migliaccio, "Dual-polarized sar data for oil spill detection," *Proceedings of the Envisat Symposium 2007*, April 2007.
- [83] R. Raney, "Dual-polarized sar and stokes parameters," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 3, pp. 317–319, July 2006.
- [84] A. Breuer, I. Hajnsek, L. Ferro-Famil, and E. Pottier, "Full polarimetric versus partial polarimetry for quantitative surface parameter estimation," *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS '03*, vol. 1, pp. 437–439, July 2003.
- [85] P. Imbo and J.-C. Souyris, "Visualization of the polarimetric information : comparison between partial versus full polarimetry architectures," *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 International*, vol. 3, pp. 1116–1118 vol.3, 2000.
- [86] S. Allain, *Caractérisation d'un sol nu à partir de données SAR polarimétriques. Étude multi-fréquentielle et multi-résolutions*. PhD thesis, Université de Rennes I, 2003.

- [87] S. Allain, L. Ferro-Famil, and E. Pottier, "A polarimetric classification from polsar data using serd/derd parameters," *Proceedings EUSAR, Dresden, Germany*, 2006.
- [88] S. Daniel, S. Allain, and E. Pottier, "Agricultural mapping using polarimetric sar data", proceedings of the retrieval of bio- and geo-physical parameters from sar data for land applications," *Proceedings of the Retrieval of bio- and geophysical parameters from SAR Data for Land Applications, Bari, Italy*, 2007.
- [89] R. Duda and P. Hart, *Pattern classification and scene analysis*. Wiley-Interscience, 1973.
- [90] R. Caloz and C. Collet, *Traitements numériques d'images de télédétection*. Presses de l'Université du Québec/AUF, 2001.
- [91] L. Ferro-Famil, *Télédétection multi-fréquentielle et multi-temporelle d'environnements naturels à partir de données SAR polarimétriques*. PhD thesis, Université de Rennes I, 2000.
- [92] R. Duda, P. Hart, and D. Stork, *Pattern classification (2<sup>nd</sup> edition)*. Wiley-Interscience, 2001.
- [93] B. Tso and P. Mather, *Classification Methods for Remotely Sensed Data*. Taylor and Francis, 2001.
- [94] V. Vapnik, *The nature of statistical learning theory*. New-York : Springer-Verlag, 1995.
- [95] L. Breiman, "Statistical modeling : The two cultures," *Statistical Science*, vol. 16, pp. 199–231, 1981.
- [96] H. Drouin, "Validation quantitative des cartes de glaces de rivière radarsat-1," tech. rep., Rapport de Maîtrise, Institut National de la Recherche Scientifique, Québec, 2007.
- [97] V. Vapnik, *Statistical learning theory*. Wiley, 1998.
- [98] C. J. C. Burges, "A tutorial on support vector machines for pattern recognition," *Data Mining and Knowledge Discovery*, vol. 2, pp. 121–167, 1998.
- [99] N. Cristianini and J. Shawe-Taylor, *An introduction to support vector machines (and other Kernel-based learning methods)*. Cambridge University Press, 2000.
- [100] B. Scholkopf and A. J. Smola, *Learning with Kernels*. MIT Press, 2002.
- [101] J. Weston, A. Elisseeff, B. Scholkopf, and M. Tipping, "Use of the zero norm with linear models and kernel methods," *J. Mach. Learn. Res.*, vol. 3, pp. 1439–1461, 2003.
- [102] S. Gunn, "Support vector machines for classification and regression," tech. rep., Technical Report, University of Southampton, 1998.
- [103] L. Breiman, J. Friedman, R. Olshen, and C. Stone, *Classification and regression trees*. Chapman and Hall, Wadsworth, Belmont, Calif, 1984.
- [104] C. Beaulieu, S. Gharbi, B. Taha, M. Ouarda, and O. Seidou, "Statistical approach to model the deep draft ships squat in the st. lawrence waterway," *Journal OF waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 2009.

