Université du Québec INRS-Eau

Développement et validation d'une approche pour faire le suivi du gel saisonnier du sol sur le bassin de la rivière La Grande à partir de l'utilisation conjointe d'images RADARSAT et d'images SSM/I

Par

Catherine Lagacé

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

Jury d'évaluation

Examinateur externe

Iren Glodhar Rubinstein CRESTech/York University

Examinateur interne

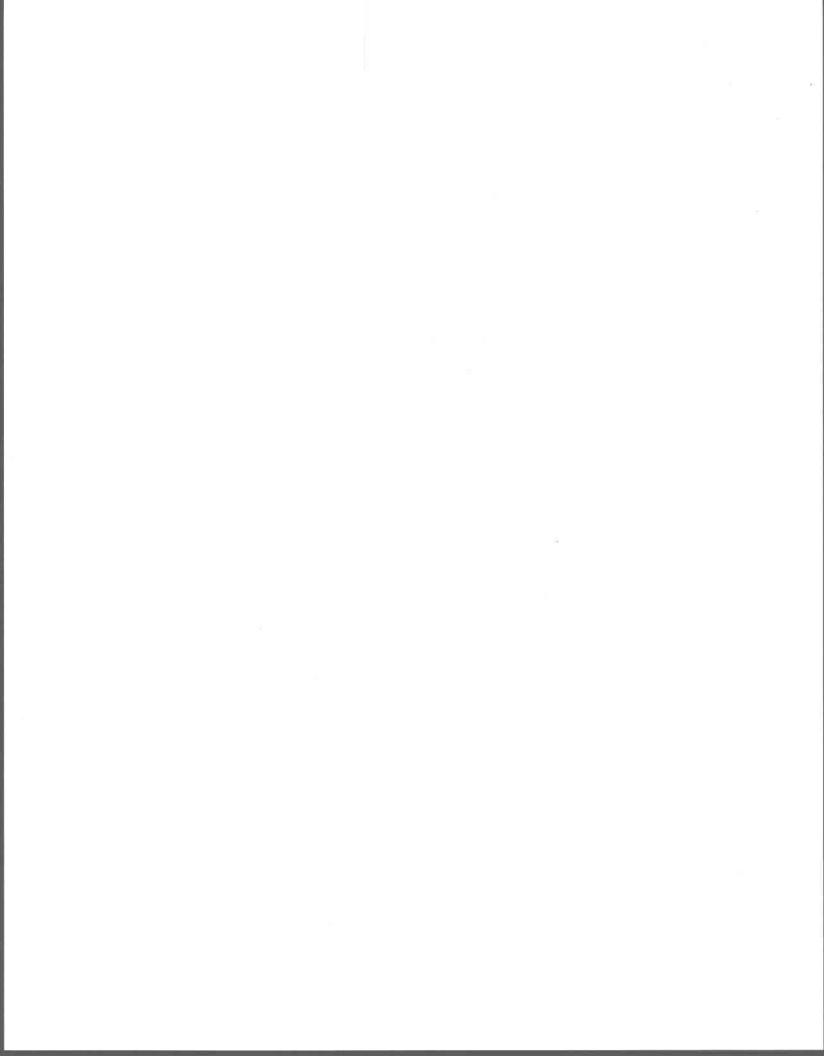
Jean-Pierre Fortin Université du Québec

INRS-Eau

Directeur de recherche

Monique Bernier Université du Québec

INRS-Eau



Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier sincèrement ma directrice de recherche, Mme. Monique Bernier, pour son soutien, son sens critique, son ouverture d'esprit et l'aide qu'elle a su m'accorder pour la réalisation de ce mémoire.

Également, je tiens à remercier particulièrement M. Yves Gauthier pour ses conseils, son aide et ses encouragements qui m'ont permis de mener à bien ce travail de recherche.

Finalement, un merci tout spécial à toute l'équipe de télédétection de l'INRS-Eau et mes compagnons de maîtrise pour la chaleureuse ambiance qui a régné pendant ces deux années.

Résumé

Cette étude a été réalisée dans le cadre du programme CRYSYS (CRYospheric SYStem to monitor global change in Canada) du Service Canadien de l'Environnement (SCE) et porte sur le suivi du gel saisonnier du sol sur le bassin de la rivière La Grande à partir d'images SSM/I et RADARSAT.

Les objectifs de cette étude étaient, dans un premier temps, de déterminer le potentiel des images SSM/I et RADARSAT à cartographier le gel saisonnier du sol à l'automne. Par la suite, cette étude visait à déterminer l'influence du type d'occupation du sol sur le signal micro-ondes et finalement, elle consistait à développer une approche afin d'utiliser conjointement les images SSM/I et RADARSAT.

Pour les données RADARSAT, la méthode utilisée consistait à faire un rapport entre une image prise au début de l'automne et deux autres images acquises plus tard en saison. Rappelons que les hyperfréquences sont sensibles aux variations de la constante diélectrique. Un refroidissement des températures du sol et le gel d'une partie de l'eau du sol a pour effet de diminuer la valeur de la constante diélectrique des sols et la rétrodiffusion du signal radar. Ainsi, le rapport d'images radar permet de visualiser rapidement les changements dans les valeurs des coefficients de rétrodiffusion. Dans cette étude, nous avons constaté que la baisse des coefficients de rétrodiffusion (2 à 3 dB), observée en automne, coïncidait avec la baisse générale des températures du sol. Par la suite, les images radar ont été superposées à une image LANDSAT d'occupation du sol afin d'évaluer l'influence du type d'occupation du sol sur la signal radar. Nous avons alors observé que les forêts de conifères, les forêts ouvertes et les landes boisées à lichen étaient les premiers à subir le refroidissement des températures de l'air comparativement aux brûlis qui semblaient geler plus tardivement à l'automne.

Pour les images SSM/I, la majorité des traitements effectués ont été réalisés à partir d'un système d'information géographique. La méthode employée pour cartographier le gel du sol consistait à appliquer un gradient spectral entre deux fréquences (37 GHz – 19,3 GHz /18). Le gel du sol se traduit alors par un gradient spectral négatif puisque le gel a pour effet d'augmenter la profondeur d'émissivité. À 37 GHz, la longueur d'onde est de la taille des diffuseurs et on observe davantage de diffusion de volume à l'intérieur du sol, ce qui se traduit par une faible émissivité à cette fréquence et un gradient spectral négatif. Ensuite, tout comme dans le cas des données radar, les données SSM/I ont été superposées à une image NOAA/AVHRR d'occupation du sol afin de déterminer l'influence de l'occupation du territoire sur ces données. Nous avons alors démontré que le présence des lacs et réservoirs dans le pixel avait comme conséquence de diminuer considérablement la valeur radiométrique du pixel. Ainsi, afin d'améliorer la précision de la cartographie, le gradient spectral utilisé a été pondéré en fonction du pourcentage de lacs et réservoirs dans le pixel pour tenir compte de leur influence sur les températures de brillance.

Finalement, une approche permettant de comparer les résultats de la cartographie réalisée pour une même date à partir des deux types de capteur a été réalisée. Cette comparaison a permis d'établir que la cartographie du gel du sol réalisée pour un même territoire est équivalente. De plus, la mise en parallèle des deux types d'information a permis d'estimer plus précisément la date du gel du sol sur le bassin de la rivière La Grande. Il est donc possible de faire un suivi à long terme de l'effet des changements climatiques sur le gel du sol dans les territoires au nord du Québec à partir d'images satellitaires.

Étudiante

atherine Lagace

Directeur de recherche

Table des matières

RÉSU	ME				V
IABL	E DES	MAILE	:RES		Vii
LISTE	DES	TABLE	AUX		Xİ
				•	
1.					
				nerche	
	1.3 Pr	résenta	tion de la	recherche	6
2.	CON	CEPTS	THÉORIG	QUES	9
				ctives	
				mètres influençant la rétrodiffusion radar	
			2.2.1.1	Les facteurs diélectriques	
			2.2.1.2	La diffusion de l'onde	
			2.2.1.3	L'angle d'incidence	
	121		2.2.1.4	La polarisation	
			2.2.1.5	La rugosité	
			2.2.1.6	La couverture végétale	. 27
			2.2.1.7	La neige	
	2.3	Les m	icro-onde	s passives	
		2.3.1		émissivité	
		2.3.2		erature de brillance	
				mètres influençant les températures de brillance	
			2.3.3.1	La constante diélectrique	
			2.3.3.2	La diffusion de surface et coefficient d'extinction.	
			2.3.3.3	La rugosité	.38
			2.3.3.4	La fréquence, angle d'incidence et polarisation	. 39
			2.3.3.5	La végétation	
			2.3.3.6	La neige	. 42
3.	DESC	ידמומי	ON DEC 5	OONNÉES ET DU SITE D'ÉTUDE	10
J .	3.1				
	3.1	Acarri	ipilon de s	site à l'étudedonnées RADARSAT, SSM/I et de terrain	,43 AE
	3.2	Acqui	silion de c	JUILLES KADAKSAT, SSIVIT EL DE LEITAIN	. 40

4.	PRÉTI	RAITEM	IENTS DES DONNÉES	51
	4.1		nent des images radar	
		4.1.1	Extraction des valeurs de rétrodiffusion	52
		4.1.2		53
		4.1.3		54
		4.1.4		
			du sol	54
		4.1.5	Rapport entre les images radar	57
	4.2	Traiter	ment des images SSM/I	
		4.2.1		
		4.2.2		
		4.2.3		
			du sol	
	4.3	Simula	tion des températures du sol	59
5.	ΛΝΙΛΙ	VOE TE	MOODELLE	67
5 .	5.1		MPORELLEonnées radar	
	5.1	5.1.1	Comparaison des données radar aux données de	07
		5.1.1	de terraindes données radar aux données de	67
		5.1.2	L'influence de l'occupation du sol	
	5.2		onnées SSM/I	
	J.Z	5.2.1		
		5.2.1		
	e	J.Z.Z	de brillance	
		5.2.3	Évaluation sous-pixel des températures de brillance d	
		5.2.5	en fonction des différentes classes d'occupation du	u 301
			territoire	100
		5.2.4	Application d'un gradient spectral pondéré comme cri	
		J.Z. T	de décision pour la cartographie du gel du sol	
		5.2.5	Cartographie du gel du sol avec l'utilisation de la méth	
		0.20	du gradient spectral pondéré (GTVP)	
		5.2.6	Comparaison des deux méthodes GTV et GTVP	
		0.2.0	Comparaison des deux memodes Of V et Of VI	101
6.	UTILIS	SATION	I CONJOINTE DES DONNÉES SSM/I ET DES DONNÉ	ES
	RADA	RSAT		137
			•	
7.		NOISSL		147
	7.1	Evalua	ation des résultats pour les images RADARSAT	147
	7.2		ation des résultats pour les images SSM/I	148
	7.3		nites de la méthode dans les micro-ondes actives et	
		passiv	es	149
•	0011	LI USIO	; N I	153
R	((C)N(JUSIO	N	753

Liste des figures

Figure 1 : Relation entre la constante diélectrique d'un sol et sa teneur en eau volumétrique pour quatre différentes fréquences (1,4 GHz,	
6 GHz, 12 GHz et 18 GHz) à 23°C	. 14
Figure 2 : Réfraction et transmission de l'onde électromagnétique	
Figure 3 : Variation des coefficients de rétrodiffusion en fonction de l'occupation	
du territoire pour les modes S1 et S7 de RADARSAT	
Figure 4 : Polarisation horizontale et verticale	. 23
Figure 5 : Diffusion du signal radar suivant trois rugosités différentes : surface	
douce surface de rugosité intermédiaire et surface rugueuse	
Figure 6 : Différents types de diffusion dans un couvert végétal complexe	. 28
Figure 7 : Interaction de l'énergie émise avec l'atmosphère et températures	
de brillance apparentes enregistrées au capteur	. 33
Figure 8 : Variation de l'émissivité d'un sol humide et d'un sol gelé en fonction	
de l'angle d'incidence à deux fréquences différentes (3,1 GHz et	
11,0 GHz) et deux polarisations (H et V)	35
Figure 9 : Variation de l'émissivité d'un sol nu en fonction de la fréquence à un	
angle d'incidence de 50° en polarisation verticale et horizontale	.40
Figure 10 : Carte du Québec représentant la couverture spatiales des données	
RADARSAT et SSM/I	. 43
Figure 11 : Image RADARSAT d'une partie du bassin de la rivière La Grande	
aux 3 dates d'acquisition a)7 octobre 1996, b) 31 octobre 1996 et	
c) 24 novembre 1996	
Figure 12 : Répartition des stations météorologiques sur le territoire	.49
Figure 13 : Classification de l'occupation du sol réalisée à partir d'une image	
Landsat-5	. 55
Figure 14 : Classification de l'occupation du territoire à partir d'images	
	.61
Figure 15 : Comparaison entre les valeurs des températures du sol estimées	
et valeurs réelles	. 64
Figure 16 : Les variations des coefficients de rétrodiffusion résultant du	
rapport d'images RADARSAT entre a) le 7 octobre et le 31 octobre	
1996, b) le 31 octobre et le 24 novembre 1996 et c) entre le 7 octob	re
et le 24novembre	.71
Figure 17 : Cartographie du gel du sol résultant du rapport d'images entre a) le	7
octobre et le 31 octobre 1996 et b) entre le 7 octobre et le 24	
novembre	.77
Figure 18 : Variation des températures du sol et de l'air pour les mois d'octobre	
de novembre aux sites 2, 11 et 19	

Figure 19	: Différence des coefficients de rétrodiffusion entre les images selon les différents types d'occupation du sol85
Figure 20	: Cartographie du refroidissement du sol réalisée à partir d'un gradient spectral (GTV) pour l'automne 1996, a)11octobre, b)26octobre, c)28octobre, d)29octobre, e)4novembre, f)12novembre, g)20novembre et h)29novembre
	: Températures moyennes journalières enregistrées aux stations météorologiques pour les régions de l'ouest, du centre, de l'est et du sud du Québec101
	: Carte des altitudes au Québec105 : Variation des températures de brillance en fonction du type
rigule 25	d'occupation du sol aux deux fréquences a)19GHz_V et b)37GHz_V107
	: Hétérogénéité des classes d'occupation du sol dans un pixel SSM/I111
Figure 25	: Variation des températures de brillance (Tb) en fonction du pourcentage d'occupation des lacs et réservoirs dans le pixel à 19,3 GHz_V et 37 GHz_V pour le a) 4 octobre, b) 29 octobre et c) 4 novembre 113
Figure 26	: Variation des températures de brillance (Tb) en fonction du pourcentage des brûlis dans le pixel à 19,3 GHz_V et 37 GHz_V pour le a) 4 octobre, b) 29 octobre et c) 23 novembre115
Figure 27	: Cartographie du refroidissement du sol réalisée à partir d'un gradient spectral pondéré (GTVP) pour l'automne 1996,a)11octobre, b)26octobre, c)28octobre, d)29octobre, e)4novembre, f)12novembre, g)20novembre et h)29novembre
Figure 29	: Écart entre les valeurs du gradient spectral (GTV) et les valeurs du gradient spectral pondéré (GTVP) pour le a) 11 octobre, b) 28 octobre, c) 4 novembre et d) 29 novembre
Figure 30	: Variation du GTVP et des coefficients de rétrodiffusion selon le type d'occupation du sol139
Figure 31	: Comparaison entre la cartographie du gel du sol pour les images SSM/I et RADARSAT entre le 29 octobre et le 31 octobre 1996 141
Figure 32	Comparaison entre la cartographie du gel du sol pour les images SSM/I et RADARSAT entre le 23 novembre et le 24 novembre 1996
	2 1 1 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2

Liste des tableaux

Tableau 1:	Caractéristiques du capteur SSM/I	46
	Traitement des images RADARSAT	
Tableau 3:	Traitement des images SSM/I	. 58
Tableau 4:	Caractéristiques au sol et coefficients de rétrodiffusion associés	.68
Tableau 5:	Regroupement des classes d'occupation du territoire de l'image	
	NOAA/AVHRR	111
Tableau 6:	Relation entre les Tb et le pourcentage d'occupation des lacs et	
	réservoirs dans le pixel à 19,3 GHz_V et 37 GHz_V1	117

		a B	

1.1 Problématique

Depuis longtemps, les phénomènes liés aux cycles de gel et dégel du sol sont relativement bien connus. Par exemple, on sait que ces cycles affectent particulièrement les régions situées dans les hautes latitudes et jouent un rôle important dans le fonctionnement des écosystèmes. En effet, le gel du sol affecte les transferts d'énergie entre le sol et l'atmosphère en limitant l'évapotranspiration (England, 1990) et influence la productivité annuelle et les échanges en dioxyde de carbone dans la forêt boréale (Way et al., 1997). Aussi, on sait que le gel du sol réduit la capacité d'infiltration des sols, ce qui contribue à modifier les conditions de ruissellement des eaux à la surface. Ainsi, la connaissance du début et de la durée de la période de gel permet d'acquérir une meilleure compréhension des écosystèmes de ces régions et à une échelle plus globale, contribue au développement des études portant sur le réchauffement climatique (Goodison et al. 1999).

La télédétection fait partie du nombre des outils disponibles pour faire des études sur le suivi du gel saisonnier du sol. Cette technique comporte de nombreux avantages puisqu'elle permet de couvrir un vaste territoire et offre la possibilité d'obtenir des données à une fréquence suffisante. En d'autres mots, cette technique permet d'obtenir de l'information de façon continue à l'échelle spatiale contrairement à l'information ponctuelle qui provient des mesures prises sur le territoire d'étude. De plus, la télédétection permet d'obtenir de l'information sur certains territoires qui sont parfois difficiles d'accès, voir même inaccessibles.

En fait, les techniques de télédétection offrent la possibilité de faire des études sur les conditions d'humidité des sols dans à peu près tout le spectre électromagnétique (Engman et Chauhan, 1995). Toutefois, il semble que les parties du spectre électromagnétique couvrant l'infrarouge thermique et les micro-ondes offre les meilleurs résultats bien que dans l'infrarouge thermique, la présence d'une couverture nuageuse contribue à masquer le signal de la surface terrestre. C'est pourquoi, l'utilisation des hyperfréquences s'avère

l'option la plus intéressante car les micro-ondes sont généralement indépendantes des contraintes atmosphériques et de l'éclairement solaire.

L'effet des changements des propriétés physiques de l'eau et des conditions d'humidité sur le signal électromagnétique dans les hyperfréquences est généralement bien connu. D'ailleurs, des travaux antérieurs le confirment. Par exemple, on a démontré que le radar pouvait fournir des estimés de l'humidité du sol près de la surface (Boisvert *et al.*, 1995 et 1996; Geng, 1996; Dubois, 1995) et des études similaires réalisées dans les micro-ondes passives ont aussi démontré qu'il était possible de faire un suivi des conditions d'humidité des sols (Schmugge *et al.*1986; Wegmüller, 1990). Rapidement, ces recherches ont démontré que les variations du taux d'humidité des surfaces avaient une incidence directe sur la constante diélectrique des sols et que ces variations étaient détectables par les micro-ondes. D'ailleurs, Hallikainen *et al.* (1985) ont élaboré des modèles expérimentaux afin de mieux comprendre le comportement de la constante diélectrique dans les sols humides.

En ce qui a trait au suivi du gel du sol à partir des capteurs micro-ondes passifs, il existe quelques études portant sur la question. D'abord, Wegmüller (1990) a mené une étude dont le but était d'évaluer l'effet des cycles de gel/dégel sur la signature spectrale dans les micro-ondes. Plus spécifiquement, il a porté une attention particulière sur l'influence de paramètres tels que l'angle d'incidence, la fréquence et la polarisation sur le signal. Ensuite, Zuendorfer et al. (1990) ont réalisé une étude sur la cartographie du gel du sol et des critères de décision permettant de déterminer la limite entre le gel et le dégel à partir d'images prises par le capteur passif SMMR. Ils en sont venus à la conclusion que la meilleure façon de cartographier le gel du sol était d'utiliser une fréquence à 37 GHz et un gradient spectral (10,7GHz, 18GHz et 37GHz). À la même époque, England (1990) a validé un modèle théorique qui reproduisait le comportement des températures de brillance (Tb) à 37 GHz en la comparant à des données acquises par le capteur SMMR. Ces observations lui ont aussi permis de venir à la conclusion que l'utilisation d'une fréquence

à 37 GHz combinée à l'utilisation d'un gradient spectral comme discriminant était appropriée. Ensuite, England et al. (1991) ont tenté d'améliorer leur méthode de classification. Pour ce faire, ils ont développé un algorithme permettant de compenser la faible résolution des basses fréquences. Plus récemment, Judge et al. (1997) ont démontré qu'il était possible de faire un suivi du gel du sol en utilisant les données issues du capteur SSM/I pour une région de plaine au nord des États-Unis. Ils ont alors constaté que la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère n'affectait pas les données des microondes passives à 19,3 et 37 GHz. Ainsi, la méthode de classification retenue pour les fins de l'étude fut la même que celle développé précédemment par Zuendorfer et England. Finalement, Liou et England (1998) ont effectué des simulations sur l'effet du cycle diume du gel à 19,3 GHz qui démontrent une différence dans les températures de brillance supérieure à 57 K entre le gel et le dégel.

Du côté des micro-ondes actives, les études portant sur la question sont plus récentes quoique moins nombreuses. D'abord, afin de visualiser les changements temporels en automne de deux images radar ERS-1 prises à deux dates successives, Rignot et Van Zyl(1993) ont utilisé un rapport d'images. De cette façon, l'analyse de ce rapport d'images de la région de Tanana en Alaska leur a permis d'observer une baisse de signal de 3 dB. Selon eux, cette baisse de signal correspondait selon toute vraisemblance à une baisse des propriétés diélectriques du sol et de la végétation. Par la suite, Villasenor et al. (1993) ont effectué une étude similaire à partir de données issues du satellite ERS-1. Ainsi, un rapport d'images a permis de visualiser des baisses de signal de l'ordre de 4 dB. L'analyse des données physiques, climatologiques et hydrologiques du territoire à l'étude laissait croire que cette baisse des coefficients de rétrodiffusion résultait du gel de la végétation et du sol. De plus, lors de cette étude, une attention particulière portée sur la végétation et la texture des sols a permis de constater que la quantité de matière organique et d'eau présente dans le sol ainsi que la présence d'un couvert végétal influençaient le gel du sol et contribuaient à modifier le signal radar. Finalement, en 1997, l'équipe BOREAS (Boreal Ecosystem-Atmosphere Study) a mené un projet de recherche sur le gel et dégel printanier

4 Développement et validation d'une approche pour faire le suivi saisonnier du gel du sol sur le ...

du sol. Pour les fins de cette recherche, les images du satellite ERS-1 ont été utilisées et des données de températures du sol et de la sève contenue dans le tronc des arbres ont été recueillies sur une base régulière. Les résultats de cette recherche ont démontré que le dégel du sol et de la sève correspondait à une importante hausse des coefficients de rétrodiffusion et qu'il était donc possible de faire un suivi du gel et dégel du sol à partir des ces images satellites (Way et al. 1997).

L'ensemble de ces recherches démontre qu'il est possible d'observer des changements dans les caractéristiques hydriques des sols, à partir d'images provenant des capteurs actifs et passifs, et qu'une cartographie du front de gel du sol est réalisable. Puisqu'une attention particulière est portée sur le gel saisonnier du sol dans les régions froides du nord du Québec, il devient intéressant de développer une approche pour faire le suivi du gel saisonnier du sol propre à ces régions à des fins de cartographie. De plus, bien que les recherches menées précédemment aident à mieux comprendre les mécanismes inhérents au gel du sol et à ses signaux détectables par télédétection, la majorité des études portant sur le gel du sol, excluant les travaux de Rignot et Way (1994), ont été réalisées à partir de sols nus. Or, dans la région du bassin de la Rivière La Grande, le sol est généralement recouvert de végétation, ce qui peut contribuer à modifier considérablement le signal micro-ondes reçu au capteur. C'est pourquoi, dans le cadre de cette recherche, il devient intéressant de porter une attention particulière à l'impact de l'occupation du territoire sur le signal micro-ondes afin de développer une approche qui tient compte de cette particularité.

1.2 Objectifs de la recherche

L'INRS-Eau est depuis quelques années associé avec le Service Canadien de l'Environnement (SCE) dans le cadre du programme CRYSYS (CRYospheric SYStem to monitor global change in Canada). Ce projet d'étude multidisciplinaire a été mis sur pied en 1990 dans le cadre du programme EOS (Earth Observing System) de la NASA. Les

principaux objectifs de CRYSYS sont de développer des moyens pour surveiller et mieux comprendre les variations dans les principales composantes de la cryosphère dont la glace de mer et de lac, le couvert de neige, les glaciers, calottes glaciaires et finalement le pergélisol ainsi que les sols gelés.

La plupart des régions au Canada subissent un gel saisonnier du sol et ceci est particulièrement vrai pour les régions situées dans les hautes latitudes. Parallèlement, on s'attend à ce que le changement climatique mondial prévu mène à des diminutions prononcées du couvert nival saisonnier, du pergélisol (Environnement Canada, 1996) et de la durée du gel saisonnier (JoBea et al, 1990). Que ce soit d'un point de vue biologique, physique ou même économique, ces changements auront indubitablement un impact important pour l'ensemble de la planète et particulièrement pour les régions froides. Ainsi, un des objectifs spécifiques de CRYSYS est de développer une compréhension de la physique liée aux sols gelés et leur production de signaux détectables par la télédétection (CRYSYS, site internet). Par ailleurs, à plus petite échelle, puisque le gel du sol modifie les conditions de ruissellement à la surface du sol, l'ajout de ce paramètre dans les modèles hydrologiques devrait permettre d'améliorer les prévisions hydrologiques pour la gestion des bassins versants.

L'objectif principal de cette recherche est donc de développer et valider une approche pour suivre le gel saisonnier du sol sur le bassin de la rivière La Grande à partir de l'utilisation conjointe d'images RADARSAT et d'images SSM/I. Plus spécifiquement, les objectifs sont les suivants :

- 1. déterminer le potentiel des images RADARSAT (système actif) à détecter le gel du soi sur une base mensuelle.
- 2. déterminer le potentiel des images SSM/I (système passif) à détecter le gel du sol sur une base hebdomadaire ou même journalière

- 6 Développement et validation d'une approche pour faire le suivi saisonnier du gel du sol sur le ...
- 3. déterminer l'influence du type d'occupation du sol sur le signal
- 4. développer une approche d'utilisation conjointe des images SSM/I et RADARSAT

De manière opérationnelle, puisque les données issues de RADARSAT offrent une bonne résolution et que les données provenant du capteur SSM/I permettent de couvrir un vaste territoire et de fournir des données sur une base journalière, la combinaison des deux types d'images offrent des avantages fort intéressants pour cette étude. En effet, les données SSM/I permettent de couvrir l'ensemble du territoire du nord du Québec et de cette façon, il est possible d'obtenir une idée générale de la progression du gel du sol à l'automne. Quant à la résolution des données RADARSAT, elle permet une information beaucoup plus détaillée. Toutefois, cette information n'est disponible que sur une parcelle du territoire à l'étude. Ainsi, l'utilisation des données actives et passives pour un même territoire et une même période de l'année permet d'obtenir des informations complémentaires sur le territoire à l'étude. De plus, la combinaison de ces deux types de données peut permettre d'établir des corrélations entre les données mesurées et de résoudre certaines ambiguïtés quant à l'interprétation des résultats (Jin et al., 1999).

