

Université du Québec  
INRS-Eau

**DÉVELOPPEMENT D'UN ALGORITHME POUR CARTOGRAPHIER  
L'ÉQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE AU SOL (EEN) DANS UN  
ENVIRONNEMENT DE TAÏGA À PARTIR DES DONNÉES DE MICRO-ONDES  
PASSIVES DU CAPTEUR SSM/I**

par  
Danielle De Sève  
Maîtrise en Géographie (M.Sc)

Thèse présentée  
pour l'obtention  
d'un grade de Philosophiae doctorat (Ph.D.)  
en Sciences de l'eau

Jury

Président du jury et examinateur externe

Dr. Kalifa Goïta  
Université de Moncton  
Campus d'Edmundston  
École des sciences forestières

Examineur externe

Dr. Claude Duguay  
Université Laval  
Département de Géographie  
Centre d'étude Nordique

Examineur interne

Dr. Gérard. H. Jones  
Université du Québec  
INRS-Eau

Co-directeur

Dr. Jean-Pierre Fortin  
Université du Québec  
INRS-Eau

Directeur de recherche

Dr. Monique Bernier  
Université du Québec  
INRS-Eau

Thèse soutenue le 24 septembre 1999

© droits réservés de Danielle De Sève



# TABLE DES MATIÈRES

<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	v
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	vi
<b>DÉDICACE</b> .....	vii
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	viii
<b>RÉSUMÉ</b> .....	ix
<b>PARTIE I</b> .....	1
<b>1 INTRODUCTION</b> .....	1
1.1 Problématique .....	1
1.2 Objectifs de la recherche .....	12
1.3 Présentation de la thèse .....	14
<b>2 CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES</b> .....	17
2.1 L'émission des micro-ondes .....	17
2.2 La conservation de l'énergie .....	19
2.3 Les températures de brillance .....	20
2.4 Les paramètres influençant la radiométrie du couvert nival .....	23
2.4.1 La constante diélectrique complexe du couvert nival .....	23
2.4.2 La diffusion de surface .....	27
2.4.3 Le coefficient d'extinction .....	31
2.4.4 La fréquence et l'angle d'incidence .....	34
<b>3 DESCRIPTION DU SECTEUR D'ÉTUDE ET DES DONNÉES</b> .....	37
3.1 Le site expérimental .....	37
3.2 Description des données de télédétection .....	41
3.3 Description des données de terrain .....	41
3.3.1 Caractérisation du couvert nival .....	43
<b>4 PRÉTRAITEMENT DES DONNÉES</b> .....	49
4.1 Extraction et pré-traitement de l'information .....	49
4.1.1 Projection des données SSM/I .....	49
4.1.2 Interpolation des données SSM/I .....	49
4.1.3 Estimation de l'EEN aux stations météorologiques .....	50
4.1.4 Intégration des données dans un SIG .....	53

<b>5</b>	<b>ANALYSE TEMPORELLE</b>	55
5.1	Présentation du protocole d'analyse	55
5.1.1	Variation des Tb à 19 GHz V	56
5.1.2	Variations des Tb à 37 GHz	56
5.1.3	comparaison des Tb à 37 GHz du site d'étude aux valeurs de Tb simulées issues de la littérature	65
<b>6</b>	<b>ÉVALUATION DE L'IMPACT DES CLASSES D'OCCUPATION DU SOL SUR LA VARIABILITÉ DES TB DE LA NEIGE</b>	69
6.1	Variations mensuelles des Tb de la neige en fonction des classes d'occupation du sol	69
6.2	Évaluation sous-pixel de la radiométrie des Tb de la neige en fonction des différentes classes d'occupation du sol	72
<b>7</b>	<b>ÉLABORATION D'UN ALGORITHME POUR ESTIMER L'EEN</b>	83
7.1	Élaboration du protocole	83
7.1.1	Création des facteurs de pondération $a_i$ et $b_i$	84
7.1.2	Création des facteurs de pondération $c$	85
7.2	Évaluation des Tb corrigées à 37 et 19 GHzV	89
7.3	Comparaison du GTV et du GTVP pour des pixels homogènes et des pixels mixtes	91
<b>8</b>	<b>DISCUSSION</b>	95
8.1	Estimation de l'EEN et l'erreur type des estimés	95
8.2	Limite de la méthode des micro-ondes passives	99
8.3	Application d'un prototype pour estimer l'EEN à partir de la méthode du GTVP	103
8.4	Comparaison entre les algorithmes du GTV et du GTVP pour estimer l'EEN dans différents types d'environnements au Canada	107
<b>9</b>	<b>CONCLUSION</b>	111
	<b>RÉFÉRENCES</b>	115
	<b>PARTIE II</b>	122

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Évaluation des coefficients de réflexion de Fresnel ( $\Gamma$ ) en puissance pour un capteur à 37 GHz en polarisation verticale (V) et horizontale (H) . . . . .	30
Tableau 2. Caractéristiques de la neige aux lignes de neige . . . . .	45
Tableau 3. Statistiques concernant l'atténuation du signal à 37 GHz (V) pour deux secteurs de la zone d'étude . . . . .	62
Tableau 4. Classification de l'image NOAA/AVHRR du Québec . . . . .	74
Tableau 5a. Inférences statistiques sur la régression linéaire entre la classe LR et les Tb . . . . .	81
Tableau 5b. Inférences statistiques sur la régression linéaire entre la classe FF et les Tb . . . . .	81
Tableau 6. Inférences statistiques sur la régression linéaire entre le GTV pour des pixels homogènes et les coordonnées Y et X des sites de mesure de la neige . . . . .	88
Tableau 7. Estimation de l'EEN et l'erreur type des estimés (ETE) pour les hivers 1996-1997 et 1997-1998 . . . . .	96
Tableau 8. Estimation de l'EEN et l'erreur type des estimés (ETE) pour les hivers 1993-1994, 1994-1995 et 1995-1996 . . . . .	98
Tableau 9. Évaluation des erreurs de pondération liées au décalage de positionnement de l'image NOAA/AVHRR par rapport aux images SSM/I . . . . .	101
Tableau 10. Inférences statistiques sur la régression linéaire entre les EEN et le GTVP <sub>4</sub> . . . . .	103

## LISTE DES FIGURES

Figure 1. Les températures de brillance apparentes .....	21
Figure 2. Relation entre la partie réelle de la constante diélectrique de la neige $\epsilon'_n$ et la densité de la neige $\rho_n$ .....	25
Figure 3. Diffusion de surface .....	28
Figure 4. Le coefficient d'extinction $K_e$ , d'absorption $K_a$ et de diffusion $K_s$ .....	33
Figure 5. Variations des $T_b$ selon l'angle d'incidence et la fréquence .....	35
Figure 6. Localisation du site d'étude .....	39
Figure 7. Caractéristiques de la neige pour les hivers 1993-1993 à 1997-1998 ....	47
Figure 8. Relation entre les accumulations d'EEN mesurées au sol et celles estimées aux stations météorologiques corrigées en fonction du vent et non-corrigées en fonction du vent (octobre 1993 à mars 1998) .....	52
Figure 9. Variations des $T_b$ à 37 et 19 GHz en fonction de l'EEN (1996-1997 à 1997-1998) .....	57
Figure 10. Variations de l'émissivité à 35 GHz en fonction de l'EEN selon les travaux de Mätzler (a) et l'indice développé par Hallikainen et Jolma (b) .....	59
Figure 11. Variations de l'émissivité en fonction des fréquences et de la taille des grains .....	60
Figure 12. Variations de la température du sol et de la neige .....	64
Figure 13. Comparaison des $T_b$ simulées à 37 GHz issues de la littérature et des données expérimentales du site d'étude .....	67
Figure 14. Variations des $T_b$ moyennes mensuelles à 37 GHz pour différentes classes d'occupation du sol .....	70
Figure 15. Estimation des pourcentages de chacune des trois classes d'occupation du sol retenues pour chaque pixel SSM/I. ....	75
Figure 16. Variations des $T_b$ à 37 et 19 GHz en relation avec le pourcentage de superficie des classes LR et FF dans le pixel par rapport à la classe FO .....	77
Figure 17. Variations du GTV pour des pixels homogènes selon des axes nord-sud et est-ouest pour différentes classes d'EEN (mm) .....	87
Figure 18. Variations des $T_b$ à 37 et 19 GHz en fonction de l'EEN pour des pixels mixtes et pour des pixels mixtes pondérés .....	90
Figure 19. Variations du GTV et du GTVP en fonction de l'EEN pour des pixels homogènes et mixtes .....	92
Figure 20. Décalage du pixel SSM/I .....	100
Figure 21. Organigramme de la méthodologie proposée .....	104
Figure 22. Comparaison des algorithmes d'estimation de l'EEN pour différents types d'environnements au Canada .....	108

## DÉDICACES

À mon ami Eric qui depuis plusieurs années déjà, partage ma vie, mes passions et mes rêves .

À ma mère que j'aime profondément et qui m'a toujours encouragée à poursuivre mes rêves.  
Merci pour la confiance que tu as en moi et en tous tes autres enfants.

À mes soeurs Diane, Nathalie qui sont les meilleures amies que l'on pourrait espérer avoir.

À mon bon ami Sylvain.

## REMERCIEMENTS

Ce projet a pu être réalisé grâce à la collaboration de nombreuses personnes. J'aimerais d'abord exprimer ma profonde gratitude à ma directrice de recherche, Madame Monique Bernier pour son enthousiasme et la confiance qu'elle a mis en moi, mais également pour sa patience, sa disponibilité et ses précieux conseils.

J'aimerais également remercier mon co-directeur Jean-Pierre Fortin pour son dévouement et ses précieux conseils qui ont éveillé en moi un esprit scientifique plus critique.

Je ne pourrais passer sous silence la contribution de monsieur Yves Gauthier qui a toujours accepter de réviser avec compétence mes articles en anglais et m'a également apporté de l'aide en traitement d'images. Je tiens aussi à souligner les conversations stimulantes qui ont également contribuer à analyser mon travail sous un angle différent.

Je veux aussi souligner l'aide non formelle de nombreux collègues qui ont répondu avec intérêts à mes nombreuses questions tant aux niveau informatiques que scientifiques soit: Richard Turcotte professionnel de recherche en Hydrologie, Alain Royer technicien en informatique, Mario Haché assistant de recherche en Hydrologie statistique et finalement Marie Emmanuelle Quentin étudiante au doctorat.

Je remercie aussi l'INRS, la Fondation FCAR, le Programme CRYSYS, le Ministère des Affaires Indiennes et du Nord pour l'apport financier qui a permis la réalisation de cette thèse. Un merci tout spécial à madame Anne Walker et Barry Goodison d'Environnement Canada qui ont toujours manifesté un intérêt pour mes recherches et m'ont apporté à certaines occasions leur expertise scientifique. Merci aussi à Raymond Gauthier d'Hydro-Québec pour son aide sur le terrain, sa bonne humeur et ses encouragements toujours appréciés.

Ma profonde gratitude va également à Éric mon ami pour son écoute, sa patience et sa compréhension. Je le remercie également pour ses conseils importants lors de la révision de mes travaux et son assistance lors de mes travaux de terrain à Shefferville en mars 1998.

En terminant, j'aimerais sincèrement remercier ma famille qui m'a toujours apporté un soutien moral et parfois financier afin que je puisse réaliser cette thèse. Leurs encouragements constants, m'ont permis de ne jamais me décourager lors des moments plus difficiles et de toujours garder confiance en moi.

## RESUMÉ

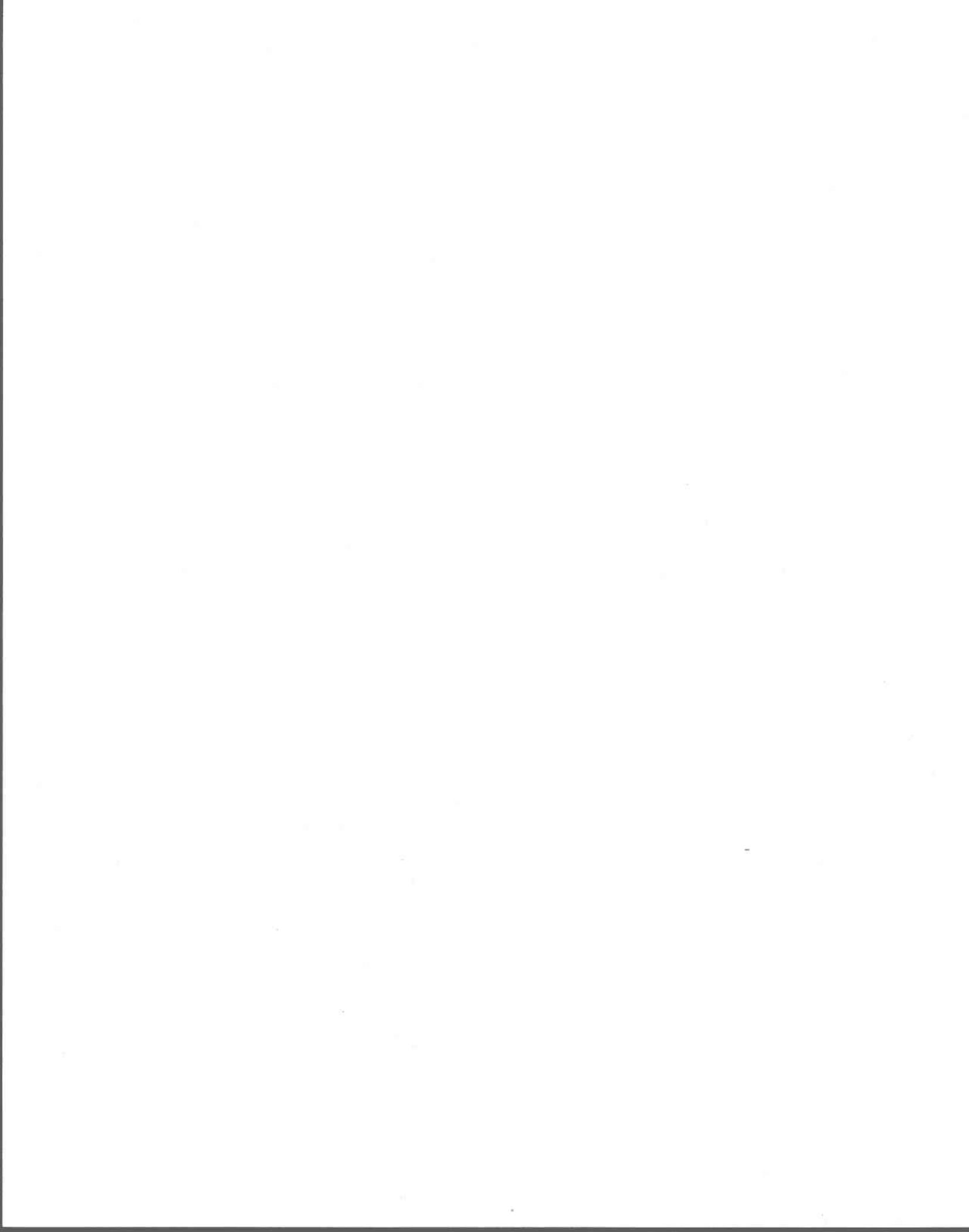
Depuis septembre 1995, l'Institut national de la recherche scientifique à Québec (l'INRS-Eau) s'est associé avec le Service de l'Environnement Atmosphérique (SEA) d'Environnement Canada dans le cadre du programme CRYSYS afin d'évaluer la variation spatio-temporelle des Tb de la neige pour un environnement de taïga (Nord du Québec). Le but de cette recherche consiste premièrement, à effectuer une analyse spatio-temporelle des données SSM/I, afin de mieux comprendre les variations saisonnières des températures de brillance de la neige au sol, deuxièmement, évaluer l'impact de l'occupation du sol sur la variabilité du signal micro-onde de la neige et finalement, développer un algorithme en micro-ondes passives qui soit adapté à l'environnement de taïga pour estimer l'EEN.

Les résultats de l'analyse temporelle pour les données SSM/I des hivers 1996-1997 et 1997-1998 montrent une diminution des Tb à 37 GHz avec l'augmentation des valeurs d'EEN et une inversion de la relation lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm. La diminution des valeurs de Tb est directement liée à l'augmentation de la diffusion de volume dans le stock de neige et par le fait même à l'augmentation de l'EEN, alors que l'inversion de la relation est causée par le fait que la profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques est inférieure à l'épaisseur du couvert nival. À 19 GHz, on remarque que les Tb sont peu corrélées avec les valeurs d'EEN. En fait, la fluctuation des Tb est plutôt associée à la variation des températures de l'air.

L'évaluation de l'impact de l'occupation du sol sur la variabilité des données SSM/I a permis de mettre en évidence l'influence des zones forestières et des lacs gelés sur la variation du signal de la neige. En fait, à l'aide d'une analyse sous-pixel, nous avons démontré que l'augmentation du pourcentage de forêts ou de lacs dans un pixel SSM/I, contribuait à augmenter la valeur radiométrique du pixel. Ce qui a comme conséquence de créer une certaine confusion lorsque l'on tente d'estimer l'équivalent en eau de neige (EEN) au sol.

Afin de minimiser l'impact de l'occupation du sol sur la contamination des pixels SSM/I, nous proposons une méthode de gradient de température en polarisation verticale pondérée (GTVP). Les facteurs de pondération ( $a_i$  et  $b_i$ ) sont construits en tenant compte de la relation entre l'augmentation de la valeur des Tb de la neige à 37 GHz et celle du pourcentage de forêts fermées (FF) et de lacs et réservoirs (LR) dans le pixel. Un troisième facteur de pondération (facteur  $c$ ) permet de minimiser l'impact lié aux conditions physiques de la neige. La méthode proposée permet d'améliorer la précision des estimés de 19 % comparativement à une méthode classique de gradient spectral (GTV) pour estimer l'EEN.