- [105] Y. Gauthier, M. Tremblay, M. Bernier, and C. Furgal, "Adaptation of a radar-based river ice mapping technology to the nunavik context," *Canadian Journal of Remote Sensing*, Accepted 2010.
- [106] P. Hobbs, *Ice physic*. Clarendon Press, Oxford, 1974.
- [107] E. Schulson, "The structure and mechanical behavior of ice," *Journal of The Minerals, Metals and Materials Society*, vol. 51, no. 2, pp. 21-27, 1999.
- [108] P. Shumskii, *Principles of structural glaciology*. New-York : Dover Publications, Inc., 1964.
- [109] D. Cooper, R. Mueller, and R. Schertler, "Remote profiling of lake ice using an s-band short-pulse radar aboard an all-terrain vehicle," *Radio Science*, pp. 375-381, 1976.
- [110] S. Evans, "The dielectric properties of ice and snow- a review," *Journal of Glaciology*, vol. 5, pp. 773-792, 1965.
- [111] M. Hallikainen and D. Winebrenner, "The physical basis for sea ice remote sensing," *Geophysical Monograph*, vol. 68, pp. 29-46, 1992.
- [112] M. Drinkwater, "Ice surface characteristics : implications for c-band sar backscatter signatures," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 27, no. 5, pp. 501-513, 1989.
- [113] B. Michel, *Ice Mechanics*. Les presses de l'Université Laval, Québec, Canada, 1978.
- [114] G. Ashton, *River and Lake Ice Engineering*. Water Resources Publications, Littleton, 1986.
- [115] W. Weeks, A. Gow, and R. Schertler, "Ground truth observations of ice covered north slope lakes imaged by radar," tech. rep., CRRL Rep., U.S Army Cold Reg. Res and Eng. Lab., Hanover, N.H., 1981.
- [116] K. Morris, "Ice processes and growth history on arctic and subarctic lakes using ers-1 sar data," *Polar Record*, vol. 31, pp. 115-128, 1995.
- [117] I. Gherboudj, M. Bernier, F. Hicks, and R. Leconte, "Physical characterization of air inclusions in river ice," *Cold Regions Science and Technology*, vol. 49, no. 3, pp. 179-194, 2007.
- [118] S. Daly, "Report on frazil ice," Tech. Rep. 94-23, Hydraulics of river ice. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, 1994.
- [119] T. Osterkamp, "Supercooling and frazil ice formation in a small sub-arctic stream," *Research Thermal Regime of River Ice, Tech. Memorandum 114, Natural Research Council of Canada*, pp. 104-109, 1974.
- [120] P. Yapa and H. Shen, "River ice processes. report 85-1," tech. rep., U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, 1986.
- [121] B. Michel and M. Drouin, "Formation, classification et propriétés mécaniques de la glace," *Sixième colloque d'initiation aux principes de l'hydrologie. Report GCE-72-08-01*, p. 18, 1972.