1.3 Présentation de la recherche

Ce mémoire de recherche comporte quatre sections. Dans une première section, les aspects théoriques relatifs au gel du sol et à l'utilisation des micro-ondes actives et passives seront abordés. Une description du site à l'étude, du type d'images utilisées (RADARSAT et SSM/I) et des données de terrain disponibles sera ensuite présentée. Puis, suivra la méthodologie utilisée pour effectuer le traitement des images satellites afin d'extraire l'information de ces images et de réaliser la cartographie du front du gel du sol. Les résultats obtenus suite aux traitements des images satellites permettront de vérifier si le gel du sol est bel et bien détectable à partir de ces images en comparant les données

satellites aux données de terrain. Dans l'affirmative, il deviendra intéressant d'évaluer l'impact du type d'occupation du sol sur le signal micro-ondes. Finalement, une approche sera proposée afin de permettre d'intégrer les résultats provenant des images des deux types de capteur afin d'améliorer notre connaissance du gel saisonnier du sol de ces régions.

		4			
	×				

2 CONCEPTS THÉORIQUES

Les systèmes actifs et passifs dans les hyperfréquences sont des techniques reconnues pour des études portant sur l'humidité des sols. Le principe à la base de l'utilisation de ces fréquences repose sur le fait que tout corps émet un rayonnement dont le spectre radiométrique est fonction de sa température et des propriétés d'émissivité du matériel (Boisvert et al, 1996). Dans les hyperfréquences, il y a une distinction entre le domaine du passif et de l'actif. Cette distinction repose sur le fait que dans le système passif, le capteur enregistre l'émissivité naturelle des surfaces tandis que dans le système actif, la surface est illuminée artificiellement à l'aide d'un radar et le capteur mesure la composante rétrodiffusée. Afin de bien saisir de quoi il s'agit, une compréhension des principes théoriques de fonctionnement de ces systèmes est nécessaire. C'est pourquoi, la section qui suit aura comme principal objectif de présenter plus en détail la théorie sur laquelle repose les concepts à l'origine de l'utilisation des hyperfréquences. Toutefois, avant d'aller plus loin dans la présentation de ces concepts théoriques, il semble opportun de rappeler les principaux mécanismes physiques liés au gel du sol.

2.1 Le gel du sol

D'abord, rappelons que la température en un point au sol à un instant donné résulte à la fois des échanges énergétiques avec le milieu extérieur et des transferts de chaleur. Si les échanges énergétiques déterminent la quantité d'énergie globale emmagasinée dans le sol, les transferts de chaleur, eux, déterminent la distribution de cette énergie dans le sol. L'intensité des transferts de chaleur dépend des propriétés thermiques de sol et relève essentiellement de trois processus physiques : les échanges d'énergie sous forme radiative, d'énergie thermique et d'énergie latente.

En fait, la quantité d'énergie radiative disponible à la surface de la terre provient du rayonnement solaire. Dans la littérature, on fait référence à un rayonnement net présenté sous la forme suivante (Bonn et Rochon, 1993) :

$$R_n = R_s (1 - \alpha) + R_L \downarrow - R_L \uparrow \qquad (1)$$

οù

 $R_n = le rayonnement net (W*m⁻²)$

 R_s = le rayonnement solaire incident global (direct et diffus) de petite longueur d'onde α = l'albédo à la surface

 $R_L \downarrow$ = le rayonnement thermique descendant de grande longueur d'onde, émis par l'atmosphère et les nuages

 $R_L \uparrow$ = le rayonnement thermique ascendant de grande longueur d'onde émis par la surface terrestre

Puisque selon les principes de la thermodynamique, il ne peut y avoir accumulation de l'énergie, la somme des énergies reçues doit donc égaler la somme des énergies dépensées. Afin de tracer un portrait global de ces échanges d'énergie à la surface de la terre, la présentation de l'équation du bilan énergétique s'impose :

$$R_N + LE + G + H + s = 0$$
 (2)

οù

 R_N = rayonnement net

LE = flux de chaleur latente

G = variation de chaleur stockée

H = le flux de chaleur sensible

s = la quantité d'énergie utilisée pour la photosynthèse

Selon cette équation, en automne, on comprend aisément que puisque le rayonnement solaire diminue, les températures de l'air vont aussi diminuer graduellement. En conséquence, il y aura transfert de chaleur sensible de la surface à l'air et la chaleur emmagasinée dans le sol pendant l'été sera perdue puisque les transferts de chaleur

s'effectuent toujours d'un point plus chaud vers un point plus froid. Donc, on comprend qu'au moment du refroidissement du sol en automne, l'eau du sol gèle en libérant sa chaleur latente de fusion.

Quant au gel du sol à proprement parler, lorsque celui-ci est humide, le principal phénomène observé est le changement de l'état physique de l'eau. En fait, dans un corps poreux comme un sol, c'est l'eau contenue entre les particules du sol qui gèle, formant ainsi un réseau rigide où les particules sont enfermées dans un bloc solide. En conséquence, un sol sec ne peut geler au sens propre du terme même si sa température descend sous le point de congélation. Aussi, des études ont permis de constater que l'eau contenue dans les sols ne gèle pas toujours à la même température. Par exemple, pour des sols très fins comme l'argile limoneuse, une fraction de l'eau peut demeurer non gelée à des températures de -2.2 °C (Bouchard, 1990). En fait, la vitesse à laquelle un sol gèle dépend de ses propriétés thermiques, de sa teneur en eau ainsi que de la température de l'air ambiant et des conditions météorologiques. Par exemple, du fait que les argiles sont plus humides et qu'elles ont une valeur isolante supérieure aux limons et aux sables, la pénétration du gel du sol est plus profonde dans les sols limoneux et sableux que dans les argiles. Aussi, la présence d'une couverture végétale ou encore d'un couvert neigeux influencera la vitesse et la profondeur de gel du sol selon le type de couverture végétale et l'épaisseur de neige. C'est pourquoi, lors de l'analyse des données radar, ces facteurs bénéficieront d'une attention particulière.

2.2 Les micro-ondes actives

Comme il a été mentionné précédemment, les systèmes actifs (ou radars) émettent leur propre énergie vers le sol et enregistrent la composante rétrodiffusée en direction du capteur. Le coefficient de rétrodiffusion (σ^0) est le terme utilisé pour désigner la mesure du signal enregistrée au capteur. Certains facteurs influenceront la façon dont les surfaces terrestres réagiront aux impulsions reçues d'un radar. Selon Bonn et Rochon (1993), ces

facteurs se divisent en deux catégories. La première catégorie comprend les facteurs dits géométriques et fait référence à des paramètres tels que la rugosité de la surface, la polarisation et l'angle d'incidence. La seconde porte sur des facteurs diélectriques liés à la nature des matériaux qui composent la surface. Ainsi, tous ces facteurs ont une incidence sur la diffusion de l'onde reçue par la surface observée et c'est l'étude et l'analyse du signal rétrodiffusé vers la source de rayonnement qui est à la base de l'utilisation du radar.

La rétrodiffusion du signal radar repose sur le principe général à l'effet que lorsqu'une onde électromagnétique entre en contact avec la surface terrestre, celle-ci fait varier le champ électrique local. Les charges présentes dans le sol réagissent à ce dérangement en oscillant à leur tour. Une partie de l'onde est alors absorbée et une autre partie est diffusée dans plusieurs directions (Bonn et Rochon, 1993). Physiquement, la rétrodiffusion du radar est beaucoup plus complexe. Comme mentionné précédemment, la rétrodiffusion du signal radar n'est pas seulement fonction des propriétés électriques du sol; elle dépend, entre autres, de la rugosité et de l'orientation de la rugosité du sol par rapport à l'onde incidente. Cette section sera donc consacrée à l'étude de ces principaux facteurs et à leurs influences sur la rétrodiffusion du signal radar.

2.2.1 Les paramètres qui influencent la rétrodiffusion du signal radar

2.2.1.1 Les facteurs diélectriques

Les hyperfréquences sont appropriées pour l'estimation du gel du sol car elles sont sensibles à la constante diélectrique des sols, elle-même variable avec la quantité d'eau présente dans le sol. D'ailleurs, des études antérieures ont déjà démontré la relation linéaire ente la teneur en eau des sols et le signal radar (Boisvert *et al*, 1996 ; Ulaby *et al*, 1986 ; Hallikainen, 1985).

En fait, l'utilisation des hyperfréquences pour faire le suivi des processus de gel et de dégel repose sur le principe à l'effet que tout changement de phase (liquide-solide) correspond à une variation de la constante diélectrique. La constante diélectrique est définie comme une grandeur qui décrit la réponse d'un corps placé dans un champ électrique. Ainsi, la constante diélectrique joue un rôle important dans la rétrodiffusion du signal radar car elle permet au capteur d'acquérir de l'information sur certaines propriétés des sols comme l'humidité. Donc, dans le cas des sols, la teneur en eau est directement proportionnelle à la valeur de la constante diélectrique et contribue en grande partie à la rétrodiffusion du signal.

L'explication des phénomènes diélectriques repose sur le principe de polarisation électrique. En effet, lorsqu'un diélectrique est placé dans un champ électrique, il en résulte un déplacement des charges négatives dans une direction et des charges positives dans l'autre. La substance possède alors ce qu'on appelle un moment électrique et la grandeur de ce moment électrique affectera les propriétés diélectriques de la substance. Quant à la constante diélectrique, sa valeur indique la grandeur de ces propriétés électriques. La mesure de la constante diélectrique se définit comme le rapport entre la capacité d'un condensateur rempli du diélectrique et celle d'un condensateur similaire vide. Si le champ électrique qui est affecté au condensateur est oscillant, il y aura une variation dans les propriétés diélectriques suivant la fréquence du champ oscillant (Desfossés *et al*, 1985). C'est pourquoi, il est possible d'avoir une substance à faible constante diélectrique à basse fréquence et la même substance à haute fréquence aura une constante diélectrique plus grande.

La constante diélectrique est un nombre complexe qui se compose de deux parties. La première partie dite "réelle" commande la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le sol tandis que la deuxième partie commande l'absorption de l'onde par le sol et se nomme partie "imaginaire".

14 Développement et validation d'une approche pour faire le suivi saisonnier du gel du sol sur le ...

$$\varepsilon = \varepsilon' + j\varepsilon''$$
 (3)

οù

 ε ' = la partie réelle ε " = la partie imaginaire $j = (-1)^{1/2}$

La valeur de la constante diélectrique n'est évidemment pas la même pour tous les matériaux. À titre d'exemple, la valeur de la constante diélectrique de l'eau est de l'ordre de 80, celle d'un sol sec est de 3 et celle de l'air est de 1. Quant à la valeur de la constante diélectrique d'un sol gelé, celle-ci se compare à celle d'un sol sec (figure 1).

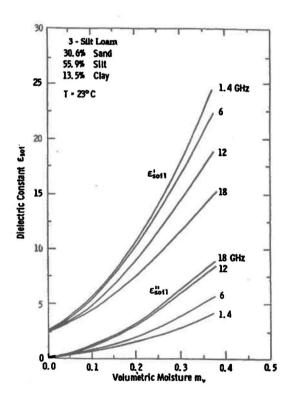


Figure 1 : Relation entre la constante diélectrique d'un sol et sa teneur en eau volumétrique pour quatre différentes fréquences (1,4 GHz, 6 GHz, 12 GHz et 18 GHz) à 23°C (*Manual of Remote Sensing*, 1998).

Lorsqu'une onde électromagnétique atteint la surface de deux milieux comme par exemple l'interface air/sol, une portion de l'énergie est réfléchie (ou diffusée) et l'autre partie est transmise à l'intérieur du second milieu (figure 2). Le contraste entre la constante diélectrique de ces deux milieux définira l'intensité de la diffusion. Ainsi, plus grand sera le rapport entre les valeurs des constantes diélectriques des milieux, plus le signal de rétrodiffusion reçu au capteur sera élevé (Bernier et al. 1996). Donc, selon ce principe, puisque le rapport des constantes diélectriques air/eau est plus élevé que le rapport air/sol, une surface humide devrait induire une rétrodiffusion plus grande.

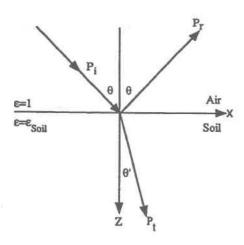


Figure 2 : Réfraction et réflexion de l'onde électromagnétique (Manual of Remote Sensing, 1998)

Dans le cas des sols, la constante diélectrique est directement liée à la teneur en eau car l'eau présente une dissymétrie des charges électriques au niveau moléculaire qui fait que les molécules se comportent comme des dipôles électriques (Bonn et Rochon 1993). Quant au gel du sol, on doit retenir qu'un sol gelé diminue l'énergie de rotation des molécules et par conséquent diminue la valeur de la constante diélectrique. De cette façon, le signal de rétrodiffusion s'en trouvera affaibli. Généralement, on peut noter des baisses dans le signal de rétrodiffusion pouvant aller jusqu'à 4-5 dB (Ulaby *et al*, 1982).

Notons qu'Ulaby et al (1982) ont réalisé des mesures qui démontrent qu'il existe une corrélation importante entre l'humidité des sols des premiers 5 centimètres et la rétrodiffusion du signal radar à 4,5 GHz qui correspond à la bande C de RADARSAT.

2.2.1.2 La diffusion de l'onde

Lorsqu'une onde électromagnétique entre en interaction avec la surface terrestre, il se produit une diffusion à sa surface. Il existe deux types de diffusion : la diffusion de surface et la diffusion de volume. La diffusion de surface se produit essentiellement en présence d'une discontinuité entre les constantes diélectriques à l'interface de deux milieux et à ce moment, une partie de l'énergie est réfléchie. Cette diffusion peut être de type spéculaire, lambertien ou intermédiaire. Par exemple, une surface lisse est caractérisée par une surface qui réfléchit toute l'énergie de l'onde incidente dans une même direction. Il s'agit donc d'une réflexion spéculaire qui se fait selon un angle égal et opposé à l'angle d'incidence :

$$\theta_i = \theta'_{ii} \quad (4)$$

Un lac d'eau calme est un bon exemple de ce type de réflexion car cette surface lisse fait en sorte que la réflexion de l'onde incidente est spéculaire, ce qui se traduit par une absence de retour au capteur et en conséquence, cette surface apparaîtra d'une teinte noire sur l'image résultante. Aussi, il est à noter qu'une partie du rayonnement peut aussi être transmise au second milieu et par la suite, réfractée par celui-ci. De manière théorique, ce concept peut être illustré par la loi de Snell-Descartes.

$$n = \underline{\sin\theta i} = \underline{n1}$$
 (5)
$$\sin\theta r = \underline{n2}$$

où

 $sin\theta_i$ = le sinus de l'angle d'incidence

 $sin\theta_r$ = le sinus de l'angle de réfraction

 n_1 = l'indice de réfraction du milieu 1 ($\sqrt{\varepsilon_{1r}}$)

 n_2 = l'indice de réfraction du milieu 2 ($\sqrt{\varepsilon_{2r}}$)

 ε_{1r} = constante diélectrique du milieu 1

 ε_{2r} = constante diélectrique du milieu 2

Quant à la réflexion, elle se définit comme étant le rapport entre l'amplitude du rayonnement réfléchi sur le rayonnement incident. Les équations de Fresnel (6 et 7) décrivent le coefficient de réflexion d'amplitude en polarisation horizontale ($\rho_H\theta$) et verticale ($\rho_V\theta$) (De Sève, 1999).

$$\rho_{\rm H}(\theta) = \frac{\left| (n^2 - \sin^2 \theta_1)^{1/2} - \cos \theta_1 \right|}{\left| (n^2 - \sin^2 \theta_1)^{1/2} + \cos \theta_1 \right|} \tag{6}$$

$$\rho_{V}(\theta) = \frac{\left| \frac{n_2 \cos \theta_1 - (n^2 - \sin^2 \theta_1)^{1/2}}{n_2 \cos \theta_1 + (n^2 - \sin^2 \theta_1)^{1/2}} \right|}{n_2 \cos \theta_1 + (n^2 - \sin^2 \theta_1)^{1/2}}$$
(7)

En ce qui a trait à la diffusion lambertienne, les surfaces très rugueuses présentent un bon exemple de ce type de diffusion car il y a alors création de nombreux petits centres de diffusion et une partie de l'énergie est réorientée. En fait, la diffusion lambertienne se présente lorsque l'onde radar est diffusée également dans toutes les directions (figure 5). Ces surfaces apparaissent souvent d'une teinte plus claire sur l'image et les coefficients de rétrodiffusion de ces types de surfaces sont élevés. La rugosité de surface peut donc avoir un impact important sur la rétrodiffusion radar et c'est pourquoi une attention particulière sera portée à ce paramètre dans une prochaine section. Quant à la surface intermédiaire, elle réfléchit de manière diffuse mais sa distribution n'est pas lambertienne (figure 5).

Ensuite, lorsqu'une onde électromagnétique atteint la surface terrestre, c'est-à-dire l'interface entre deux milieux, une portion de l'énergie est rétrodiffusée et l'autre est transmise à l'intérieur du second milieu. Si le second milieu est relativement homogène, la diffusion aura lieu en surface. Par contre, si ce milieu est hétérogène et présente d'importantes discontinuités électriques, une partie de l'énergie sera diffusée par ces discontinuités (DeSève, 1999). Il s'agit alors d'une diffusion de volume et l'importance de cette diffusion volumique dépend de la pénétration de l'onde dans ce milieu. Ainsi, les pertes d'énergie causées par la diffusion de volume varient avec la fréquence et généralement, la diffusion de volume sera plus importante pour les petites longueurs d'onde. Dans une prochaine section, il sera démontré que pour des études portant sur les conditions au sol, la diffusion de volume causée par exemple par la présence d'une couverture végétale peut faire en sorte de masquer le signal du sol en question.

Ainsi, en présence d'un milieu composé de divers matériaux possédant des propriétés diélectriques différentes, l'énergie est contrôlée par l'absorption et la diffusion de volume (DeSève, 1999). Comme vu précédemment, la diffusion de volume se traduit par l'absorption de l'énergie par les molécules et leur réémission dans toutes les directions. Le coefficient d'extinction représente les pertes d'énergie causées par l'absorption et la diffusion de volume.

$$K_{\theta} = K_a + K_s \qquad (8)$$

οù

 K_e = le coefficient d'extinction

 K_a = le coefficient d'absorption

 K_s = le coefficient de diffusion

2.2.1.3 L'angle d'incidence

L'angle d'incidence influence la profondeur de pénétration du signal radar ainsi que la sensibilité de la rétrodiffusion par rapport à la rugosité de surface. Ainsi, un angle d'incidence plus faible devrait permettre au signal radar de pénétrer plus en profondeur dans le sol comparativement à un angle d'incidence élevé. De la même façon, plus l'angle d'incidence est élevé, plus le territoire observé apparaît avec une rugosité élevée.

À ce chapitre, une étude préliminaire (Bernier *et al.*, 1999) portant sur le suivi de l'étendue du gel du sol sur le bassin de la rivière La Grande a démontré que l'effet du gel du sol sur le signal est plus facilement détectable sur les images Standard de RADARSAT prises en mode S1 (20° à 27°) que celles prises en mode S7 (45° à 49°). En effet, les images acquises à la fin d'octobre de l'année 1996 en mode S1 montrent une baisse de signal de l'ordre de 4 dB alors que les images S7 notent une baisse de signal que de l'ordre de 1,5 dB. Donc, il semble que les angles d'incidence faibles du mode S1 soient plus sensibles aux variations des propriétés diélectriques du sol qui dépendent, rappelons-le, de son humidité. La figure 3 illustre les variations temporelles de la rétrodiffusion du signal radar de différents types d'occupation du sol extraites d'images en mode S1 et S7 (Bernier *et al.* 1999). De plus, Ulaby *et al* (1986) et Dobson et Ulaby (1986) soutiennent que pour minimiser l'effet de la rugosité de surface sur la diffusion de l'onde tout en conservant à la rétrodiffusion du signal radar une forte sensibilité à la teneur en eau, les fréquences utilisées devraient avoisiner les 5 GHz et l'angle d'incidence devrait varier entre 7 et 17 degrés.

Donc, l'angle d'incidence élevé du mode S7 aurait comme conséquence de diminuer la pénétration du signal dans le sol (Ulaby *et al.* (1986). C'est pourquoi les images Standard en mode S1 de RADARSAT ont été retenues pour les fins de ce travail puisque de toute évidence, elles semblent mieux adaptées au suivi du gel du sol dans une région dominée par une forêt ouverte qui présente un relief peu accidenté.

)#.	
)#.	
)#.	
)#.	
)#.	
)#.	
)#.	
)#.	
)#.	

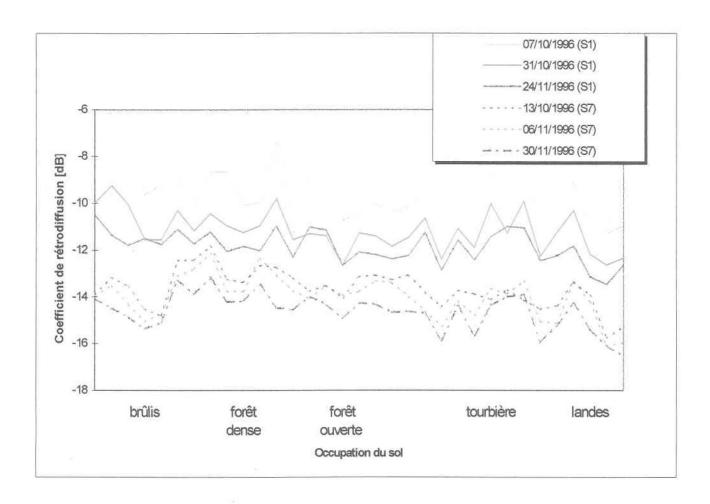


Figure 3 : Variation des coefficients de rétrodiffusion en fonction de l'occupation du territoire pour les modes S1 et S7 de RADARSAT (tiré de Bernier et al. 1999)

2.2.1.4 La polarisation

Pour comprendre ce qu'est la polarisation d'une onde, on doit se rappeler que l'onde électromagnétique possède des champs électrique et magnétique qui sont intimement liés. La polarisation représente en fait la direction de propagation de l'onde électromagnétique selon un plan d'incidence perpendiculaire au plan qui reçoit l'onde. Tel qu'illustré à la figure 4, si la direction d'oscillation du vecteur champ électrique est perpendiculaire au plan d'incidence, la polarisation est dite horizontale (H). À l'inverse, si la direction d'oscillation du vecteur champ électrique est dans le plan d'incidence, on fait alors référence à une polarisation dite verticale (V).

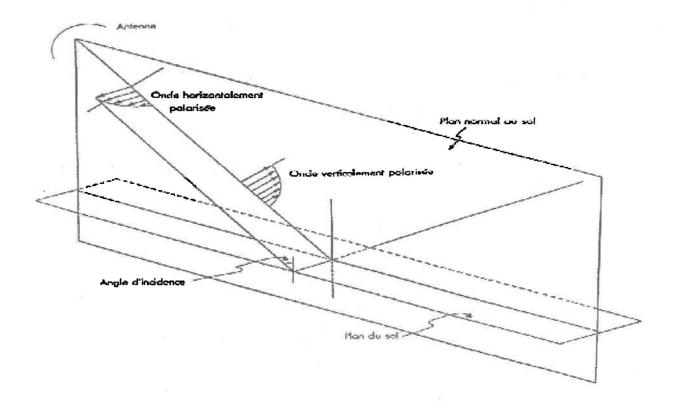


Figure 4 : Polarisation horizontale et verticale (Desfossés, Dubois et Bonn, 1985)

Aussi, lorsqu'une onde issue d'une antenne entre en contact avec une surface et que l'onde réfléchie possède la même polarisation que l'onde incidente, on appelle cette polarisation "parallèle". Lorsque l'onde réfléchie est de polarisation différente, cette polarisation est alors appelée "polarisation croisée". Quatre combinaisons de polarisation sont donc possible soit : polarisations HH, VV, HV et VH. Bientôt, des satellites tel que RADARSAT-2 permettront de combiner l'émission et la réception d'une onde électromagnétique suivant des polarisations différentes (Hinse, 1999).

Règle générale, les micro-ondes de polarisation HH pénètrent mieux la structure végétale que les autres types de polarisation. Donc, le signal permet de mieux identifier les variations de la biomasse et de l'humidité des sols (Geng *et al.* 1996). Quant aux ondes de polarisation VV, celles-ci interagissent avec la structure verticale de la végétation. Il en résulte donc un bon contraste entre les différents types de végétation et ce type de polarisation sera surtout utilisé pour des études portant sur la cartographie forestière (CCT, site internet). Finalement, la polarisation croisée a comme particularité de posséder un signal beaucoup plus faible que les polarisations parallèles.

Pour les fins de cette étude, puisque RADARSAT offre la polarisation parallèle de type HH, les images issues de ce capteur offrent une avenue intéressante. D'ailleurs, des études portant sur l'étude de l'humidité des sols à partir de données SAR (Geng, *et al*, 1996) démontrent que le signal rétrodiffusé pour un champ nu dépend de l'humidité des sols et que les données C-HH présentent les plus fortes corrélations avec l'humidité des sols.

2.2.1.5 La rugosité

Parmi les facteurs qui affectent la rétrodiffusion du signal radar, la rugosité de surface est un des plus importants puisqu'elle a une influence directe sur la quantité d'énergie retournée au capteur. La relation suivante démontre bien se principe (Ulaby *et al*, 1982; Wegmüller, 1990).

$$\sigma^0$$
 surface = $A(\varepsilon_m) * B(r)$ (9)

où

 σ^0 surface = la diffusion de surface d'un milieu homogène $A\left(\varepsilon_{\rm m}\right) = {\rm la} \ {\rm réflectivit\'e} \ {\rm de} \ {\rm Fresnel} \ ({\rm fonction} \ {\rm du} \ {\rm contraste} \ {\rm di\'electrique} \ {\rm entre} \ {\rm deux} \ {\rm milieux})$ $B\left(r\right) = {\rm la} \ {\rm rugosit\'e} \ (r) \ {\rm de} \ {\rm l'interface}$

La présence d'un sol présentant une forte rugosité a comme conséquence de créer de nombreux petits centres de diffusion, ce qui contribue à augmenter les valeurs des coefficients de rétrodiffusion. Comme il a déjà été mentionné, la rugosité de surface dépend de l'angle d'incidence et de la longueur d'onde. Ainsi, une surface peut paraître plus ou moins rugueuse selon l'angle d'incidence du capteur. De la même façon, la longueur d'onde peut influencer la manière dont on perçoit la rugosité de la surface. Ainsi, une surface qui apparaît rugueuse en bande L peut paraître lisse en bande C. De plus, pour un sol humide, l'effet de rugosité sur le signal radar est souvent plus marqué. Pour cette raison, lorsqu'il est question de rugosité de surface, on fait plutôt référence à une rugosité "relative" et de ce fait, différents critères permettant de qualifier la rugosité ont été élaborés. Les critères de Rayleigh (Bonn et Rochon, 1993; Ulaby et al 1982) et ceux de Peake et Oliver (1971) en sont des exemples. Donc, selon l'utilisation de l'un où l'autre de ces critères, il sera possible de qualifier la rugosité de la surface. Ainsi, la rugosité que présente une surface peut-être classée dans l'une ou l'autre des catégories suivantes: surface douce, surface rugueuse ou surface intermédiaire (figure 5).