PARTIE I



# 1 INTRODUCTION

---

## 1.1 Problématique

La présence du couvert nival dans l'hémisphère nord influence considérablement le système climatique à l'échelle de l'Amérique du Nord. En effet, la présence de neige au sol modifie le bilan énergétique de la terre puisqu'elle réfléchit environ 80% des rayons solaires. Une diminution des accumulations nivales en hiver peut donc avoir comme conséquence de modifier le bilan énergétique terrestre et par le fait même augmenter le transfert de chaleur vers l'atmosphère. Il en résulterait éventuellement une hausse des températures (Peixoto et Oort, 1992). Ainsi, tout changement lié à la distribution du couvert nival a un impact important sur le climat et par ricochet sur le cycle hydrologique des régions continentales et nordiques. Pour être en mesure d'analyser tous ces changements, il est préalablement nécessaire d'estimer la distribution et la quantité de la neige au sol, d'année en année. Les mesures de la neige au sol sont en général réalisées par carottage. Toutefois, à cause de l'inaccessibilité de plusieurs zones des hautes latitudes et de la superficie de ces secteurs, le travail de terrain devient difficile et onéreux. Dans cette optique, la télédétection micro-onde offre une alternative intéressante, permettant une fréquence suffisante de prise de données et une vision synoptique du territoire. Mentionnons par ailleurs, que les micro-ondes sont relativement indépendantes des contraintes atmosphériques et de l'éclairement solaire.

Pour la caractérisation du couvert nival, l'utilisation des micro-ondes passives est particulièrement intéressante. En effet, elle offre la possibilité d'effectuer le suivi du couvert nival sec et humide et permet aussi de déterminer l'épaisseur et l'équivalent en eau de la neige au sol (EEN). Le potentiel réel des micro-ondes passives réside dans le fait que les radiations micro-ondes de la neige sèche sont très sensibles aux variations du stock de neige, particulièrement pour les fréquences supérieures à 15 GHz. L'intensité des radiations micro-ondes de la neige tend donc à diminuer au fur et à mesure que le couvert de neige épaissit ou encore que l'EEN augmente (Hallikainen, 1984). La diminution de l'intensité des radiations est directement reliée à la redistribution de l'énergie causée par la diffusion de volume de

la neige (Ulaby *et al.*, 1986). C'est donc en exploitant ce phénomène, que plusieurs algorithmes ont été développés afin de mesurer l'étendue, l'épaisseur et l'équivalent en eau du couvert nival. Rappelons que les capteurs passifs enregistrent leurs données en température de brillance ( $T_b$ ) dans le domaine des micro-ondes.

Le premier satellite d'observation de la Terre pour les micro-ondes passives fut expérimenté par les Soviétiques à la fin de l'année 1968 et au début de l'année 1970 avec les satellites Cosmos-243 et 384 (Künzi *et al.*, 1982). Au cours de la période qui couvre les années 1970 à 1980, plusieurs études effectuées à partir des satellites Nimbus (Nimbus-5, 6 et 7) ont démontré le potentiel des micro-ondes passives pour l'étude de la distribution du couvert nival. Les premières cartes de la distribution du couvert nival furent réalisées pour l'ensemble de l'hémisphère nord à l'aide des données provenant des capteurs NEMS (Nimbus-E Microwave Spectrometer) et ESMR (Electrically Scanned Microwave Spectrometer) de Nimbus 5 (Künzi et Staelin, 1975). L'algorithme utilisé par Künzi et Staelin (1975) consistait à élaborer un gradient de température (GT) en utilisant les fréquences 22.2 et 31.4 GHz et à établir une règle de décision qui détermine la présence ou l'absence de neige au sol.

$$GT = \frac{Tb_{31.4GHZ H} - Tb_{22.2GHZ H}}{9.2} \quad (1)$$

où

GT  $\geq$  -0.4 absence de neige;

GT  $\leq$  -0.4 présence de neige.

Au début des années quatre-vingt, des investigations ont été réalisées afin d'évaluer le potentiel du capteur SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) de NIMBUS-7 pour le suivi du couvert nival, mais également pour la caractérisation de la neige (Künzi *et al.*, 1982 et Rott et Künzi 1983). Ces derniers ont constaté qu'il existait aussi une relation

étroite entre le GT, lequel utilisait cette fois-ci les fréquences à 18 GHz et 37 GHz et l'EEN et/ou l'épaisseur de la neige (SD). Le gradient GT est déterminé par l'équation suivante:

$$GT = \frac{Tb_{37GHZ} - Tb_{18GHZ}}{19} \quad (2)$$

On peut alors estimer l'épaisseur SD ou l'équivalent en eau de la neige EEN, par:

$$SD = \frac{GT - 0.085}{0.036} \quad (3)$$

$$EEN = 0.27 * SD \quad (4)$$

Les analyses réalisées pour les secteurs de la Finlande, du Canada (secteurs des prairies) et du sud de la Russie (secteurs de la steppe) ont permis d'obtenir respectivement des coefficients de corrélation de 0.56, 0.71 et 0.66. Les faibles valeurs obtenues pour la Finlande sont en partie causées par la diversité de l'occupation du sol qui n'est pas présente dans les deux autres secteurs d'étude. En effet, la présence de la forêt tend à masquer le signal de la neige et à minimiser l'efficacité des algorithmes. De plus, des différences radiométriques notables ont été remarquées pour une même épaisseur de neige et/ou de l'EEN. Ces différences ont notamment été attribuées aux caractéristiques de la neige qui varient au fil de l'hiver et d'un secteur à l'autre. On pense notamment à la densité du couvert nival, ou encore à la teneur en eau liquide dans la neige qui augmente l'absorption du signal, donc l'émissivité et par conséquent les Tb de la neige (Rott *et al.*, 1986). La variation de la taille des cristaux est aussi un facteur à considérer, puisque la diffusion de volume augmente aussi en fonction de la taille des cristaux (Mätzler, 1994).

La variation des phénomènes météorologiques entraîne également des modifications importantes de la structure. Par exemple, les phénomènes de gel et de dégel périodiques provoquent la formation de croûtes de regel qui contribuent à modifier la radiométrie du couvert nival (Hallikainen et Jolma, 1986).

Chang et ses collaborateurs (1990) ont également développé une expertise pour le suivi de l'épaisseur et de l'EEN pour des milieux homogènes (prairies). Les algorithmes développés par cette équipe de recherche sont basés sur des calculs du transfert radiatif utilisant la théorie de Mie avec une dimension de grain de 0.3 mm et une densité uniforme de 0.3 g/cm<sup>3</sup>. Les épaisseurs (SD) et les valeurs d'EEN sont déterminées à partir des équations qui suivent:

$$SD = 1.5 * (Tb_{19GHz} - Tb_{37GHz}) \quad (5)$$

$$EEN = 4.8 * (Tb_{19GHz} - Tb_{37GHz}) \quad (6)$$

Comme Rott et Künzi (1983), Chang et ses associés ont aussi remarqué des différences importantes dans l'estimation des épaisseurs et l'EEN dans plusieurs portions de la zone d'étude. Ces différences sont attribuables à la dimension des cristaux de neige utilisée lors de l'élaboration de l'algorithme (Chang, *et al.*, 1990). Ainsi, dans les secteurs où la dimension des grains était plus petite que celle utilisée dans le modèle, on remarquait une surestimation des épaisseurs de EEN, alors que dans le cas contraire, les valeurs étaient toujours sous-estimées.

Parallèlement, Hallikainen et ses collaborateurs ont développé une expertise sur l'utilisation des données SMMR et SSM/I pour la détermination de l'EEN, pour plusieurs secteurs de la Finlande (Hallikainen, 1984; Hallikainen et Jolma, 1986, 1992). Étant donné la variété de l'occupation du sol, Hallikainen et ses collaborateurs ont élaboré un algorithme qui tient

compte de ce paramètre à l'intérieur de chaque pixel. L'algorithme consiste à déterminer un indice de température ( $\Delta T_b$ ) en effectuant la différence entre les températures de brillance pour les fréquences 19 GHz et 37 GHz (ou encore à 18 et 37 GHz selon le capteur utilisé) pour une scène prise en hiver et une autre prise à l'automne. Cette opération permet de discriminer l'effet perturbateur de l'occupation du sol. Un algorithme pour le nord et le sud de la Finlande a donc été élaboré. L'indice de température ( $\Delta T_b$ ) est estimé à partir de l'équation suivante:

$$\Delta T_b = (Tb_{18GHZ} - Tb_{37GHZ})_{automne} - (Tb_{18GHZ} - Tb_{37GHZ})_{hiver} \quad (7)$$

Les valeurs d'EEN sont par la suite déterminées pour le sud et le nord de la Finlande à partir des relations linéaires qui suivent:

$$EEN = 10.1 (\Delta T_b) - 98.0 \quad \rightarrow \quad \text{Sud de la Finlande} \quad (8)$$

$$EEN = 8.7 (\Delta T_b) - 108.7 \quad \rightarrow \quad \text{Nord de la Finlande} \quad (9)$$

Les résultats des expérimentations ont permis de mettre en lumière deux points importants. Premièrement, il y a des différences notables entre le comportement des radiations micro-ondes de la neige entre le sud et le nord de la Finlande et deuxièmement, le coefficient de corrélation entre l'indice de température ( $\Delta T_b$ ) et les valeurs d'EEN est beaucoup plus faible lorsque les EEN sont supérieurs à 100 mm. En fait, le coefficient de corrélation passe d'une valeur moyenne de 0.77 lorsque l'EEN est inférieur à 100 mm à une valeur de 0.10 lorsque les EEN sont supérieurs à 100 mm (Hallikainen et Jolma, 1992). Les différences entre le nord et le sud sont principalement causées par la variation de la structure du couvert nival, mais également par la présence d'un couvert forestier qui est plus dense au sud et qui masque en

partie le signal de la neige. En ce qui concerne le deuxième point, les auteurs indiquent que la structure du couvert nival est principalement responsable de la diminution du coefficient de corrélation lorsque les EEN sont supérieurs à 100 mm, sans toutefois en préciser réellement l'impact. Deux chercheurs suisses ont aussi remarqué une saturation du signal micro-onde lorsque les valeurs d'EEN augmentaient (Mätzler *et al.*, 1982; Schanda *et al.*, 1984 et Mätzler, 1994). Ces derniers ont attribué ces différences du comportement du signal micro-onde à la diminution de la profondeur de pénétration par rapport à l'épaisseur du couvert nival.

L'impact du couvert forestier est sans contredit l'effet le plus marquant sur la variabilité des  $T_b$  de la neige puisque les arbres sont de bons émetteurs micro-ondes. En fait, les  $T_b$  des arbres se rapprochent de leur température physique et masquent ainsi le signal de la neige (Kurvonen et Hallikainen, 1997), faisant en sorte que les algorithmes pour estimer l'épaisseur ou l'EEN deviennent rapidement inefficaces. L'importance de cet impact dépend principalement de la densité du couvert végétal (Bernier, 1987). Une étude menée en Finlande par Jääkeläinen et Hallikainen (1991) montre une augmentation des  $T_b$  de 36 °K entre les milieux forestiers fermés et ouverts.

À cause de la densité de la couverture forestière que l'on retrouve à plusieurs endroits au États-Unis, une équipe américaine (Hall *et al.*, 1982) a élaboré un algorithme qui minimise l'effet perturbateur du couvert forestier pour estimer l'épaisseur du couvert nival. Celui-ci consiste à soustraire la température de brillance effective de la forêt ( $T_{b_F}$ ) de celle de la neige ( $T_b$ ), le résultat est une  $T_b$  résiduelle ( $T_{b_r}$ ) qui peut être mise en relation avec les données d'épaisseur de la neige. La température de la forêt est préalablement déterminée en multipliant l'émissivité de la forêt par la température de l'air. L'émissivité de la forêt est estimée à 0.9 en admettant qu'elle soit stable tout au long de l'hiver. L'épaisseur du couvert nival est évaluée en réalisant une régression linéaire entre les épaisseurs du couvert nival et

la valeur du  $Tb_R$ . Un coefficient de corrélation de 0.8 a été calculé pour les endroits où la couverture forestière était connue. Le  $Tb_R$  se calcule de la façon suivante:

$$Tb_R = Tb - (f * Tb_f) \quad (10)$$

où  $f$  est le pourcentage de couverture forestière dans un pixel.

L'approche développée par Hall et ses collaborateurs utilise une différence de  $Tb$  entre les valeurs à 18 et 37 GHz ( $\Delta Tb = Tb_{18\text{ GHzV}} - Tb_{37\text{ GHzV}}$ ) à la place simplement de la valeur de  $Tb$  à 37 GHz. L'utilisation de la différence entre ces deux fréquences est avantageuse parce qu'elle permet notamment de minimiser l'impact de la variation de la température de l'air et du sol. De plus, les équations ont été adaptées au contexte régional des zones d'étude afin de permettre une meilleure estimation des épaisseurs de la neige. En effet, les équations ont été développées à partir des calculs du transfert radiatif en utilisant la théorie de Mie pour différentes grosseurs de grain, lesquels sont en accord avec les observations de terrain des secteurs analysés (Foster *et al.*, 1997). Les épaisseurs du couvert nival (SD) pour l'Amérique du Nord et L'Eurasie sont calculées par:

$$SD = 1.59 \frac{(\Delta Tb)}{1 - f} \quad \text{Amérique du Nord} \quad (11)$$

$$SD = 0.78 \frac{(\Delta Tb)}{1 - f} \quad \text{Les terres intérieures de l'Eurasie} \quad (12)$$

où,  $f$  est le pourcentage de couverture forestière dans un pixel. Les valeurs 1.59 et 0.78 sont des constantes qui ont été évaluées en fonction d'une grosseur de grain de 0.4 mm et 0.3 mm.

Comparativement à une méthode classique (éq. 5), cette approche a ainsi permis de réduire la variabilité des estimés de 15 % pour le secteur de l'Eurasie, pour la période entre le mois de janvier et le mois de mars. En ce qui concerne les estimés effectués pour l'Amérique du Nord, pour la même période, l'amélioration des estimés est de 39 %. Précisons cependant, que cette méthode est beaucoup moins efficace lorsqu'il y a peu de neige au sol.

Enfin, le Service de l'Environnement Atmosphérique (SEA) a développé depuis le début des années 1980 une expertise sur l'utilisation des micro-ondes passives pour l'évaluation de l'EEN secteur sud des provinces des prairies canadiennes (les provinces de l'Alberta, la Saskatchewan, et le Manitoba). Le secteur des prairies se caractérise par un environnement plat herbeux et sans arbre (Walker *et al.*, 1995). Depuis l'hiver 1988-89, le centre produit des cartes d'EEN pour les prairies canadiennes sur une base hebdomadaire, à l'aide des données SSM/I. L'algorithme utilisé par le SEA est inspiré en partie de l'équation 2 présentée antérieurement (Künzi et Rott, 1983). Toutefois, celui-ci consiste à calculer un gradient de température de brillance en polarisation verticale (GTV) à partir des fréquences à 37 GHz et 19 GHz du capteur SSM/I. Le GTV est estimé à partir de l'équation qui suit (Goodison et Walker, 1994):

$$GTV = \frac{Tb_{37GHZ V} - Tb_{19GHZ V}}{18} \quad (13)$$

Les valeurs d'EEN sont quant à elles, déterminées par l'équation suivante:

$$EEN = a_1 + a_2 * (GTV) \quad (14)$$

où  $a_1$  et  $a_2$  sont des coefficients déterminés à partir d'une régression linéaire entre les EEN et le GTV.

Des comparaisons effectuées entre le GTV et les données de terrain ont démontré une corrélation significative de 0.89 pour les secteurs de neige sèche (Goodison et Walker, 1994). Par contre, d'autres études réalisées en forêt boréale montrent des relations beaucoup moins significatives puisque le couvert forestier modifie le signal de la neige, faisant en sorte que les EEN sont largement sous-estimés (Walker et Goodison., 1995). Dans cette optique, l'équipe du SEA a travaillé à développer des algorithmes adaptés à d'autres types d'environnements dans le cadre du projet BOREAS (Boreas Ecosystem Atmosphere Study) (Goïta *et al.*, 1997). Plus spécifiquement, le SEA a élaboré une approche pour le secteur forestier des prairies canadiennes. En fait, plusieurs relations empiriques ont été calculées entre des données de micro-ondes passives aéroportées et les mesures de la neige au sol pour différents types d'environnements forestiers: la forêt de feuillus (D), la forêt de conifères (C), et la forêt éparse (S). Ces relations ont par la suite été utilisées pour effectuer une estimation des valeurs d'EEN à l'aide des données SSM/I de type Ease-Grid. Le pourcentage d'occupation du sol pour chaque pixel de la grille ( $F_i$ ) est utilisé comme facteur de pondération. Précisons que pour la zone du milieu ouvert ( $F_o$ ) l'équation des prairies a été utilisée.

$$EEN = (F_D EEN_D) + (F_C EEN_C) + (F_S EEN_S) + (F_o EEN_o) \quad (15)$$

Cette approche représente une première ébauche canadienne pour l'estimation de l'EEN en milieu boréal. Dans l'ensemble, les estimations sont plus réalistes que lorsque l'on utilise les équations des prairies (éq.13 et 14), toutefois, des différences inter-annuelles importantes ont été remarquées. Par exemple, pour l'hiver 1994 la nouvelle approche développée (éq. 15) surestime les valeurs d'EEN, alors que pour l'hiver 1995 les estimés sont en accord avec les données de terrain (Goïta *et al.*, 1997). Bien que le facteur de l'occupation du sol ait été considéré, il semble qu'un autre paramètre influence la variation des Tb. La température est probablement le facteur responsable des différences notées entre 1994 et 1995. En effet, pour

l'hiver 1994, les températures de l'air étaient très froides (inférieures à -30 C) comparativement à celles de l'hiver 1995. Cela a sans doute contribué à la formation d'une structure dans le couvert nival différente pour chaque année (Goïta *et al.*, 1997). Nous savons que des températures de l'air très froides sont favorables à la mise en place d'un gradient de température important dans le stock de neige et par le fait même, avantage la formation d'un givre de fond. L'impact de la dimension des cristaux de neige est très important pour les fréquences supérieures à 15 GHz puisque la diffusion de volume augmente en fonction de l'augmentation du couvert nival mais également en fonction de la dimension des cristaux. Par exemple, un changement dans le diamètre des grains de 0.6 à 1 mm peut provoquer un changement des températures de brillance de 50 °K (Armstrong *et al.*, 1993).