- [122] A. Fung, Z. Li, and K. Chen, "Backscattering from a randomly rough dielectric surface," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 30, no. 2, pp. 356–369, 1992.
- [123] L. Rakotoarivony, *Validation de modèles de diffusion électromagnétique : Comparaison entre simulations et mesures radar hélicoptère sur des surfaces agricoles de sol nu*. PhD thesis, Université de Caen, 1995.
- [124] B. Michel and R. Ramseier, "Classification of river and lake ice based on its genesis, structure and texture," tech. rep., Report S-15. Department of Civil Engineering, Section Ice Mechanic, Université Laval, 40p., 1969.
- [125] B. Michel, "Winter regime of rivers and lakes," tech. rep., Corps of Engineers, U. S. Army, Hanover, New Hampshire, 130 p., 1971.
- [126] I. Gherboudj, *Modèle électromagnétique de rétrodiffusion de la glace de rivière*. PhD thesis, Institut National de la Recherche Scientifique, 2008.
- [127] A. Fung and K. Chen, "An update on the iem surface backscattering model," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 1, no. 2, pp. 75–77, 2004.
- [128] M. Bryan and R. Larson, "The study of fresh water lake ice using multiplexed imaging radar," *Journal of Glaciology*, vol. 14, no. 72, pp. 445–457, 1975.
- [129] C. Elachi, B. M.L., and W. W.L., "Imaging radar observations of frozen arctic lakes," *Remote Sensing of Environment*, vol. 5, pp. 169–175, 1976.
- [130] D. Page and R. Ramseier, "Application of radar techniques to ice and snow studies," *Journal of Glaciology*, vol. 15, no. 73, pp. 171–191, 1975.
- [131] P. Beckmann and A. Spizzichino, *The scattering of electromagnetic waves from rough surfaces*. MacMillan, New York, International Series of Monographs on Electromagnetic Waves, vol.4, Oxford :Pergamon, 1963.
- [132] J. Ogilvy, *Theory of wave scattering from random rough surfaces*. Institute of Physics Publishing, Bristol and Philadelphia, 2002.
- [133] S. Rice, "Reflection of electromagnetic waves from slightly rough surfaces," *Comm. Pure Appl. Math*, pp. 352–378, 1951.
- [134] W. Peake, "Theory of radar return from terrain," *Proceedings of the IRE*, vol. 7, pp. 27–41, 1950.
- [135] L. Rakotoarivony, O. Taconet, D. Vidal-Madjar, P. Bellemain, and M. Benal-lègue, "Radar backscattering over agricultural bare soils," *Journal of Electromagnetic waves and applications*, vol. 10, no. 2, pp. 187–209, 1996.
- [136] J. Stratton, *Electromagnetic theory*. New-York : McGraw-Hill, 1941.
- [137] A. Fung, *Microwave scattering and emission models and their applications*. Artech House, 1994.
- [138] I. Gherboudj, M. Bernier, and R. Leconte, "Understanding the radar interaction with the river ice cover at different polarisations (hh, vv, and vh) and frequencies (c, x, l)," *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. Proceedings. IGARSS 2008. IEEE 2008 International*, July 2008.

- [139] N. Longépé, *Apport de l'imagerie SAR satellitaire en bandes L et C pour la caractérisation du couvert neigeux*. PhD thesis, Université de Rennes I, 2008.
- [140] Y. Jin, N. Zhang, and M. Chang, "Simulation model and eigen-analysis for polarimetric scattering in sar imaging," *Antennas and Propagation Society International Symposium, 1999*, vol. 3, pp. 1796–1799, Aug 1999.
- [141] M. D. L. D. Q. (MEQ), *Portrait régional de l'eau, Estrie*. Gouvernement du Québec, 1995.
- [142] COGESAF, "Analyse du bassin versant de la rivière saint-françois," tech. rep., Archives du Québec, 2006.
- [143] D. Messier, "Synthesis of physical modifications in the koksoak river estuary following the cutoff of the caniapiscou river," tech. rep., Société d'énergie de la baie James, direction ingénierie et environnement (Groupe d'étude conjoint Caniapiscou-Koksoak), 1985.
- [144] A. Reigber, "Sar interferometry : an introduction," in *SAR workshop : TMR SAR interferometry*, 2001.
- [145] K. Burn, "Action du gel sur les fondations," Tech. Rep. CBD-182F, Digest de la Construction au Canada, 1977.
- [146] M. Niang, J. Dedieu, Y. Durand, L. Merindol, M. Bernier, and M. Dumont, "New inversion method for snow density and snow liquid water content retrieval using c-band data from envisat/asar alternating polarization in alpine environment," *ENVISAT Symposium, Montreux, Switzerland*, Apr 2007.
- [147] G. SIR-3000, "Brochure," [www.geophysical.com/SIR3000.htm](http://www.geophysical.com/SIR3000.htm).
- [148] G. RADAN, "Brochure," [www.geophysical.com/software.htm](http://www.geophysical.com/software.htm).
- [149] J. Mackay, *Freeze-up and breakup prediction of the Mackenzie River, N.W.T., Canada*. W.L. Garrison and D.F. Marle, Quantitative Geography, Evanston, Illinois, Northwestern University, 1967.
- [150] D. Sherstone, "Ice thickness in the mackenzie delta; winter 1983-84," tech. rep., Inuvik, N.W.T., Inuvik Scientific Resource Centre, 86-1,15 p., 1984.
- [151] D. Sherstone, "Ice thickness in the mackenzie delta; winter 1985-86," tech. rep., Inuvik, N.W.T., Inuvik Scientific Resource Centre, 86-1,15 p., 1986.
- [152] I. Guyon, J. Weston, S. Barnhill, and V. Vapnik, "Gene selection for cancer classification using support vector machines," *Machine learning*, vol. 46, no. 1-3, pp. 389–422, 2002.
- [153] I. Guyon and A. Elisseeff, "An introduction to variable and feature selection," *Machine learning*, vol. 3, pp. 1157–1182, 2003.
- [154] M. Girard and C. Girard, *Traitement des données de télédétection*. Dunod, Paris, 1999.
- [155] J. Landis and G. Koch, "The measurement categorical data," *Biometrics*, vol. 33, pp. 159–174, 1977.
- [156] USACE, "Engineering and design-ice engineering," tech. rep., Hydraulics of river ice. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, 2002.