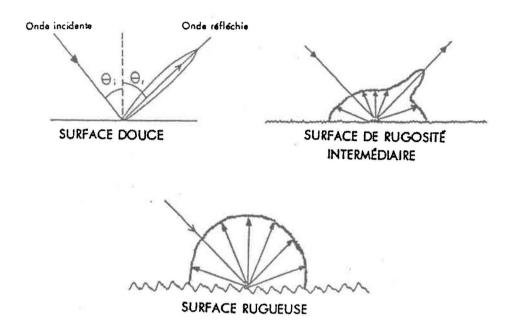


Figure 5 : Diffusion du signal radar suivant trois rugosités différentes : surface douce, surface de rugosité intermédiaire et surface rugueuse (*Desfossés*, *Dubois et Bonn*, 1985)

De plus, afin de comparer différentes surfaces et établir des relations entre la rugosité et la rétrodiffusion du signal radar, il s'avère nécessaire d'attribuer des valeurs numériques à la rugosité. Pour ce faire, il existe deux variables qui permettent de quantifier la rugosité de surface soit la hauteur RMS (*Root Mean Square*) et la longueur de corrélation. Dans le cas de la première variable, il s'agit du calcul de la hauteur quadratique qui représente en fait la variation des irrégularités de surface. Quant à la deuxième variable, elle consiste à estimer la séparation à partir de laquelle la hauteur de deux points est statistiquement indépendante.

Puisque l'effet lié à la rugosité peut contribuer dans une large mesure à masquer la contribution de la constante diélectrique, il devient difficile d'obtenir de l'information sur les conditions d'humidité des sols. Pour cette raison, la rugosité de surface est un facteur qui doit être quantifié par des algorithmes ou des systèmes experts. De nombreuses études portant sur cette question ont été réalisées. Notamment, de façon non exhaustive, Oh et Ulaby(1992), Saatchi et al. (1992), Dubois et Van Zyl (1995) et Boisvert et al (1995, 1996) peuvent être cités en exemple. Aussi, il semble que bien que l'effet lié à la rugosité de surface cause certains problèmes lors de l'utilisation de capteurs passifs, ces problèmes sont beaucoup plus marqués lors de l'utilisation des systèmes actifs (Engman et Chauhan, 1995).

Habituellement, pour réaliser des études quantitatives sur un territoire, la prise en compte de ce paramètre est indispensable. Toutefois, dans le cadre de cette étude, puisqu'il s'agit essentiellement de faire une comparaison entre des images d'un même territoire acquises à des dates différentes, on peut supposer que les conditions de rugosité pour un même endroit sont constantes d'une période à l'autre (Bernier *et al*, 1999).

2.2.1.6 La couverture végétale

Il est connu que la présence d'une couverture végétale sur un sol influence le comportement du signal radar. En effet, le signal qui provient d'une surface recouverte de végétation comporte à la fois le signal du sol et de la végétation (figure 6). L'importance de l'influence de la végétation sur le signal rétrodiffusé dépend de plusieurs facteurs dont la teneur en eau volumique, la densité et la hauteur de la végétation. Par exemple, les forêts denses ont généralement un signal qui provient essentiellement de la couronne des arbres (Bernier et al. 1996). On fait référence à une diffusion de volume lorsque la rétrodiffusion du signal radar provient d'un sol recouvert de végétation qui résulte à la fois de la diffusion du feuillage, des branches, du tronc des arbres et de la surface. À l'inverse, dans le cas d'un sol nu, c'est la diffusion de surface qui domine le retour de

signal. Cette diffusion de surface dépendra de la quantité d'eau contenue dans le sol puisque plus un sol est humide, moins il y a pénétration du signal radar et plus la rétrodiffusion provient uniquement de la surface.

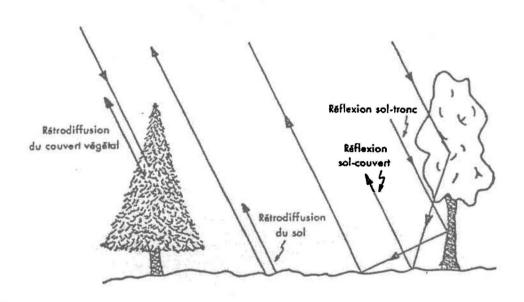


Figure 6: Différents types de diffusion dans un couvert végétal complexe (Desfossés, Dubois et Bonn, 1985)

Ainsi, pour une même image, il est tout à fait normal d'observer des différences dans le comportement du signal radar pendant une période de gel d'un endroit à l'autre. En effet, selon le type d'occupation du sol, le gel du sol se concrétisera différemment d'un type de surface à l'autre. C'est pourquoi, cette étude portera une attention particulière à l'effet des différents types d'occupation du sol sur le gel du sol et le signal radar.

Toutefois, des expériences ont démontré que malgré la présence d'un couvert végétal, la teneur en eau sous-jacente du sol influence tout de même le signal radar. Ce qui signifie que malgré la présence de végétaux, la relation entre l'humidité du sol et la diffusion de l'onde demeure très significative (LeToan et al. 1981; Ulaby, 1981). En d'autres mots, la diffusion d'un sol humide pourvu d'une couverture végétale demeure supérieure à la

diffusion d'un sol sec qui possède le même type de couverture végétale. De plus, il est important de rappeler que le signal en polarisation horizontale est moins atténué par la structure verticale de la végétation, que cette dernière est plus transparente aux basses fréquences et qu'un angle d'incidence faible permet au signal de contenir plus d'informations sur le sol sous-jacent (Ulaby et al. 1986). Malgré tout, le type d'occupation du territoire peut devenir une composante importante lors de l'analyse du comportement du signal d'un sol en période de gel et c'est pourquoi une attention particulière sera portée sur ce facteur afin de déterminer à quel degré celui-ci interfère dans les résultats.

2.2.1.7 La neige

À l'automne, dans le bassin de la rivière La Grande, on observe souvent une mince accumulation de la neige au sol et il est important de porter une attention particulière à ce phénomène. En effet, selon la structure, la densité ainsi que l'épaisseur de neige, le signal radar peut être modifié car la rétrodiffusion de l'onde proviendra à la fois du sol et de la couverture de neige. Par exemple, la présence d'une couche de neige humide contribuera à augmenter la constante diélectrique complexe de la neige. En conséquence, la rétrodiffusion du signal radar diminuera considérablement puisqu'il y aura une forte absorption de l'énergie et une diminution de la diffusion de volume. La neige réagira en fait comme un corps noir (DeSève, 1999) et cette surface apparaîtra d'une teinte foncée sur l'image radar. Par contre, pour une neige sèche, la constante diélectrique est relativement stable et les changements dans la rétrodiffusion du signal radar sont minimes. De plus, aux fréquences inférieures à 6 GHz (bande C), la neige est dite transparente (DeSève, 1999). Notons également que le pouvoir isolant de la neige a un effet direct sur les températures du sol sous-jacent et peut alors contribuer au ralentissement du gel du sol. Donc, en principe, à moins qu'il ne s'agisse d'une neige humide, une légère accumulation de neige en automne ne devrait pas influencer outre mesure le signal radar en provenance du sol.

30

2.3 Les micro-ondes passives

2.3.1 Notion d'émissivité

Rappelons que l'utilisation des micro-ondes passives comporte les mêmes avantages que l'utilisation des micro-ondes actives puisqu'elles sont peu influencées par les contraintes atmosphériques et l'éclairement solaire. Toutefois, on doit garder à l'esprit que dans le domaine du passif, le capteur enregistre l'émissivité naturelle des surfaces et les données sont enregistrées en température de brillance (Tb). La température de brillance indique en quelque sorte la température qu'aurait un objet s'il était un corps noir. Elle est fonction de l'émissivité et de la température physique de la surface. Ainsi, selon la relation de *Stefan-Boltzman*, la puissance totale de la radiation émise par un corps noir est donnée par l'équation suivante.

$$M = \sigma T^4 \qquad (10)$$

οù

M = la puissance totale de la radiation émise (W*m⁻²)

T = la température du corps (K)

 σ = la constante de Stefan-Boltzman (5,67 x 10⁻⁸ W*m⁻²*k⁻⁴)

Un corps noir est un corps qui absorbe la totalité du rayonnement qu'il reçoit sans réfléchir ni transmettre aucune radiation. Son émission dépend donc uniquement de sa température (Bonn et Rochon, 1993). Aussi, le rayonnement d'un corps noir n'est pas uniforme dans toutes les fréquences et varie dans le spectre électromagnétique selon la température du corps et certains paramètres (Bonn et Rochon, 1993). Ces paramètres peuvent être représentés par la *loi de Planck* dont la formule suivante exprime les variations de l'émittance spectrale M_{λ} d'un corps noir.

$$M_{\lambda} = \pi L_{\lambda} = \frac{\pi^2 \text{hc}^2 \lambda^{-5}}{\exp(\text{hc}/k\lambda T)^{-1}}$$
 (11)

où

c = la vitesse de la lumière (3 x 10⁸ m*s⁻¹)

k = la constante de Stefan-Boltzman (1,38 x 10^{-23} J*K⁻¹)

 $h = \text{la constante de Planck } (6,62 \times 10^{-34} \,\text{J*s})$

T = la température du corps noir (K)

 λ = longueur d'onde d'émission (m)

À noter que dans les micro-ondes, les énergies émises par les surfaces naturelles sont plutôt faibles et c'est pourquoi, lorsque la température est inférieure à 300 K et que la fréquence est plus petite que 300 GHz, il est possible de simplifier la *loi de Planck*. Cette simplification est appelée loi de *Rayleigh-Jeans*:

$$M_{\nu} = \frac{2kT}{\lambda^2}$$
 (12)

οù

 M_{ν} = l'émittance en hyperfréquences d'un corps noir (W*m⁻²*Hz⁻¹)

T = température du corps noir (K)

Cependant, les surfaces naturelles se comportent rarement comme des corps noirs. Les surfaces sont plutôt des corps gris qui émettent moins d'énergie que les corps noirs et pour cette raison, l'équation qui représente la puissance totale de la radiation émise par le corps est différente. On retrouve alors :

$$M = \varepsilon^* \lambda T^4 \qquad (13)$$

οù

 $\varepsilon^* = l'émissivité du corps$

L'émissivité (ε*) représente en fait le rapport entre la puissance totale de la radiation émise par un corps gris et celle d'un corps noir à une même température.

$$\varepsilon^* = M_{\text{(corps gris)}}/M_{\text{(corps noir)}}$$
 (14)

2.3.2 La température de brillance

Tel que mentionné précédemment, les températures de brillance sont fonction de l'émissivité des surfaces et de leur température physique. Puisque l'énergie émise par les surfaces est souvent affectée par son interaction avec l'atmosphère (DeSève, 1999), la température de brillance qui est enregistrée au capteur (figure 7) est en fait une température de brillance apparente qui s'exprime comme suit.

$$Tb_{app} = \varepsilon^* T_s Y + T_{up} + (1-\varepsilon) Y T_{Dn} + (1-\varepsilon) Y^2 T_{cos}$$
 (15)

où

 $\varepsilon^* = l$ 'émissivité de la surface

T_s = température physique de l'objet

Y = transmission de l'atmosphère

T_{up} = rayonnement thermique ascendant émis par l'atmosphère

T_{Dn} = rayonnement thermique descendant émis par l'atmosphère

T_{cos} = température de brillance cosmique

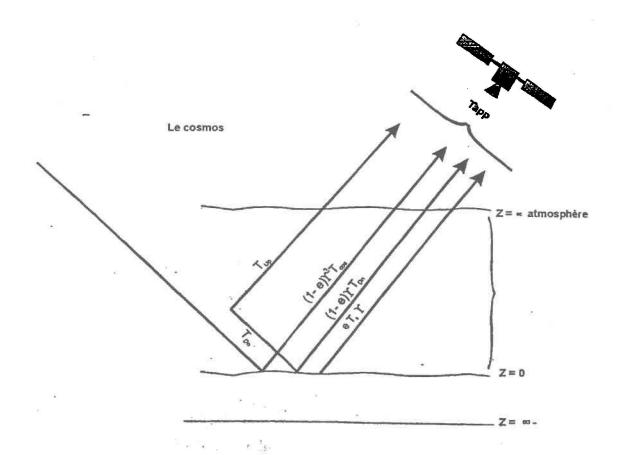


Figure 7 : Interaction de l'énergie émise avec l'atmosphère et températures de brillance apparentes enregistrées au capteur (*Ulaby et al.*, 1981)

Puisque les effets de l'atmosphère sur les températures de brillance sont minimes pour les applications dans les longues longueurs d'ondes (moins de 5K), les températures de brillance peuvent être exprimées ainsi (Engman et Chauhan, 1995).

 $\mathsf{Tb} = \varepsilon^*(\lambda)[\mathsf{T}_s + \mathsf{z}_e(\delta\mathsf{T}/\delta\mathsf{z})_0]$

(16)

où

 $\varepsilon^*(\lambda) = \text{\'emissivit\'e}$

T_s = température de surface

z_e = profondeur d'émission

 $\delta T/\delta z = gradient thermique$

Quant à l'émissivité présente dans cette équation, elle provient d'une couche plus épaisse du sol comparativement au domaine du thermique car la longueur d'onde est de l'ordre du centimètre. En fait, l'épaisseur (z_e) du profil participant à l'émissivité varie selon la teneur en eau des sols, la constante diélectrique et la fréquence utilisée. Ainsi, un sol gelé émettra d'une couche du sol plus épaisse qu'un sol humide car les sols gelés sont plus transparents aux radiations. On peut donc définir l'émissivité de la façon suivante. Notons que cette équation n'est valable que pour une incidence normale ($\theta = 0$)

$$\varepsilon^*(\lambda) = 1 - \mathsf{R} \tag{17}$$

οù

R = la réflectance de Fresnel =
$$\left(\frac{\sqrt{\varepsilon} - 1}{\sqrt{\varepsilon} + 1}\right)^2$$

 ε = la constante diélectrique

Ce qui démontre que la réflectance dépend du rapport entre les constantes diélectriques de deux milieux différents. Règle générale, lorsque le rapport entre les constantes diélectriques à l'interface des deux milieux est élevé, la réflectance augmente. Par exemple, l'émissivité sera plus élevée pour les surfaces gelées puisque le rapport entre les constantes diélectriques de l'air et de la glace est plus faible que le rapport entre les constantes diélectriques de l'air et de l'eau libre. À ce chapitre, une étude menée par

Wegmüller (1990) démontre qu'un sol gelé possède une plus haute émissivité qu'un sol humide et ce, à toutes les fréquences, angles d'incidences et polarisations (figure 8).

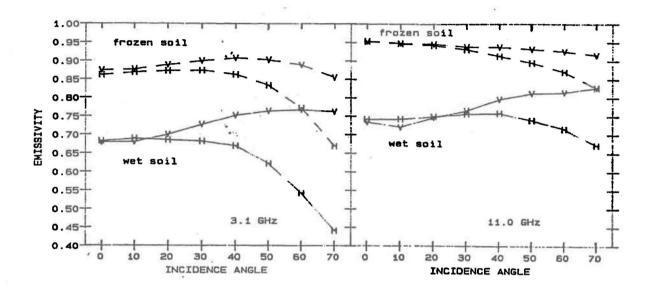


Figure 8 : Variation de l'émissivité d'un sol humide et d'un sol gelé en fonction de l'angle d'incidence à deux fréquences différentes (3,1 GHz et 11,0 GHz) et deux polarisations (H et V) d'après Wegmuller, 1990.

Ainsi, selon la relation décrite précédemment, le gel du sol dans le domaine des microondes passives devrait avoir comme principal effet de diminuer la température thermique du sol (T), augmenter l'émissivité ($\epsilon^*(\lambda)$) et finalement, augmenter les températures de brillance. Cependant, ces comportements ne suivent pas toujours une relation linéaire et il existe certaines ambiguïtés. Par exemple, le taux d'humidité d'un sol peut avoir un impact important sur son émissivité. En effet, une baisse de 10^0 C de la température physique d'un sol sec dont l'émissivité est de 0,8 aura comme conséquence de diminuer la température de brillance de 8 K tout en conservant une émissivité presque semblable (Zuendorefer, 1989). Par ailleurs, le gel d'un sol possédant un taux d'humidité élevé occasionnera une importante hausse de l'émissivité et subséquemment, une augmentation des températures de brillance.

2.3.3 Les paramètres qui influencent les températures de brillance

Tout comme les systèmes actifs, de nombreux paramètres dans le passif peuvent avoir une influence sur les mesures enregistrées au capteur. La constante diélectrique, la rugosité de surface, l'angle d'incidence et l'hétérogénéité de la couverture en surface représentent autant d'exemples de facteurs contribuant chacun à leur manière à influencer l'émissivité de la surface à l'étude. La section qui suit a comme principal objectif de présenter les facteurs les plus importants.

2.3.3.1 La constante diélectrique

D'abord, il est utile de rappeler que le gel du sol a comme conséquence d'entraîner une diminution de l'énergie de rotation des molécules et que cette baisse de l'énergie de rotation a comme conséquence de diminuer la valeur de la constante diélectrique. Ce changement physique entraînera des variations dans les valeurs des températures de brillance enregistrées au capteur.

England (1990) définit la constante diélectrique d'un sol de la façon suivante :

$$\varepsilon = \varepsilon_{\text{sol}} + v_{\text{w}} (f \varepsilon_{\text{eau}} + (1 - f) \varepsilon_{\text{place}})$$
 (18)

où

 ϵ_{sol} = constante diélectrique complexe d'un sol (contenant 7% d'humidité)

 v_w = teneur en eau volumique (ou glace)

 $\epsilon_{\text{eau/glace}}$ = constante diélectrique complexe de l'eau ou de la glace

f = fraction d'eau libre

En fait, il est important de garder à l'esprit que la constante diélectrique possède une partie réelle et une partie imaginaire. Le gel du sol a pour conséquence de diminuer la partie réelle de la constante diélectrique et d'augmenter son émissivité. Toutefois, comme il a été démontré précédemment, il existe une certaine confusion puisque les changements dans les températures de brillance peuvent être positifs ou négatifs selon l'humidité de ces sols. Donc, un sol humide dont la température passe de +5°C à -5°C pourrait avoir en principe la même signature qu'un sol sec dont la température est supérieure au point de congélation (Zuendorfer, 1989).

Ensuite, toujours selon Zuendorfer, le gel du sol réduit la partie imaginaire (ϵ ") de la constante diélectrique proportionnellement plus que la partie réelle (ϵ '). La mesure d'atténuation des longueurs d'onde dans les micro-ondes se décrit par l'équation 19.

$$tan \delta = \epsilon''/\epsilon' \qquad (19)$$

Une faible atténuation signifie que l'émission thermique des photons provient d'une plus grande profondeur du sol. C'est pourquoi, la profondeur d'émission (z_e) proviendra d'une plus grande fraction de l'espace libre. Pour un milieu transparent comme un sol gelé ou encore un sol sec, la longueur de la trajectoire de l'onde émise par le photon est donc plus grande. C'est pourquoi, les chances de retrouver de la diffusion de volume à l'intérieur d'un sol gelé sont plus élevées. De plus, pour un sol hétérogène, la diffusion de volume augmente à l'échelle des petites longueurs d'onde. Donc, le gel du sol entraîne une baisse de la constante diélectrique et peut aussi avoir comme conséquence d'augmenter la diffusion de volume à l'intérieur du sol et ainsi, diminuer son émission.

2.3.3.2 La diffusion de surface et le coefficient d'extinction

Que se soit dans le domaine de l'actif ou du passif, les principes physiques qui sont à la base des concepts de la diffusion de surface et du coefficient d'extinction sont, à toute fin pratique, les mêmes. Puisque ces deux éléments ont été traités respectivement dans les sections 3.1.1 et 3.1.2, la présente section fera référence à celles-ci.

2.3.3.3 La rugosité

La rugosité de surface, tout comme dans le domaine de l'actif, contribue à influencer les données des micro-ondes passives. Toutefois, dans le passif, les effets liés à la rugosité sont moins marqués puisque la profondeur de pénétration des radiations est plus élevée et ceci est particulièrement vrai pour un sol gelé. Aussi, les facteurs qui influencent la rugosité de surface demeurent la fréquence, l'angle d'incidence et la polarisation. Ils contribuent à influencer le signal de la même manière que dans le domaine de l'actif.

Règle générale, la rugosité va contribuer à augmenter l'émissivité à la surface selon la relation suivante (Bonn et Rochon(1993).

$$\Delta \varepsilon^* = \rho_0 (1 - \varepsilon^* - h)$$
 (20)

οù

 $\Delta \varepsilon^* = l'augmentation de l'émissivité$

 ρ_0 = la réflectance de la surface lisse

h = un paramètre de rugosité proportionnel à la hauteur quadratique des inégalités de la surface considérée (où h=0 pour une surface lisse)

Une surface rugueuse offre plus de surface en contact avec l'air et il y a donc plus d'énergie transmise due à l'effet de réflexion multiple et c'est pourquoi les températures de brillance de ces surfaces seront plus élevées. Donc, en augmentant l'émissivité, la rugosité de surface diminuera la sensibilité du capteur à l'humidité du sol. De plus, Choudhury (tiré de Bonn et Rochon, 1993) a démontré que les sols humides étaient plus influencés que les sols secs par les variations de rugosité.

En ce qui concerne les données issues du capteur passif SSM/I, puisque la couverture du territoire est très large et que la résolution de l'image est très faible, il devient difficile de qualifier et quantifier les variations de rugosité entre les pixels. C'est pourquoi, ce paramètre sera négligé. Aussi, comme les conditions diélectriques d'un sol gelé sont très proches à 19,3 GHz et 37 GHz et que la diffusion de volume affecte peu les radiations à 19,3 GHz, on peut minimiser considérablement l'influence de la rugosité en effectuant une différence entre les fréquences (DeSève, 1999)

2.3.3.4 La fréquence, l'angle d'incidence et la polarisation

Des études sur le suivi du gel du sol à partir des micro-ondes passives ont démontré que les températures de brillance augmentaient lorsque les fréquences utilisées étaient plus élevées (figure 9). L'émissivité augmente avec la fréquence car, aux fréquences élevées, on observe une augmentation de la surface rugueuse relativement à la longueur d'onde qui est plus petite (Wegmüller, 1990).

Zuendorfer (1989, 1992) et England (1990) ont utilisé une fréquence de 37 GHz et un gradient spectral entre 10,7 GHz, 18 GHz et 37 GHz pour la classification du gel du sol. Ensuite, Judge *et al.* (1997) a utilisé des fréquences similaires pour effectuer sa classification du gel du sol à partir des données issues du capteur SSM/I (i.e fréquence de 37 GHz et un gradient spectral entre 19,3 GHz et 37 GHz). Généralement, les hautes fréquences réagissent aux changements dans le sol plus tôt que les basses fréquences.

L'explication de ce phénomène vient du fait qu'aux fréquences élevées, la profondeur de pénétration diminue. Ainsi, après une certaine épaisseur, l'influence des couches inférieures du sol est, à toutes fins pratiques, masquée par la couche supérieure du sol qui est gelée. Pour la même raison, le gel et dégel du sol devraient être complétés plus tôt aux hautes fréquences (Wegmüller, 1990). Ce qui signifie qu'il n'y a plus de variations des températures de brillance dépassé un certain stade de gel, ou encore, on peut dire que l'émissivité du sol a atteint un degré de saturation. Pour les fréguences plus faibles, les variations dans l'émissivité sont plus élevées tout au long de la période de gel et la saturation est atteinte plus tardivement. L'utilisation d'un gradient spectral (Tb37 -Tb19/18) pour la détermination des conditions du sol repose sur le principe que la diffusion de volume à l'intérieur d'un sol gelé est plus élevée à 37 GHz qu'à 19,3 GHz car à cette fréquence, la longueur d'onde se rapproche de la taille des diffuseurs. C'est pourquoi, un sol gelé présentera un gradient négatif comparativement à un sol non gelé. Ensuite, puisque la meilleure façon de déterminer la température de surface est l'utilisation de la fréquence à 37 GHz, l'emploi combiné de ces deux paramètres offrent un bon potentiel pour effectuer la discrimination entre un sol gelé et un sol non gelé.

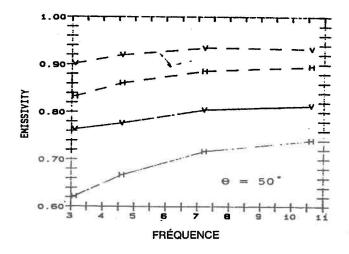


Figure 9 : Variation de l'émissivité d'un sol nu en fonction de la fréquence à un angle d'incidence de 50° en polarisation verticale et horizontale (Wegmuller, 1990).

En ce qui à trait à l'angle de visée et à la polarisation, il semble que l'utilisation de la polarisation verticale amène une augmentation de l'émission avec l'angle de visée jusqu'à l'angle de Brewster. À cet angle, la transmission de l'onde en polarisation verticale est totale et par la suite, l'émissivité diminue graduellement (Boisvert *et al*, 1996). Aussi, Wegmüller (1990) a démontré que pour un même angle d'incidence, les températures de brillance étaient plus élevées lorsque la polarisation était verticale. En fait, en polarisation horizontale, la réflexion à la surface est plus importante car ce type de polarisation est plus sensible au contraste diélectrique. Ce qui explique pourquoi les températures de brillance en polarisation horizontale sont toujours plus faibles comparativement aux températures de brillance en polarisation verticale.

2.3.3.5 La végétation

La présence d'un couvert végétal aura un impact important sur les températures de brillance puisque l'émissivité des végétaux s'ajoute à la radiation totale. La végétation diffuse et absorbe le rayonnement, ce qui entraîne une augmentation de l'émissivité et une baisse de sensibilité des conditions au sol. L'absorption du rayonnement par le couvert végétal est due principalement à la quantité d'eau présente dans les végétaux. L'importance de l'émission en provenance de la végétation est proportionnelle à l'absorption et peut être représentée de la façon suivante (Magagi et al, 2000):

$$\tau_p = A_p * WC * \kappa * \epsilon"_{sw}$$
 (21)

οù

 τ_p = transmissivité

A_p = coefficient qui dépend de la géométrie de la végétation

WC = contenu en eau de la végétation (kg/m²)

 κ = nombre d'ondes

 ϵ''_{sw} = partie imaginaire de la constante diélectrique (de l'eau salée contenue dans la végétation)

La masse végétale, la polarisation et la fréquence détermineront le degré avec lequel la végétation affectera la détermination des conditions d'humidité du sol. Par exemple, la couverture végétale est plus transparente pour les longues longueurs d'onde que pour les courtes car ces dernières possèdent une longueur d'onde se rapprochant des dimensions de la structure végétale. Ensuite, plus la masse végétale sera dense, plus il y aura de diffusion de volume à l'intérieur de ce couvert végétal. Finalement, la polarisation verticale atténue plus fortement le signal car ce type de polarisation entre en relation avec la structure verticale de la végétation.

Due à l'importance que peut avoir la présence d'un couvert végétal sur la radiation dans les micro-ondes, il devient primordial de considérer ce paramètre pour des études portant sur les conditions d'humidité des sols. D'ailleurs, des corrections pour pallier l'effet de la végétation à partir de modèles et d'algorithmes ont déjà été proposées (Schmugge *et al*, 1986 ; Engman et Chauhan, 1995). Des expériences ont aussi démontré qu'il était possible d'utiliser des fréquences dans le visible et le proche infra-rouge afin de corriger l'émissivité issue des micro-ondes passives (Schmugge *et al*, 1986). Pour ces raisons, une attention particulière sera portée aux effets de la couverture végétale sur le signal dans le cadre de ce travail.

2.3.3.6 La neige

L'accumulation de neige au sol dans les micro-ondes passives peut contribuer à influencer les températures de brillance. La structure de la neige, l'épaisseur de celle-ci ainsi que la fréquence, l'angle d'incidence, et la polarisation utilisée détermineront dans qu'elle mesure la présence de neige influencera l'émissivité du sol. Règle générale, une mince couche de neige sèche ne devrait pas contribuer à modifier l'émissivité du sol, la constante diélectrique de celle-ci étant relativement stable. Par contre, les températures de brillance d'une neige humide devraient augmenter considérablement puisqu'il y aura alors une forte absorption de l'énergie et une diminution de la diffusion de volume (DeSève, 1999).