Finalement, une étude réalisée par Gan (1996) pour le secteur de la rivière McMaster dans l'extrême nord canadien a montré que même pour un environnement très nordique où la densité de végétation est faible, il est aussi difficile d'évaluer l'EEN à l'aide des données SSMR ou SSM/I et des algorithmes passifs déjà existants (éq.6, 7 et 13). En fait, la résolution spatiale grossière des données SSMR et SSM/I fait en sorte que le signal micro-onde est contaminé par la présence de la glace de lacs et de la glace de mer. Comme la glace est un bon émetteur micro-onde, le signal de la neige est donc contaminé par celui de la glace. Dans cette optique, Gan a développé une approche qui considère le pourcentage de glace de lac ou de mer ( $f_{glace}$ ) dans le pixel, de même que le pourcentage de toundra ( $f_{toundra}$ ).

$$EEN = (a_1 (f_{toundra}) (Tb_{18GHz} - Tb_{37GHz})) + (a_2 (f_{glace}) (T_{air} + 273^{\circ}K)) \quad (16)$$

où  $a_1$ , et  $a_2$  sont des coefficients d'étalonnage.

Les résultats obtenus ont permis d'obtenir des estimés d'EEN plus représentatifs des standards d'enneigement à dix postes d'observation (Gan, 1996).

Dans les travaux de Gan (1996), les  $T_b$  de la glace sont essentiellement reliées à la température physique de la glace (qu'il associe à la température de l'air); toutefois, dans la réalité, la situation est beaucoup plus complexe. Plusieurs travaux réalisés sur la glace marine de première année montrent que l'émissivité de ce type de glace est très élevée  $\sim 0.92$  (Barber *et al.*, 1998), mais aussi très variable d'une année à l'autre et d'un secteur à l'autre. Ces différences sont principalement associées à la structure de la glace (Leconte et Klassen, 1991; Barber *et al.*, 1998), à la température de l'air et de la glace (Comiso, 1983), à la salinité de la glace (Mätzler, 1987; Mätzler et Wegmüller, 1987) et à la présence d'un couvert de neige à la surface de la glace (Hall *et al.*, 1981, Barber *et al.*, 1998). La présence de neige à la surface de la glace peut diminuer considérablement l'intensité des radiations micro-ondes vers le capteur tel que démontré par Hall *et al.* (1982).

D'autres travaux, réalisés dans le nord canadien sur la neige de lac (Barber *et al.*, 1998), montrent que l'impact de la diffusion de volume n'est pas toujours aussi évident, et que les  $T_b$  de la neige de lac à 37 GHz peuvent demeurer passablement élevées. La présence de neige à la surface des lacs doit théoriquement diminuer l'intensité des radiations de la glace, toutefois la dynamique particulière de la neige à la surface des lacs fait en sorte que cela n'est pas toujours le cas. En effet, les accumulations de neige à la surface des lacs (profonds) au cours de l'hiver enfoncent la glace dans l'eau faisant en sorte que le niveau hydrostatique devient positif par endroit. Il en résulte donc que l'interface neige/glace se retrouve sous l'eau provoquant la formation de "slush" et par la suite de glace blanche (Côté, 1998). Ainsi, la présence d'eau mélangée à la neige provoque une augmentation considérable du coefficient d'absorption ( $K_a$ ) de la neige, augmentant ainsi la valeur des  $T_b$  de la neige à la surface des lacs. La salinité ou encore l'acidité de la glace augmente les pertes diélectriques de la glace, faisant en sorte que les  $T_b$  augmentent aussi.

Comme nous venons de le constater, le suivi et la caractérisation du couvert nival sont des opérations très délicates, car plusieurs facteurs influencent la radiométrie des données micro-

ondes de la neige. En fait, trois paramètres importants influencent la valeur radiométrique de la neige, à savoir: la structure du couvert nival, plus particulièrement la grosseur moyenne des grains, la variabilité des classes de l'occupation du sol et finalement, la quantité d'eau liquide dans la neige. La structure du couvert nival est très changeante d'un endroit à l'autre, aussi l'élaboration d'algorithmes régionaux semble le seul moyen efficace pour minimiser l'impact de la structure du couvert nival sur la variabilité de la radiométrie de la neige. La forêt dense et la glace de lac (ou de mer) représentent les deux classes d'occupation du sol ayant le plus d'influences sur le signal reçu au capteur. L'impact de la glace sur la radiométrie des données satellites en micro-ondes passives est cependant plus difficile à comprendre et à modéliser, puisque ce type d'environnement est constamment en évolution. Dans le cas du couvert forestier, la situation est différente puisque cet environnement est beaucoup plus stable au cours de l'hiver.

Finalement, la présence d'eau liquide dans le stock de neige modifie considérablement le signal micro-onde de la neige, puisque le coefficient d'absorption ( $K_a$ ) devient dominant. Dans ces conditions, la cartographie de l'EEN n'est plus possible.

## 1.2 Objectifs de la recherche

Depuis 1990, le Canada a mis sur pied dans le cadre du programme EOS (Earth Observing System) de la NASA un projet multidisciplinaire d'étude sur les changements de la cryosphère nommé CRYSYS (CRYospheric SYStem to monitor global change in Canada). Les principaux objectifs de ce programme consistent à: mieux comprendre les variations de la cryosphère à l'échelle régionale, développer des modèles afin de comprendre le rôle de la cryosphère dans le système climatique, puis finalement, maintenir les opérations et les recherches sur la cryosphère, afin d'aider à la validation des modèles (Environnement Canada, 1996). Précisons que le suivi de la neige par télédétection représente une des activités importantes du programme CRYSYS.

Dans la lignée des études réalisées par le SEA, et à cause de la difficulté évidente d'évaluer l'EEN à l'aide des micro-ondes passives dans des milieux hétérogènes (*i.e.* où il y a plusieurs classes d'occupation du sol), le SEA et l'INRS-Eau se sont associés dans le cadre du programme CRYSYS afin de déterminer l'EEN à l'aide des données SSM/I pour un milieu de taïga.

Deux points importants ont motivé cette recherche. Premièrement, la zone d'étude analysée n'est pas homogène au niveau végétal, par ailleurs, elle est aussi parsemée de lacs et de réservoirs hydroélectriques de dimension considérable. Ce paramètre est important, puisque l'occupation du sol peut affecter considérablement le signal de la neige. Deuxièmement, la structure du couvert nival est très différente des standards analysés dans les prairies canadiennes et dans le secteur forestier des prairies canadiennes. En fait, les quantités de neige au sol sont beaucoup plus importantes dans la taïga québécoise comparativement aux accumulations enregistrées pour les provinces des prairies canadiennes, tant pour les secteurs des prairies que pour le secteur forestier. Les différences sont également remarquables au niveau des densités, particulièrement en ce qui concerne les couches de surfaces qui sont formées de croûtes de vent dans la région des prairies. Ces distinctions peuvent donc avoir un impact sur la radiométrie de la neige, faisant en sorte que les algorithmes développées par le SEA ne sont pas directement applicables pour la cartographie de l'EEN pour notre zone d'étude.

Dans cette optique, nous concentrerons donc nos efforts afin d'élaborer une stratégie permettant d'estimer l'EEN au sol, à l'aide des données issues du capteur Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) pour un milieu de taïga. Cette stratégie comprend trois objectifs bien précis:

- 1 Effectuer une analyse spatio-temporelle des données SSM/I, afin de mieux comprendre les variations saisonnières des températures de brillance de la neige au sol;
- 2 Évaluer l'impact de l'occupation du sol sur la variabilité des Tb de la neige;
- 3 Développer un algorithme adapté aux conditions environnementales de la taïga sur la base des résultats obtenus aux objectifs 1 et 2.

### 1.3 Présentation de la thèse

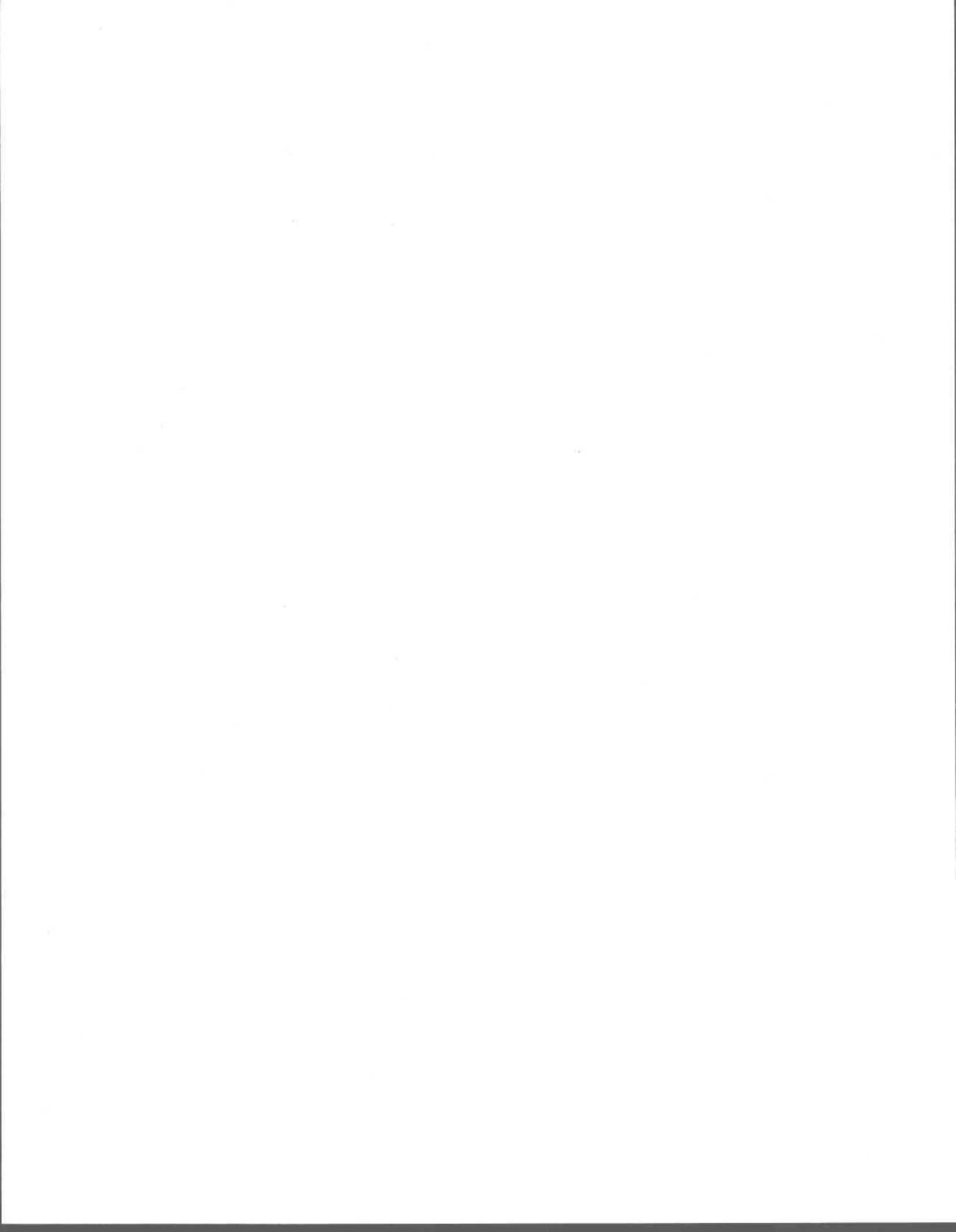
Cette thèse est présentée sous la forme non conventionnelle d'une thèse à articles. Aussi, dans ce document, nous retrouvons une première partie qui comprend un rapport synthèse des travaux de doctorat, de même qu'une deuxième partie qui présente les articles publiés et soumis. Au total quatre articles sont inclus à la partie II.

Le premier article qui traite de l'analyse temporelle des données SSM/I pour les années 1994-1996 a été présenté à *l'International Symposium on Representation on the Cryosphere in Climate and Hydrological Models* en août 1996 et publié dans les *Annals of Glaciology* (De Sève *et al.*, 1998). Le second article est axé sur l'analyse temporelle des données SSM/I pour les deux hivers suivants (1996-1997 et 1997-1998). Les résultats ont été présentés *au 27<sup>th</sup> International Symposium on Remote Sensing of Environment* au mois de juin 1998 et publiés dans *les comptes rendus du Symposium*. Le troisième article qui a été présenté à *l'Eastern Snow Conference (ESC)* au mois de juin 1999 avait comme but d'analyser l'impact de l'occupation du sol sur la variabilité radiométrique de la neige. Cet article a été révisé par un comité de lecture et sera publié dans *les comptes rendus du ESC* (De Sève *et al.*, 1999). Finalement, le dernier article, expose la synthèse des travaux de doctorat et présente un algorithme empirique pour estimer l'EEN à partir de pixels mixtes. Cet article vient d'être soumis à la nouvelle revue *Téledétection* (De Sève *et al.*, 1999b).

Tel que nous venons de le voir, le premier chapitre présentait la problématique de même que les objectifs de la thèse. Comme, il n'est pas toujours possible de présenter les concepts théoriques lors de la réalisation des articles, le deuxième chapitre de cette thèse expose les concepts théoriques de base concernant l'interaction entre les micro-ondes et la neige.

Le troisième chapitre présente la zone d'étude et les données utilisées dans le cadre de cette recherche. Le prétraitement des données utilisées est présenté au chapitre 4.

Les chapitres 5, 6 et 7 présentent les résultats de l'analyse temporelle (objectif 1; chapitre 5), de l'impact de l'occupation du sol (objectif 2; chapitre 6) et le protocole expérimental développé pour estimer l'EEN en milieu de taïga (objectif 4; chapitre 7). Le dernier chapitre présentera une discussion concernant les résultats sur l'estimation de l'EEN, de même que la limite de la méthode proposée. Les résultats de la méthode ont par ailleurs été comparés à ceux obtenus par le SEA, pour les régions des prairies et de la forêt boréale. Comme l'ensemble des résultats ont déjà été présentés dans plusieurs articles, j'invite donc le lecteur à y référer, au besoin, afin d'y obtenir des détails concernant les tableaux et les figures.



## 2 CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES

---

### 2.1 L'émission des micro-ondes

Le domaine des hyperfréquences se divise en deux catégories: les micro-ondes actives et les micro-ondes passives. Contrairement aux micro-ondes actives où l'on s'intéresse à la rétrodiffusion d'un signal émis artificiellement par un radar, les micro-ondes passives sont associées à l'émission naturelle des surfaces, qui varie avec la température des objets. En effet, tout corps dont la température thermodynamique est supérieure à 0 °K (-273 °C) émet une énergie sous forme de rayonnement électromagnétique (Kraus, 1966).

Lorsque l'on veut quantifier l'émission, il faut introduire le concept de corps noir ( $C_n$ ) puisqu'il représente un élément de référence. Un corps noir est un corps qui absorbe toute l'énergie incidente et ne réfléchit ni ne transmet d'énergie. À l'inverse, il constitue aussi un émetteur parfait, c'est-à-dire que toute l'énergie absorbée est émise. La puissance totale des radiations émises par un corps est donnée par la relation de Stefan-Boltzmann (Bonn et Rochon, 1993):

$$M_{C_n} = \sigma T^4 \quad (17)$$

où

$M_{C_n}$  est l'exittance totale d'un corps noir,  $W m^{-2}$  ;

$\sigma$  est la constante de Stefan-Boltzman:  $5,67 \times 10^{-8}$ ,  $W m^{-2} K^{-4}$  ;

$T$  est la température absolue du corps, K.

Précisons que le corps noir est lambertien, c'est-à-dire que l'énergie émise est indépendante de l'angle de visée, il émet donc de manière uniforme dans toutes les directions. Le rayonnement du corps noir n'est toutefois pas uniforme pour toutes les fréquences et varie dans le spectre électromagnétique selon la température du corps (Bonn et Rochon, 1993).

Les variations de l'énergie d'un corps noir selon les fréquences peuvent se déterminer par la loi de Plank (Ulaby *et al.*, 1981, Bonn et Rochon, 1993):

$$M_{Cn\lambda} = \frac{2 \pi h c^2 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{h c}{k \lambda T}\right) - 1} \quad (18)$$

où

- $M_{cn\lambda}$  est l'émittance spectrale du corps noir,  $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ;
- $\lambda$  est la longueur d'onde,  $\mu m$ ;
- $T$  est la température absolue du corps,  $^{\circ}K$ ;
- $h$  est la constante de Plank:  $6.63 \times 10^{-34}$ ,  $J s$ ;
- $k$  est la constante de Boltzman:  $1.38 \times 10^{-23}$ ,  $J K^{-1}$ ;
- $c$  est la vitesse de la lumière dans le vide,  $ms^{-1}$ .

Dans le domaine des hyperfréquences on peut faire une approximation de la loi de Plank, lorsque les corps ont une température inférieure à  $300^{\circ}K$  et que la fréquence est inférieure

à  $300 GHz$  (Bonn et Rochon, 1993). Cette simplification est appelée la loi de Rayleigh-Jeans et exprime la relation linéaire entre la température et l'énergie émise. L'émittance du corps noir se définit par (Ulaby *et al.*, 1981, Bonn et Rochon, 1993):

$$M_{Cn\lambda} = \frac{2 k T}{\lambda^2} \quad (19)$$

où

- $M_{cn\lambda}$  est l'émittance du corps dans les hyperfréquences,  $W m^{-2} Hz^{-1}$ ;
- $\lambda$  est la longueur d'onde,  $m$ .