- 
- [157] M. Bilello, "Maximum thickness and subsequent decay of lake and fast sea ice in canada and alaska," tech. rep., Hydraulics of river ice. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, 1980.
- [158] K. White, "Method to estimate river ice thickness based on meteorological data," tech. rep., Hydraulics of river ice. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, 2004.
- [159] A. Bourque, "Changements climatiques et survol d'impacts pour les municipalités du québec," *Consortium OURANOS, Québec*, 2007.
- [160] Matlab, "Brochure," 2008.



## Annexe



## Annexe A

### Matrices de confusion de la méthode SVM

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	99.5	0.5	0	0	195
SI	2.7	97	0.3	0	5712
II	0	6.9	91.6	1.4	1663
CI	0	2.5	49	48.5	4093
$\Sigma$	349	5758	3547	2009	
PU	55.6	96.2	43	98.8	
$\kappa$	0.68				

TAB. A.1 – Matrice de confusion du 04 février 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *simple*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	99.5	0.5	0	0	195
SI	2.6	97	0.4	0	5712
II	0	7.3	89.6	3	1663
CI	0	2.6	36	61.4	4093
$\Sigma$	340	5768	2992	2563	
PU	57	96	49.8	98	
$\kappa$	0.74				

TAB. A.2 – Matrice de confusion du 04 février 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *alternée 1*

Vérité	Classification				$\Sigma$
	OW	SI	II	CI	
OW	100	0	0	0	195
SI	1.2	97.7	0.7	0.4	5712
II	0	3.1	93.2	3.7	1663
CI	0	1.8	28.7	69.5	4093
$\Sigma$	264	5712	2761	2926	
PU	73.9	97.7	56.1	97.2	
$\kappa$	0.80				

TAB. A.3 – Matrice de confusion du 04 février 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *alternée 2*

Vérité	Classification				$\Sigma$
	OW	SI	II	CI	
OW	98	2	0	0	195
SI	1.5	97.5	0.2	0.8	5712
II	0.1	9.7	88.7	1.5	1663
CI	0	0.3	30.8	68.8	4093
$\Sigma$	277	5748	2747	2891	
PU	68.9	96.9	53.7	97.5	
$\kappa$	0.78				

TAB. A.4 – Matrice de confusion du 04 février 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *duale*

Vérité	Classification				$\Sigma$
	OW	SI	II	CI	
OW	100	0	0	0	195
SI	0.4	99.3	0.1	0.2	5712
II	0	10.7	88.1	1.2	1663
CI	0	3.3	11	85.7	4093
$\Sigma$	219	5983	1922	3539	
PU	89	94.8	76.2	99.1	
$\kappa$	0.88				

TAB. A.5 – Matrice de confusion du 04 février 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *pleine*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	48.6	51.4	0	0	876
SI	0	99.5	0	0.5	16656
II	0	69.3	17.1	13.5	3155
CI	0	9.1	3.9	87	1991
$\Sigma$	433	19390	619	2236	
PU	98.4	85.5	87.2	77.5	
$\kappa$	0.58				

TAB. A.6 – Matrice de confusion du 28 février 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *simple*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	51.9	48.1	0	0	876
SI	0.1	89	10.1	0.83	16656
II	0	4.6	65.6	29.8	3155
CI	0	0.1	7.9	92	1991
$\Sigma$	464	15389	3917	2908	
PU	98.1	96.3	52.9	62.9	
$\kappa$	0.67				