3 DESCRIPTION DES DONNÉES ET DU SITE À L'ÉTUDE

3.1 Description du site à l'étude

Le secteur à l'étude se situe dans le bassin de la rivière La Grande dans la région de la Baie James au nord-ouest du Québec. D'un point de vue géologique, ce territoire est composé essentiellement de roches métamorphiques et intrusives et d'un socle rocheux composé de granite et de gneiss. Ce territoire est caractérisé par un relief ondulé d'amplitude relativement faible, il est parsemé de nombreux petits lacs et il comporte quelques rivières ainsi que d'importants réservoirs. Quant aux matériaux géologiques de surface qui recouvrent le secteur, on trouve le till (90 %), les dépôts fluvio-glaciaires correspondant aux eskers (6%) et finalement, les dépôts organiques sous forme de tourbières ombrotrophes (1%).

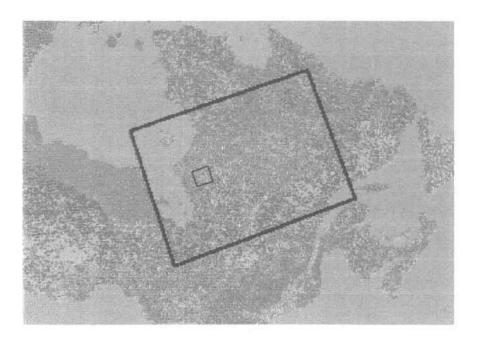
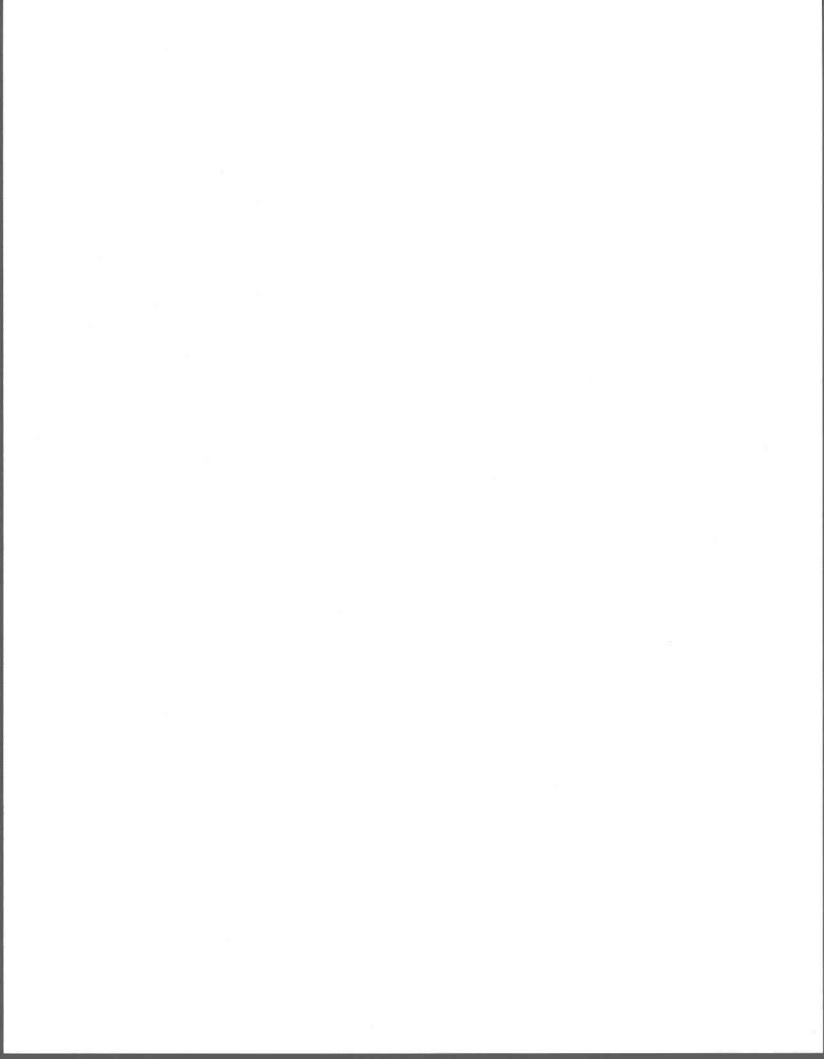


Image SSM/I Image RADARSAT

Figure 10 : Carte de l'est du Québec représentant la couverture spatiale des données RADARSAT et SSM/I (Carte issue des données NOAA, réalisée par le Centre Canadien de Télédétection, 1999)



Ce bassin se trouve dans la région climatique dite continentale froide de type subarctique et est caractérisé par des étés doux et courts et des hivers longs et rigoureux. La température moyenne annuelle est de -3,8 °C et les précipitations moyennes (pluie et neige) sont de 765 mm. Il s'agit donc d'une région de transition entre la taïga et la toundra où la végétation dominante est composée d'épinettes noires et de lichens.

3.2 Acquisition des données RADARSAT, SSM/I et de terrain

La base de données utilisée qui comporte les informations des micro-ondes actives est issue du satellite canadien RADARSAT. Trois images Standard en mode S1 de RADARSAT du territoire à l'étude ont été utilisées (figure 11). La première image a été acquise au début du mois d'octobre, la seconde à la fin de ce même mois et la demière à la fin du mois de novembre. L'orbite du satellite RADARSAT est de type héliosynchrone. Une orbite héliosynchrone se définit comme une orbite de satellite terrestre dont le plan orbital est presque polaire et dont l'altitude est telle que le satellite passe toujours audessus d'un endroit spécifique sur Terre et ce, à la même heure solaire locale et à un intervalle de temps fixe (Ressources Naturelles Canada, septembre 1999). Dans le cas de RADARSAT, le cycle de visite de ce satellite est de 24 jours. Rappelons que les images RADARSAT sont acquises dans la bande C, que l'angle d'incidence des images Standard en mode S1 varie entre 20°et 27°, et qu'il s'agit d'une polarisation HH. L'étendue du territoire couverte par ces images est de 100Km X 100Km et la résolution au sol est de 30 mètres.

Quant aux données comprenant les informations sur les micro-ondes passives, elles sont issues du capteur SSM/I du satellite américain DMSP F-8. Ces images couvrent un très vaste territoire de l'ordre de 1394Km X 1394Km, ce qui permet d'obtenir des images à tous les jours. Les données sont acquises selon un balayage conique conforme permettant un angle d'incidence constant de 53,1° (DeSève, 1999). La résolution spatiale du pixel SSM/I est très grande et variable selon la fréquence utilisée soit 19.3 GHz, 22.1 GHz et 37 GHz.

De même, la polarisation disponible varie d'une fréquence à l'autre (tableau 1). En tout, 16 images SSM/I ont été retenues pour la période à l'étude. Quant à l'erreur moyenne de positionnement des données SSM/I, celle-ci est estimée à 7 kilomètres (Hollinger *et al*, 1990 tiré de DeSève, 1999).

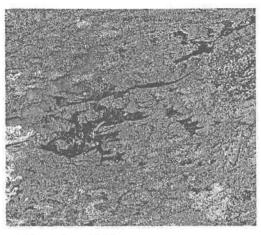
Tableau 1 : Caractéristiques du capteur SSM/I

Fréquence (GHz)	19,3	22,2	37	85,5
Polarisation	H et V	v	H et V	H et V
Résolution spatiale (Km)	69 x 43	60 x 40	37 x 28	15 x 13
Largeur du faisceau (Km)	1394			

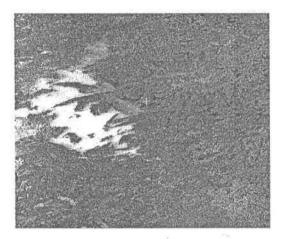
Tiré de : Estimation de l'équivalent en eau de la neige au sol dans un milieu de taïga à partir de données SSM/I d'après DeSève et al., sous presse.

Ensuite, afin de déterminer l'influence de l'occupation du sol sur le signal radar, une carte d'occupation du sol déjà créée dans le cadre du projet EQeau à partir d'images LANDSAT d'une résolution de 30 m sera utilisée (Bernier et al. 1996). Pour les images SSM/I, une cartographie du territoire produite dans le cadre d'un projet coopératif entre le Centre Canadien de Télédétection et le Service canadien des forêts sera utilisée. Cette cartographie a été réalisée à partir des données AVHRR acquises en 1995 par le satellite NOAA. La résolution au sol des images du satellite NOAA(AVHRR) est de 1100 m.

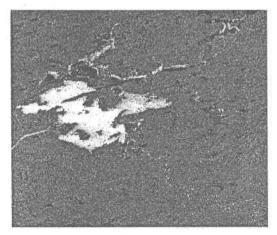
Finalement, une campagne de terrain menée, à l'automne 1996, sur 19 sites d'échantillonnages a permis de recueillir des mesures concernant la température de l'air et du sol et le type de recouvrement végétal du territoire. Ensuite, pour deux sites situés dans la région du bassin de la rivière La Grande, une station climatologique automatique a fourni des données en continue sur la température de l'air et de la surface du sol. Aussi, 12 stations météorologiques réparties dans l'ensemble du territoire d'étude ont permis d'obtenir des mesures des températures de l'air journalières (figure 12).



a) 7 octobre 1996



b) 31 octobre 1996



c) 24 novembre 1996 Figure 11 : Extraits d'images RADARSAT représentant les coefficients de rétrodiffusion (POW) d'une partie du bassin de la rivière La Grande aux 3 dates d'acquisition a)7 octobre 1996, b) 31 octobre 1996 et c) 24 novembre 1996.

		il I		

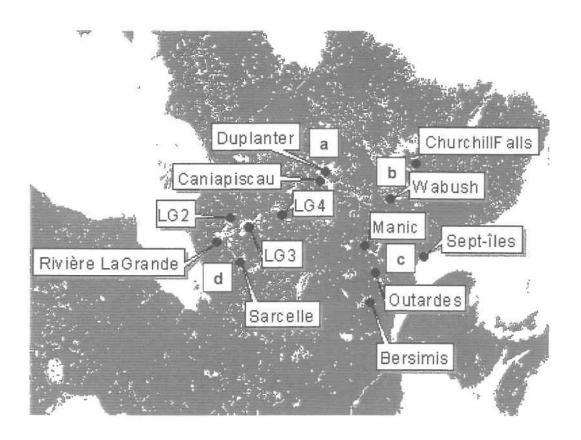


Figure 12 : Répartition des stations météorologiques sur le territoire a) Les stations regroupées dans la région du centre-nord (Duplanter, Caniapiscau et LG4), b) la région du nord-est (Churchill Falls et Wabush), c) la région du sud-est (Sept-Îles, Outardes et Bersimis) et d) la région de l'ouest (la rivière LaGrande, LG2 et LG3).

		š.		
				12

4.1 Traitement des images RADARSAT

Afin de rendre les images radar conformes et comparables entre elles pour des analyses statistiques et visuelles, celles-ci doivent préalablement subir certains traitements (tableau 2). La section qui suit aura donc pour but de présenter les différents traitements qui ont été réalisés sur les images RADARSAT.

Tableau 2 : Le traitement des images RADARSAT

Étape	Description
1	Lecture des images
2	Calcul des angles d'incidence
3	Transformation des valeurs numériques brutes en puissances
4	Correction géométrique des images
5	Filtrage (Gamma)
6	Calcul du rapport des coefficients de rétrodiffusion
7	Superposition d'images RADARSAT à une image LANDSAT d'occupation du sol

À noter que la majorité des traitements effectués sur les images radar ont été réalisés à partir du logiciel EASI/PACE de PCI.

4.1.1 Extraction des valeurs de rétrodiffusion

Pour les fins de ce travail, la première étape fut d'extraire les coefficients de rétrodiffusion des images en puissance (POW). Il est important de noter que les images RADARSAT tiennent compte de la variation du patron d'antenne et du bruit mais cependant, cette opération nécessitait au préalable une estimation de l'angle d'incidence pour chacun des pixels de l'image. L'algorithme utilisé par le logiciel EASI/PACE qui convertit les valeurs numériques en coefficients de rétrodiffusion (σ^0) est le suivant :

$$\sigma^{0}_{ii}$$
 (POW) = (DN * DN + A0)/Ai * sin (Ii) (22)

οù

DN = la valeur numérique brute

A0 = l'offset fixe

Aj = la valeur d'étalonnage du gain

lj = l'angle d'incidence à la colonne j

Souvent, les travaux réalisés à partir d'images radar présentent les résultats finaux en intensité (dB) plutôt qu'en puissance (POW). Pour transformer les coefficients de rétrodiffusion en décibels, il suffit d'appliquer la relation suivante :

$$\sigma^{0}$$
 (dB) = 10 * Log10 * σ^{0} (POW) (23)

Aussi, pour des raisons pratiques et afin de sauvegarder un peu d'espace disque, les coefficients de rétrodiffusion sont passés de 32 bits à 16 bits selon la procédure suivante:

$$VN_i = \sigma^0 (dB)^* 10 + 400$$
 (24)

4.1.2 La correction géométrique

Il s'agit d'une étape primordiale pour le traitement des images satellites car les images radar contiennent un grand nombre de déformations spatiales. Ces déformations proviennent de trois sources : les distorsions causées par l'environnement observé, celles causées par le mouvement de la plate-forme et finalement, celles causées par les systèmes d'acquisition de mesures. De plus, une correction géométrique permet de présenter les images dans le système de projection géographique désiré et il devient alors plus facile de se repérer et de superposer plusieurs images provenant de sources différentes.

Ainsi, les images RADARSAT ont été géoréférencées à l'aide d'un fichier vecteur représentant le réseau hydrographique de la région de la rivière La Grande. Le système de référence choisi pour géoréférencer les images RADARSAT est de type conique conforme de Lambert.

Pour réaliser cette correction géométrique, l'outil *orthoengine* du logiciel *EASI-PACE* (de *PCI* a été utilisé. Cet outil présente l'avantage de tenir compte des paramètres relatifs au satellite et permet l'utilisation d'un modèle numérique d'altitude. Ainsi, la méthode polynomiale a été retenue et 30 points d'amers visibles sur chacune des images ont été choisis. Généralement, la correction géométrique d'une image contient beaucoup moins de points de contrôle. Or, il est difficile de trouver de bons points de contrôle sur les images radar représentant le bassin de la rivière La Grande car il existe très peu de structures représentant des arêtes ou encore des intersections. De plus, les extrémités de l'image présentent de fortes distorsions. C'est pourquoi la correction géométrique effectuée sur les images radar nécessitait l'utilisation de nombreux points de contrôle. Aussi, il est à noter que les points d'amers retenus pour faire la correction sont différents d'une image à l'autre. En effet, la plupart des points de contrôle sont situés tout autour des lacs et les niveaux d'eau varient d'une période à l'autre.

La relation mathématique permettant d'établir la correspondance entre les points d'amers de l'image de référence et l'image à corriger est un polynôme d'ordre 2. L'analyse des erreurs résiduelles a par la suite démontré que l'erreur moyenne était de moins de deux pixels et un rééchantillonnage des images corrigées pouvait donc être effectué. Le rééchantillonnage permet de déterminer la valeur des pixels qui rempliront la matrice corrigée. Dans ce cas-ci, le rééchantillonnage a été effectué à l'aide de la fonction du plus proche voisin qui consiste à prendre la valeur du point le plus près. Bien que cette méthode ait comme désavantage d'occasionner une dégradation de la qualité visuelle et une perte d'information, elle permet tout de même de conserver la radiométrie des images et c'est pourquoi elle a été retenue.

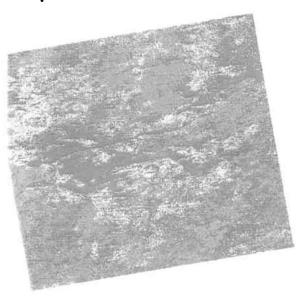
4.1.3 L'amélioration des images radar

L'amélioration des images a pour objectif de mettre en évidence certains phénomènes, des objets d'intérêt ou tout simplement chercher à améliorer le côté esthétique des images. Par exemple, les images radar présentent souvent un effet de chatoiement qui donne un aspect particulier aux images. Le chatoiement est en fait le résultat de l'interférence aléatoire des ondes électromagnétiques. Pour diminuer cet effet, un filtre doit être appliqué sur les images. Il existe plusieurs types de filtre (Lee, Kuan, Frost) et le filtre idéal devrait pouvoir réduire le chatoiement tout en conservant l'information radiométrique. Celui retenu pour les fins de ce travail est le filtre Gamma 5 x 5. Le choix de ce filtre réside dans le fait que l'algorithme utilisé est basé sur un modèle qui utilise les propriétés statistiques de la scène. Donc, le filtre Gamma repose sur l'hypothèse selon laquelle l'intensité (non bruitée) des éléments de la scène visée se distribue selon une loi Gamma. Ce qui signifie qu'en principe, ce type de filtre devrait réduire le chatoiement lorsque l'intensité de la scène se distribue selon la loi Gamma et préserver les valeurs observées dans le cas contraire. Par exemple, des éléments qui possèdent de faible contraste radiométrique, comme des zones où la végétation est uniforme, sont fortement filtrés et montrent peu de chatoiement (Touzi, Centre Canadien de Télédétection, site internet).

4.1.4 Superposition des images radar à une carte d'occupation du sol

Afin de discuter de l'influence de l'occupation du sol sur le gel du sol, une carte d'occupation du sol a été superposée aux trois images (figure 13). Cette figure a été réalisée à l'aide d'une image LANDSAT de 30 mètres de résolution prise en juin 1995. En tout, on distingue 6 différentes classes d'occupation du territoire : l'eau, la forêt de conifères, la forêt ouverte, le brûlis, la lande boisée à lichen et le sol nu. Ensuite, pour chacune des classes d'occupation du sol, les moyennes des valeurs des coefficients de rétrodiffusion des pixels contenus dans ces classes ont été calculées afin de faciliter l'interprétation.

Carte d'occupation du sol du bassin de la rivière La Grande



Légende :

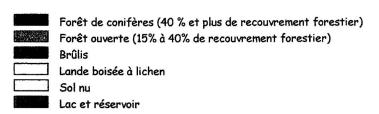


Figure 13 : Classification de l'occupation du sol réalisée à partir d'une image Landsat-5

4.1.5 Rapport entre les images radar

On visualise les changements dans les valeurs des coefficients de rétrodiffusion entre les différentes images d'automne en effectuant un rapport entre ces images pour des valeurs de coefficient de rétrodiffusion extraites en puissance. Cette méthode consiste à calculer le rapport entre les valeurs des pixels de deux images qui se superposent parfaitement et d'inscrire le résultat dans une image résultante. De cette façon, le nombre de composantes à traiter est réduit et l'interprétation est ainsi facilitée. D'ailleurs, une étude réalisée par Rignot et al. (1993) démontre qu'il est préférable de faire un rapport d'images plutôt qu'une différence entre les images. La principale raison évoquée tient au fait que le rapport d'images permet de se débarrasser des bruits indésirables et multiplicatifs dont l'origine provient souvent du capteur. Ce rapport est en principe possible lorsque les images ont subi une correction géométrique et une correction radiométrique ou lorsqu'elles proviennent d'un satellite dont le type d'orbite permet une prise d'images identique entre les différentes dates d'acquisition. De plus, on peut supposer qu'entre chaque période d'acquisition d'images, les paramètres tels que la rugosité de surface et la topographie du territoire subissent peu ou pas de changement. Donc, en plus des avantages cités précédemment, le rapport d'images annule l'effet de ces paramètres qui en d'autres temps, pourraient influencer considérablement les données radar.

4.2 Traitement des images SSM/I

À la réception, les images SSM/I étaient en fait des fichiers de points (format vectoriel) reçus en format texte. Ces fichiers contenaient une géoréférence en longitude/latitude ainsi que des valeurs des températures de brillance pour les fréquences suivantes : 19,3 GHz, 22,2 GHz et 37 GHz. Pour les fins de cette étude, seules les fréquences à 19,3 GHz et 37 GHz en polarisation verticale ont été retenues puisqu'à 22,2 GHz, l'onde est absorbée par la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère.

Dans le cas des images SSM/I, la majorité des traitements effectués l'ont été dans le logiciel de système d'information géographique ArcView^{MD} (tableau 3).

Tableau 3: Traitement des images SSM/I

Étape	Description
1	Projection des données dans le système de projection Lambert conique conforme (LCC)
2	Interpolation des données
3	Intégration des données dans un système d'information géographique (SIG)
4	Superposition des données SSM/I à une image NOAA/AVHRR d'occupation du sol

4.2.1 Projection des données SSM/I

Afin de faciliter le travail, les données SSM/I ont été projetées dans le système de coordonnées coniques conformes Lambert (aspect polaire nord) qui est le même système de coordonnées utilisé pour les images radar ainsi que pour la mosaïque d'occupation du sol NOAA/AVHRR. La transformation s'appuie sur un méridien central (90°W), une latitude de référence (53°N) et une origine de référence (63°N, 90°W).

4.2.2 Interpolation des données SSM/I

Les images SSM/I couvrent un grand territoire, ce qui permet d'obtenir des données sur une base quotidienne. Cependant, puisque les images sont des fichiers de points, il est nécessaire d'effectuer une interpolation des valeurs des températures de brillance afin d'obtenir une représentation spatiale des données sur l'ensemble du territoire. Pour

effectuer cette opération, la méthode d'interpolation utilisant une fonction inverse de la distance au carré a été retenue. Selon cet algorithme, plus un point d'observation est proche du noeud de la grille à estimer, plus sa valeur influence la valeur à estimer. Au contraire, plus les points d'observations sont éloignés, plus leur poids relatif décroît. Bien que cette méthode offre comme avantage de conserver la valeur radiométrique des données, elle a tout de même tendance à générer des isolignes concentriques autour des points d'observation.

4.2.3 Superposition des données SSM/I à une carte d'occupation du sol

Encore une fois, afin de discuter de l'influence du type d'occupation du sol sur l'émission micro-ondes, une carte d'occupation du sol est superposée aux images SSM/I (figure14). Cette fois-ci, elle a été générée à partir des données AVHRR de NOAA de 1100 mètres de résolution. Ainsi, pour chaque région homogène, la moyenne des températures de brillance pour l'ensemble des images a été calculée et portée en graphique.

4.3 Simulation des températures du sol

Afin de bien comprendre le comportement des températures de brillance avec le gel du sol, il est utile de pouvoir comparer les variations des températures de brillance avec les variations des températures du sol. Or, pour le territoire à l'étude, les données disponibles provenant des 12 stations météorologiques ne donnent accès qu'aux températures de l'air. C'est pourquoi, l'utilisation d'un modèle permettant de simuler les températures du sol à partir des températures de l'air s'avère une option intéressante. À cet effet, plusieurs modèles ont déjà été développés car le gel du sol intéresse depuis longtemps les agriculteurs et les équipes de recherche en environnement. Par exemple, les arboriculteurs utilisent des modèles de prévisions des températures afin d'estimer les températures minimales nocturnes pour la mise en oeuvre de moyens de lutte contre les gelées (Cellier, 1984). Parmi les méthodes qui ont été développées, celles de Bouchard

(1990) Cellier et Itier (1984) et Sutherland (1980) peuvent être citées en exemple. Cependant, la majorité des modèles développés nécessitent la connaissance de nombreux paramètres physiques tels que le rayonnement net, l'humidité de l'air, la vitesse du vent et les différentes caractéristiques au sol. Or, puisque nous disposons de peu de données physiques du terrain, le modèle utilisé doit être simple et ne doit pas requérir une trop grande quantité d'information.

On retrouve dans la littérature des modèles simplifiés permettant de faire l'approximation des températures du sol à partir des températures de l'air (Musy et Soutter, 1991; Jury et Gardner, 1991; Hillel, 1991). Tous ces modèles sont basés sur le principe que la température du sol présente des variations continuelles sous l'influence des conditions climatiques. En effet, les variations climatiques, dont l'intensité solaire, s'effectuent selon des cycles périodiques sur une base quotidienne et annuelle (Musy et Soutter, 1991) et ainsi, les profils des températures du sol sont rythmés par la course de l'astre solaire. C'est pourquoi, l'approximation sinusoïdale constitue une manière simple de décrire le comportement des températures du sol sur une base journalière et annuelle et on peut donc définir l'équation générale de la température du sol au temps (f) et à la cote z par l'expression suivante :

$$T(z,t) = \overline{T} + A_0 e^{z/d} \sin (\omega t + \phi_0 + z/d)$$
 (25)

οù

T = la température moyenne de l'air (K)

 A_0 = l'amplitude annuelle de la température de l'air $(T_{max}-T_{min})(K)$

z = la profondeur au milieu de la couche (m)

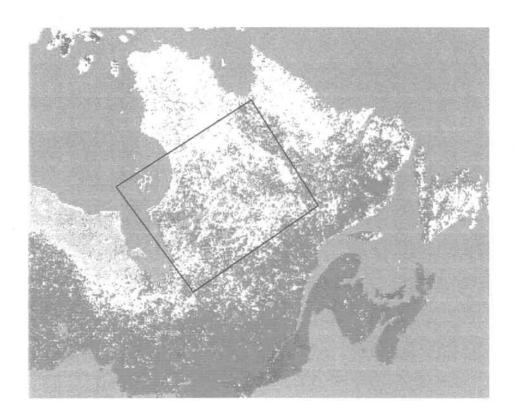
d = la profondeur d'amortissement (m)

t = le jour julien de la simulation

 ϕ_0 = le déphasage du cycle (jour le plus froid de l'année)

 ω = la fréquence (1 an = $2\pi/365$)

Carte d'occupation du sol du territoire à l'étude issue des données NOAA/AVHRR



Légende :

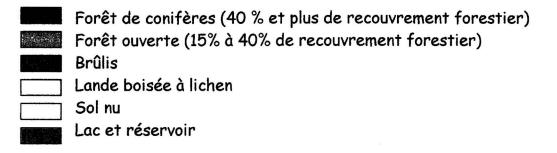


Figure 14 : Classification de l'occupation du territoire à partir d'images NOAA/AVHRR réalisée par le Centre Canadien de Télédétection, 1999.

Quant à la profondeur d'amortissement, on peut la définir de la façon suivante :

$$d = \sqrt{\frac{2K_t}{C_{p, sol}\varpi}}$$
 (26)

où

 $K_T = la conductivité thermique (J/m*s*K)$

 $C_p = la capacité thermique (J/m³ *K)$

 $\omega = \text{la fréquence (s}^{-1})$

La conductivité thermique (K_T) représente en fait la résistance d'un matériau à la propagation de la chaleur par conduction thermique tandis que la capacité thermique (C_p) représente l'énergie-chaleur nécessaire pour élever la température d'un corps. La réalisation du calcul de la capacité thermique et de la conductivité thermique du sol s'estime à partir de la connaissance des fractions solide, liquide et gazeuse contenues dans le sol.

Cette méthode de calcul des températures du sol offre l'avantage de nécessiter peu de données d'entrée. En effet, seuls les températures moyennes mensuelles, le jour julien de la température minimum de l'année et les fractions d'argile, de sable et de limon sont requises. D'ailleurs, Banton et al.(1993) et Villeneuve et al. (1998) ont utilisé un algorithme qui reposait sur ce principe pour simuler les températures du sol dans leur modèle hydrologique. En conséquence, dans le cadre de ce travail, ce modèle a été retenu pour tenter de simuler les températures du sol aux 12 stations météorologiques. La figure 15 présente les résultats de l'application de cet algorithme pour 2 sites de mesures où les températures du sol à 5 cm de profondeur étaient disponibles.