Dans la réalité, les objets sont rarement des corps noirs car ils émettent moins d'énergie que les corps noirs pour une même température physique, c'est ce qu'on appelle un corps gris ( $C_g$ ). Pour un corps gris la loi de Stefan-Bolzman (éq.17) s'écrit (Bonn et Rochon, 1993):

$$M_{Cg} = e \sigma T^4 \quad (20)$$

Un coefficient a donc été défini, il s'agit de l'émissivité d'un corps,  $e$ . Celui-ci se traduit par le ratio entre l'émittance d'un corps gris ( $M_{Cg}$ ) et celle d'un corps noir ( $M_{Cn}$ ) à la même température (Fung, 1994).

$$e = \frac{M_{Cg}}{M_{Cn}} \quad (21)$$

## 2.2 La conservation de l'énergie

Comme un corps naturel se caractérise par le fait qu'il est rarement noir, il est possible de déduire le comportement de ce corps naturel de celui du corps noir placé dans les mêmes conditions lorsque l'on connaît les propriétés d'absorption du corps naturel (Meylan *et al.*, 1977). Ainsi, selon les lois de la thermodynamique, il est permis de faire les considérations suivantes:

- a) L'énergie incidente sur un corps se décompose en une partie réfléchie, une partie absorbée et finalement une partie transmise;
- b) D'autre part, l'énergie émise par un corps est égale à l'énergie absorbée (Meylan *et al.*, 1977). C'est la loi de Kirchhoff.

$$\dot{E}_{\text{nergie}}_{\text{incidente}} = \dot{E}_{\text{nergie}}_{\text{réfléchie}} + \dot{E}_{\text{nergie}}_{\text{absorbée}} + \dot{E}_{\text{nergie}}_{\text{transmise}} \quad (22)$$

Ainsi, selon la loi de Kirchhoff, la relation 22 peut s'écrire sous la forme suivante (Meylan *et al.*, 1977):

$$\text{Énergie}_{\text{incidente}} = (E_{\text{incidente}} * \Gamma) + (E_{\text{incidente}} * a) + (E_{\text{incidente}} * \Upsilon) \quad (23)$$

où

$E_{\text{incidente}}$  est l'énergie incidente sur un corps;  
 $\Gamma$  est la réflectance (Énergie réfléchie/Énergie incidente);  
 $a$  est l'absorptance (Énergie absorbée/Énergie incidente);  
 $\Upsilon$  est la transmittance (Énergie transmise/Énergie incidente).

Si nous éliminons le paramètre E de l'équation 23 nous obtenons (Meylan *et al.*, 1977):

$$1 = \Gamma + a + \Upsilon \quad (24)$$

La radiation incidente (*i.e.* l'énergie diffusée par le soleil) est donc en partie absorbée par le milieu considéré. L'absorption de l'énergie provoque une augmentation de la température du milieu analysé. Pour conserver son équilibre thermodynamique, il y a à l'échelle atomique et moléculaire une transition des niveaux d'énergie (agitation thermique) faisant en sorte que le milieu à son tour réémet sa propre énergie. Ainsi, selon la deuxième loi de la thermodynamique, le milieu émet tout ce qu'il a absorbé. Nous pouvons remplacer l'absorption ( $a$ ) par l'émissivité ( $e$ ) et réécrire l'équation 24 de la façon suivante (Meylan *et al.*, 1977):

$$e = 1 - \Gamma - \Upsilon \quad (25)$$

### 2.3 Les températures de brillance

La température de brillance ( $T_b$ ) d'un objet dans les micro-ondes est une fonction de l'émissivité ( $e$ ) de la surface et de la température physique de cet objet ( $T_s$ ) exprimée en Kelvin (K). En d'autres mots, elle indique la température qu'aurait l'objet s'il était un corps

noir (Ulaby *et al.*, 1981):  $T_b = e T_s$  (26)

Comme l'énergie émise par les surfaces peut être affectée par son interaction avec l'atmosphère, on parle plutôt de température de brillance apparente. Il s'agit de la température enregistrée au capteur (Ulaby *et al.*, 1981):

$$T_{b_{app}} = e T_s \Upsilon_a + T_{Up} + (1 - e) \Upsilon_a T_{Dn} + (1 - e) \Upsilon_a^2 T_{cos} \quad (27)$$

où

- $e$  est l'émissivité de la surface;
- $T_s$  est la température physique de la surface;
- $\Upsilon_a$  est la transmittance de l'atmosphère;
- $T_{Up}$  est le rayonnement ascendant émis par l'atmosphère;
- $T_{Dn}$  est le rayonnement descendant émis par l'atmosphère;
- $T_{cos}$  est la température de brillance cosmique .

Ainsi, le premier terme de l'équation 27 représente la température de brillance de la surface observée qui est atténuée au cours de son trajet dans l'atmosphère, alors que le second terme correspond à l'émission ascendante de l'atmosphère. Finalement, les troisième et quatrième termes représentent respectivement, la réflexion par la surface de l'émission descendante de l'atmosphère et l'émission issue des radiations cosmiques atténuées en traversant la couche atmosphérique. (Figure 1).

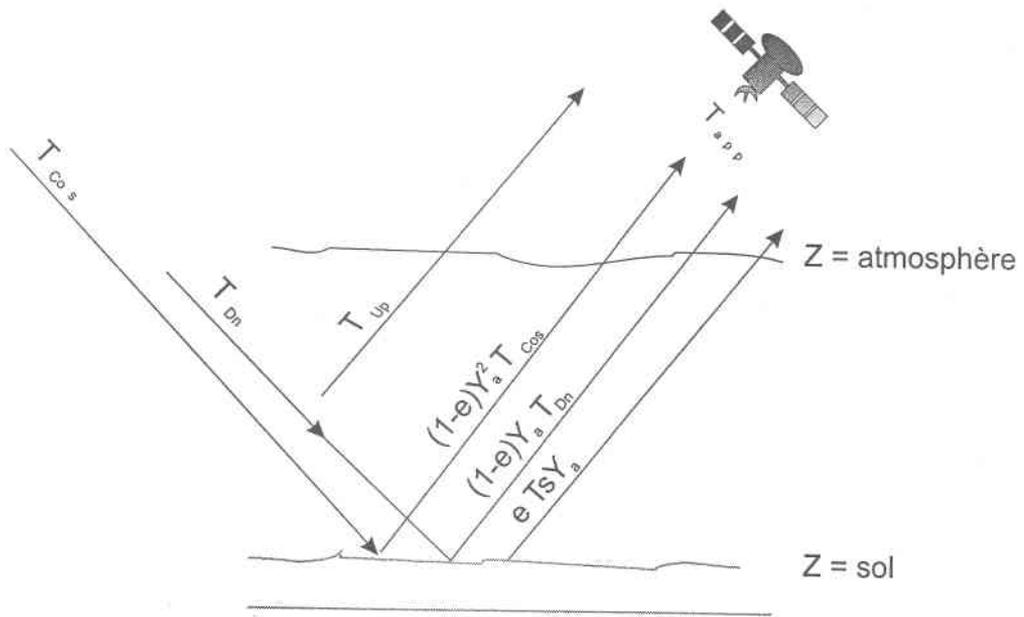


Figure 1. Les températures de brillance apparentes (adapté de Ulaby *et al.*, 1981).

## 2.4 Les paramètres influençant la radiométrie du couvert nival

La valeur de la température de brillance de la neige au sol dépend d'une série de facteurs à savoir: la constante diélectrique de la neige, le coefficient d'extinction de la neige, l'angle d'incidence, la polarisation du signal enregistré et la structure du couvert nival. Les parties qui suivent présentent l'impact de chacun de ces paramètres sur la variation des  $T_b$  de la neige au sol.

### 2.4.1 La constante diélectrique complexe du couvert nival

Un des facteurs importants, pour comprendre le comportement d'une onde électromagnétique dans les hyperfréquences, est la variation de la constante diélectrique complexe. Cette constante est une mesure relative qui permet de déterminer la réaction d'un matériau à un champ électrique, comme par exemple une onde électromagnétique (Fung et Ulaby, 1983). Cette mesure est relative dans le sens où elle exprime en réalité la propriété d'un diélectrique d'affaiblir les forces électrostatiques, par référence à ces mêmes forces s'appliquant dans le vide  $\epsilon/\epsilon_0$ , où  $\epsilon$  est la constante diélectrique du matériel et  $\epsilon_0$  est la constante diélectrique du vide ( $8.89 \cdot 10^{-12}$  F.m<sup>-1</sup>). La constante diélectrique est exprimée par un nombre complexe. Donc, la constante diélectrique complexe de la neige est composée d'une partie réelle et d'une partie imaginaire :

$$\epsilon_n = \epsilon_n' + j \epsilon_n'' \quad (28)$$

où

$\epsilon_n$  est la constante diélectrique;  
 $\epsilon_n'$  est la partie réelle;  
 $\epsilon_n''$  est la partie imaginaire;  
 $j$   $(-1)^{1/2}$ .

La neige sèche est composée d'air et de la glace. Selon les travaux d'Hallikainen et Ulaby (1986), la partie réelle de la constante diélectrique de la glace ( $\epsilon'_g$ ) est indépendante de la fréquence et de la température, par conséquent, la partie réelle de la constante diélectrique de la neige ( $\epsilon'_n$ ) est aussi indépendante de la fréquence et de la température. Cette observation avait également été faite par Cumming (1952), qui en plus, constata que la partie réelle ( $\epsilon'_n$ ) variait en fonction de la densité de la neige et pouvait être déduit à partir de la formule des mélanges diélectriques comme celle de Polder-Van Stanten (Ulaby *et al.*, 1986).

$$\frac{\epsilon'_n - 1}{3 \epsilon_n} = vi \left( \frac{\epsilon'_g - 1}{\epsilon'_g + 2 \epsilon'_n} \right) \quad (29)$$

Comme la partie réelle de la constante diélectrique de la neige varie essentiellement en fonction de la densité de la neige ( $\rho_n$ ) ou la fraction volumique de la glace ( $vi$ ), il est possible de l'évaluer à partir d'une régression linéaire entre les deux variables ( $\epsilon'_n$  vs densité). Hallikainen et Ulaby (1986) ont établi les relations empiriques suivantes pour des mesures prises entre 0.8 et 37 GHz (figure 2). Les valeurs calculées à partir des relations empiriques étaient en accord avec celles obtenues à partir du modèle de Polder-Van Stanten (Ulaby *et al.*, 1986).

$$\epsilon'_n = 1.0 + 1.9 \rho_n \quad \rho \leq 0.5 \text{ g/cm}^3 \quad (30)$$

$$\epsilon'_n = 0.51 + 2.88 \rho_n \quad \rho \geq 0.5 \text{ g/cm}^3 \quad (31)$$

La partie imaginaire de la constante diélectrique de la neige ( $\epsilon''_n$ ) est, quant à elle, très faible lorsque la neige est sèche et est surtout influencée par la fréquence, la température et la densité de la neige (Hallikainen et Ulaby, 1986). Les travaux de Sherjal (1995) ont démontré, que la partie imaginaire était également influencée par la dimension des cristaux de glace.

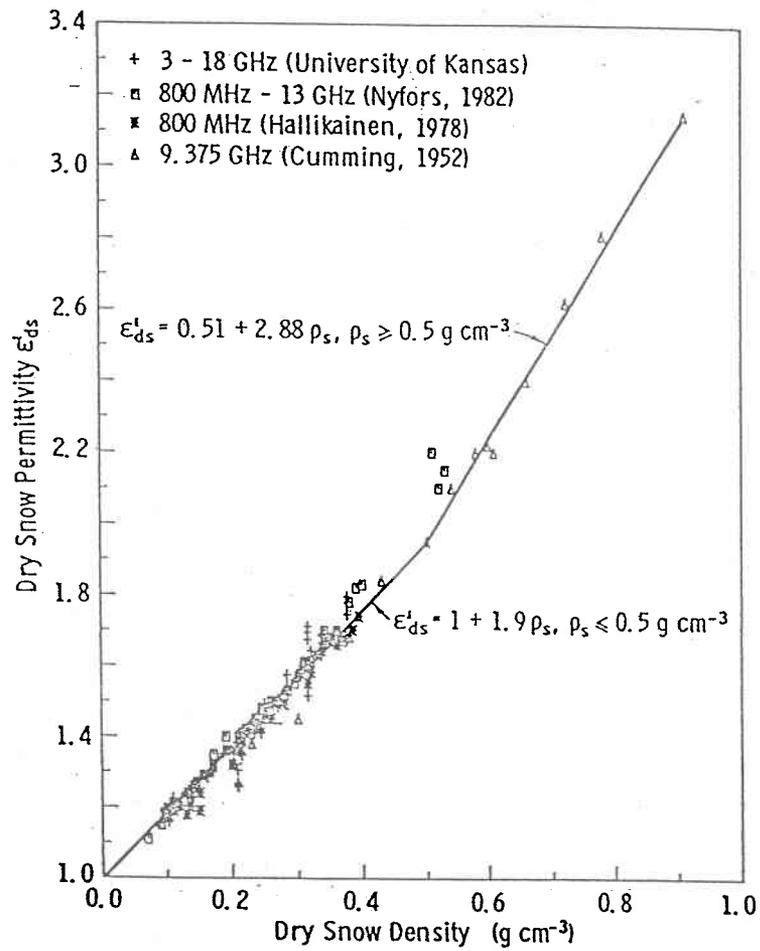


Figure 2. Relation entre la partie réelle de la constante diélectrique de la neige  $\epsilon'_n$  et la densité de la neige  $\rho_n$  (Hallikainen et Ulaby, 1986).

Il est aussi possible de déterminer  $\epsilon''_n$  à partir de la formulation des mélanges diélectriques Polder-Van Stanten (Hallikainen et Ulaby, 1986):

$$\epsilon''_n = 3 v_i \epsilon''_g \frac{(\epsilon'_n)^2 (2\epsilon'_n + 1)}{(\epsilon'_g + 2 \epsilon'_n) (\epsilon'_g + 2 (\epsilon'_n)^2)} \quad (32)$$

Pour calculer la partie imaginaire de la neige ( $\epsilon''_n$ ) à partir de l'équation 32, on peut utiliser une valeur générale de la partie imaginaire de la glace ( $\epsilon''_g$ ) qui est de 3.15 (précisons cependant que la valeur peut varier entre 2 et 3 selon les fréquences (Ulaby *et al.*, 1986). La partie imaginaire de la glace ( $\epsilon''_g$ ) peut être quant à elle issue de la littérature (Ulaby *et al.*, 1986), alors que la partie réelle de la neige ( $\epsilon'_n$ ) est calculée à partir des équations 30 ou 31. Précisons cependant que cette équation est indépendante des effets de la température et de la diffusion de volume, puisque la partie réelle de la constante diélectrique de la glace ( $\epsilon'_g$ ) et de la neige ( $\epsilon'_n$ ) utilisées pour le ratio sont indépendantes des effets de la température et de la diffusion de volume. Selon Fung (1994), comme peu de données expérimentales ont été utilisées pour valider cette équation pour des fréquences supérieures à 13 GHz, il faut donc rester prudent lorsque l'on utilise cette équation pour les fréquences supérieures à 13 GHz. En calculant le  $\epsilon''_n$  à partir de l'équation 32 on obtient une expression dépendant uniquement de la densité, il en résulte que les estimés vont varier par rapport aux données de terrain lorsqu'il y a beaucoup de diffusion de volume (Ulaby *et al.*, 1986).

Pour une neige sèche, la constante diélectrique complexe de la neige ( $\epsilon_n$ ) est relativement stable et varie surtout en fonction de la densité de la neige de la fréquence de l'onde électromagnétique et dans une moindre mesure de la température. Lorsque la neige devient humide, la partie réelle et imaginaire de la constante diélectrique de la neige ( $\epsilon''_n$ ) augmente considérablement, faisant en sorte qu'il passe de l'ordre de  $10^{-3}$  à des valeurs de 0.2 à 0.7 pour des teneurs en eau qui varient entre 2 et 9 % (Rott *et al.*, 1986). L'augmentation de la partie

imaginaire la constante diélectrique de la neige est principalement causée par l'augmentation des pertes diélectriques par absorption des molécule d'eau. Comme la partie réelle de la constante diélectrique de l'eau ( $\epsilon'_e$ ) est très

élevée, la partie réelle de la constante diélectrique de la neige ( $\epsilon'_n$ ) aura donc tendance à augmenter lorsque que la teneur en eau liquide augmente.

Ainsi, lorsque la teneur en eau liquide dans la neige augmente, les températures de brillance de la neige augmentent aussi puisqu'il y a une forte absorption de l'énergie et une diminution de la diffusion de volume. La neige réagit alors comme un corps noir.

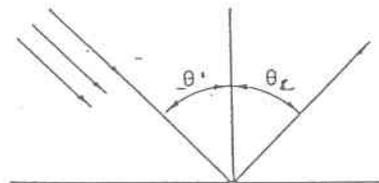
#### 2.4.2 La diffusion de surface

Quand une discontinuité de la permittivité se produit à l'interface de deux milieux, une partie de l'énergie est réfléchi, c'est ce qu'on appelle la diffusion de surface. La diffusion de surface est également caractérisée par deux types de diffusion: la réflexion spéculaire et la diffusion lambertienne.

La réflexion est spéculaire lorsque l'énergie est dirigée entièrement dans une seule direction comme dans le cas d'un miroir. Selon la loi de Snell-Descartes la réflexion spéculaire se fait selon un angle égal et opposé à l'angle d'incidence, soit (Meylan *et al.*, 1977) :

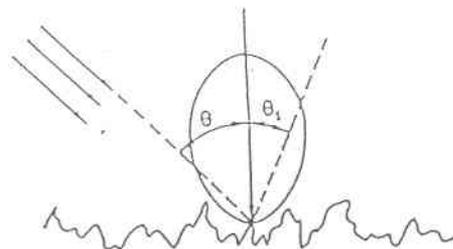
$$\theta_I = \theta_{II}' \quad (33)$$

Les surfaces lisses provoquent une réflexion spéculaire. On parle aussi de réflexion cohérente. Cela implique un retour nul de la puissance sauf pour un angle d'incidence normal à la surface (figure 3a). Une partie du rayonnement peut toutefois être transmise au second milieu et réfractée par celui-ci. La réfraction de l'onde électromagnétique entre deux couches



Reflected Power is Entirely Coherent and  $\theta_r = \theta_i$ , Scattering Pattern is a Delta Function.

a) Réflexion cohérente.