TAB. A.7 – Matrice de confusion du 28 février 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *alternée 1*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	75.6	24.4	0	0	876
SI	0.4	93.1	6.3	0.2	16656
II	0	12.4	84.1	3.6	3155
CI	0	0.3	33.3	66.4	1991
$\Sigma$	729	16123	4359	1469	
PU	90.8	96.2	60.9	90.1	
$\kappa$	0.75				

TAB. A.8 – Matrice de confusion du 28 février 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *alternée 2*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	95.2	4.8	0	0	876
SI	0.9	92.8	6	0.3	16656
II	0	8.4	84.2	7.4	3155
CI	0	0.1	38.4	61.5	1991
$\Sigma$	990	15765	4422	1502	
PU	84.2	98	60.1	81.6	
$\kappa$	0.76				

TAB. A.9 – Matrice de confusion du 28 février 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *duale*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	84.5	15.5	0	0	876
SI	0.3	92.5	6.8	0.3	16656
II	0	9.6	81.9	8.5	3155
CI	0	0.2	24.5	75.4	1991
$\Sigma$	798	15852	4212	1816	
PU	92.7	97.2	61.3	82.6	
$\kappa$	0.76				

TAB. A.10 – Matrice de confusion du 28 février 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *pleine*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	18.4	81.6	0	0	136
SI	0	36.5	63.1	0.4	8402
II	0	2.7	81.4	15.9	3803
CI	0	0.2	14.4	85.4	3870
$\Sigma$	25	3291	8949	3946	
PU	100	93.2	34.6	83.8	
$\kappa$	0.41				

TAB. A.11 – Matrice de confusion du 14 mars 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *simple*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	18.4	81.6	0	0	136
SI	0	52	47.5	0.5	8402
II	0	4.6	68.6	26.8	3803
CI	0	0.4	10.3	89.3	3870
$\Sigma$	25	4667	6996	4523	
PU	100	93.6	37.3	76.4	
$\kappa$	0.48				

TAB. A.12 – Matrice de confusion du 14 mars 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *alternée 1*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	1.5	98.5	0	0	136
SI	0	77.3	22.7	0	8402
II	0	9.7	89.8	0.5	3803
CI	0	1.1	41.2	57.7	3870
$\Sigma$	2	7038	6919	2252	
PU	100	92.2	49.3	99.5	
$\kappa$	0.61				

TAB. A.13 – Matrice de confusion du 14 mars 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *alternée 2*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	78.7	21.3	0	0	136
SI	0	80.8	19.2	0	8402
II	0	9.4	90.3	0.3	3803
CI	0	0.6	46.6	52.8	3870
$\Sigma$	107	7199	6849	2056	
PU	100	94.3	50.1	99.5	
$\kappa$	0.63				

TAB. A.14 – Matrice de confusion du 14 mars 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *duale*

	Classification				
Vérité	OW	SI	II	CI	$\Sigma$
OW	18.4	81.6	0	0	136
SI	0	70	30	0	8402
II	0	9	90.5	0.5	3803
CI	0	0.6	36.3	63.1	3870
$\Sigma$	107	6357	7368	2461	
PU	100	92.5	46.7	99.2	
$\kappa$	0.58				

TAB. A.15 – Matrice de confusion du 14 mars 2009 sur les quatre classes OW, SI, II et CI en bande C et configuration *pleine*

	Classification						
Vérité	OW	SI	II	CI	TI	TPI	$\Sigma$
OW	7.3	0	0	0	92.7	0	191
SI	0.1	92.8	1.2	0.7	2.2	3.1	5693
II	0	0	92.5	3.2	0	4.3	1671
CI	1.7	0	35.6	62.3	0	0.5	4181
PI	0	0	0	0	100	0	1996
TPI	0	1.4	19.2	2.3	0	77.1	9996
$\Sigma$	91	5418	5017	2929	2298	7975	
PU	15.4	97.4	30.8	88.8	86.8	96.6	
$\kappa$	0.74						