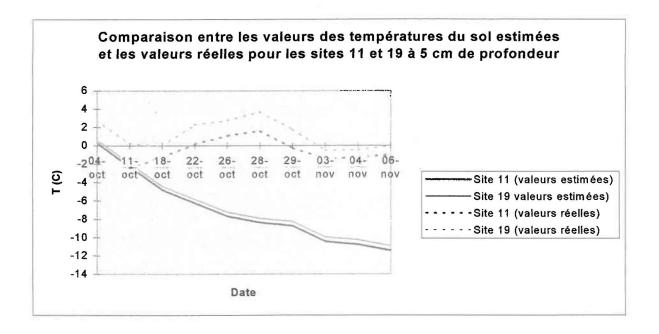


Figure 15 : Comparaison entre les valeurs des températures du sol estimées et les valeurs réelles

Ce graphique démontre que l'algorithme (équation 25) utilisé pour estimer les températures du sol n'est pas efficace. En effet, même en arrivant à calibrer le modèle pour ajuster les températures au début d'octobre, les courbes des températures obtenues pour les mois d'octobre et de novembre sont nettement sous les températures enregistrées sur le terrain et ce, pour l'ensemble des 12 stations météorologiques. Évidemment, de nombreuses raisons peuvent être évoquées pour expliquer ces différences. D'abord, puisque nous possédons peu d'information sur la capacité thermique et la conductivité thermique de ces sols, la profondeur d'amortissement a dû être estimée. Cette profondeur d'amortissement a été estimée à partir des valeurs moyennes de conductivité et de capacité thermique des sols que l'on trouve dans des tables de référence (Musy et Soutter, 1991; Jury et Gardner, 1991). Cependant, cette profondeur d'amortissement ne tient pas compte des particularités des territoires du nord du Québec. Ainsi, on peut penser que la profondeur d'amortissement de sols recouverts de lichens est très différente de la profondeur

d'amortissement d'un sol à nu. Même en tentant d'ajuster le modèle afin d'arriver à une profondeur d'amortissement représentative du territoire, les valeurs des températures du sol estimées demeurent toujours trop faibles pour les mois d'octobre et de novembre. Donc, pour estimer les températures du sol à partir des températures de l'air, des études beaucoup plus approfondies seraient nécessaires et la cueillette de données physiques sur le terrain serait indispensable. Malheureusement, le développement d'un tel algorithme dépasse le cadre de cette étude et c'est pourquoi, pour les fins d'interprétation, les données des températures de l'air seront retenues. Donc, on doit poser comme hypothèse que la baisse des températures de l'air est représentative de la baisse des températures du sol. Évidemment, l'amplitude des variations des températures dans le sol sera nettement plus faible que celle des température de l'air et la baisse des températures du sol sera plus tardive que celle de l'air.

5 ANALYSE TEMPORELLE

Ce chapitre qui traite de l'analyse des données temporelles sera présenté en trois sections. Premièrement, les images radar seront analysées afin de voir s'il est possible de suivre le gel saisonnier du sol à l'automne en comparant les résultats obtenus aux données de terrain. Dans l'affirmative, l'influence de l'occupation du sol sur les coefficients de rétrodiffusion sera évaluée et une cartographie du gel du sol sera réalisée. Deuxièmement, à partir des données issues du capteur SSM/I, le même type d'évaluation sera effectué. Encore une fois, si les résultats sont concluants, il sera possible d'évaluer l'influence de l'occupation du sol sur l'émissivité afin d'obtenir une cartographie du gel. Finalement, une fois ces analyses complétées, la cartographie du gel du sol réalisée à partir des images RADARSAT et celle issue des images SSM/I pourront être comparées. Ainsi, il deviendra possible d'évaluer la concordance entre les résultats provenants des données des deux types de capteur.

5.1 Les données radar

5.1.1 Comparaison des données radar aux données de terrain

Pour faire une analyse complète et afin d'établir l'analogie entre les données radar et les données de terrain, il est nécessaire de connaître avec précision les conditions au sol au moment du passage du satellite au-dessus de la région à l'étude. Pour ce faire, le tableau 4 présente les principales caractéristiques du sol aux trois dates d'acquisition et les coefficients de rétrodiffusion correspondant aux trois sites de prises de mesures en continue.

Tableau 4 : Caractéristiques au sol et coefficient de rétrodiffusion

Site	Date	Type d'occupation au sol	Hauteur de neige (m)	Altitude (m)	Tempé- ratures (-5 cm) (°C)	Variations des coefficients de rétrodiffusion 7oct/31oct(dB)	Variations des coefficients de rétrodiffusion 31oct/24nov(dB)	Variations des coefficients de rétrodiffusion 7oct/24nov(dB)
2	07-oct-96 31-oct-96 24-nov-96	Forêt ouverte	0,043 nd nd	425	** -0,4 nd nd	-0,8	-0,7	-1,5
11	07-oct-96 31-oct-96 24-nov-96	Brûlis	0,034 0,051 0,176	410	-0,1 -0,3 -1,3	-1,6	-0,7	-2,5
19	07-oct-96 31-oct-96 24-nov-96	Brûlis	0,145 0 0,157	295	203 1,4 0	0,7	-4,5	-3,9

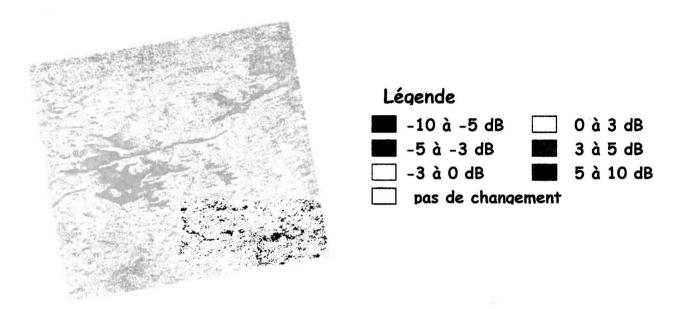
^{**} Température estimée, panne de la sonde à -5 cm

Ce tableau donne un aperçu du comportement du signal radar avec la baisse des températures du sol selon les conditions qui prévalaient au sol au moment du passage du satellite. Ainsi, on note qu'à l'exception du site 2 et du site 19 entre le 7 et le 31 octobre, la baisse des températures du sol est accompagnée d'une baisse des coefficients de rétrodiffusion. Puisque les conditions au sol sont semblables d'un site à l'autre, on peut d'ores et déjà penser que cette baisse du signal radar est la conséquence du refroidissement du sol. De plus, un pluviomètre installé près du bassin indique que pendant cette période, la seule quantité de pluie tombée est de 3 mm le 6 octobre. Cette précipitation n'est pas assez significative pour justifier une variation du signal radar. De même, si on suppose que la neige au sol est sèche, cette faible accumulation ne justifie pas une variation du signal. Aussi, on remarque que cette baisse des coefficients de rétrodiffusion varie entre les sites. Par exemple, elle est plus marquée pour le site 19 que pour les autres sites. Déjà, on peut penser que l'occupation du territoire est responsable de cette variation et cette hypothèse sera vérifiée dans la prochaine section. À noter que la valeur du rapport des coefficients de rétrodiffusion pour chacun des sites que l'on trouve dans le tableau 4 est en fait issue de la moyenne pondérée des coefficients de rétrodiffusion de 400 pixels autour des sites de mesure.

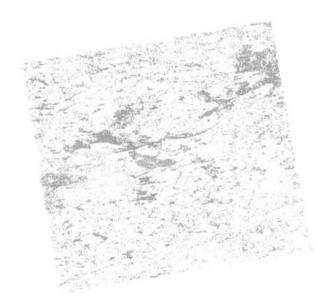
Malgré la faible quantité de données de terrain, l'analyse sommaire de ces données laisse croire qu'il est possible d'oberver le gel saisonnier du sol à partir d'un rapport d'images. À cet effet, la figure 16 (a,b et c) présente les résultats du rapport d'images effectué sur les images radar. Comme on pouvait s'y attendre, ces figures montrent bel et bien une baisse progressive des coefficients de rétrodiffusion aux trois dates d'acquisition. En effet, entre le début et la fin du mois d'octobre, on note une baisse moyenne du signal de l'ordre de 1,5 dB. Quant à la période couvrant la fin octobre et la fin novembre, la baisse moyenne des coefficients de rétrodiffusion est de 0,6 dB. Finalement, entre le début du mois d'octobre et la fin de novembre, la baisse moyenne du signal radar est de 2 dB. Sur les figures, les teintes de bleu indiquent une baisse des coefficients de rétrodiffusion tandis que les teintes allant du rose au rouge foncé indiquent une hausse des coefficients. À ce chapitre, des études réalisées dans les années 90 indiquent qu'une baisse des coefficients de rétrodiffusion de 3 dB signifie un gel du sol et de la végétation (Rignot et van Zyl, 1993; Villasenor *et al.* 1993 et Way *et al.* 1997).

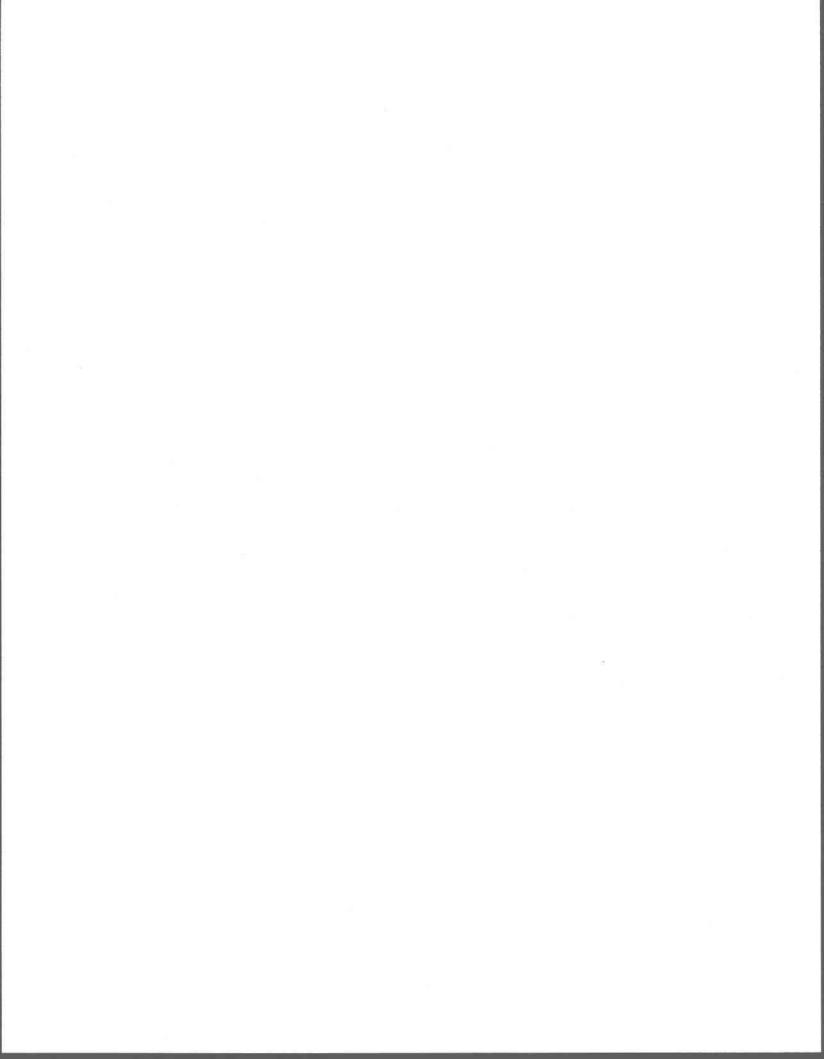
Il est important de rappeler que ces résultats sont issus d'un rapport d'images et qu'on peut supposer qu'il n'y a pas de changement majeur sur le territoire observé entre les différentes dates d'acquisition. En conséquence, les paramètres liés à la rugosité et à la topographie du territoire sont sensiblement les mêmes et c'est pourquoi, on peut affirmer que cette baisse des coefficients de rétrodiffusion reflète le gel progressif du sol. En fait, comme il a été expliqué précédemment, cette baisse est attribuable à une baisse des températures du sol et de la constante diélectrique. En effet, le gel réduit l'énergie de rotation des molécules et contribue alors à diminuer la valeur de la constante diélectrique. Ainsi, puisque le contraste diélectrique entre le sol et l'air est plus faible lorsque le sol est gelé, il y a moins d'énergie réfléchie à la surface.

a) Rapport d'images RADARSAT entre le 7 octobre et le 31 octobre 1996

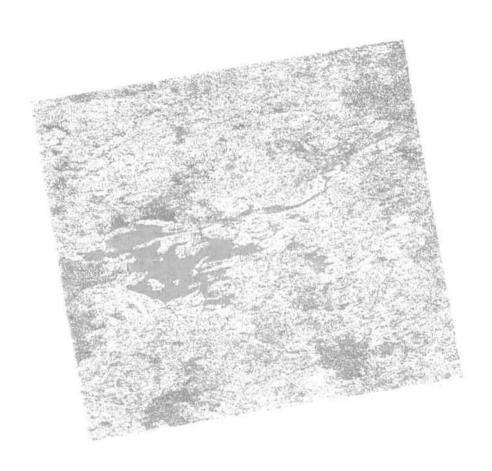


b) Rapport d'images RADARSAT entre le 31 octobre et le 24 novembre 1996





c) Rapport d'images RADARSAT entre le 7 octobre et le 24 novembre 1996





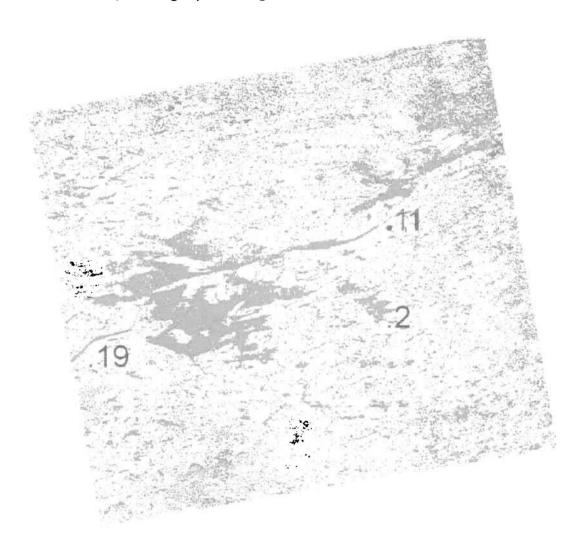
-10 à -5 dB 🔲 0 à 3 dB

-5 à -3 dB 3 à 5 dB

pas de changement

Figure 16 : Les variations des coefficients de rétrodiffusion résultant du rapport d'images RADARSAT entre a) le 7 octobre et le 31 octobre 1996, b) le 31 octobre et le 24 novembre 1996 et c) le 7 octobre et le 24 novembre 1996.

a) Cartographie du gel du sol au 31 octobre 1996



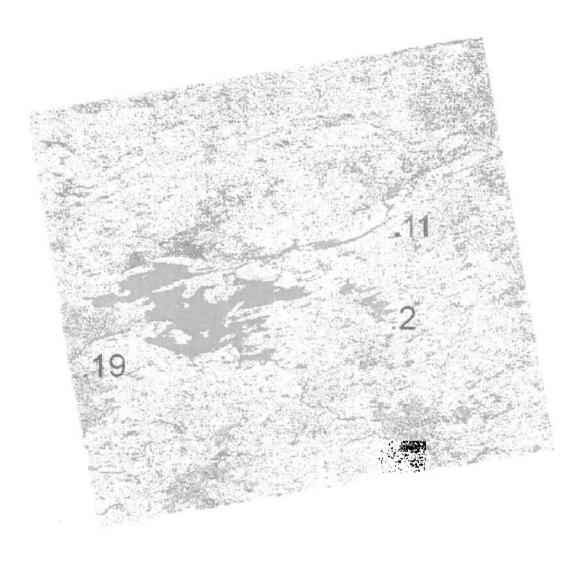
Légende :

Sol non gelé

Sol dont la température est près de 0°C

Sol gelé

b) Cartographie du gel du sol au 24 novembre 1996



Légende:

Sol non gelé

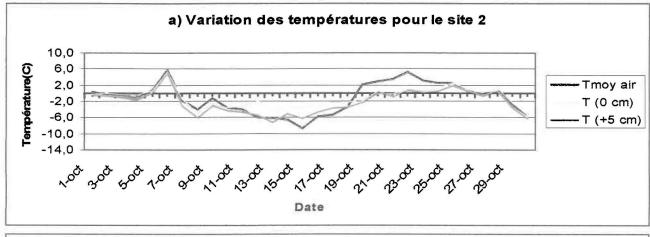
Sol dont la température est près de 0°C

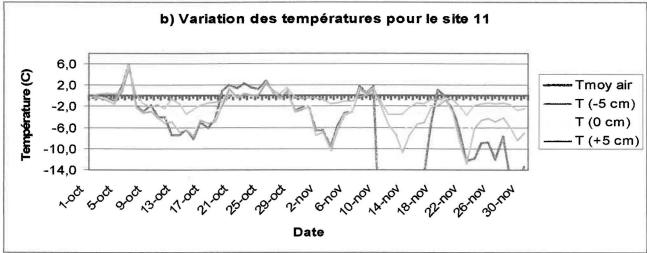
Sol gelé

Figure 17 : Cartographie du gel du sol et stations météorologiques pour les sites 2, 11 et 29 pour a) le 31 octobre 1996 et b) le 24 novembre 1996

La figure 17 (a et b) présente la cartographie du gel du sol pour le 31 octobre et le 24 novembre. Si on compare les résultats obtenus des images RADARSAT aux données de température prises sur le terrain, on remarque que la baisse générale des coefficients de rétrodiffusion correspond aux baisses des températures enregistrées sur le territoire. La figure 18 présente les variations des températures pour l'air et le sol à 0 cm et 5 cm de profondeur pour la période allant du début septembre à la fin novembre.

Ainsi, on remarque que bien que les températures pendant cette saison fluctuent énormément d'une journée à l'autre, on observe tout de même une baisse moyenne progressive des températures du sol tout au long de cette période. C'est pourquoi, au tout début du mois d'octobre, même si les températures de l'air et de sol descendent parfois sous le point de congélation, le sol ne gèle pas de façon permanente. D'ailleurs, les graphiques indiquent des températures du sol sous le point de congélation pour le 7 octobre et un réchauffement des températures de l'air entre le 19 et le 27 octobre. De plus, une campagne de terrain menée entre le 29 octobre et le 31 octobre de la même année indique que le sol à cette période de l'année n'était pas encore gelé et que les températures du sol étaient tout près du point de congélation. Par la suite, à la fin du mois de novembre, les températures du sol (-5cm) tombent sous le point de congélation. Ce qui laisse croire que le sol a commencé à geler à la fin du mois de novembre. D'ailleurs, la figure 17b, issue du rapport d'images entre le 7 octobre et le 24 novembre, montre des baisses des coefficients de rétrodiffusion de plus de 3 dB pour une grande partie du territoire, ce qui correspond probablement à un gel du sol pour la région. Ainsi, l'ensemble de ces observations démontre qu'à l'automne, au moment où l'on observe une descente lente de la température de l'air, le gel pénètre lentement dans le sol et ces changements sont perceptibles sur les images radar.





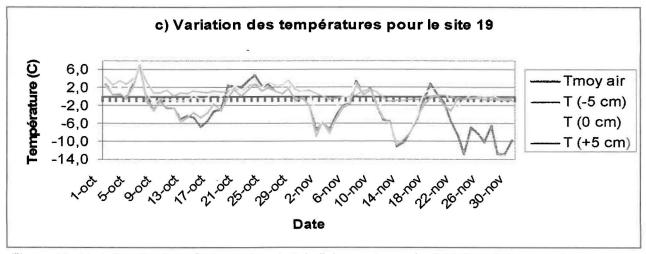


Figure 18 : Variation des températures du sol et de l'air pour les mois d'octobre et de novembre aux sites 2, 11 et 19.

Finalement, en ce qui concerne les secteurs qui présentent une hausse des coefficients de rétrodiffusion, on note qu'ils correspondent en grande partie aux lacs et réservoirs présents sur le territoire à l'étude. En fait, les fort vents que connaît la région à cette époque de l'année causent des vagues sur les réservoirs et sur les lacs, augmentant ainsi la rugosité apparente de ces surfaces. Il en résulte une augmentation de la rétrodiffusion radar car la présence de ces vagues a pour effet de créer de nombreux petits centres de diffusion (figure 11, chapitre 3).

5.1.2 L'influence de l'occupation du territoire

On sait que les variations des propriétés thermiques de différents matériaux influencent grandement la vitesse de propagation du gel du sol. Ces propriétés thermiques dépendent de la nature du milieu (composition minérale, texture, structure, couvert végétal, topographie), de la portion d'eau contenue dans les sol et de la température. En fait, elles déterminent en grande partie la distribution et la profondeur du gel du sol à l'automne. Par exemple, la végétation, en plus d'exercer une influence majeure sur la rétrodiffusion du signal radar, agit directement sur le gel du sol. En effet, parce qu'elle est un facteur dynamique, la végétation joue un rôle primordial car ses propriétés thermiques déterminent la quantité et les flux de chaleur présents dans le sol. L'influence du type d'occupation du territoire sur le gel du sol se reflète dans la rétrodiffusion du signal radar et c'est ce qui sera présenté dans cette section. La figure 19 présente les différences entre les moyennes des coefficients de rétrodiffusion calculées pour chaque type d'occupation du sol et les différentes dates d'acquisition.

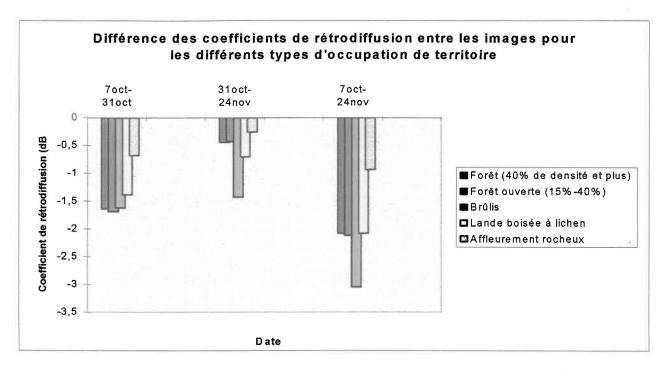


Figure 19 : Différence des coefficients de rétrodiffusion entre les images selon les différents type d'occupation du sol

D'abord, entre le 7 octobre et le 31 octobre, on remarque que les forêts ouvertes, les forêts de conifères et les brûlis ont subi les plus fortes baisses des coefficients de rétrodiffusion. Quant aux landes boisées à lichen et aux sols nus, ils ont subi une baisse de la rétrodiffusion radar mais de manière beaucoup moins prononcée. Ensuite, entre le 31 octobre et le 24 novembre, on note que les brûlis subissent encore une baisse marquée du signal radar mais ils sont accompagnés cette fois des landes. Pour les forêts de conifères et les forêts ouvertes, la baisse est moins significative qu'elle ne l'était le mois précédent. En ce qui a trait aux sols nus, les changements dans la rétrodiffusion du signal radar sont minimes. Finalement, les données présentant les différences de signal entre le 7 octobre et le 24 novembre nous aident à obtenir un portrait plus global de la situation. Ainsi, on remarque que les brûlis subissent la baisse la plus prononcée du signal radar, suivis des forêts ouvertes, des forêts de conifères et des landes boisées à lichen. Quant aux sols nus, on remarque peu de changements dans la rétrodiffusion du signal radar (moins de 1 dB).

Les raisons à l'origine des variations des coefficients de rétrodiffusion entre les différents types d'occupation du territoire sont nombreuses. Par exemple, les sols nus sont composés en partie de roches consolidées (gneiss granitique). Ces surfaces sont généralement peu poreuses et contiennent une très faible quantité d'eau, ce qui implique que les effets de la chaleur latente sont minimes et la baisse des températures de l'air n'influence pas outre mesure les propriétés thermiques de ce matériel. En effet, bien que l'influence de la température de l'air soit déterminante en présence d'eau, cette influence devient négligeable en son absence et se limite à une certaine contraction thermique des matériaux. De même, puisque la constante diélectrique varie proportionnellement avec la quantité d'eau présente dans le matériel, on s'attend à ce qu'un matériel sec comporte une très faible constante diélectrique. Donc, malgré une baisse des températures, les changements de la constante diélectrique demeurent négligeables, ce qui se traduit par de faibles variations des coefficients de rétrodiffusion.

En ce qui concerne les landes boisées à lichen, bien que les différences entre les coefficients de rétrodiffusion aux différentes dates soient plus notables, elles demeurent tout de même minimes. Afin de bien comprendre ce phénomène, il est d'abord nécessaire de spécifier que les landes sont représentées par des étendues de terre recouvertes en partie d'une épaisse couche de lichen où poussent quelques plantes et arbustes. Les lichens possèdent généralement une grande capacité de rétention d'eau car ils ont non seulement la capacité d'absorber l'eau à partir des précipitations mais aussi à partir de la vapeur atmosphérique. Ils agissent en fait comme une couche protectrice sur les sols, ce qui contribue à réduire le réchauffement du sol en été et à conserver les températures du sol plus chaudes en automne. Ainsi, la présence de tourbes et de lichens dans le profil est en grande partie responsable du retardement du gel du sol à l'automne (Brown, 1969). La longue période pendant laquelle la température demeure près du point de congélation pendant la période de gel est appelée «période zéro». Celle-ci résulte de la dissipation de la chaleur latente de fusion et sa durée est fonction de la teneur en eau. Donc, cette période zéro entraîne une stagnation des températures du sol. Ainsi, puisque les

températures du sol et les conditions hydriques du sol restent stables pendant cette période, il est tout à fait normal d'observer peu de variations dans le signal rétrodiffusé. D'ailleurs, une étude menée par Villasenor *et al.* (1993) sur le suivi du gel du sol à partir d'images ERS-1 SAR démontrait que les sols à forte teneur en eau offrait une réponse plus lente à la baisse des températures de l'air. De plus, une visite sur le terrain effectuée à la toute fin du mois d'octobre corrobore ces faits puisque les sols recouverts de lichens étaient gorgés d'eau à cette période de l'année.

De plus, il est possible que la présence de matériaux meubles sur certains des secteurs à l'étude contribue à ralentir la progression du gel du sol. En effet, la texture du sol a un effet important sur la constante diélectrique car les particules fines de ces types de sol captent les molécules d'eau entre leurs espaces interstitiels. Ces molécules d'eau contenues entre ces fines particules se voient d'une part privées de leur énergie de rotation et d'autre part, ne peuvent geler car les particules solides libèrent de la chaleur et l'empêchent de geler. Pour ces raisons, malgré une baisse des températures, l'eau entre les particules gèlent beaucoup plus tardivement et la constante diélectrique change peu. Par contre, pour un sol à texture grossière, les molécules d'eau demeurent libres entre les particules et ainsi, lorsque le gel du sol se fait sentir, l'énergie de rotation de ces molécules diminue considérablement. De cette manière, le gel du sol contribue à diminuer la valeur de la constante diélectrique et à baisser les coefficients de rétrodiffusion (Schmugge, 1983).