Scattering Pattern is Composed Entirely of Diffuse Component.  
For Lambertian Surface,  
 $\sigma^o(\theta_i, \theta_r) = \sigma_0^o \cos \theta_i \cos \theta_r$

b) Réflexion non cohérente.

Figure 3. Diffusion de surface

est reliée à la constante diélectrique ( $\epsilon$ ) de ces deux couches de neige et se détermine par la relation suivante (Meylan *et al.*, 1977):

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_r} = \frac{n_1}{n_2} \quad (34)$$

où

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

$\sin \theta_r$  est le sinus de l'angle de réfraction;

$n_1$  est l'indice de réfraction du milieu 1 et vaut  $\epsilon_1^{1/2}$ ;

$n_2$  est l'indice de réfraction du milieu 2 et vaut  $\epsilon_2^{1/2}$ .

Finalement, la réflexion se définit selon les équations de FRESNEL comme étant le rapport entre l'amplitude du rayonnement réfléchi et le rayonnement incident. Les équations 35 et 36 décrivent respectivement, le coefficient de réflexion d'amplitude en polarisation horizontale ( $\rho_H\theta$ ) et verticale ( $\rho_V\theta$ ). On peut respectivement déterminer les réflectivités en polarisation horizontale ( $\Gamma_H\theta$ ) et verticale ( $\Gamma_V\theta$ ) par  $(\rho_H\theta)^2$  et  $(\rho_V\theta)^2$  (Meylan *et al.*, 1977).

$$\rho_H(\theta) = \frac{(n^2 - \sin^2 \theta_1)^{1/2} - \cos \theta_1}{(n^2 - \sin^2 \theta_1)^{1/2} + \cos \theta_1} \quad (35)$$

$$\rho_V(\theta) = \frac{n_2 \cos \theta_1 - (n^2 - \sin^2 \theta_1)^{1/2}}{n_2 \cos \theta_1 + (n^2 - \sin^2 \theta_1)^{1/2}} \quad (36)$$

Dans le cas où la surface est rugueuse, il y a une réflexion dans plusieurs directions, on parle de diffusion non cohérente (figure 3b). En effet, il y a création de nombreux petits centres de diffusion et une partie de l'énergie est réorientée. Lorsque la diffusion est parfaite dans

toutes les directions il s'agit d'une diffusion lambertienne. Les surfaces très rugueuses se rapprochent des diffuseurs lambertiens, dans ce cas, l'amplitude du signal rétrodiffusé est plus faible que pour la diffusion cohérente.

Dans la nature, les deux composantes sont généralement présentes. Dans le cas de la neige sèche, la diffusion de surface neige/neige est presque inexistante en polarisation verticale puisque le contraste diélectrique entre deux couches de neige est très faible (tableau 1). Pour la polarisation horizontale, la réflexion est un peu plus importante, ce qui explique pourquoi les  $T_b$  en polarisation horizontale sont toujours plus faibles comparativement aux  $T_b$  en polarisation verticale.

Dans le cas particulier de la neige sèche, tant en polarisation verticale que horizontale, l'impact de la rugosité de surface est négligeable, comparativement à la situation pour un sol ou pour la neige humide (Surdyk, 1995). En fait, lorsque la neige est humide, le contraste diélectrique entre l'air et la neige humide est beaucoup plus important. Il en résulte donc une diminution importante de la profondeur de pénétration et une augmentation de la réflexion à l'interface air/neige humide.

Tableau 1. Évaluation des coefficients de réflexion de Fresnel ( $\Gamma$ ) en puissance pour un capteur à 37 GHz en polarisation verticale (V) et horizontale (H).

Milieu <sub>1</sub> /Milieu <sub>2</sub>	air/neige	neige/neige	neigehumide/ neige humide	neige/sol
$\Gamma$ (V)	0.0005 <sub>1</sub>	0.0038 <sub>2</sub>	0.026 <sub>3</sub>	0.16 <sub>4</sub>
$\Gamma$ (H)	0.0400 <sub>1</sub>	0.1480 <sub>2</sub>	0.25 <sub>3</sub>	0.32 <sub>4</sub>

1: Surdyk, 1995;

2: Valeurs simulées pour le milieu 1: densité de la neige = 200kg/m<sup>3</sup>, diamètre du grain = 0.5 mm; milieu 2: densité de la neige = 300kg/m<sup>3</sup>, diamètre du grain = 1 mm;

3: Valeurs simulées pour le milieu 1: densité de la neige = 200kg/m<sup>3</sup>, diamètre du grain = 0.5 mm, teneur en eau liquide = 10 %; milieu 2: densité de la neige = 300kg/m<sup>3</sup>, diamètre du grain = 1 mm, teneur en eau liquide = 10 %;

4: Valeurs simulées pour le milieu 1: densité de la neige = 300kg/m<sup>3</sup>, diamètre du grain = 1 mm; milieu 2:  $\epsilon' = 4$ ,  $\epsilon'' = 0.6$ ,

Finalement, en ce qui concerne les sols gelés, la réflexion est faible comparativement à un sol humide, toutefois elle n'est pas négligeable. Aussi, lorsque le sol est rugueux, il y a une diminution de la réflexion de Fresnel et un accroissement de la diffusion de surface (Sherjal, 1995) ce qui explique pourquoi on remarque une augmentation des valeurs de  $T_b$  lorsque le sol est rugueux (Hallikainen, 1984). Précisons que cet impact sera conditionné par les conditions de gel du sol et la profondeur de pénétration des radiations. Comme les conditions diélectriques d'un sol gelé sont très proches à 19 et 37 GHz et que la diffusion de volume affecte peu les radiations à 19 GHz, on peut minimiser considérablement l'influence de la rugosité en effectuant une différence entre les deux fréquences (Hallikainen et Jolma, 1986).

### 2.4.3 Le coefficient d'extinction

Lorsque l'onde électromagnétique atteint l'interface de 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 homogène, la diffusion se fait en surface, par contre, s'il est hétérogène (se compose d'un mélange de matériaux diélectriques différents) alors une portion de l'énergie est diffusée par les discontinuités. La diffusion a lieu principalement à l'intérieur du volume du second milieu, c'est la diffusion de volume. La diffusion volumique dépend de la pénétration de l'onde électromagnétique dans le milieu diffusant. Il est donc possible de déterminer la profondeur de pénétration en fonction de l'opacité ou l'extinction du milieu (Ulaby et Styles, 1980 et 1981) .

Le coefficient d'extinction consiste en la somme de deux coefficients: le coefficient d'absorption ( $K_a$ ) et le coefficient de diffusion ( $K_e$ ).

$$K_e = K_a + K_s \quad (37)$$

Le coefficient d'absorption de la neige est le résultat de l'absorption des cristaux de glace ( $k_{ag}$ ) et celui de la matrice ( $k_{am}$ , qui est l'air dans le cas de la neige sèche)  $k_a = k_{ag} + k_{am}$ . Pour

la neige sèche on peut ignorer  $k_{am}$  et dire que  $k_a = k_{ag}$  (Ulaby *et al.*, 1986). Pour une expression de Rayleigh, le  $k_a$  se calcule de la façon suivante:

$$K_a = \frac{6\pi}{\lambda_b} \frac{\rho_n}{\rho_g} \text{Im} \{-K\} \quad (38)$$

Le coefficient de diffusion se calcule à partir du modèle simplifié de Zuniga et Kong (1980)

$$K_s = 2 k_0 (k_0 r_n)^3 \frac{\rho_n}{\rho_g} \left| \frac{\epsilon_n - 1}{\epsilon_n + 2} \right|^2 \quad (39)$$

où

- $K$  est un nombre complexe qui est définie comme étant l'indice de réfraction:  $(n^2 - 1)/(n^2 + 2)$  qui peut aussi s'exprimer comme  $(\epsilon - 1)/(\epsilon + 2)$ ;
- $k_0$  est le nombre d'ondes,  $m^{-1}$  ( $2\pi/\lambda_0$ );
- $r_s$  est le rayon du cristal de neige, m;
- $\rho_n$  est la densité de la neige, kg m<sup>-3</sup>;
- $\rho_g$  est la densité de la glace, kg m<sup>-3</sup>;
- Im est la partie imaginaire de  $\{-K\}$

La principale contribution du couvert nival aux émissions dans les hyperfréquences est fournie par le rayonnement émis par le sol et la neige. Comme la neige se compose d'air et de cristaux de glace, les rayonnements émis par le sol et la neige circulent dans le couvert nival, tout en se heurtant aux particules de glace qui les diffusent à l'intérieur du couvert de neige. La dispersion de ces rayonnements a donc comme conséquence de diminuer les signaux émis initialement par le sol et la neige en direction du capteur. Ainsi, plus le couvert de neige épaisse plus la diffusion de volume augmente donc plus le signal émis initialement par le sol est atténué. Précisons cependant, que l'atténuation causée par la diffusion de volume varie selon les fréquences. Pour les fréquences inférieures à 15 GHz l'absorption est le principal processus de l'extinction  $K_e \approx K_a$  (Hallikainen et Ulaby, 1986). Bien que  $K_e \approx K_a$ , la figure 4 montre cependant que les pertes causées par l'absorption sont très faibles, soit de

l'ordre de  $0.01 \text{ Npm}^{-1}$ . Ainsi, comme l'épaisseur optique de la neige est faible, les  $T_b$  de la neige sont surtout dominées par le signal du sol (Fung, 1994). Tel que démontré par Bernier (1991) pour les images radar, on peut donc supposer que la température de brillance de la neige est en partie conditionnée par la température du sol. En ce qui concerne les fréquences supérieures à 15 GHz, la situation est différente car la diffusion est importante, puisque les longueurs d'onde se rapprochent de la dimension des diffuseurs (cristaux de glace) (Ulaby *et al.*, 1986). L'épaisseur optique augmente donc considérablement et masque en grande partie le signal du sol. Ainsi, entre 20 et 40 GHz, les pertes causées par la diffusion de volume varient entre  $0.1 \text{ Npm}^{-1}$  et  $10 \text{ Npm}^{-1}$  (Figure 4).

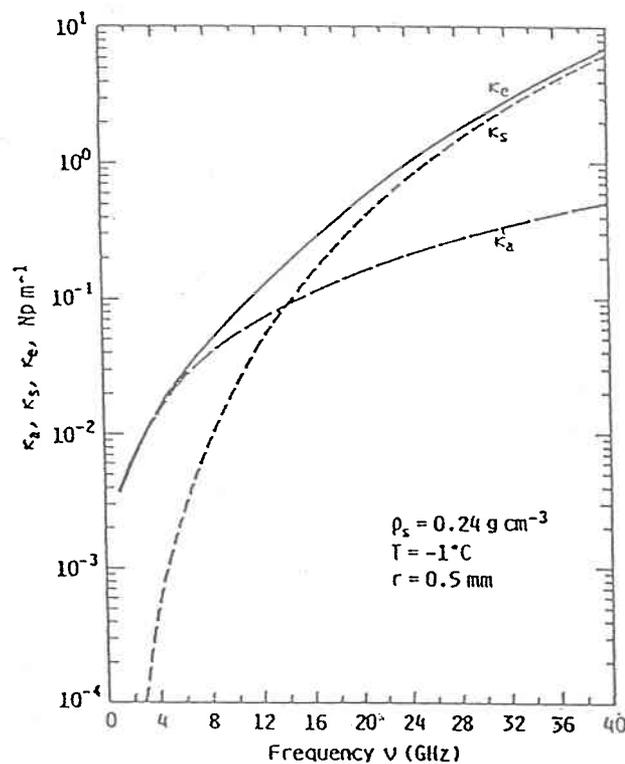


Figure 4. Le coefficient d'extinction  $K_e$ , d'absorption  $K_a$  et de diffusion  $K_s$  (Ulaby *et al.*, 1986).

L'émissivité de la neige est donc plus faible comparativement à celle remarquée pour les fréquences inférieures à 15 GHz. Les pertes liées à la diffusion de volume sont également influencées par la dimension des diffuseurs, c'est-à-dire la grosseur des cristaux de glace qui composent le couvert nival. En effet, plus la dimension du diffuseur est importante plus la diffusion de volume sera importante (Fung, 1994; Mätzler, 1994).

#### 2.4.4 La fréquence et l'angle d'incidence

La plupart des travaux montrent que les  $T_b$  de la neige sont sensibles aux variations de l'angle d'incidence et de la polarisation (Ulaby *et al.*, 1986 Fung, 1994). En effet, on remarque une augmentation des  $T_b$  de la neige avec une augmentation de l'angle d'incidence, pour les fréquences à 5 GHz et 17 GHz en polarisation verticale, alors que celles-ci diminuent lorsque la polarisation est horizontale (figure 5). En fait, en polarisation verticale et au fur et à mesure que l'angle d'incidence augmente, il y a augmentation de la contribution des radiations du sol, puisque le trajet optique de l'onde électromagnétique dans le sol augmente. Précisons que la contribution du sol est plus importante à 5 GHzV qu'à 17 GHzV puisque la profondeur de pénétration à cette fréquence est plus grande. Dans le cas des  $T_b$  à 5 et 17 GHz en polarisation horizontale, on observe plutôt une diminution des valeurs des  $T_b$ , puisque qu'il y a un renforcement de la réflexion de surface avec l'augmentation de l'angle d'incidence (figure 5). La réflexion de surface est aussi un peu plus prononcée à 5 GHzH, puisque le contraste diélectrique sol/air augmente lorsque les fréquences diminuent. Finalement, dans le cas des valeurs à 37 GHz, celles-ci sont beaucoup plus basses comparativement aux valeurs à 5 et 17 GHz (figure 5). Cela s'explique par le fait que la diffusion de volume dans le couvert nival est apparente à cette fréquence et contribue à atténuer le signal du sol. On remarque par ailleurs, que les  $T_b$  en polarisation horizontale diminuent lorsque l'angle d'incidence augmente, alors qu'elles restent stables en polarisation verticale. En fait, c'est que les  $T_b$  en polarisation horizontale sont beaucoup plus sensibles aux variations de la stratification du couvert nival. Il y a donc une augmentation de la réflectivité à l'interface des couches de neige et du sol. Cela a donc comme conséquence, de

diminuer la valeur des  $T_b$  en polarisation horizontale. Dans le cas de cette étude, nous utiliserons donc les fréquences à 19 et 37 GHz en polarisation verticale, puisqu'elles sont moins sensibles à la réflexion de surface.

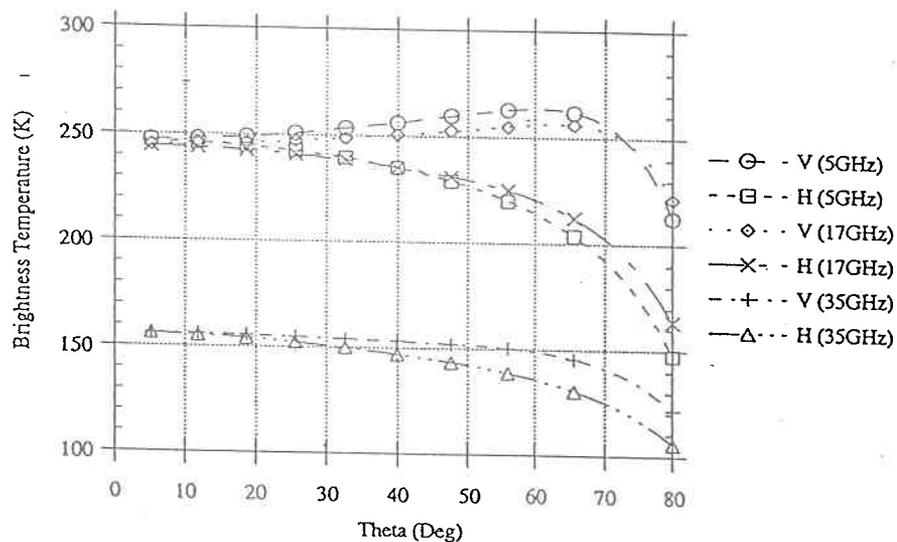
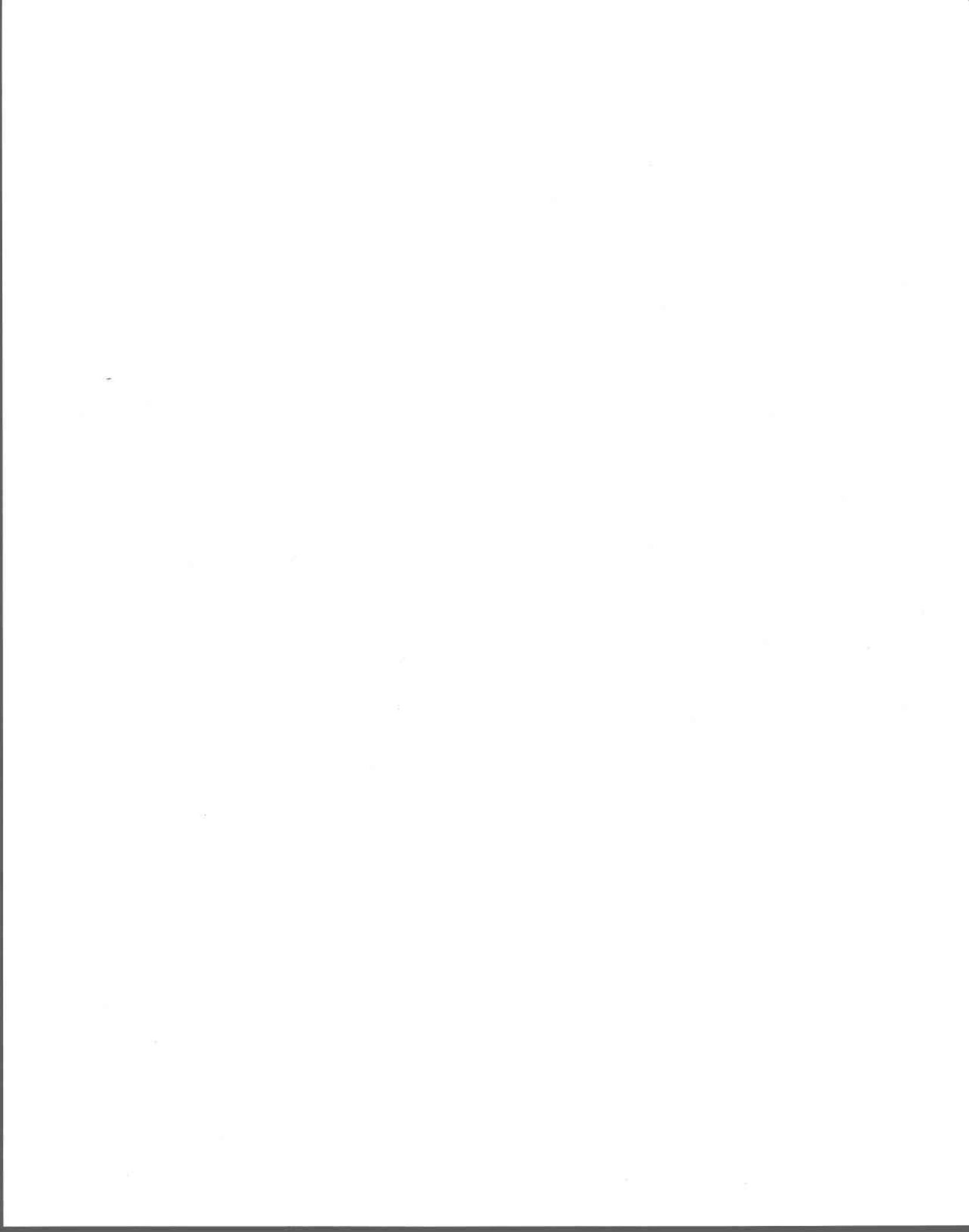


Figure 5. Variations des  $T_b$  selon l'angle d'incidence et la fréquence (Fung, 1994).