TAB. A.16 – Matrice de confusion du 04 février 2009 sur les six classes OW, SI, II, CI, PI et TPI en bande C et configuration *simple*

	Classification						
Vérité	OW	SI	II	CI	TI	TPI	$\Sigma$
OW	100	0	0	0	0	0	191
SI	0.1	92.6	0.9	1.2	2.3	2.7	5693
II	0	0	92	5	0	3	1671
CI	1.7	0	30.3	67.3	0	0.6	4181
PI	0	0	0	0	100	0	1996
TPI	0	1.5	2.8	0.2	0	95.5	9996
$\Sigma$	268	5425	3134	2990	2129	9782	
PU	71.3	97.2	49	94.2	93.7	97.6	
$\kappa$	0.86						

TAB. A.17 – Matrice de confusion du 04 février 2009 sur les six classes OW, SI, II, CI, PI et TPI en bande C et configuration *alternée 1*

	Classification						
Vérité	OW	SI	II	CI	TI	TPI	$\Sigma$
OW	100	0	0	0	0	0	191
SI	0.1	94.8	0.8	1.3	2.5	0.5	5693
II	0	0	91.2	3.6	0	5.1	1671
CI	1.7	0	23.1	74.7	0	0.5	4181
PI	0	0	0	0	100	0	1996
TPI	0	1.3	3.4	0.3	0	95	9996
$\Sigma$	268	5529	2872	3289	2138	9632	
PU	71.3	94.8	91.2	74.7	100	95	
$\kappa$	0.88						

TAB. A.18 – Matrice de confusion du 04 février 2009 sur les six classes OW, SI, II, CI, PI et TPI en bande C et configuration *alternée 2*

	Classification						
Vérité	OW	SI	II	CI	TI	TPI	$\Sigma$
OW	100	0	0	0	0	0	191
SI	0	96.4	0.3	1	2	0.3	5693
II	0	0.8	95.9	2.3	0	0.2	1671
CI	0	0	27.3	72.5	0	0.2	4181
PI	0	0	0	0	100	0	1996
TPI	0	0.4	1.4	0	0	98.2	9996
$\Sigma$	191	5535	2902	3127	2112	9861	
PU	100	99.1	55.2	96.9	94.5	99.6	
$\kappa$	0.91						

TAB. A.19 – Matrice de confusion du 04 février 2009 sur les six classes OW, SI, II, CI, PI et TPI en bande C et configuration *duale*

	Classification						
Vérité	OW	SI	II	CI	TI	TPI	$\Sigma$
OW	100	0	0	0	0	0	191
SI	0.1	96.4	0.6	0.9	1.7	0.3	5693
II	0	0.4	97.8	1.7	0	0	1671
CI	1.7	0	27.6	70	0	0.7	4181
PI	0	0	0	0	100	0	1996
TPI	0	0.4	1.1	0	0	98.5	9996
$\Sigma$	268	5537	2929	3011	2093	9890	
PU	71.3	99.1	55.8	97.2	95.4	99.5	
$\kappa$	0.9						

TAB. A.20 – Matrice de confusion du 04 février 2009 sur les six classes OW, SI, II, CI, PI et TPI en bande C et configuration *pleine*

	Classification			
Vérité	SI	II	CI	$\Sigma$
SI	100	0	0	5712
II	8.8	87.8	3.4	1663
CI	0.3	31	68.7	4093
$\Sigma$	5872	2728	2868	
PU	97.3	53.5	98	
$\kappa$	0.79			

TAB. A.21 – Matrice de confusion du 03 février 2009 sur les trois classes SI, II et CI en bande X et configuration *simple*

	Classification			
Vérité	SI	II	CI	$\Sigma$
SI	100	0	0	5712
II	0.9	84.8	14.2	1663
CI	0.12	15.1	84.8	4093
$\Sigma$	5733	2028	3707	
PU	99.6	69.5	93.6	
$\kappa$	0.87			

TAB. A.22 – Matrice de confusion du 03 février 2009 sur les trois classes SI, II et CI en bande X et configuration *alternée 1*