Quant à l'impact de la présence d'une forêt au-dessus de la surface du sol sur le signal rétrodiffusé, on doit d'abord spécifier que la forêt est divisée en deux classes: la forêt ouverte (site 2) et la forêt de conifères (site 17). Règle générale, les propriétés thermiques des sols aux endroits où ceux-ci sont couverts d'une forêt ouverte devraient être différentes de celles des sols couverts d'une forêt de conifères car les échanges d'énergie ne sont pas les mêmes. Par exemple, on sait que généralement, le couvert forestier tamponne les températures de l'air alors que le milieu ouvert enregistre les extrêmes puisque celui-ci

n'est pas protégé du vent (Filion et al., 1978). Donc, selon ce principe, le gel du sol devrait être observé plus rapidement sur les forêts ouvertes que sur les forêts de conifères. Cependant, pour ce territoire d'étude, la distinction entre la forêt ouverte et la forêt de conifères repose sur la densité des peuplements et l'âge des conifères qu'on y trouve. Quant aux sols de ces régions, ils présentent les mêmes caractéristiques, ils sont recouverts de lichen et contiennent une grande quantité de matières organiques. C'est pourquoi, dans un cas comme dans l'autre, les baisses de signal enregistrées en automne sont pratiquement les mêmes. Donc, on peut supposer que la couverture végétale des forêts de conifères n'est pas assez dense pour ralentir le gel du sol et masquer le signal.

De plus, sur les graphiques, on remarque que les secteurs recouverts de forêts ont une baisse des coefficients de rétrodiffusion plus marquée au mois d'octobre qu'au mois de novembre. Ce phénomène pourrait s'expliquer par le fait que la diminution de la durée du jour à l'automne entraîne une baisse significative du pourcentage d'eau contenu dans les aiguilles et dans les tiges des conifères(Bigra *et al.*, sous presse). Donc, puisque les coefficients de rétrodiffusion mesurés sont à la fois un mélange de la diffusion du sol et des arbres, il est normal de noter une baisse du signal plus hâtive au-dessus des secteurs forestiers en automne car la teneur en eau des conifères diminue durant cette période d'acclimatation.

En ce qui a trait aux brûlis, il s'agit de secteurs qui occupent une portion importante du territoire. Ces sols sont recouverts de débris et les lichens y sont généralement absents (Société d'énergie de la Baie-James, 1982). Les débris ont pour effet d'accroître la rugosité apparente et c'est pourquoi, le signal radar de retour de ces types de surface est généralement très élevé. D'ailleurs, ce phénomène avait été précédemment observé lors d'une étude portant sur la détection du gel du sol à partir d'images ERS-1 (Rignot et Way, 1994). De plus, suite à un feu de forêt, les sols demeurent généralement très humides et c'est pourquoi les coefficients de rétrodiffusion de ces secteurs sont très élevés. Quant au gel du sol au-dessus de ces régions, malgré la forte baisse des coefficients de rétrodiffusion subi sur ces secteurs, il demeure difficile d'affirmer leur propension à

répondre au refroidissement des températures car leur structure est fort complexe et l'humidité de ces sols semblent varier grandement d'une période à l'autre.

Finalement, bien que le territoire à l'étude présente une topographie généralement peu accidentée, certains secteurs de ce territoire sont plus en altitude, ce qui peut occasionner un gel plus rapide du sol. En effet, les températures sont souvent plus basses en altitude, phénomène qui s'explique en partie par le vent qui y sévit.

On peut donc affirmer que l'occupation du territoire influence énormément le signal radar. En effet, dans la majorité des cas, le signal enregistré au capteur représente à la fois celui de la couverture végétale et du sol. Aussi, l'ensemble des données recueillies indiquent que la cartographie du gel du sol présentée aux figures 16 et 17 présente un portrait fiable de la réalité.

5.2 Les données SSM/I

5.2.1 Cartographie du gel du sol

Dans la littérature, deux principaux critères de décision sont généralement utilisés afin de déterminer le gel du sol (England, 1990; Zuendorfer et al. 1992 et Judge et al. 1997). Dans un premier temps, un gradient spectral est appliqué sur les données d'émissivité à 37GHz et 19,3 GHz (ou 37GHz et 10,7 GHz dans le cas des données SSMR). Un gradient spectral négatif signifie que la diffusion de volume d'un sol gelé à 37 GHz est plus élevée qu'à 19,3 GHz et qu'en conséquence, l'émissivité est moins importante à 37 GHz. Rappelons que la diffusion de volume devient plus importante à 37 GHz lorsque le sol est gelé car l'émissivité provient d'une plus grande épaisseur du sol et que la longueur d'onde à cette fréquence se rapproche de la taille des diffuseurs (i.e particules contenues dans le sol). Un gradient spectral négatif se traduit donc par le gel du sol. À ce critère, on doit

ajouter un deuxième critère. En effet, puisque les températures de brillance à 37 GHz suivent de très près les températures de la surface terrestre, on doit s'assurer que les températures de brillance à 37 GHz ne dépassent pas 274K (England 1990, et Zuendorfer et al. 1991).

En résumé, on peut affirmer qu'un sol est gelé si :

1.
$$P_{37}(K) < 274 K$$
 (27)

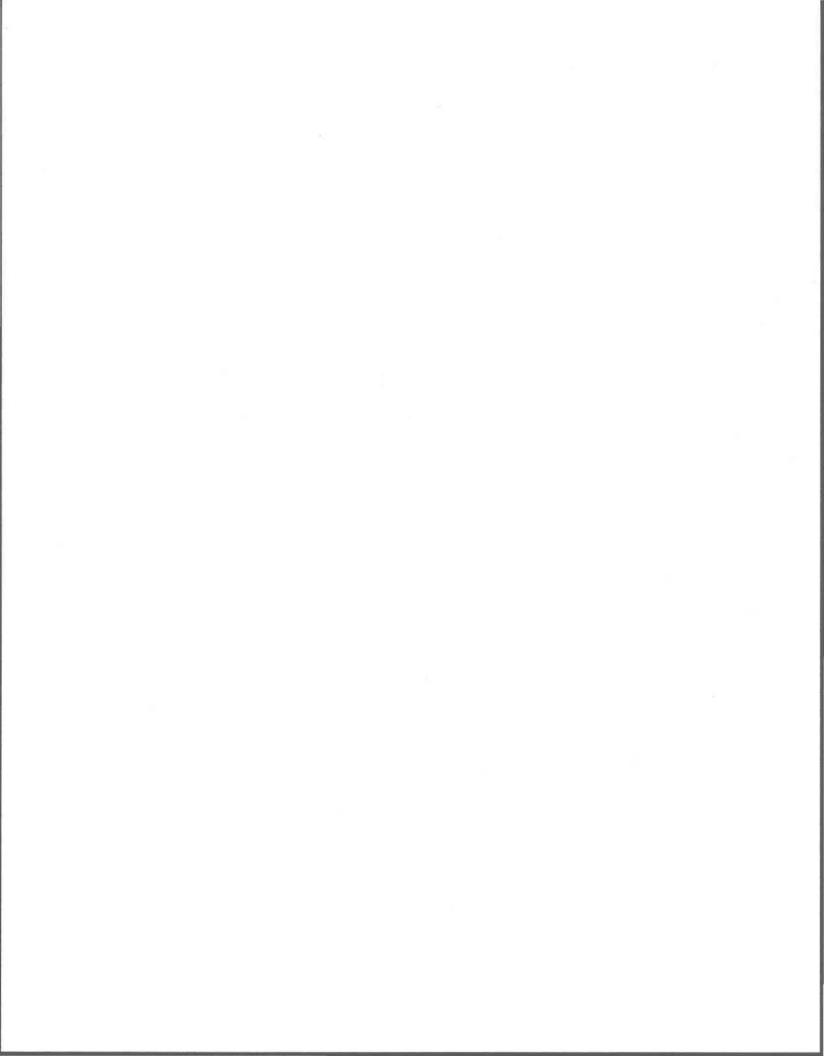
2.
$$P_{GS}(K/GHz) < 0$$
 (28)

οù

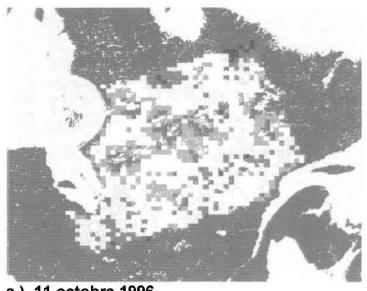
P₃₇ (K) = la température de brillance à 37 GHz

P_{GS}(K/GHz) = le gradient spectral (37 GHz - 19,3 GHz/df)

À partir de ces critères, England (1990), Zuendorfer (1991) et Judge (1997) ont réalisé avec succès une cartographie du gel du sol à partir des données SSMR et SSM/I. Or, les territoires d'étude qui ont permis la réalisation de ces travaux sont des plaines (northem Great Plains, North Dakota). Si on tente d'appliquer ces critères de décision aux données SSM/I d'automne pour notre territoire, on obtient la cartographie suivante (figure 20). Plus le gradient spectral est négatif, plus le sol est froid et à l'inverse, plus le gradient spectral est positif, plus le sol est chaud. Ainsi, les teintes de bleu indiquent un sol froid et les teintes de rouge, indiquent que les températures du sol sont au-dessus du point de congélation.

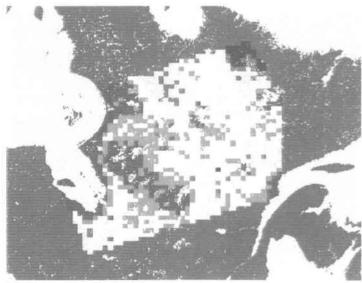


Cartographie du refroidissement du sol réalisée à partir d'un gradient spectral



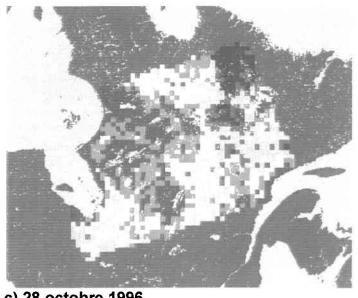
a) 11 octobre 1996





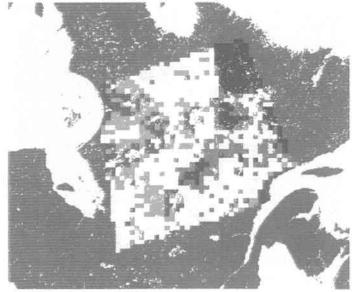
b) 26 octobre 1996

Cartographie du refroidissement du sol réalisée à partir d'un gradient spectral

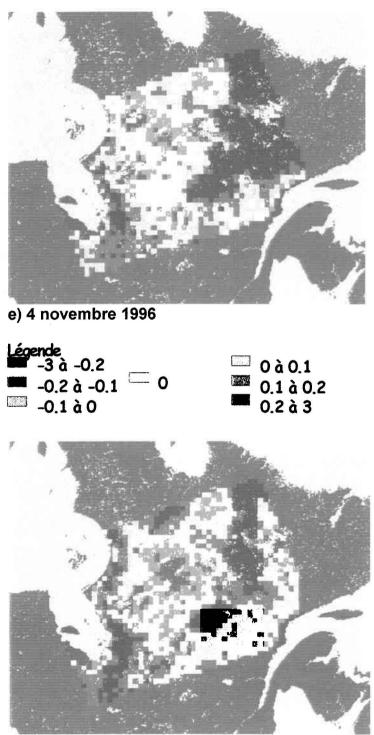


c) 28 octobre 1996





d) 29 octobre 1996



f) 12 novembre 1996

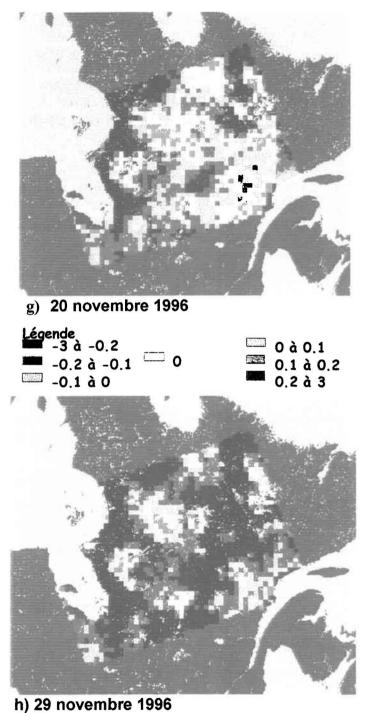


Figure 20 : Cartographie du refroidissement du sol réalisée à partir d'un gradient spectral (GTV) pour l'automne 1996, a)11octobre, b)26octobre, c)28octobre, d)29octobre, e)4novembre, f)12novembre, g)20novembre et h)29novembre

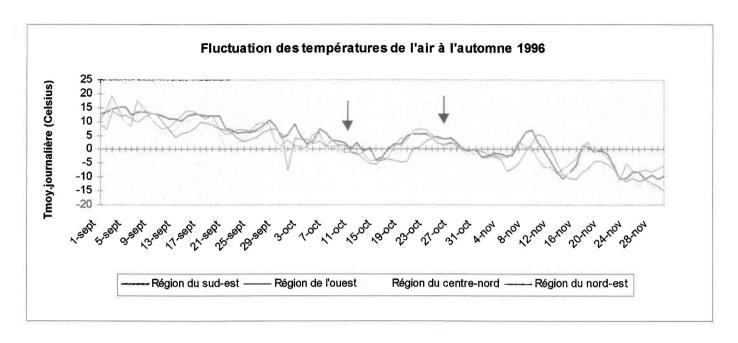


Figure 21a) Températures moyennes journalières enregistrées aux stations météorologiques pour les régions du sud-est, de l'ouest, du centre-nord et du nord-est du Québec.

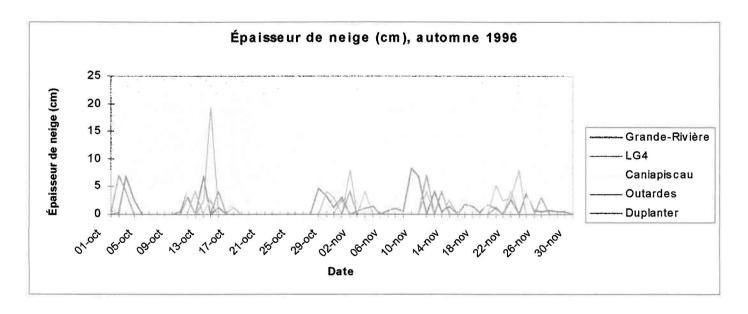


Figure 21b) Épaisseurs de neige (cm) enregistrées à quelques stations météorologiques

	,		

Si on compare cette cartographie aux données de températures de l'air, on obtient des résultats assez intéressants. D'abord, il est important de mentionner que pour faciliter l'interprétation, les stations de prises de mesure ont été regroupées par région (figure 12). En effet, certaines stations météorologiques étaient localisées dans un même secteur et présentaient des caractéristiques identiques (climat, altitude). Ainsi, les courbes des températures des stations comprises à l'intérieur de ces secteurs étaient à toute fin pratique similaires et c'est pourquoi un regroupement des différentes stations météorologiques a pu être effectué. Pour cette raison, on retrouve donc la moyenne des températures de l'air des stations présentes dans la région du sud-est du Québec, de l'ouest, du centre-nord et du nord-est. La partie sud-est du Québec regroupe les stations situées dans les régions tempérées froides et humides où l'altitude varie entre 300 et 500 mètres. Ensuite, la partie ouest présente le regroupement des stations situées plus près de la baie d'Hudson. Le climat y est froid et légèrement humide et l'altitude varie entre 150 et 300 mètres. Quant aux stations de la partie de centre-nord, elles sont situées dans un climat froid, relativement sec et l'altitude varie entre 300 et 500 mètres. Finalement, les stations météorologiques situées dans la partie nord-est du Québec subissent un climat froid et sec et l'altitude y est un peu plus élevée que les autres sites (entre 450 et 600 mètres).

En posant comme hypothèse que la neige accumulée au sol est sèche (figure 21 b), on observe que les fluctuations des températures de l'air correspond aux variations des gradients spectraux observés sur la cartographie. Cette cartographie indique donc que le gel du sol débute dans la partie est du Québec, puis dans l'ouest près de la baie d'Hudson pour finalement s'étendre au centre et au sud du territoire. Or, les variations d'altitude extraites de la figure 22 sur le territoire démontrent que les régions les plus en altitude sont situées dans la partie nord-est de Québec. Donc, cette méthode de cartographie semble efficace pour le territoire du nord du Québec. Cependant, sachant que ce territoire est en partie couvert de végétation et de lacs et réservoirs, il devient intéressant d'évaluer l'impact de l'occupation du territoire sur l'émissivité afin de réévaluer cette cartographie.

Parallèlement, des travaux menés par DeSève (1999) démontrent que l'occupation du

territoire dans le nord du Québec influence les valeurs radiométriques des données SSM/I. Cette étude, qui avait pour but de cartographier l'équivalent en eau de la neige (EEN) au sol dans un environnement de taïga à partir des données de micro-ondes passives du capteur SSM/I, démontre l'influence du type d'occupation du territoire sur les données de ce capteur. Par exemple, la présence de forêts de conifères (FF) à l'intérieur d'un pixel contribuait à augmenter les valeurs des températures de brillance en hiver de même que la présence de lacs et réservoirs (LR). Afin de calculer l'équivalent en eau de la neige au sol, DeSève a donc développé un algorithme qui tient compte de cette réalité de terrain.

5.2.2 L'influence de l'occupation du territoire sur les températures de brillance

À partir des constations tirées des travaux de DeSève et afin de vérifier si l'occupation du sol affecte les températures de brillance en automne à 37GHz et 19,3 GHz, une carte d'occupation de territoire a été superposée aux images SSM/I (figure 14, chapitre 4). Au départ, cette cartographie du territoire comprenait 22 classes d'occupation du sol. Pour faciliter l'interprétation, un regroupement des classes a été effectué afin de conserver les 5 classes suivantes: l'eau (lacs et réservoirs), la forêt de conifères (40% et plus de recouvrement), la forêt ouverte (15% à 40% de recouvrement), la lande boisée à lichen et les brûlis. Par la suite, une moyenne des températures de brillance par groupement homogène des classes d'occupation du territoire a été calculée et ce, pour l'ensemble des images. Les résultats sont présentés à la figure 23.

Carte des altitudes



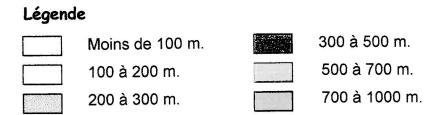
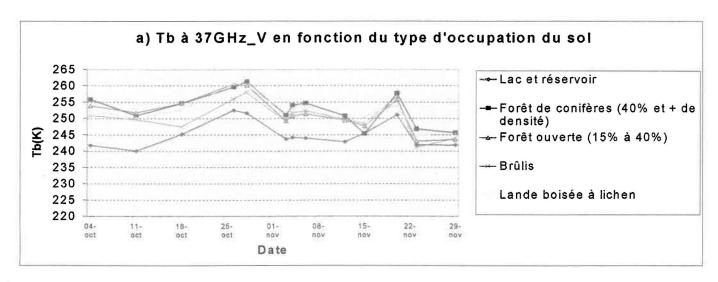


Figure 22 : Carte des altitudes au Québec (Atlas National, Centre Canadien de Télédétection, 1999)

Dans un premier temps, on remarque que le comportement général des valeurs des Tb des différentes classes à 19,3 GHz et 37 GHz est le même. Ainsi, on note que les forêts de conifères, les forêts ouvertes et les landes boisées à lichen ont des signatures semblables et qu'en conséquence, il n'est pas nécessaire d'isoler ces classes. Ensuite, on remarque que l'eau et les brûlis ont des températures de brillance plus faibles que les autres classes. Cette baisse est d'environ 5 K dans le cas des brûlis et atteint 13 K dans le cas des lacs et réservoirs.



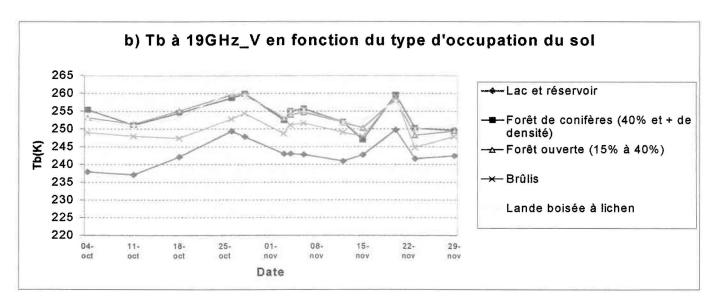


Figure 23 : Variation des températures de brillance en fonction du type d'occupation du sol pour deux fréquences a) 37GHz_V et b) 19GHz_V

Les faibles valeurs de Tb pour les lacs et réservoirs en automne s'expliquent par le fait que la surface de l'eau agit comme un réflecteur spéculaire. Ainsi, l'émissivité de ces surfaces demeure plus faible contrairement aux autres types de surface. En ce qui concerne les brûlis, les débris présents sur ces secteurs sont probablement responsables de l'augmentation de la diffusion de volume et de cette baisse d'émissivité. Enfin, les faibles différences des valeurs de Tb entre les forêts de conifères, les forêts ouvertes et les landes boisées à lichen laissent croire qu'en automne, ces sols présentent une émissivité semblable et qu'il n'y a donc pas lieu de les isoler. À noter que lors d'une étude sur les variations des Tb de la neige en fonction de l'occupation du sol, DeSève (1999) avait observé une différence notable entre la forêt de résineux et la forêt ouverte. Ce qui signifie que lorsque la neige couvre le territoire, les landes et les forêts ouvertes demeurent avec des signatures semblables puisqu'elles sont entièrement couvertes de neige contrairement aux conifères qui demeurent visibles malgré l'accumulation de neige. Quoi qu'il en soit, les différences de signatures entre les lacs, les réservoirs et les brûlis comparativement aux autres classes d'occupation du sol demeurent significatives. On peut donc conclure que ces classes influencent les valeurs radiométriques.

5.2.3 Évaluation sous-pixel des températures de brillance du sol en fonction des différences classes d'occupation du territoire.

Comme il a été démontré dans la section précédente, les lacs, les réservoirs et les brûlis ont comme conséquence de diminuer les valeurs des températures de brillance. Puisque les images SSM/I sont de basse résolution, ce qui signifie que la taille des pixels est relativement grande (43Km x 69 Km à 19,3 GHz), on convient de l'importance de ce facteur. En effet, les images de basse résolution (NOAA, SSM/I, le capteur Végétation de SPOT-4, etc.) possèdent des pixels avec une signature spectrale mixte. La valeur radiométrique des pixels représente alors la somme pondérée des différents éléments que l'on peut retrouver sur le terrain. L'équation 29 présente ce principe (Fortin *et al.* 1998 et DeSève, 1999):

$$VR_i = \sum_{i=1}^{n} Vr_{ij} * f_{ij} + e_i$$
 (29)

où

 VR_i = la valeur radiométrique du pixel i pour la bande spectrale considérée f_{ii} = la proportion de la surface du pixel i qui est occupée par la classe j

 $\dot{V}r_{ij}$ = la valeur radiométrique moyenne de la classe d'occupation du sol j dans la bande spectrale considérée appliquée au pixel

 e_i = le terme d'erreur pour tenir compte des erreurs de mesure et de la variabilité de Vr_{ij} N = le nombre de classes d'occupation du sol

Les données SSM/I répondent à cette théorie des mélanges spectraux. Donc, selon ce principe, si un pixel contient une forte proportion de lacs et réservoirs, la radiométrie de ce pixel se voit diminuer.

Puisque dans le cas présent, ce sont les lacs et réservoirs ainsi que les brûlis qui influencent la radiométrie des pixels, la variabilité des Tb a été évaluée en fonction de ces deux classes. Pour ce faire, la figure d'occupation du territoire utilisée précédemment a de nouveau été modifiée afin de conserver 3 classes d'occupation du sol : les lacs et réservoirs (LR), les brûlis (B), et les forêts (FL) qui comprennent la forêt de conifères, la forêt ouverte et les landes boisées à lichen. Ce regroupement des classes a été effectué à partir des observations issues de la figure 23 représentant l'influence de l'occupation du territoire sur les températures de brillance.

Tableau 5 : Regroupement des classes d'occupation du territoire de l'image NOAA/AVHRR

Classes d'occupation du sol	Classes d'occupation du sol regroupées
Lacs et réservoirs	Lacs et réservoirs (LR)
Brûlis	Brûlis (B)
Forêt de conifères Forêt ouverte Landes boisées à lichen	Forêt (FL)

À partir de ce regroupement, il est possible d'évaluer la variabilité des températures de brillance à 37 et 19,3 GHz en fonction du pourcentage de superficie des brûlis et lacs et des réservoirs présent dans le pixel. Toutefois, puisque la résolution des images NOAA/AVHRR (1100m) et SSM/I est très différente, on ne peut superposer ces deux images et il devient alors impossible d'évaluer directement le pourcentage d'occupation du sol dans le pixel SSM/I. La figure 24 représente cette difficulté.

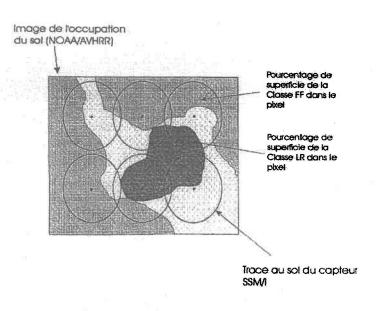
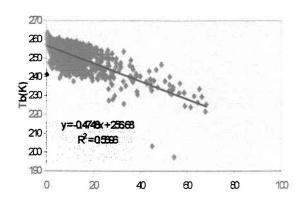


Figure 24: Hétérogénéité des classes d'occupation du sol dans un pixel SSM/I (DeSève, 1999)

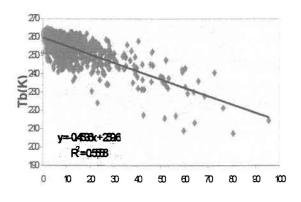
En guise de solution, des ellipses représentant la trace au sol des données SSM/I ont été dessinées pour chacun des points de l'image. Puisque les dimensions des pixels varient en fonction de la fréquence, ces ellipses ont été créées selon les dimensions des pixels à 37 et 19,3 GHz. Évidemment, puisqu'une seule image SSM/I peut contenir jusqu'à 1500 points, les ellipses n'ont pas été dessinées une à une. Un programme réalisé dans le logiciel « ArcView » à partir de son extension « Avenue » a permis d'automatiser cette démarche. Par la suite, le pourcentage de superficie des classes d'occupation du sol a pu être évalué pour chaque pixel que contient l'image. Cette opération a été répétée pour 12 images SSM/I. Ensuite, puisque l'intérêt est porté sur l'évaluation de l'impact de la présence des classes lacs et réservoirs (LR) et brûlis (B) dans le pixel, seules les pixels composés de la classe forêt (FL) en combinaison avec la classe LR ou B ont été conservés pour les fins de l'analyse. Les graphiques suivants présentent les variations des Tb à 19,3 GHz_V et 37 GHz_V en fonction du pourcentage de superficie des classes LR et B présents dans le pixel.

Les graphiques de la figure 25 démontrent qu'à l'automne, avant l'accumulation de neige au sol, les températures de brillance diminuent considérablement lorsque le pourcentage des lacs et réservoirs augmentent dans le pixel à 19,3 et 37 GHz. Rappelons que les faibles valeurs des températures de brillance des surfaces d'eau enregistrées au capteur est le résultat de la réflexion spéculaire à l'interface eau/air (Ulaby, 1986). Aussi, on remarque que la baisse des Tb avec l'augmentation du pourcentage d'occupation des LR dans le pixel est plus marquée à 19,3 GHz qu'à 37 GHz. Il y aurait donc davantage de réflexion spéculaire à l'interface des deux milieux pour les longues longueurs d'onde. Maintenant, si on observe l'influence de l'augmentation des brûlis dans le pixel sur les températures de brillance, on constate que les relations sont beaucoup moins significatives et ce, pour les deux fréquences puisqu'il n'y a pas de brûlis dépassant plus de 30 % de recouvrement du pixel. Donc, l'augmentation du pourcentage de brûlis dans le pixel n'a pas comme conséquence de faire varier outre mesure les valeurs des températures de brillance.