### **3 DESCRIPTION DU SECTEUR D'ÉTUDE ET DES DONNÉES**

---

#### **3.1 Le site expérimental**

L'aire d'étude couvre une superficie de 1163750 km<sup>2</sup> et est située dans la province de Québec au Canada, plus particulièrement entre la Baie James à l'ouest et la ville de Schefferville à l'est (figure 6). Ce secteur se décompose en trois unités morphologiques qui comprend d'ouest en est, une plaine côtière, un plateau ondulé et une zone montagneuse (SEBJ, 1987). La première unité morphologique est composée d'une plaine large d'environ 150 km. Recouverte d'argile, celle-ci est sillonnée par quelques cours d'eau de dimension moyenne. On y remarque de plus, plusieurs dépressions occupées par des tourbières et des marécages. La seconde unité morphologique est caractérisée par un relief ondulé recouvert de dépôts fluvio-glaciaires. L'amplitude du relief y est relativement faible, variant entre 15 à 20 m par rapport à la plaine. Contrairement à la plaine, le plateau est parsemé de lacs et sillonné par d'importantes rivières. Finalement, la troisième unité comprend les monts Ticégamie, Otish et Témiscamie, dont les sommets culminent entre 900 et 1100 m.

Le secteur d'étude est compris dans la région climatique continentale froide de type subarctique avec une végétation de type taïga au nord et boréale plus au sud. L'épaisseur moyenne de la neige à la Baie James est approximativement de 0.90 m avec des densités moyennes de 250 kg/m<sup>3</sup>. Pour les secteurs plus à l'est (Caniapiscau et Schefferville), les précipitations neigeuses sont plus importantes, avec des accumulations moyennes annuelles de 1.30 m. Les densités de la neige sont aussi un peu plus élevées particulièrement à la base du couvert nival.

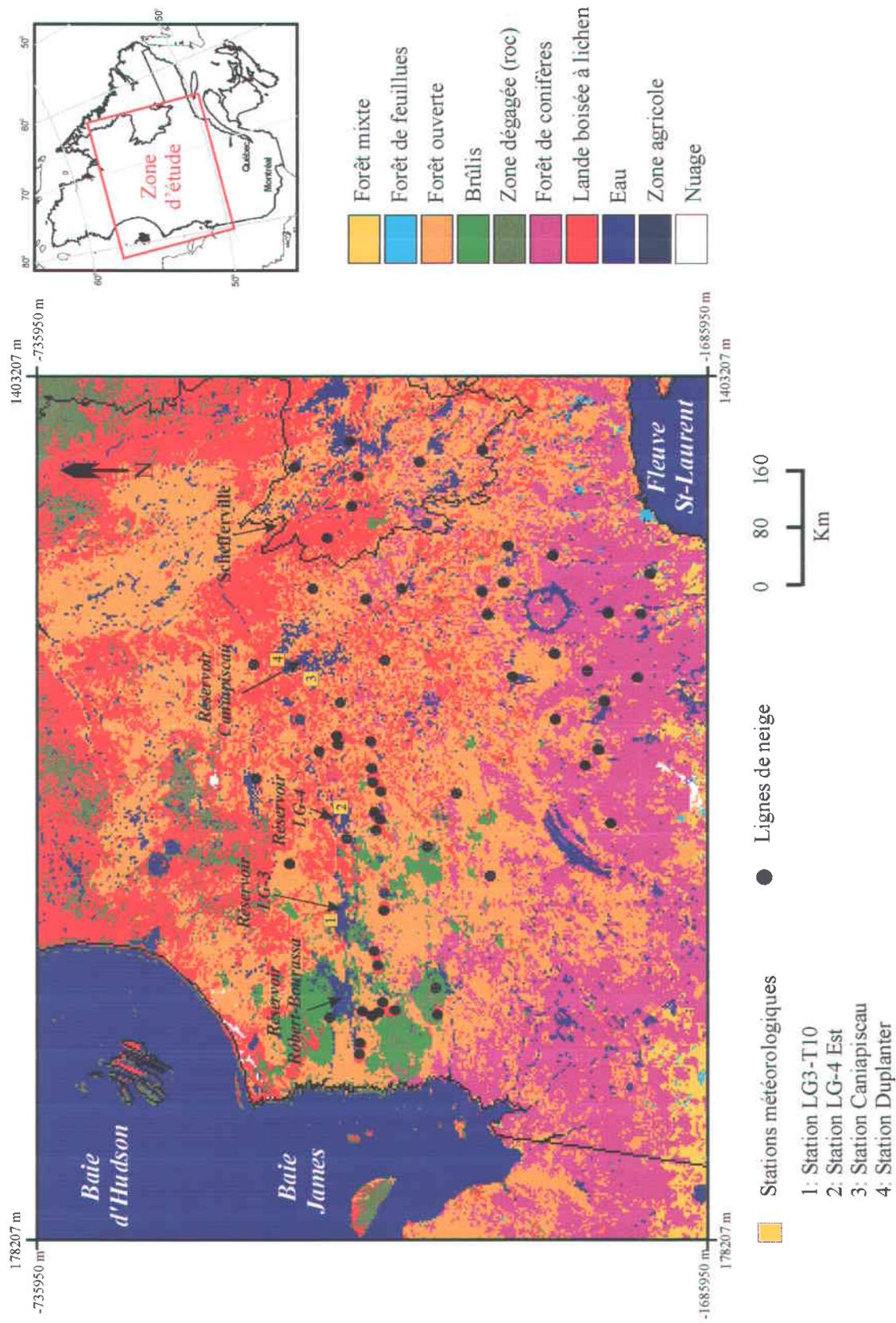


Figure 6. Localisation du site d'étude.

## 3.2 Description des données de télédétection

La base de données utilisée pour mener à bien cette étude comprend des informations de micro-ondes passives issues du capteur SSM/I du satellite américain DMSP F-8 (Defense Meteorological Satellite Program).

Le satellite DMSP est en orbite héliosynchrone polaire à une altitude approximative de 833 Km avec une inclinaison de  $98.8^{\circ}$  et une fauchée de 1400 km. Les données SSM/I sont acquises selon un balayage conique conforme permettant un angle d'incidence constant de  $53.1^{\circ}$ . Le capteur opère selon 4 fréquences et 2 polarisations linéaires. L'utilisation d'une antenne unique pour l'ensemble des fréquences fait en sorte que la trace au sol est variable selon la fréquence utilisée (tableau 1 de l'article 2 de la deuxième partie). L'erreur moyenne de positionnement des données SSM/I est de 7 Km (Poe et Conway, 1990; Hollinger *et al.*, 1990). Dans le cadre spécifique de cette étude, nous avons utilisé les fréquences à 19.3 et 37 GHz en polarisation verticale, puisqu'elles sont moins sensibles à la réflexion de surface.

Une classification d'images NOAA/AVHRR avec une résolution spatiale au sol de 1100 m pour l'ensemble de la province de Québec a également été utilisée afin de fournir de l'information sur l'occupation du sol de la zone d'étude. Précisons que la classification a été réalisée en 1989 par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec (Service des technologies à référence spatiale).

## 3.3 Description des techniques et des données de terrain

Depuis l'hiver 1993-1994 l'INRS-Eau en relation avec la société Hydro-Québec conduit des campagnes de terrain dans la région du réservoir de LG-4. Au cours de l'hiver 1997-1998 des campagnes de terrain intensives ont aussi été effectuées pour les secteurs du réservoir Robert-Bourassa, du réservoir LG-3 et de la région de Schefferville. Toutes les campagnes de terrain ont permis de déterminer l'EEN, la densité et l'épaisseur du couvert nival à partir d'information issues des mesures de lignes de neige. Par ailleurs, plusieurs fosses à neige

ont été réalisées afin de déterminer, pour chaque couche de neige, la densité, l'épaisseur, l'EEN, la constante diélectrique, la teneur en eau liquide, la dimension et la forme des cristaux de la neige. Les données ont aussi été complétées par des informations sur la densité et l'EEN issues des campagnes de terrain effectuées par Hydro-Québec, de même que par l'information provenant de 4 stations météorologiques.

Les mesures des lignes de neige ont été réalisées à partir d'un échantillonneur MSC type 1. Les deux composantes de l'échantillonneur sont un tube gradué (le carottier) et une balance à ressort étalonnée. La précision de l'échantillonneur est de 6.4 mm en hauteur et de 12.7 mm pour les valeurs d'EEN (Gauthier *et al.*, 1998). Une dizaine de mesures sont réalisées pour chaque ligne de neige effectuée. Chaque mesure est réalisée à tous les 30 mètres. Pour chaque mesure réalisée l'épaisseur et l'EEN sont déterminées. L'EEN est calculée en pesant l'échantillon du carottier et en soustrayant la valeur du carottier vide. À partir des valeurs mesurées, la densité de la neige ( $\text{kg/m}^3$ ) est par la suite calculée en faisant le rapport de l'EEN et de la hauteur de la neige (EEN/hauteur de la neige). Précisons que la moyenne des dix mesures est attribuée au site de mesure de la neige.

Les fosses à neige permettent d'obtenir de l'information sur les profils verticaux de la neige. Les fosses sont réalisées sur le côté opposé au soleil afin de limiter la fonte de la surface analysée. Dans un premier temps, une identification visuelle est réalisée afin de déterminer le type et le nombre de couches de neige. Tous les renseignements sont annotés sur une fiche et une photo de la fosse est prise à titre de complément d'information. Par la suite, des mesures plus précises des caractéristiques du couvert nival sont prises, comme par exemple: la température, le type de grain, la densité et la constante diélectrique de la neige. La température du couvert nival est mesurée à l'aide d'un thermomètre électronique à tous les 10 cm. La densité de la neige est par la suite mesurée à tous les 5 cm en partant du sommet vers la base du profil à l'aide d'une pelle rectangulaire et creuse de 1 litre. La densité est en fait déterminée en pesant l'échantillon et en soustrayant la valeur de l'échantillonneur vide.

La précision de la balance est d'environ 5 % (Gauthier *et al.*, 1998). La dimension et la grosseur des grains sont par la suite déterminées à l'aide d'une loupe et du guide d'identification de REY (1986). Finalement, une sonde à capacitance est utilisée afin de déterminer la constante diélectrique de la neige. La constante diélectrique de la neige est calculée à partir de l'équation suivante (Denoth,1991):

$$\epsilon = 1 + k \log_{10} \frac{U}{U_{air}} \quad (40)$$

où

- $\epsilon$  est la constante diélectrique de la neige
- $k$  est une constante de calibration
- $U$  est la mesure de la capacitance du condensateur mit dans la neige (mA)
- $U_{air}$  est la mesure de la capacitance du condensateur mit dans l'air (mA)

En utilisant les densités de la neige et les valeurs des constantes diélectriques mesurées sur le terrain (éq.40), la teneur en eau liquide (%) peut être déterminée en factorisant la relation suivante (Denoth,1991):

$$\epsilon = 1 + 1.92\rho + 0.44\rho^2 + 0.187W + 0.0046W^2 \quad (41)$$

où

- $\rho$  est la densité de la neige ( $\text{g/cm}^3$ )
- $W$  est la teneur en eau liquide de la neige (%)

### 3.3.1 Caractérisation du couvert nival

Le tableau 2 décrit les caractéristiques du couvert nival (épaisseur, EEN et densité) pour les hivers 1993-1994 à 1997-1998 pour la région de LG-4. Les informations pour la région du réservoir Robert-Bourassa et de Schefferville sont décrites seulement pour l'hiver 1997-1998. L'évaluation des valeurs moyennes pour chaque type de milieu a été réalisée en

comptabilisant les informations provenant de 20 lignes de neige pour le milieu ouvert, et de 6 lignes de neige pour le milieu fermé. Pour le mois de février 1996 très peu de lignes de neige ont été faites, puisqu'il s'agissait d'une période charnière entre deux projets. Ainsi, seulement 2 lignes de neige en milieu ouvert et une seule ligne de neige en milieu fermé ont été utilisées pour la caractérisation de la neige. Pour la région du réservoir Robert-Bourassa, 6 lignes de neige en milieu ouvert et 3 lignes de neige en milieu fermé ont été analysées. À cause des moyens limités de transport dans la région de Scherfferville, seulement 4 lignes de neiges en milieu ouvert et 2 lignes de neige en milieu fermé ont pu être réalisées.

Spécifions que le milieu ouvert regroupe toutes les informations issues des brûlis, des zones dégagés, des landes et de la forêt ouverte, ce qui explique pourquoi il y a beaucoup plus de lignes de neige associées au milieu ouvert, comparativement au milieu fermé.

En complément aux informations provenant des lignes de neige, la figure 7 présente un aperçu de la structure du couvert nival lors des campagnes de terrain. Nous retrouvons sur ce graphique de l'information sur la structure du couvert nival c'est-à-dire, le type de neige (grains), la densité et l'épaisseur de la neige pour chaque couche, de même que la température de la neige tout au long du profil.

Dans l'ensemble, on remarque que la densité de la neige est un peu plus faible en milieu fermé qu'en milieu ouvert. Par contre, l'épaisseur de la neige est plus faible en milieu ouvert comparativement au milieu fermé, ce qui permet aux valeurs d'EEN d'être relativement similaires pour les deux types de milieux. Nous remarquons également que pendant les hivers 1994-1995, 1996-1997 et 1997-1998 les accumulations moyennes ont été inférieures à la normale (90 cm). De plus, nous avons observé un gradient d'accumulation positif entre les secteurs à l'ouest et ceux plus à l'est.

Tableau 2. Caractéristiques de la neige aux lignes de neige.

Années	mois	Secteur d'analyse	Milieu ouvert			Milieu fermé		
			Épaisseur moyenne et écart-type cm	EEN moyenne et écart-type mm	Densité moyenne et écart-type kg/m <sup>3</sup>	Épaisseur moyenne et écart-type cm	EEN moyenne et écart-type mm	Densité moyenne et écart-type kg/m <sup>3</sup>
1994	février	LG-4	84.18 13.84	205.06 40.97	243.53 19.81	98.22 7.18	230.06 21.31	234.22 26.75
	mars	LG-4	122.13 9.80	286.29 51.11	234.86 40.64	123.28 5.17	274.03 17.57	221.14 12.65
1995	février	LG-4	79.54 5.46	168.70 13.04	211.67 14.45	81.5 8.37	169.25 27.87	207.57 21.7
	mars	LG-4	73.78 9.57	172.00 36.36	234.73 42.15	83.05 4.90	192.00 22.07	231.00 14.98
1996	février	LG-4	68.60 13.11	180.00 11.53	261.24 27.29	72.8 -	133.00 -	182.20 -
	avril	LG-4	80.92 8.77	204.00 26.25	275.09 38.21	76.10 6.94	178.00 30.95	234.42 49.79
1997	février	LG-4	69.99 6.30	140.30 17.92	191.90 57.37	70.7 8.30	114.0 21.37	161.4 30.08
	mars	LG-4	78.90 10.61	173.52 28.74	219.80 26.74	84.00 3.73	172.00 20.13	174.00 17.89
1998	février	LG-4	74.35 5.75	146.71 14.33	197.53 15.20	78.83 3.31	152.75 16.20	193.83 16.09
	mars	LG-4	76.80 9.67	170.13 25.97	220.75 13.32	79.92 2.81	176.48 10.92	220.83 8.99
	février	Réservoir Robert-Bourassa	67.29 7.14	127.98 19.07	187.97 27.59	67.75 2.39	121.20 16.97	178.89 31.63
	mars	Schefferville	122.00 10.05	218 32.85	178.68 11.30	117.00 7.10	195 25.52	166.66 10.23

En examinant la figure 7, nous remarquons que la couche de surface est formée d'une neige à grains variant entre 0.5 et 1 mm dont la dendriticité est considérablement affectée. Dans l'ensemble, la densité de la couche est d'environ 200 kg/m<sup>3</sup>. En examinant les couches plus