	Classification			
Vérité	SI	II	CI	$\Sigma$
SI	100	0	0	5712
II	2.8	71.1	26.1	1663
CI	0	11.2	88.8	4093
$\Sigma$	5759	1640	4069	
PU	99.2	72.1	89.3	
$\kappa$	0.86			

TAB. A.23 – Matrice de confusion du 03 février 2009 sur les trois classes SI, II et CI en bande X et configuration *duale*

	Classification			
Vérité	SI	II	CI	$\Sigma$
SI	94.1	3.8	2.1	16656
II	39.3	53.6	7.1	3155
CI	4.5	23.3	72.2	1991
$\Sigma$	17006	2788	2008	
PU	92.2	60.6	71.6	
$\kappa$	0.86			

TAB. A.24 – Matrice de confusion du 25 février 2009 sur les trois classes SI, II et CI en bande X et configuration *simple*

	Classification			
Vérité	SI	II	CI	$\Sigma$
SI	94.5	4.9	0.5	16656
II	40.7	57.4	1.9	3155
CI	3.1	53.7	43.2	1991
$\Sigma$	17089	3702	1011	
PU	92.1	48.9	85	
$\kappa$	0.58			

TAB. A.25 – Matrice de confusion du 25 février 2009 sur les trois classes SI, II et CI en bande X et configuration *alternée 1*

	Classification			
Vérité	SI	II	CI	$\Sigma$
SI	95.9	3.6	0.5	16656
II	50.1	48.4	1.5	3155
CI	3.1	55.6	41.2	1991
$\Sigma$	17615	3226	960	
PU	90.7	47.3	85.4	
$\kappa$	0.55			

TAB. A.26 – Matrice de confusion du 25 février 2009 sur les trois classes SI, II et CI en bande X et configuration *duale*

	Classification			
Vérité	SI	II	CI	$\Sigma$
SI	89.3	10.1	0.6	16656
II	13.2	84.4	2.4	3155
CI	0.3	45.1	54.6	1991
$\Sigma$	15295	5243	1264	
PU	97.2	50.7	86	
$\kappa$	0.66			

TAB. A.27 – Matrice de confusion du 25 février 2009 sur les trois classes SI, II et CI en bandes C et X et configuration *simple*

	Classification			
Vérité	SI	II	CI	$\Sigma$
SI	95.1	4.1	0.7	16656
II	27.3	66	6.7	3155
CI	1	30.2	68.8	1991
$\Sigma$	16727	3371	1704	
PU	94.7	61.7	80.3	
$\kappa$	0.70			

TAB. A.28 – Matrice de confusion du 25 février 2009 sur les trois classes SI, II et CI en bandes C et X et configuration *alternée 1*

	Classification			
Vérité	SI	II	CI	$\Sigma$
SI	94.4	5.1	0.5	16656
II	19.3	78.6	2	3155
CI	0.5	43.5	56	1991
$\Sigma$	16344	4195	1263	
PU	96.2	59.2	88.2	
$\kappa$	0.71			

TAB. A.29 – Matrice de confusion du 25 février 2009 sur les trois classes SI, II et CI en bandes C et X et configuration *duale*

	Classification			
Vérité	SI	II	CI	$\Sigma$
SI	93.3	6.2	0.5	16656
II	16.3	80.7	3	3155
CI	0.3	39.2	60.5	1991
$\Sigma$	16056	4356	1390	
PU	96.7	58.4	86.6	
$\kappa$	0.71			

TAB. A.30 – Matrice de confusion du 25 février 2009 sur les trois classes SI, II et CI en bandes C et X et configuration *pleine*



## Annexe B

Article publié dans le Journal  
Canadien de Télédétection

L'INRS ne détient pas les droits pour diffuser cette version de l'article. Vous pouvez le consulter à l'adresse suivante :

Mermoz, S., Allain, S., Bernier, M., Pottier, E. et Gherboudj, I. (2009). Classification of river ice using polarimetric SAR data. *Can. J. Remote Sens. / J. Can. Télédétection* 35(5): 460-473.  
<http://pubservices.nrc-cnrc.ca/rp-ps/inDetail.jsp?jcode=cjrs&lang=eng&vol=35&is=5>