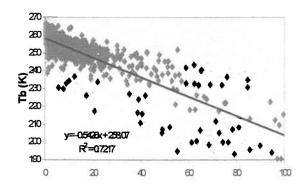
a) Tb à 19,3 GHz_V, 4 octobre



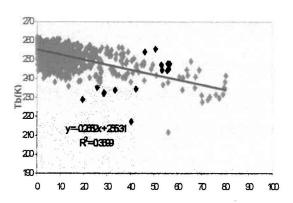
b) Tb à 19,3 GHz_V, 29 octobre



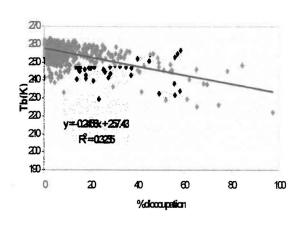
c) Tb à 19,3 GHz_V, 4 novembre



Tb à 37GHz_V, 4 octobre



Tb à 37 GHz_V, 29 octobre



Tb à 37 GHz_V, 4 novembre

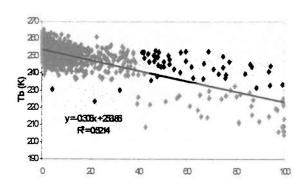
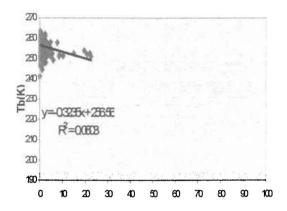


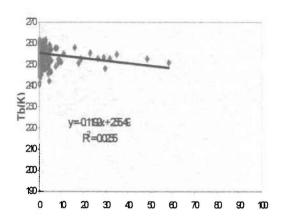
Figure 25 : Variation des températures de brillance (Tb) en fonction du pourcentage d'occupation des lacs et réservoirs dans le pixel à 19,3 GHz_V et 37 GHz_V pour le a) 4 octobre, b) 29 octobre et c) 4 novembre.

		e		

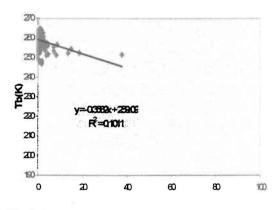
a) Tb à 19,3 GHz_V, le 4 octobre



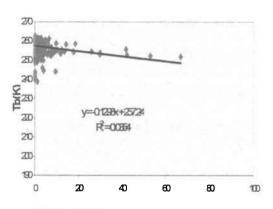
Tb à 37 GHz_V, le 4 octobre



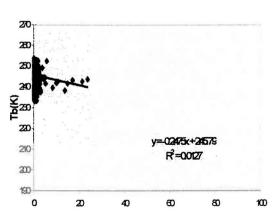
b) Tb à 19,3 GHz_V, le 29 octobre



Tb à 37 GHz_V, le 29 octobre



c) Tb à 19,3 GHz_V, le 23 novembre



Tb à 37 GHz_V, le 23 novembre

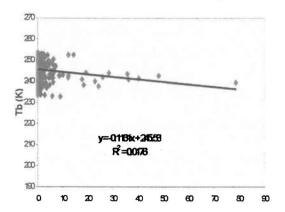


Figure 26 : Variation des températures de brillance (Tb) en fonction du pourcentage des brûlis dans le pixel à 19,3 GHz_V et 37 GHz_V pour le a) 4 octobre, b) 29 octobre et c) 23 novembre.

Cependant, on doit noter que les brûlis sont faiblement représentés sur le territoire d'étude comparativement aux autres classes d'occupation du sol. En conséquence, les relations illustrant les variations des Tb en fonction du pourcentage d'occupation des brûlis à la figure 26 ont été réalisées à partir d'un nombre réduit de pixels. Donc, pour un territoire où le superficie des brûlis serait plus importante ou encore, pour une image dont les pixels seraient de tailles réduites, il serait intéressant de vérifier à nouveau cette relation. Quoi qu'il en soit, dans ce cas-ci, ces faibles coefficients de corrélation font en sorte que ce facteur ne sera pas pris en considération dans les étapes futures de ce travail. Ce qui signifie que la classe des brûlis sera traitée de la même façon que les classes des forêts de conifères, des forêts ouvertes et des landes boisées à lichen.

Le tableau 6 présente un résumé des relations calculées pour les lacs et réservoirs à 37 GHz et 19,3 GHz :

Tableau 6 : Relation entre les Tb et le pourcentage d'occupation des lacs et réservoirs à 37 GHz_V et 19,3 GHz_V.

	LR à	37 GHz_V	LR à 19 GHz_V		
Dates	Pente	R ²	Pente	R ²	
4 octobre	-0,2652	0,37	-0,4748	0,57	
11 octobre	-0,3392	0,62	-0,5199	0,72	
18 octobre	-0,3279	0,61	-0,5169	0,72	
29 octobre	-0,2456	0,33	-0,4536	0,56	
3 novembre	-0,2850	0,46	-0,5431	0,76	
4 novembre	-0,3050	0,55	-0,5426	0,72	
6 novembre	-0,2387	0,33	-0,4535	0,66	
12 novembre	-0,2907	0,54	-0,5299	0,76	
20 novembre	-0,2916	0,51	-0,5213	0,72	
29 novembre	-0,1754	0,24	-0,3871	0,53	

5.2.4 Application d'un gradient spectral pondéré comme critère de décision pour la cartographie du gel du sol.

La section précédente démontre la relation significative entre la baisse des températures de brillance en automne et l'augmentation de la superficie des lacs et réservoirs dans le pixel. Ce qui signifie que la présence des lacs et réservoirs à l'intérieur d'un pixel a pour effet de "contaminer" sa valeur radiométrique. Cette situation peut contribuer, dans une certaine mesure, à diminuer l'efficacité du gradient spectral utilisé par England (1990), Zuendorfer (1991) et Judge (1997). Puisque le nord du Québec comporte de nombreux lacs et réservoirs et que la majorité des pixels se trouvent contaminés par cette présence, on doit trouver une solution permettant de minimiser l'impact de la classe LR dans le pixel. Dans son étude portant sur l'élaboration d'une méthode permettant d'estimer EEN à partir d'images SSM/I dans le nord de Québec, DeSève (1999) a développé un algorithme permettant de remédier au problème d'hétérogénéité des pixels. L'approche consiste à ajouter un facteur de pondération dans l'utilisation d'un gradient spectral. Ce réajustement des données permet de tenir compte de la relation qui existe entre la variation des valeurs de Tb et l'augmentation du pourcentage de recouvrement des classes contaminant les pixels. En d'autres mots, cet algorithme (équation 30) permet de s'affranchir de l'effet perturbateur de la forêt et des lacs sur la radiométrie des pixels en hiver. Voici l'algorithme dont il est question.

$$GTVP = (Tb_{37GHzV} - a_i - b_i) - (Tb_{19GHzV} - a_i - b_i) + c$$
(30)

οù

GTVP = le gradient de température en polarisation verticale pondérée Tb = la température de brillance a_i = le facteur de pondération pour la classe LR pour la fréquence i b_i = le facteur de pondération pour la classe FF(forêt fermée) pour la fréquence i c = le facteur de pondération en fonction de la latitude

Les facteurs de pondération a_i et b_i ont été obtenus en multipliant la valeur des pentes (tirée de la droite de régression linéaire représentant les variations des Tb en fonction du pourcentage de superficie des classes LR et FF) au pourcentage de recouvrement de ces classes. Cette pente donne une indication du taux de variation des Tb lorsque le recouvrement d'une classe (LR ou FF) passe de 0% à 100%. La valeur obtenue représente un décalage entre la valeur d'un pixel contaminé et la valeur qu'aurait un même pixel s'il n'était pas contaminé par la présence de l'une ou l'autre des classes d'occupation du sol (FF ou LR dans ce cas ci).

$$a_i = m_{LR} * P_i \qquad (31)$$

$$b_i = m_{FF} * P_j \tag{32}$$

οù

m = la valeur des pentes (LR ou FF)

 P_i = le pourcentage de recouvrement de la classe (LR ou FF)

Quant au facteur de pondération pour la latitude (c), il s'agit essentiellement d'un facteur qui permet de corriger la variation de l'estimation de l'EEN par rapport aux sites de mesure selon la localisation géographique. Lors de ses travaux, DeSève a observé une diminution du gradient des températures en polarisation verticale (GTV) pour les sites situés plus au nord. Ces variations du GTV selon un axe nord-sud sont principalement dues aux conditions physiques de la neige (structure et température) qui seraient différentes entre les régions du nord et les régions plus au sud.

À partir de ces travaux, il est possible de réaliser une cartographie du gel du sol pour des régions de taïga en modifiant le gradient spectral utilisé par England (1990), Zuendorfer (1991) et Judge (1997) en se basant sur le GTVP développé par DeSève (1999). À cet effet, rappelons que le territoire à l'étude dans le cadre de ce projet est le même que celui étudié par DeSève (1999) pour le développement de son algorithme.

Les critères de décision deviennent donc les suivants:

1.
$$Tb_{37GHz_V} < 273 \text{ K} \rightarrow Tb_{37GHz_V} = Tb_{37GHz_V} * m_{LR}$$
 (33)
2. GTVP < 0 \rightarrow GTVP(K/GHz) = { ($Tb_{37GHz_V} - a_i$) - ($Tb_{19GHz_V} - a_i$)} / 18 (34)

οù

Tb_{37GHz_V} = la température de brillance à 37 GHz en polarisation verticale (Kelvin) Tb_{19GHz_V} = la température de brillance à 19 GHz en polarisation verticale (Kelvin) $a_{i=1}$ le facteur de pondération pour la classe LR pour la fréquence i ($m_{LR} * P_j$) m_{LR} = la valeur de la pente de la classe lacs et réservoirs (LR)

Parmi les modifications apportées au GTVP développé par DeSève, on retrouve d'abord la suppression du facteur de pondération pour la classe de la forêt fermée (*b_i*) et du facteur de pondération pour la latitude (*c*). En effet, ces facteurs sont inutiles dans l'utilisation d'un gradient spectral en automne. D'une part, parce que la classe de la forêt fermée ne vient pas modifier les valeurs de Tb en automne (figure 23). Ensuite, parce que la variation des Tb en fonction de la latitude selon la température et les conditions physiques de la neige ne s'applique pas.

Finalement, on remarque qu'une légère modification a aussi été effectuée au premier critère de décision (équation 33). En effet, puisque la présence des lacs et réservoirs a comme effet de diminuer les températures de brillance à 37 GHz_V, le même facteur de pondération doit être appliqué à ce premier critère.

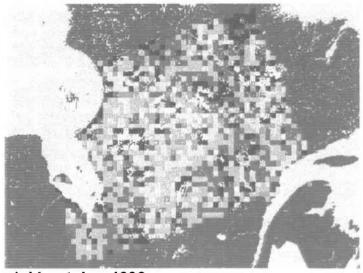
5.2.5 Cartographie du gel du sol avec l'utilisation de la méthode du gradient spectral pondéré (GTVP)

La figure 27 (a,b,c,d,e,f,g,h) présente les cartographies du gel du sol réalisées à partir des critères de décision développés dans la section 5.2.4. Cette cartographie peut être comparée à la figure 21a qui illustre les températures de l'air prises aux différents stations de mesure.

La légende accompagnant la cartographie du refroidissement du sol présente le résultat du gradient spectral pondéré. Un gradient spectral positif illustré par les teintes de rouge indique un sol non gelé. Quant aux teintes de bleu, elles présentent un gel du sol qui résultent d'un gradient spectral négatif et d'une température de brillance inférieure à 274K. Finalement, les secteurs en jaune représentent des régions où le gradient spectral est près de zéro.

Ainsi, les deux premières séquences de la figure 27 (a et b) présentent la cartographie du refroidissement du sol pour le mois d'octobre. Une première observation des figures 'a' et 'b' permet de remarquer un refroidissement du sol plus marqué pour les régions du nordest et plus prononcé pour le 11 octobre que pour le 26 octobre. En jetant un coup d'oeil aux températures de l'air pour cette période, on remarque effectivement que les températures sont nettement sous le point de congélation pour les régions de l'est et qu'une hausse des températures est observée pour l'ensemble des stations à la dernière semaine d'octobre. Ensuite, les figures 'c' et 'd', présentent le gel du sol de deux journées consécutives soit le 28 et le 29 octobre. Sur ces figures, les régions de l'est semblent plus touchées par le refroidissement du sol que les régions du centre et de l'ouest. À cet effet, la courbe de température de l'air indique pour cette période des températures légèrement plus chaudes pour l'ouest, le centre et le sud du Québec que pour l'est. L'altitude plus élevée des régions de l'est et le climat froid et sec qui y sévit sont des facteurs qui pourraient expliquer la baisse plus hâtive des températures du sol sur ces secteurs. Encore

			9



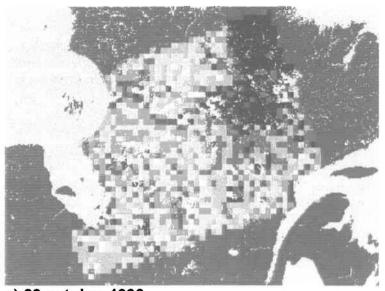
a) 11 octobre 1996





b) 26 octobre 1996

		A .	
	a.		



c) 28 octobre 1996





d) 29 octobre 1996



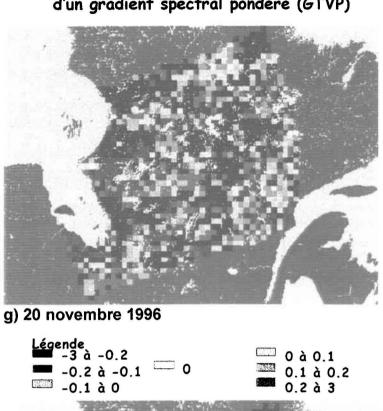
e) 4 novembre 1996





f) 12 novembre 1996

e.		



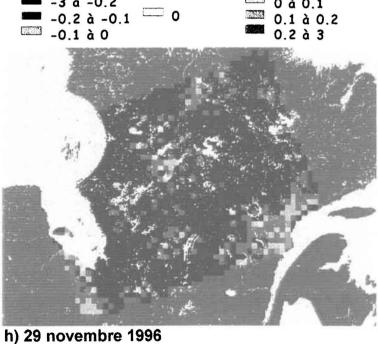


Figure 27 : Cartographie du refroidissement du sol réalisée à partir d'un gradient spectral pondéré (GTVP) pour l'automne 1996, a)11octobre, b)26octobre, c)28octobre, d)29octobre, e)4novembre, f)12novembre, g)20novembre et h)29novembre.

	80			

ici, les températures plus chaudes de la dernière semaine d'octobre se reflètent dans cette cartographie pour l'ensemble des régions de l'ouest, du centre et du sud.

Par la suite, les dernières cartes (figure 27, e,f,g et h) présentent le refroidissement du sol au mois de novembre. Au début et à la fin novembre, on observe des températures de l'air sous le point de congélation pour l'ensemble des secteurs. Cette baisse des températures de l'air qui est précurseur d'une baisse des températures du sol se reflète dans la cartographie pour les régions de l'ouest, de l'est et du sud du Québec. Cependant, malgré cette baisse des températures de l'air, la majorité des secteurs du centre du Québec affichent un sol non gelé. Finalement, les figures du 20 et 29 novembre indiquent un gel du sol pour l'ensemble du territoire. En date du 29 novembre, les températures de l'air varient entre -10 et -19 °C, ce qui laisse croire que les températures du sol sont sous le point de congélation pour l'ensemble du territoire.

L'ensemble des figures réalisées du début d'octobre à la fin de novembre à partir du gradient spectral pondéré démontre que cette méthode est efficace pour représenter le gel du sol d'une région parsemée de lacs et réservoirs. En effet, ces observations démontrent que les fluctuations des températures de l'air des différentes régions géographiques se reflètent dans cette cartographie tels qu'illustrés à la figure 27.

5.2.6 Comparaison des deux méthodes GTV et GTVP

Dans ce chapitre, deux méthodes ont été utilisées afin de cartographier le gel du sol à l'automne : la méthode du gradient spectral (GTV) et la méthode du gradient spectral pondéré (GTVP). Évidemment, il est difficile d'évaluer quantitativement la performance d'une méthode par rapport à l'autre. En effet, la résolution des images SSM/I est très faible et nous disposons de peu de données sur les températures de l'air et du sol. En

conséquence, l'utilisation de méthodes statistiques ou de toutes autres méthodes d'estimation de l'incertitude est impossible. Toutefois, il est possible de représenter spatialement l'écart entre les résultats issus des deux méthodes. Ainsi, en soustrayant pixel par pixel le gradient spectral pondéré (GTVP) au gradient spectral (GTV) obtenus pour une même image, on obtient les résultats suivants :

La figure 29 démontre que règle générale, le gradient spectral pondéré (GTVP) affiche des résultats plus faibles que le gradient spectral (GTV). Donc, les figures qui résultent du GTVP ont tendance à favoriser une représentation du gel du sol; ceci est tout à fait normal puisque le gradient spectral pondéré à pour effet d'augmenter les valeurs des températures de brillance lorsque les lacs et réservoirs sont présents dans le pixel. D'ailleurs, sur les figures représentant les écarts entre les deux méthodes, le gradient spectral (GTV) affiche des valeurs beaucoup plus élevées dans les régions des lacs et réservoirs et près des côtes. Ce qui laisse croire que l'utilisation du GTV a tendance à indiquer que le sol n'est pas gelé lorsque des lacs et des réservoirs se trouvent dans le pixel. Donc, la présence des lacs et réservoirs diminue les valeurs des Tb et cette diminution se fait surtout sentir à 19GHz (tableau 6). Notons également que les lacs et réservoirs devraient normalement geler plus tard en saison car ils ont une plus grande inertie thermique et ce, surtout si les vents et les courants brassent les eaux.

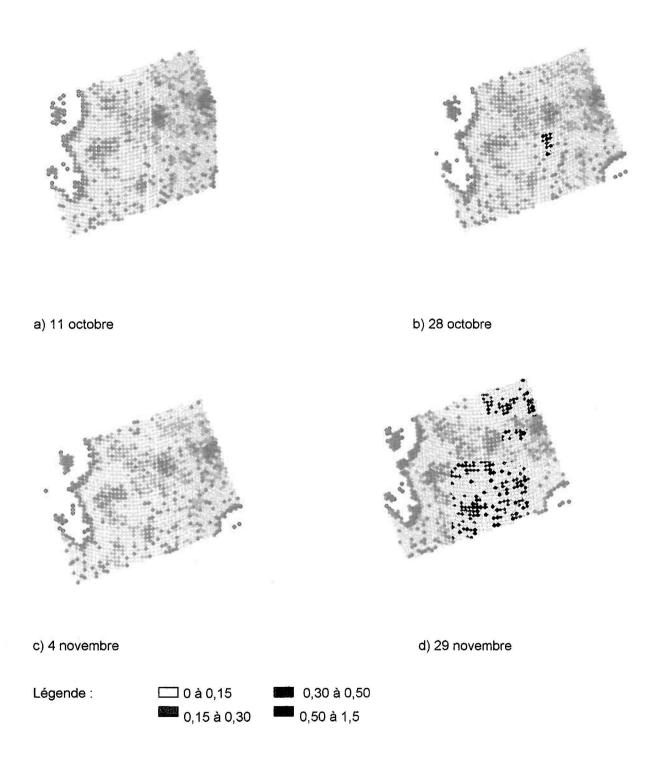


Figure 29 : Écart entre les valeurs du gradient spectral (GTV) et les valeurs du gradient spectral pondéré (GTVP) pour le a) 11 octobre, b) 28 octobre, c) 4 novembre et d) 29 novembre

		×	

Ensuite, les graphiques de la figure 25 présentant l'influence de l'augmentation du pourcentage de la classe des LR sur les Tb et la théorie des mélanges spectraux démontrent sans l'ombre d'un doute que la présence des lacs et réservoirs dans le pixel conduit à fausser les valeurs des Tb. Cette erreur est surtout présente à 19 GHz et c'est pourquoi on convient de l'importance de palier à ce problème. Ainsi, même si l'ensemble des températures de l'air que nous possédons ne nous permet pas de chiffrer l'erreur de classification issue de l'une ou l'autre des méthodes, la théorie et l'ensemble des observations permettent de croire que l'utilisation du GTVP fait en sorte d'améliorer la cartographie et ce, particulièrement aux endroits où les lacs et réservoirs sont présents. D'ailleurs, DeSève (1999) a chiffré une amélioration de la classification de l'EEN de 19% pour le même territoire.

Évidemment, une campagne de terrain intensive pour obtenir des données des températures du sol bien réparties sur l'ensemble de ce territoire permettrait de mieux comprendre l'influence de l'occupation du sol sur les données des températures de brillance et de sa répercussion sur l'utilisation du gradient spectral pondéré. Toutefois, on doit comprendre que ce territoire est très vaste et difficilement accessible et en conséquence, les coûts d'une telle campagne de terrain seraient très élevés.

6 UTILISATION CONJOINTE DES DONNÉES SSM/I ET DES DONNÉES RADARSAT

De plus en plus, la télédétection favorise l'utilisation de données multisources et la combinaison d'information provenant de différents types de capteurs. Ces approches offrent un potentiel intéressant puisqu'elles permettent d'améliorer l'interprétation des images satellites par l'utilisation des différentes parties du spectre électromagnétique aux différentes fréquences, angles d'incidence et pour toutes les échelles d'observation. Par exemple, des données ERS-1 et SSM/I ont été combinées pour améliorer la classification de la glace de mer en Arctique (Beaven, 1996). Dans cette étude, l'utilisation des données actives a permis d'améliorer la classification de la glace de mer en automne en ajustant l'algorithme qui avait été développé à partir des données SSM/I. Aussi, une étude sur la variation du couvert de neige a aussi cherché à tirer profit de l'information provenant des données actives et passives en corrélant cette fois-ci les observations du satellite ERS-1 et SSM/I (Jin et Zhang, 1999). Également, des méthodes ont été développées afin de permettre la fusion de données provenant de capteurs de résolutions spectrales différentes comme la méthode à ondelette et l'approche par multirésolution (Garguet-Duport et al. 1996; Wald, Mangolini et al. 1997). Malheureusement, pour notre étude, l'écart entre la résolution des données RADARSAT (30m) et des données SSM/I (69km x 43km à 19GHz) est trop imposante pour permettre l'utilisation de telles approches. Cependant, il est tout de même possible de tirer profit de l'information qui vient à la fois des données RADARSAT et SSM/I. En effet, il est intéressant de comparer, pour un même type de territoire, les variations de signal enregistrées dans les micro-ondes passives et actives afin de vérifier la concordance des résultats.

Le graphique de la figure 30 présente les variations des données actives et passives selon le type d'occupation du territoire.

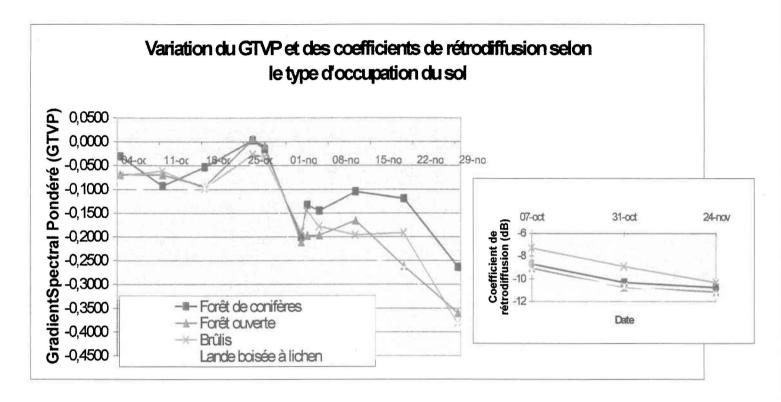


Figure 30 : Variation du GTVP et des coefficients de rétrodiffusion selon le type d'occupation du sol

La figure 30 démontre qu'il y a bel et bien une baisse de signal dans l'actif et dans le passif avec le refroidissement des températures du sol pour la période à l'étude. Une première baisse importante de signal est enregistrée vers le 1er novembre et une autre, à la fin du mois de novembre. Comme il a été démontré précédemment, cette baisse moyenne correspond à la baisse des températures de l'air et du sol enregistrée sur le territoire. En effet, les courbes des températures de l'air indiquent une première baisse des températures sous le point de congélation à la mi-octobre, puis une seconde baisse au début novembre pour finalement terminer avec une baisse drastique à la toute fin du mois de novembre (figure 21a). Ensuite, les figures 31 et 32 illustrant la cartographie de gel du sol tirée des images RADARSAT et SSM/I permettent de faire les observations suivantes.

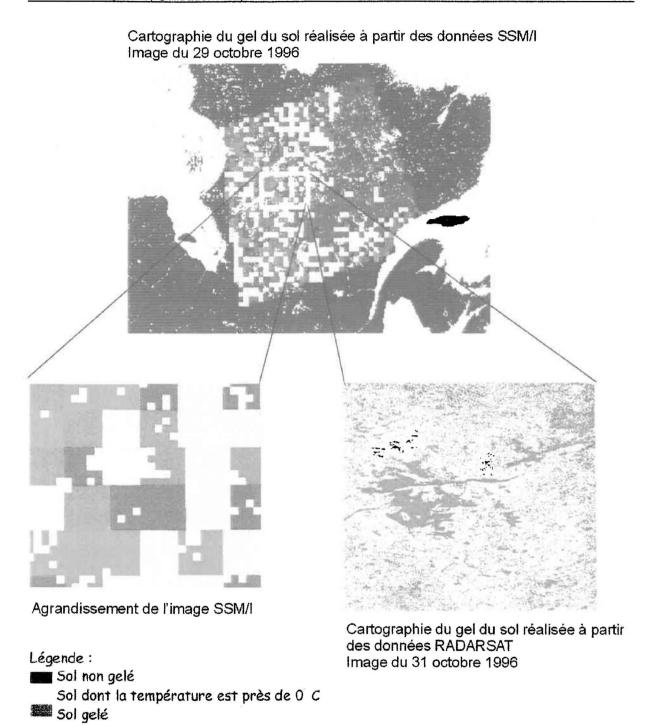


Figure 31 : Comparaison entre la cartographie du gel du sol pour les images SSM/I et RADARSAT entre le 29 et le 31 octobre 1996

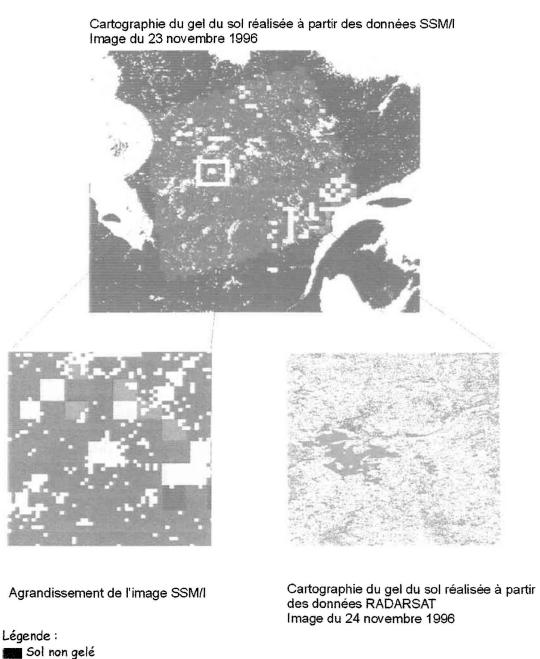


Figure 32 : Comparaison entre la cartographie du gel du sol pour les images SSM/I et RADARSAT entre le 23 novembre et le 24 novembre 1996

Sol dont la température est près de 0 🧷

Sol gelé

D'abord, l'image SSM/I du 29 octobre montre que la majeure partie du sol de la région du bassin de la rivière La Grande n'est pratiquement pas encore gelé à l'exception d'une petite partie du territoire. Maintenant, si on regarde du côté de l'image RADARSAT, les coefficients de rétrodiffusion indiquent une baisse de signal depuis le début octobre d'une moyenne de 1,5 dB. Même si cette baisse de signal est appréciable, elle n'est pas assez importante pour conclure au gel du sol de l'ensemble de ce territoire. En effet, rappelons que Rignot (1993) et Villasenor (1993) avait fixé que la baisse des coefficients de rétrodiffusion devait atteindre 3 dB pour conclure au gel du sol. Cependant, certains secteurs de l'image RADARSAT indiquent des baisses de signal de plus de 3 dB. Donc, tout indique que les images RADARSAT et SSM/I donnent le même aperçu de gel du sol sur le bassin de la Rivière La Grande.