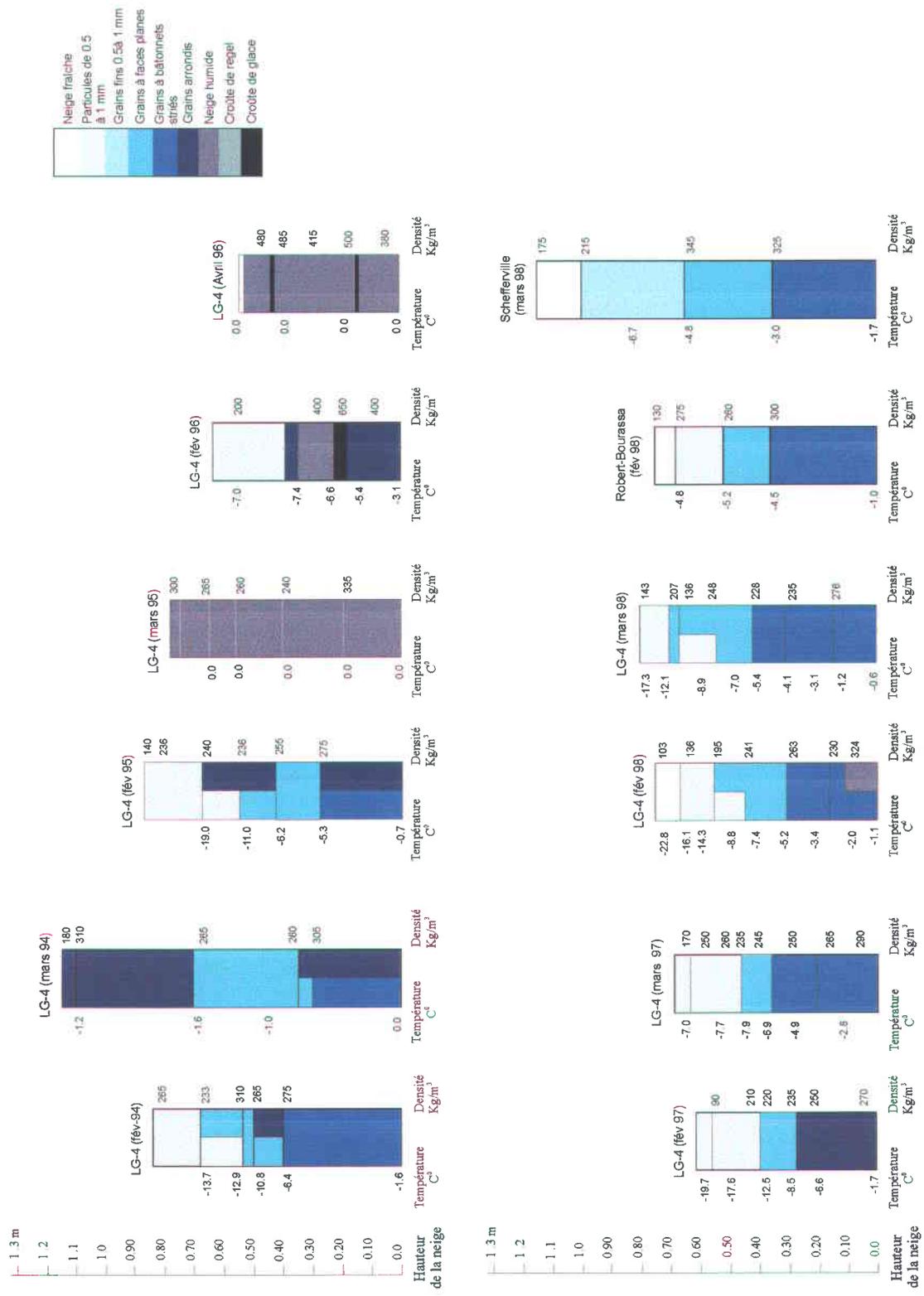


Figure 7. Caractéristiques de la neige pour les hivers 1993-1994 à 1997-1998

en profondeur, on remarque que la densité augmente et que le type de grain passe progressivement à une neige à grains à faces planes à un givre de fond (grains à bâtonnets striés). Précisons que la présence du givre de fond est très importante pour la compréhension des données micro-ondes, car elle contribue considérablement à la diffusion de volume dans la neige et à la diminution de la profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique dans la neige. Dans certains cas, on observe que la densité au centre du profil est supérieure à celle au fond du profil. Cette situation illustre un cas typique de transformation du grain par un épisode humide à un moment ou l'autre de l'hiver. Si l'on s'attarde au profil de l'hiver 1995 à LG-4, une période humide a débuté lors du travail de terrain le 14 mars, affectant radicalement la structure du couvert nival. Pour le mois d'avril 1996, la période de la fonte de la neige avait commencé et la structure de la neige était relativement similaire à ce qui a été observé au mois mars 1995. Ainsi, dans les deux cas, les profils étaient caractérisés par une neige totalement transformée. À Schefferville, une couche particulière de neige a été observée, il s'agit d'une neige à grains fins de dimension de 1 mm et de densité élevée ( $345 \text{ kg/m}^3$ ). Ce type de neige est apparenté à une neige transformée mécaniquement par le vent. Ainsi, à cause de la présence de ce type de neige, la densité de la neige est généralement plus importante à Schefferville, comparativement à ce nous avons observé plus près de la Baie James. Par ailleurs, la dimension des grains est aussi un peu plus importante. Toutefois, comme nous ne possédons des informations sur la structure de la neige que pour une seule campagne de terrain, il est assez difficile de généraliser ces observations pour les hivers précédents.

## **4 PRÉTRAITEMENT DES DONNÉES**

---

### **4.1 Extraction et pré-traitement de l'information**

Précisons que les images SSM/I que nous avons utilisées sont, en fait, des fichiers de points (format vectoriel) reçus en format texte. Ceux-ci comprennent une géoréférence en longitude/latitude de même que des valeurs de température de brillance à 19.3 GHz, 22.2 GHz et 37 GHz (H et V). Pour parvenir à traiter ce type de données, différentes étapes de pré-traitement sont nécessaires, c'est-à-dire, le changement du système de projection des coordonnées SSM/I (section 4.1.1) et par la suite, l'interpolation des fichiers de points (section 4.1.2).

#### **4.1.1 Projection des données SSM/I**

Les coordonnées SSM/I (fichiers de points en polarisation V), ont été projetées en un système de coordonnées coniques conformes Lambert (aspect polaire nord). Plus précisément, la transformation s'appuie sur un méridien central ( $68^{\circ}$  N,  $90^{\circ}$  W), une latitude de référence ( $53^{\circ}$  N) et une origine de référence ( $63^{\circ}$  N,  $90^{\circ}$  W). Les données SSM/I seront ainsi dans le même système de référence que la mosaïque d'occupation du sol NOAA/AVHRR.

#### **4.1.2 Interpolation des données SSM/I**

Le balayage des images SSM/I est considérable (1394 km), ce qui permet d'obtenir une image à tous les jours. L'orbite des images SSM/I est cependant variable entre les différentes dates d'acquisition, faisant en sorte qu'il est impossible de superposer parfaitement deux images de dates différentes. Pour corriger cette situation, nous avons interpolé les valeurs de température de brillance au moyen de l'algorithme du plus proche voisin. Cet algorithme fut choisi afin de ne pas altérer les valeurs radiométriques des données (Richard, 1993). Pour chacune des scènes, nous avons créé des sous-images de 49 lignes par 38 colonnes dont la dimension des pixels est de 25 km de résolution. Ces sous-images couvrent un territoire de  $1,163,730 \text{ km}^2$  et englobent tout le secteur d'étude.

### 4.1.3 Estimation de l'EEN aux stations météorologiques

Les données de terrain sur le couvert nival ne sont pas disponibles pour le début de l'hiver. Donc, pour pallier à cette situation nous avons estimé les valeurs d'équivalents en eau du couvert nival. Celles-ci ont été réalisées à partir des données de quatre stations météorologiques implantées par Hydro-Québec et couvrant la période entre le mois d'octobre 1993 et mars 1998.

Dans un premier temps, nous avons cumulé les données de précipitations journalières pour chacune des stations. Il est cependant connu que l'implantation d'un précipitomètre provoque des perturbations aérodynamiques qui modifient les accumulations aux stations. Ainsi, la majorité des accumulations aux stations sont sous-estimées, puisque les sites ne sont pas suffisamment abrités. Les erreurs sont d'autant plus grandes que la vitesse du vent est importante. Cette situation dépend en plus du type d'appareil utilisé. Les précipitomètres utilisés par Hydro-Québec sont du type Belfort. Par ailleurs, mentionnons que la présence d'un antigel à l'intérieur des précipitomètres fait fondre automatiquement chaque accumulation de neige, ce qui permet d'enregistrer directement les précipitations comme des valeurs d'EEN.

Selon Goodison (1978), il est possible de réajuster les données de précipitation en fonction du vent et du type de précipitomètre. Il s'agit de diviser les précipitations captées par une équation qui fait la relation entre le ratio des précipitations (précipitations captées/précipitations vraies) et la vitesse du vent,  $V$  ( $\text{km/h}^{-1}$ ). Afin de vérifier s'il est possible d'améliorer les estimés d'EEN, une équation de type polynôme qui illustre la relation entre les précipitations captées/précipitations vraies et la vitesse du vent  $V$  ( $\text{km/h}^{-1}$ ) a donc été appliquée aux données de précipitations captées (transformées en valeurs d'EEN) entre octobre 1993 et mars 1998 pour quatre stations météorologiques. Précisons que cette équation a été développée par Goodison (1978) pour un secteur des prairies canadiennes. La

figure 8 montre la relation entre les EEN estimées aux stations non corrigées et corrigées en fonction du vent et des mesures de terrain.

Nous constatons que les valeurs d'EEN sont sous-estimées aux stations LG-4, Duplanter et Caniapiscau lorsque les données ne sont pas corrigées en fonction du vent.

$$EEN_{vraie} = \frac{EEN_{captée}}{0.00783 - 0.03393 * (V) + 0.00406 * (V)^2} \quad (42)$$

La situation est toutefois différente à la station LG-3, puisque, les estimés correspondent mieux à la réalité terrain, sauf pour l'année 95-96. Lorsque l'on corrige les valeurs d'EEN en fonction du vent aux stations météorologiques, on remarque que les valeurs d'EEN sont largement surestimées aux stations Duplanter et Caniapiscau et dans une moindre mesure à la station LG-3. En ce qui concerne la station LG-4, la correction des données s'est avérée satisfaisante, puisque les estimés correspondent mieux aux données de terrain.

Il est difficile d'expliquer clairement pourquoi il n'y a pas de correspondance satisfaisante entre les données de terrain et les estimés corrigés. Toutefois, nous pouvons supposer, que l'équation utilisée n'est pas totalement adaptée aux conditions de vent de la zone d'étude, puisqu'elle a été développée pour la région des prairies canadiennes. Par ailleurs, comme les mesures de terrain n'ont pas été prises près des stations météorologiques (à moins de 5 km), du moins en ce qui concerne les stations Caniapiscau et LG-3, il est possible que les valeurs d'EEN mesurées ne correspondent pas exactement à la réalité terrain directement près de la station météorologique. Dans ces conditions, il est difficile de vérifier réellement l'impact des corrections.

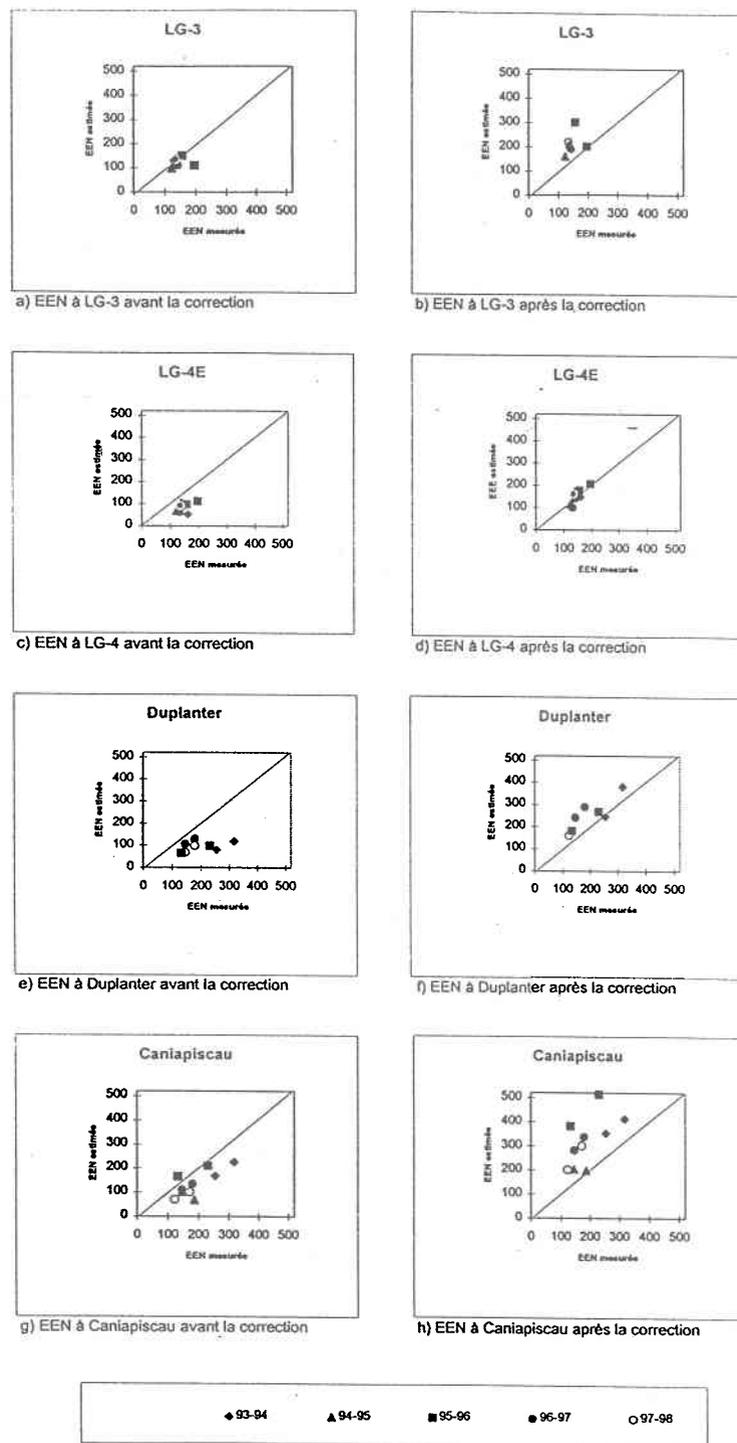
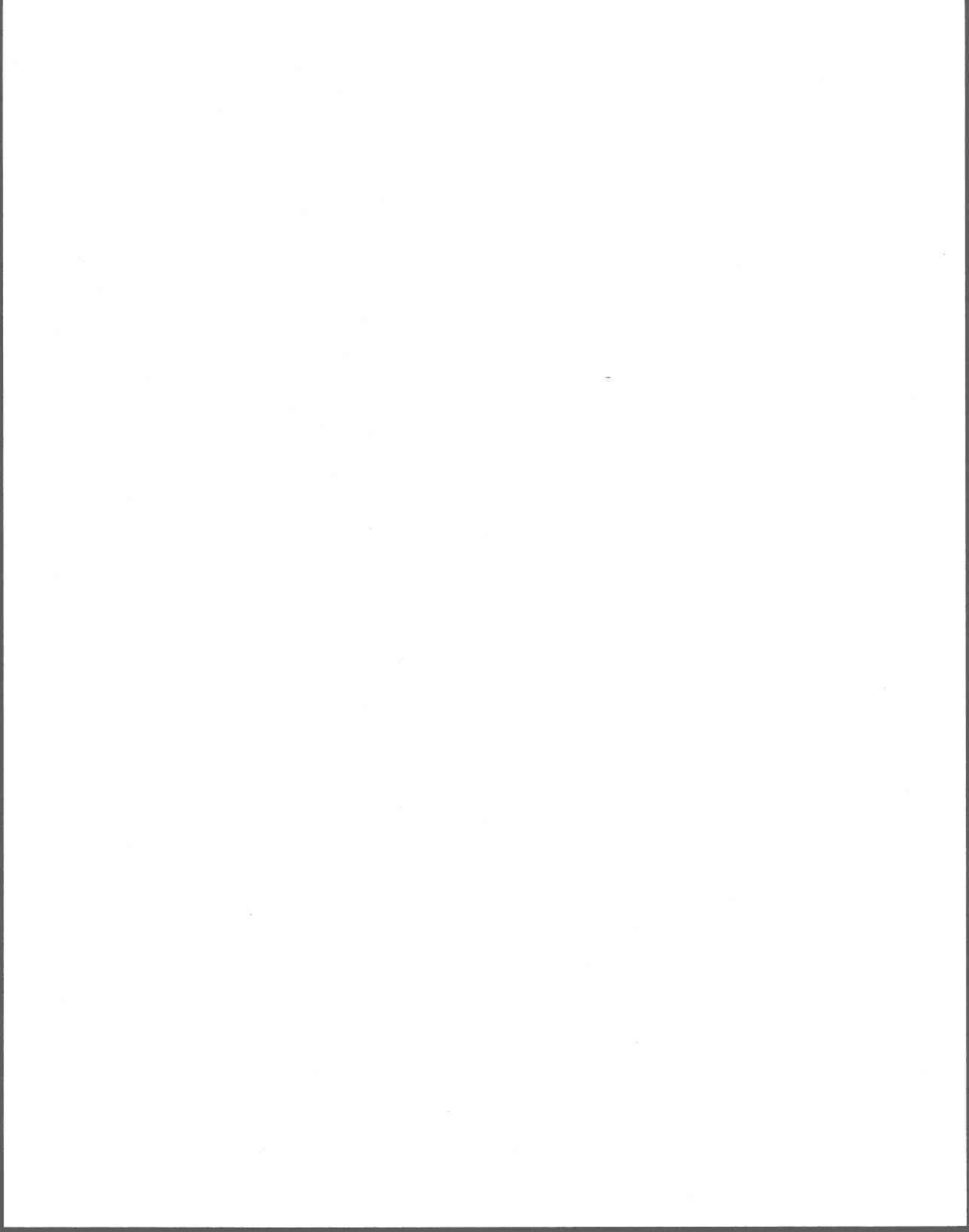


Figure 8. Relation entre les accumulations d'EEN mesurées au sol et celles estimées aux stations météorologiques corrigées en fonction du vent et non-corrigées en fonction du vent (octobre 1993 à mars 1998).