Ensuite, l'étude des images SSM/I et RADARSAT du 23 novembre et 24 novembre respectivement montre cette fois-ci un gel du sol pour l'ensemble de ce territoire. En effet, l'image SSM/I du 23 novembre présente un gradient spectral négatif pour l'ensemble du territoire du bassin à l'étude et quant à l'image RADARSAT, celle-ci indique des baisses de plus de 3 dB pour près de la moitié du territoire. Ce qui signifie que pour cette période, la classification du gel du sol réalisée à partir des informations provenant des deux types de capteurs nous amène une information complémentaire. L'image SSM/I montrant un gel du sol pour l'ensemble du secteur ouest du Québec et l'image RADARSAT venant préciser ces résultats pour la région de bassin de la rivière La Grande.

L'ensemble de ces observations montrent que dans un cas comme dans l'autre, la méthode permettant de classifier le gel du sol semble efficace. Ainsi, on peut penser que bien que le gel du sol sur le bassin de la rivière La Grande ait commencé vers la fin d'octobre pour des secteurs isolés, le gel du sol pour l'ensemble de ce territoire n'est apparu que peu après le 24 novembre.

	10				
	K				
			is .		

7.1 Évaluation des résultats pour les images RADARSAT

Pour les images RADARSAT, il a été démontré qu'il est possible de faire le suivi du gel du sol à l'automne en effectuant simplement un rapport d'images. En effet, la baisse des coefficients de rétrodiffusion indique bel et bien un refroidissement du sol. Cependant, le peu de données de températures du sol disponibles ne permet pas d'établir clairement à quelle baisse des coefficients de rétrodiffusion correspond un gel du sol. À ce sujet, la littérature indique qu'une baisse des coefficients de 3 dB correspond à un gel du sol (Rignot et al.1993; Villasenor et al.1993). Malheureusement, il n'a pas été possible de vérifier cette affirmation dans le cadre de cette étude. En conséquence, il est difficile de déterminer la date exacte du gel du sol pour les différents secteurs de ce territoire pour l'année 1996. Cependant, tout indique que le gel de la majeure partie du territoire aurait lieu quelque part entre la mi-novembre et la fin de novembre.

Dans un deuxième temps, il a été démontré que l'occupation du territoire influençait le gel du sol à l'automne et que ces variations étaient visibles sur les données radar. Ainsi, les territoires couverts de forêts ouvertes et de forêts de conifères sont les premiers à montrer une baisse de signal due à la baisse de la teneur en eau des branches et des aiguilles des arbres (Bigras et al. Sous presse). Les sols couverts de lichens (landes) sont un peu plus lents à répondre à la baisse des températures de l'air. Le lichen possède une forte quantité d'eau et cette propriété hydrique a pour effet de ralentir la progression de l'onde de froid dans le sol. Finalement, la plus forte baisse du signal radar est perçue dans les secteurs de brûlis. Au début de l'automne, les brûlis possèdent une forte rétrodiffusion radar et une baisse du signal est observée dès le mois d'octobre et se poursuit jusqu' à la fin novembre. Cependant, les brûlis sont en fait des milieux complexes et l'humidité de ces sols semblent varier énormément à

l'automne. Il est donc difficile de déterminer avec précision à quel moment le gel survient au-dessus de ces secteurs.

Idéalement, des sondes de température installées dans chacun des types d'occupation du sol à différentes profondeurs pourraient aider à comprendre la progression de l'onde de froid dans le sol et les changements dans le signal rétrodiffusé. De cette façon, il serait possible de déterminer avec plus de précision le moment exact du gel du sol selon l'occupation du territoire et les conséquences sur la baisse du signal radar.

7.2 Évaluation des résultats pour les images SSM/I

Ce projet de recherche a aussi démontré qu'il était possible de faire le suivi du gel du sol à partir d'images SSM/I sur le territoire couvrant la partie nord du Québec. En effet, les variations des températures de l'air observées au cours de l'automne sur le territoire d'étude étaient visibles sur les figures représentant le refroidissement du sol. L'utilisation d'un gradient spectral est donc approprié pour des études sur le gel du sol et la théorie selon laquelle une baisse des températures du sol a pour effet de diminuer d'avantage les températures de brillance à 37 GHz est confirmée.

Cette étude a également démontré l'influence de l'occupation du sol sur le signal microondes. Les températures de brillance sont en effet très sensibles à la variation du
pourcentage des lacs et réservoirs présents dans le pixel à 19,3 GHz et 37 GHz et
l'utilisation d'un gradient spectral pondéré permet de s'affranchir de l'effet perturbateur
de cette classe d'occupation du sol. Cependant, il est difficile d'évaluer
quantitativement l'amélioration apportée à la cartographie réalisée à partir du gradient
spectral pondéré (GTVP) comparativement à celle réalisée à partir du gradient spectral
(GTV). En effet, le peu de données terrain disponibles et surtout, la faible résolution
des pixels par rapport à ce que représente l'emplacement d'une station météorologique
sur l'image rendent cette évaluation difficilement réalisable. Toutefois, dans le cas des
travaux de DeSève, il a été prouvé que l'utilisation d'un gradient spectral pondéré pour

s'affranchir de l'effet perturbateur de certaines classes d'occupation du sol pour l'estimation de l'EEN a apporté une amélioration de la cartographie de près de 19 %.

De plus, les résultats de la cartographie du gel du sol réalisée à partir des données SSM/I ont été comparé aux températures de l'air. Or, bien que les températures de l'air donnent une idée générale de la baisse des températures du sol, il aurait été préférable d'utiliser ces dernières. Malheureusement, ces données de terrain n'étaient pas disponibles et la simulation des températures du sol s'est avérée inefficace. Pour estimer les températures du sol à partir des températures de l'air, des études beaucoup plus approfondies seraient nécessaires et la cueillette de données des paramètres physiques sur le terrain serait indispensable.

7.3 Les limites de la méthode dans les micro-ondes actives et passives

Dans le cas du radar, la méthode présentée dans cette étude a l'avantage d'être simple et permet de faire le suivi du gel du sol sans se soucier de l'effet de la topographie du territoire et de son occupation sur le signal radar. Cependant, on doit garder à l'esprit que cette méthode n'est possible que lorsque les images disponibles présentent une même orbite et qu'en conséquence, la prise d'image se fait exactement au même endroit, à la même heure et selon le même angle d'incidence. Quoi qu'il en soit, l'utilisation du radar comporte certains désavantages. Par exemple, la présence de neige humide sur le territoire ou la tombée de précipitations importantes avant la prise d'images par le satellite influencent la rétrodiffusion du signal radar. Les résultats issus du rapport d'images seront donc faussés par ces conditions météorologiques perturbatrices. Il est également important de rappeler que les images RADARSAT Standard ne sont acquises qu'au 24 jours et qu'en conséquence, il est difficile de faire un suivi du gel saisonnier du sol à l'automne uniquement à partir de ces données.

surtout perçue lorsque les lacs et réservoirs sont présents dans le pixel. La méthode proposée qui consiste à appliquer un gradient spectral pondéré à l'avantage de minimiser l'impact de la présence des lacs et réservoirs qui, rappelons-le, a pour effet de diminuer la valeur des températures de brillance enregistrée au capteur. Cependant, cette démarche comporte aussi certains désavantages. En effet, la superposition de l'image AVHRR de NOAA aux images SSM/I suppose que ces deux types d'image se superposent parfaitement. Or, il est difficile de superposer parfaitement des images provenant de deux capteurs différents et ce, même si elles ont au préalable été géoréférencées dans le même système de référence. De plus, l'erreur de positionnement des données SSM/I est d'environ 7 km. La démarche méthodologique permettant de cartographier le gel du sol à partir d'un gradient spectral pondéré repose en grande partie sur la précision de cette superposition d'images et ce facteur est gage de réussite. D'ailleurs, dans son étude sur l'EEN à partir de données SSM/I, DeSève (1999) estimait à 36,22 % l'erreur maximale sur l'estimation des superficies par chaque classe d'occupation du sol sous l'ellipse.

Finalement, dans un cas comme dans l'autre, cette étude a permis de mettre en évidence l'influence de l'occupation du territoire sur le signal micro-ondes. Toutefois, bien que les images radar aient permis de mettre en évidence certaines distinctions, il en demeure difficile, dans le cas des brûlis, d'en identifier la cause. On sait que les secteurs de brûlis sont omniprésents dans le territoire à l'étude et il est primordial de bien comprendre leur influence sur le signal radar et leur comportement suite aux baisses des températures de l'air en automne. L'installation de sondes thermiques à différentes profondeurs dans ces secteurs permettrait de remédier à ce problème. En ce qui concerne les images SSM/I, leur basse résolution fait en sorte qu'il est difficile de distinguer les brûlis et les sols nus présents sur le territoire. Le graphique présentant l'influence de l'occupation du territoire sur les températures de brillance semble tout de même indiquer que ces classes d'occupation ont un effet sur le signal. Dans une étude semblable où le territoire présenterait un fort pourcentage de sols nus et de brûlis, des

facteurs de pondération pour ces deux classes devraient être ajoutés au gradient spectral pondéré afin de s'ajuster aux conditions du milieu.

8 CONCLUSION

D'abord, mentionnons que les trois premiers objectifs de cette étude ont été atteints. En effet, dans un premier temps, il a été démontré qu'il est possible de cartographier le gel du sol à partir des données RADARSAT. La méthode utilisée dans le cadre de ce projet est celle développé par Rignot et VanZyl (1993) et Villasenor (1993) à partir des données issues du satellite ERS-1. Ainsi, la baisse des températures du sol fait diminuer la valeur de la constante diélectrique de ces sols, ce qui conduit à une diminution de la rétrodiffusion du signal radar. La cartographie réalisée est issue d'un rapport d'images entre une image prise au début de l'automne et deux autres acquises plus tard en saison. La baisse des coefficients observée en automne coïncide avec la baisse générale des températures du sol. Il demeure toutefois difficile de déterminer exactement à quelle baisse des coefficients de rétrodiffusion correspond un gel du sol. Rignot et Villasenor, pour leur part, estimaient qu'une baisse de signal de 3 dB correspondait à un gel du sol.

Dans le cadre d'une étude éventuelle, il serait intéressant d'évaluer la possibilité des images ScanSar du satellite RADARSAT. En effet, les images ScanSar ont une résolution au sol de 100m et couvrent donc un territoire plus grand que les images Standard (Martin *et al.*1999).

En ce qui a trait au deuxième objectif, cette étude a aussi démontré qu'un suivi du gel saisonnier du sol pouvait être effectué à grande échelle sur le territoire du nord du Québec. À cet égard, des études avaient déjà démontré la capacité des images SSM/I et SMMR à cartographier le gel du sol (Wegmüller, 1990; Zuendorfer et al. 1990; England 1992 et Judge et al. 1997). Dans tous les cas, la méthode utilisée consiste à appliquer un gradient spectral entre les fréquences à 37 GHz et 19,3 GHz. Un gel du sol se traduit par un gradient spectral négatif puisque le gel a pour effet d'augmenter la profondeur d'émissivité. À 37 GHz, la longueur d'onde est de la taille des diffuseurs et on observe davantage de diffusion de volume à l'intérieur du sol, ce qui se traduit par une faible émissivité à cette fréquence.

154

La grande majorité des études effectuées sur le sujet n'abordaient pas, ou très peu, la question de l'influence de l'occupation du territoire sur le signal micro-ondes. En fait, la majorité des études réalisées sur la cartographie du gel du sol à partir des hyperfréquences ont été effectuées sur des territoires relativement homogènes où la végétation était, à toute fin pratique, absente. Or, dans notre cas, le territoire à l'étude comportait une couverture du territoire variée et c'est pourquoi, il importait de prendre ce facteur en considération. Dans le cas des images radar, même si le rapport d'images permettait de s'affranchir de l'influence de la végétation présente sur le territoire, cette étude à tout de même permis de constater qu'une variation du signal était perceptible selon le type d'occupation du territoire. En fait, la baisse du signal observé résulte de l'effet combiné de la baisse des températures du sol et de la végétation. Les images radar ont donc démontré que les forêts de conifères, les forêts ouvertes et les landes étaient les premières à subir le refroidissement des températures. Quant aux sols nus, ils se comportent tout à fait différemment et semblent geler beaucoup plus tard à l'automne. En ce qui concerne les brûlis, leur influence sur le signal radar reste à vérifier. Toutefois, signalons qu'une étude réalisée en 1994 (Rignot et Way) indique que les brûlis que l'on trouve dans la région de Tanana en Alaska semblent geler tardivement à l'automne.

Du côté des micro-ondes passives, cette étude démontre également que l'occupation du territoire a une influence sur le signal. D'ailleurs, DeSève (1999) avait fait les mêmes observations dans une étude réalisée sur le couvert nival. Dans ce cas ci, puisque la présence des lacs et réservoirs à l'intérieur d'un pixel avait comme conséquence de diminuer considérablement la valeur radiométrique du pixel, on se devait d'utiliser une méthode qui permettait de palier à ce problème et ainsi, améliorer la précision de la cartographie. La méthode utilisée dans le cadre de cette étude est la même qui avait été utilisée avec succès par DeSève (1999). Toutefois, le gradient spectral utilisé a quelque peu été modifié pour tenir compte des conditions particulières à l'automne. En effet, si les forêts de conifères influencent les températures de brillance en hiver, il en est

autrement à l'automne puisque leurs signatures se confondent avec celles des forêts ouvertes et des landes boisées à lichens.

Finalement, le dernier objectif de l'étude consistait à comparer les résultats issus des deux types de capteurs et à proposer une approche d'utilisation conjointe des images RADARSAT et SSM/I. D'abord, la comparaison de la cartographie réalisée pour une même date à partir des deux types de capteurs donne une cartographie équivalente pour un même territoire. Ce qui signifie que les approches utilisées sont valables dans les deux cas. Ensuite, la mise en parallèle de ces informations a permis d'estimer la date du gel du sol sur le bassin de la rivière La Grande et celle-ci a été estimée quelque part entre le 24 et 30 novembre. En effet, les images SSM/I offrent une cartographie du territoire à petite échelle et permettent donc de donner un aperçu général du gel du sol à l'automne et ce, de façon presque journalière. D'autre part, l'utilisation d'images radar à haute résolution permet d'obtenir une information plus détaillée mais par contre, la fréquence de prise d'images est beaucoup plus faible. Ainsi, la mise en parallèle de ces deux types de données permet à la fois la réalisation d'une cartographie détaillée tout en offrant la possibilité d'estimer la date du gel du sol pour le bassin de la rivière La Grande.

En conclusion, les méthodes utilisées dans le cadre de cette étude sont rapides et efficaces pour la réalisation d'une cartographie du gel du sol. Pour des terrains éloignés où les mesures de terrain sont difficiles et coûteuses, l'utilisation de ces méthodes permet de remédier à ces problèmes. Ainsi, cette étude démontre dans un premier temps qu'il est possible de faire un suivi à long terme des changements climatiques et de leurs effets sur le gel du sol dans les territoires plus au nord à partir d'images satellites et finalement, elle permet d'améliorer la compréhension de la physique liée au gel du sol et de leurs effets sur le signal micro-ondes.

9 BIBLIOGRAPHIE

Banton, O., M. Larocque, S. Surateau et J.P Villeneuve (1993). Évaluation des pertes de composés azotés dans les eaux souterraines lors de l'épandage des fumiers et lisiers développement d'un outil d'évaluation, Rapport final : Synthèse des activités de développement du logiciel Agriflux, Rapport de recherche N° 380b, Institut National de la Recherche Scientifique, INRS-Eau, 89p.

Bernier, M. (1991). Évaluation des données d'un radar à antenne synthétique (RAS) en bande C et X pour la surveillance du couvert de neige. Thèse de Doctorat présentée à l'Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique, INRS-eau, 198p.

Bernier, M., J-P. Fortin, Y. Gauthier, R. Turcotte et A. Royer (1999). *Suivi du couvert nival à l'aide de données RADARSAT*, Rapport de recherche no. R523f soumis à Hydro-Québec, INRS-EAU, 56p.

Bernier, M., Y. Gauthier et J.P. Dedieu (1996). *Interprétation d'une image radar du satellite ERS-1 prise en période de fonte au Québec : Illustration du phénomène de diffusion dans les hyperfréquences*, Photo Interprétation, images aériennes et spatiales, Ed. Eska, vol.34(1).

Bigras, F.J., Ryyppö, A., Lindstrom, A., Stattin, E. (2000). *Cold acclimatation and deacclimatation of shoots and roots of conifers*. In Conifer cold hardiness. Edited by F.J Bigras and S.J. Colombo. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, (sous presse).

Boisvert, J.B., Y. Crevier, T.J. Pultz (1996). Estimation régionale de l'humidité du sol par télédétection, Canadien Journal of Soil Science, vol.76, pp. 325-334.

Boisvert, J.B., T.J. Pultz, et R.J Brown (1995). *Potential of Synthetic Aperture Radar for Large-Scale Soil Moisture Monitoring : A Review,* Canadian Journal of Remote Sensing, Vol.22(1) pp. 2-13.

Bonn, F et G. Rochon (1993). *Précis de télédétection : Principes et Méthodes*, Vol.1, Ste-Foy, Presses de l'université du Québec/AUPELF, 485p.

Bouchard, C. (1990). Simulation du régime thermique de sols pergélisolés : Essai du modèle « Tone », Ste-Foy, Université Laval, Département de géographie, thèse de maîtrise, 137p.

Brown, R.J.E. (1969). *Influence of Vegetation on Permafrost*, National Research Council of Canada, Ottawa, publication No.1287, pp.20-24

Cellier, P. (1984). Une méthode simple de prévision des températures de l'air et de la surface du sol en conditions de gelées radiatives, Journal d'Agronomie, Vol.4 (8), pp. 741-747.

Cellier, P. et B. Itier (1984). Un modèle de prévision de la température minimale noctume sous abri et à la surface du sol en conditions de gelées radiatives, Journal Rech. Atmos., Vol.18(1).

De Sève, D. (1999). Développement d'un algorithme pour cartographier l'équivalent en eau de la neige au dol (EEN) dans un environnement de taïga à partir des données de micro-ondes passives du capteur SSM/I, Thèse de Doctorat présentée à l'Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique INRS-Eau, 96p.

De Sève, D., M. Bernier, J.P Fortin, A. Walker (sous presse). *Estimation de l'équivalent en eau de la neige au sol dans un milieu de Taïga à l'aide des données SSM/I*, Télédétection, *Gorden and Breach science publishers*, accepté pour publication en janvier 2000, vol.2.

Desfossés, P., J.M.M Dubois, et F. Bonn (1985). Les micro-ondes en télédétection, Bulletin de recherche N°15, Département de géographie, Université de Sherbrooke, 113p.

Dobson, M.C. et F.T Ulaby (1986). *Active microwave soil moisture research*. IEEE Trans.Goesci. Rem. Sensing. Ge-24, pp. 23-36.

Dubois, P.C., J. Van Zyl et T. Engman (1995). *Measuring Soil Moisture with Imaging Radars*. IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing. Vol. 33(4), pp. 915-926.

England, A.W. (1990). Radiobrightness of Diumally Heated, Freezing Soil. IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing. Vol. 28(4), pp. 464-476.

England, A.W., J.F Galantowicz et B.W Zuendorfer (1991). A volume scattering explanation for the negative spectral gradient of frozen soil, in Proc. IGARSS, Espoo, Finlande, Juin 3-6, pp.1175-1177.

Engman, E.T. et N. Chauhan (1995). Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing, Remote Sensing Environment. Vol.51, pp. 189-198.

Environnement Canada, Meteorological Service of Canada, CRYSYS, CRYSYS Educational Outreach, http://www1.tor.ec.gc.ca/CRYSYS/cry_edu/cry-edu.html (page consultée en septembre 1999)

Filion, L. et S. Payette (1978). Observations sur les caractéristiques physiques du couvert de neige et sur le régime thermique du sol à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, Géographie physique et quaternaire, vol.32(1),pp 71-79.

Geng, H., H.J Gwyn, B. Brisco, J. Boisvert et T.J Brown (1996). *Mapping of soil moisture from C-band radar images*, Canadien Journal of Remote Sensing. Vol. 22(1), pp.117-125.

Goodison, B.E., R.D Brown et R.G Crane (1999). *EOS Science Plan.* NASA/Goddard Space Flight Center, chapitre 6, pp. 261-307.

Guarget-Duport, B., J. Girel, J.M Chassery et G. Pautou (1996). The use of multiresolution analysis and wavelets transform for merging SPOT Panchromatic and multispectral image data, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Vol.62(9), pp.1057-1066.

Hallikaïnen M.T., F.T Ulaby et M.C Dobson (1985). *Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil-Part I: Empirical Models and Experimental Observations, IEEE Trans.* Geos. Rem. Sensing. Vol. 23(1), pp.25-34.

Hillel, D. (1991). Fundamentals of soil physics, Departement of plant and soil sciences, University of Massachussetts, Academic Press, U.S, 413p.

Hinse, M. (1999). Bulletin d'information quadrimestriel: RADARSAT-2, Numérimage, Ministère des Ressources Naturelles, Service des applications géospatiales, Vol 8(2), novembre 1999, p.2.

Jin, Ya-Qiu et N. Zhang (1999). Correlation of the ERS and SSM/I observations over Snowpack and Numerical Simulation, International Journal of Remote Sensing, vol.20, (15), pp. 3009-3018.

Judge, J., J.F Galantowicz, A.W England et P. Dahl (1997). Freeze/Thaw Classification for Prairie Soils Using SSM/I Radibrightnesses. IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing. Vol 35(4), pp. 827-831.

Jury, W.A., W.R Gardner et W.H Gardner (1980). *Soil physics*, fifth Edition, published by John Wiley and Sons, Inc, U.S, 328p.

Le Toan, T., M. Pausader, G. Flouzat et A. Fluhr (1981). Soil moisture content and microwave backscatter in the 1.5-9 GHz region. Invited paper, Int. Geoscience Remote Sensing Symp. Washington, D-C., juin 1981

Liou et A. England (1998). A land-surface process/radiobrightness model with coupled heat and moisture transport for freezing soils. IEEE Transactions on Goescience and Remote Sensing, 35 (2), pp.669-677

Magagi, R.D, H.K Yann, J.C Meunier (2000). Results of combining L- and C-band passive microwave airborne data over the Sahelian area. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol 38(4), pp1997-2008

Musy, A. et M. Soutter (1991). *Physique du sol*, Collection gérer l'environnement, Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 335p.

Peake, W.S et T.L Oliver (1971). *The response of terrestrial surfaces at microwaves frequencies,* Columbus Ohio, Ohio State Oniversity, Electroscience Laboratory, 2440-7, Technical Report, AFAL-TR-70-301.

Ressources Naturelles Canada, Centre Canadien de Télédétection, *Satellites et capteurs*, http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/tekrd/satsens/satsensf.html (page consultée en mars 1999).

Rignot, E. et J.B Way (1994). *Monitoring Freeze-Thaw Cycles along North-South Alaskan Transects Using ERS-1 SAR.* Remote Sensing Environ. Vol. 49, pp. 131-137.

Rignot, E. et J. Van Zyl (1993). *Change Detection Techniques for ERS-1 SAR Data.* IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing. Vol.31(4), pp. 896-906.

Saatchi, S. et U. Wegmüller (1992). *Modeling and Measurement of Microwave Emission and Backscattering from Bare Soil Surfaces,* in Proc IGARSS 1992, pp.1190-1192.

Schmugge, T. J. (1983). Remote sensing of soil moisture: Recent advances, IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, vol.21(3), pp.336-344.

Schmugge, T.L., P.E O'Neill et J.R Wang (1986). *Passive microwave soil moisture research*, IEEE Trans. on Geos. and Remote Sensing, Vol.Ge-24, No.1, pp.12-22.

Sutherland, R.A. (1980). *A short-range objective nocturnal temperature forecasting model*, Journal Appl. Meteorol., Vol.19, pp.247-255.

Touzi, R., Ressources Naturelles Canada, Centre Canadien de Télédétection, *Un filtre Gamma pour résuire le chatoiement dans les images radar,* http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/comvnts/rsic/2303/2303ap1f.html(page conslutée en septembre 1999).

Ulaby F.T., R.K Moore et A.K Fung (1986). *Microwave Remote Sensing Active and Passive: From theory to applications,* Vol. III, Dedham, MA, Artech House, Inc. 1097p.

Ulaby F.T., R.K Moore et A.K Fung (1982). *Microwave Remote Sensing: Active and Passive: Fundamentals and Radiometry,* Vol. II, Dedham, MA, Artech House Inc., 600p.

Ulaby, F.T., R.K Moore et A.K Fung (1981). *Microwave Remote Sensing: Active and Passive: Fundamentals and Radiometry*, Vol.1, Dedham, MA, Artech House, Inc.

Villasenor, J.F., D.R Fatland, L.D Hinzman (1993). *Change Detection on Alaska's North Slope Using Repeat-Pass ERS-1 SAR Images*. IEEE Tans. Geos. Rem. Sensing. Vol. 31(1), pp. 227-236.

Villeneuve, J.P., C. Blanchette, M. Duchemin, J.F Gagnon, A. Mailhot, A.N. Rousseau, M. Roux, J.F Tremblay, R. Turcotte (1998). *Rapport final du projet GIBSI: Gestion de l'eau des bassins versants à l'aide d'un système informatisé*, Rapport de recherche No. R462, Institut National de la Recherche Scientifique, INRS-Eau.

Wald, L., T. Ranchin et M. Mangolini (1997). Fusion of satellite images of different spatial resolutions: Assessing the quality of resulting images, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Vol.63(6), pp.691-699.

Way, J.B., R. Zimmermann, E. Rignot, K. McDonald, R. Oren (1997). Winter ans Spring Thaw as Observed with Imaging Radar at BOREAS. Journal of Geophysical Research. Vol. 102, no.D24, pp. 673-684.

Wegmüller, U. (1990). The Effect of Freezing and Thawing on the Microwave Signatures of Bare Soil. Remote Sensing Environ. Vol 33, pp.123-135.

Zuendorfer, B. et A.W England (1992). Radiobrightness Decision Criteria for Freeze/Thaw Boundaries, IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing, Vol. 30(1), pp. 89-102.

Zuendorfer B., A.W England, M.C Dobson et F.T Ulaby (1990). *Mapping freeze/thaw boundaries with SMMR data,* Agriculture and Forest Meteorology, Vol. 52, pp. 199-225.

Zuendorfer, B., A.W. England et G.H Wakefield (1989). *The radiobrightness of freezing terrain*, in Proc. IGARSS, Vancouver, B-C., Canada, Juillet 10-14, pp. 2748-2750.