En considérant les résultats obtenus, seules les accumulations de la station LG-4 ont été corrigées en fonction du vent puisque les estimés corrigés correspondaient assez bien aux valeurs du terrain. Pour les autres stations, comme la correction surestimait les valeurs d'EEN au précipitomètre, la correction n'a pas été appliquée (figure 8).

#### **4.1.4 Intégration des données dans un SIG**

Les sous-images interpolées de même que les données de terrain et météorologiques ont par la suite été introduites dans un système d'information géographique (IDRISI<sup>MD</sup>) afin d'extraire les valeurs de température de brillance aux sites d'échantillonnage de la neige.



## 5 ANALYSE TEMPORELLE

---

### 5.1 Présentation du protocole d'analyse

Cette étape consiste à effectuer le suivi temporel du couvert nival, à partir de la série temporelle des données SSM/I. Il s'agit, en fait, d'extraire les valeurs de Tb du couvert nival à 37 et 19 GHz en polarisation verticale et de comparer ces valeurs aux données de terrain. La polarisation verticale a été privilégiée puisqu'elle est moins sensible aux variations de Tb causées par la stratification des couches de neige (réflexions aux interfaces).

L'analyse temporelle des données SSM/I à 37 et 19 GHzV a été réalisée en deux étapes. Dans un premier temps, nous avons évalué la variation radiométrique de la neige à partir des données SSM/I des hivers 1993-1994, 1994-1995 et 1995-1996 pour des pixels relativement homogènes du bassin du complexe la Grande. Les résultats ont été présentés dans l'article 1 (Partie II). Afin de confirmer les observations faites lors des travaux antérieurs, la même analyse a été réalisée à l'aide des données SSM/I des hivers 1996-1997 et 1997-1998, mais cette fois-ci pour un secteur d'étude plus grand ( bassin du complexe la Grande, bassin du complexe Grande Baleine, partie nord du complexe Manicouagan et partie ouest du complexe Churchill Falls). Les résultats sont présentés dans l'article 2 (Partie II). Comme nous l'avons présenté antérieurement dans l'introduction, l'occupation du sol affecte considérablement la variation des données SSM/I en masquant le signal de la neige. Afin d'examiner cet impact sur l'analyse temporelle des données SSM/I, nous avons comparé les données d'EEN et les Tb pour les hivers 1996-1997 et 1997-1998 et les valeurs d'EEN pour des pixels homogènes et des pixels mixtes (article 4, Partie II). Les pixels homogènes sont des pixels où les pourcentages de la forêt fermée et des lacs sont inférieurs à 10%. Comme nous le verrons dans la section suivante, ce sont surtout ces deux classes qui influencent la radiométrie des Tb à 37 et 19 GHzV.

### 5.1.1 Variation des Tb à 19 GHz V

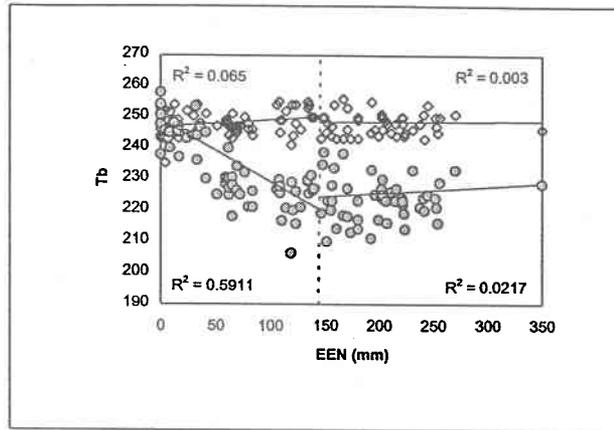
L'analyse des Tb à 19 GHzV pour les hivers 1996-1997 et 1997-1998 indique que les Tb sont peu corrélées avec les valeurs d'EEN, que ce soit pour des pixels homogènes ou encore pour des pixels mixtes (Figure 9a et 9b). En fait, la fluctuation des Tb est plutôt associée à la variation des températures de l'air. Ainsi, tout au long de l'hiver, l'augmentation des Tb est en fait causée par l'accroissement général du bilan énergétique de la neige et du sol. Les travaux d'Hallikainen et de Jolma (1986) ont démontré des résultats similaires pour un secteur de la Finlande.

En ce qui concerne la variation des points autour de la courbe, on ne remarque pas de différences significatives entre les pixels homogènes (figure 9a ) et les pixels mixtes (figure 9b).

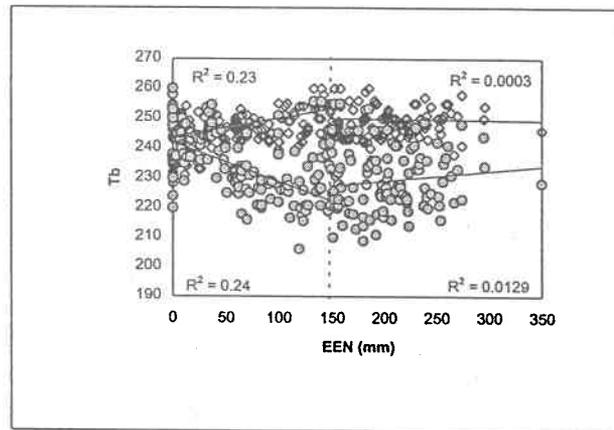
### 5.1.2 Variations des Tb à 37 GHz

Les résultats de l'analyse temporelle pour les données SSM/I des hivers 1996-1997 et 1997-1998 montrent une diminution des Tb avec l'augmentation des valeurs d'EEN et une inversion de la relation lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm (figures 9a, 9b et 9c). Rappelons, que le même type de relation avait préalablement été observé lors de l'analyse des données SSM/I des hivers 1993-1994, 1994-1995 et 1995-1996, mais que l'inversion de la relation entre les Tb et l'EEN avait été plutôt observée aux alentours de 200 mm (figure 4 de l'article 1, Partie II). Afin de bien évaluer les changements possibles, nous avons calculé et comparé le coefficient de variation ( $R^2$ ) pour des valeurs d'EEN supérieures et inférieures à 150 mm.

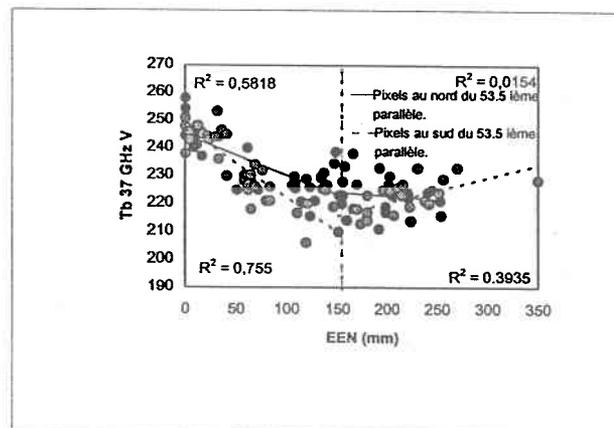
La diminution des valeurs de Tb est directement liée à l'augmentation de la diffusion de volume dans le stock de neige et par le fait même à l'augmentation de l'EEN (Ulaby *et al.*, 1986). Rappelons cependant, que la diffusion de volume est aussi contrôlée par la dimension des cristaux de neige. Ainsi, plus les cristaux présents dans le stock de neige sont gros plus



a) pixels homogènes



b) pixels mixtes



b) pixels homogènes pour le secteur nord et pour le secteur sud

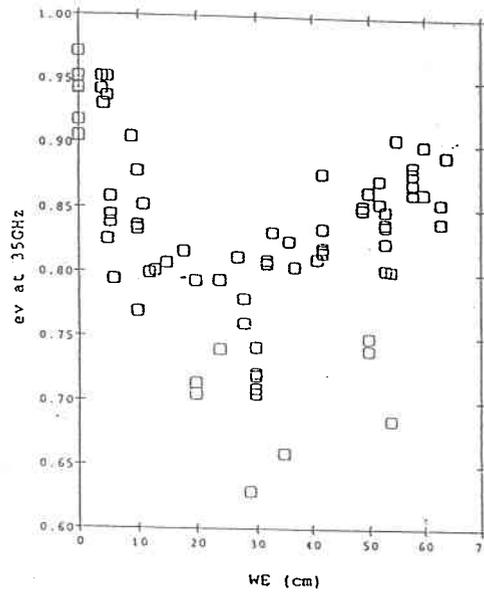


Figure 9. Variations des Tb à 37 et 19 GHz en fonction de l'EEN (1996-1997 et 1997-1998).

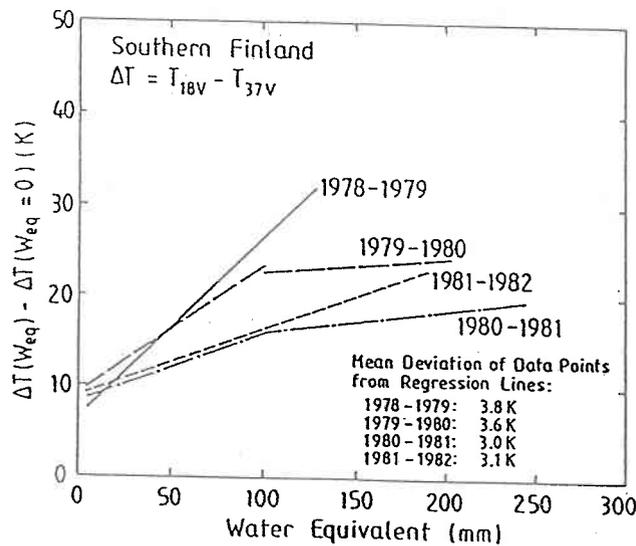
la diffusion de volume est importante. Lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm, il y a une inversion de la relation entre les  $T_b$  à 37 GHzV et les EEN. En effet, la valeur des  $T_b$  tend à augmenter ou à se stabiliser lorsque les EEN augmentent. L'inversion de la relation est causée par le fait que la profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques est inférieure à l'épaisseur du couvert nival. Cela a donc comme conséquence de diminuer la contribution des couches de neige plus en profondeur. Ainsi, l'augmentation et/ou la stabilisation des  $T_b$  du couvert nival serait donc liée au fait que les radiations proviennent principalement des couches supérieures du couvert nival. Précisons que la profondeur de pénétration représente la profondeur au bout de laquelle l'intensité du signal est divisée par une exponentiel. L'épaisseur calculée contribue donc à 64% du signal émis. À 37 GHzV, la profondeur de pénétration varie de 1 mètre à quelques centimètres selon la structure du couvert nival (Ulaby *et al.*, 1986). Le même genre de relation avait déjà été remarqué par Mätzler en 1994 (figure 10 a) et l'équipe d'Hallikainen en 1986 (figure 10 b). Selon Mätzler (Mätzler, 1994), les principales radiations micro-ondes des couverts de neige épais ne proviennent pas de la totalité du couvert nival puisque la profondeur de pénétration est inférieure à l'épaisseur du couvert nival. Dans ces conditions, la majorité de l'information micro-onde est issue des couches supérieures du couvert nival. Comme les couverts de neige plus épais ne favorisent pas la formation de gros cristaux de neige en surface, l'émissivité de la neige est donc plus élevée.

Hallikainen et son collaborateur (Hallikainen et Jolma 1986), ne sont pas aussi précis dans leurs explications. Toutefois, ils précisent que le signal se sature aux alentours de 100 mm d'EEN et que cette saturation est liée à la structure du couvert nival.

Les travaux de Sherjal (1995) vont également dans le même sens. En effet, Sherjal (1995) a remarqué que pour une neige homogène avec un diamètre de grain de 0.5 mm, l'émissivité diminuait avec l'augmentation des fréquences, mais que la relation s'inversait, lorsque le diamètre des cristaux était de 2 mm (figures 11a, 11b et 11c). L'introduction d'un profil de

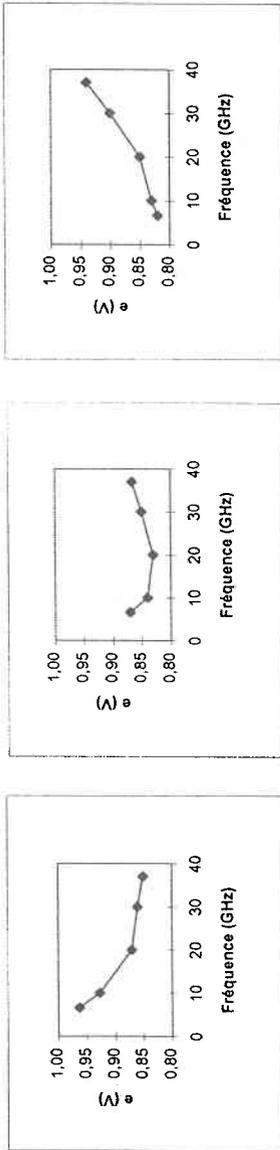


a) Variations de l'émissivité ( $e$ ) en polarisation verticale à 35 GHz en fonction de l'EEN (Mätzler, 1994).

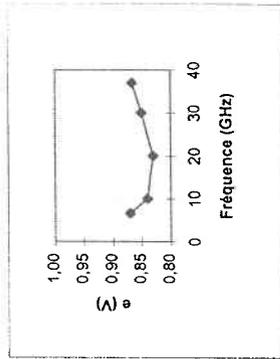


b) Variations de l'indice développé par Hallikainen en fonction de l'EEN (Hallikainen et Jolma, 1992).

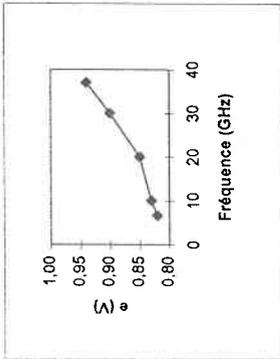
Figure 10. Variations de l'émissivité à 35 GHz en fonction de l'EEN selon les travaux de Mätzler (a) et l'indice développé par Hallikainen et Jolma (b).



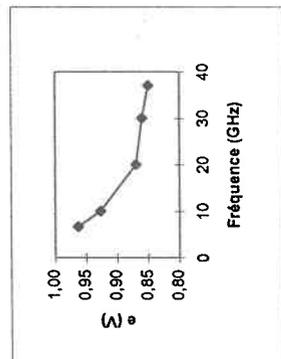
a) Variations de  $\epsilon$  en fonction des fréquences (taille du grain: 0.5 mm densité: 0.3 cm/g3)



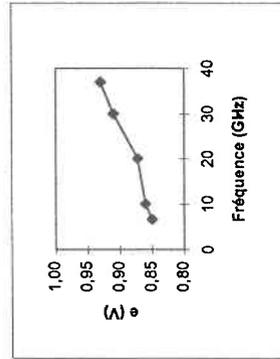
b) Variations de  $\epsilon$  en fonction des fréquences (taille du grain: 1 mm densité: 0.3 cm/g3)



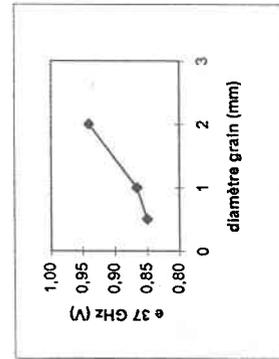
c) Variations de  $\epsilon$  en fonction des fréquences (taille du grain: 2 mm densité: 0.3 cm/g3)



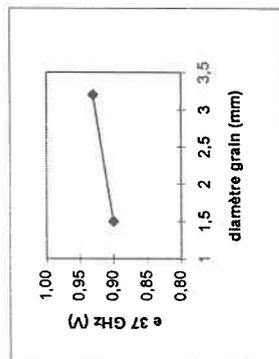
d) Variations de  $\epsilon$  en fonction des fréquences et d'un profil de taille de grains de 0.5 à 1.5 mm.



e) Variations de  $\epsilon$  en fonction des fréquences et d'un profil de taille de grains de 1.5 à 3.2 mm.



f) Variations de  $\epsilon$  en fonction de la taille du grain. Combinaison des valeurs à 37 GHz issues des figures a, b et c. (adapté de Sherjal, 1995)



g) Variations de  $\epsilon$  en fonction d'un profil de taille de grains. Combinaison des valeurs à 37 GHz issues des figures d et e. (adapté de Sherjal, 1995)

Figure 11 Variations de l'émissivité en fonction des fréquences et de la taille des grains (d'après Sherjal, 1995)

taille des grains dans les simulations de Sherjal (1995) montre également une augmentation de l'émissivité avec l'augmentation des fréquences lorsque la variation des grains passe de 0.5 mm à 1.5 et de 2 mm à 3.2 mm (figures 11 d et 11 e). Finalement, la combinaison des résultats des graphiques 11a, 11b et 11c de même que la combinaison des graphiques 11d et 11e montre une croissance de l'émissivité à 37 GHzV avec l'augmentation de la grosseur des grains (figure 11f et 11g). Dans chacun des cas, l'augmentation de l'émissivité est liée au fait que la profondeur de pénétration est inférieure à l'épaisseur du couvert nival. Ces simulations sont donc en accord avec nos observations.

Des calculs de transmittance, et d'atténuation réalisés pour deux sites différents de notre zone d'étude attestent qu'il y a une diminution de la contribution des couches plus en profondeur (tableau 3). La transmittance ( $t$ ) est déterminée par l'équation suivante:

$$t = \frac{I_t}{I_i} = \int_{x_1}^{x_2} \exp -(ke dx) \quad (43)$$

Si chaque couche est considérée comme un milieu homogène et individuel comme cela est notre cas, on peut estimer la transmittance par l'équation 44:

$$t = \exp -(ke dx \sec \theta_i) \quad (44)$$

En connaissant la transmittance pour chaque couche il est possible par la suite de déterminer l'atténuation  $A$  (dB):

$$A(dB) = 10 \log_{10} \frac{1}{t} \quad (45)$$

où

- $I_t$  est l'intensité énergétique transmise ( $W.m^{-1}$ )  
 $I_i$  est l'intensité énergétique incidente ( $W.m^{-1}$ )  
 $k_e$  est le coefficient d'extinction qui est déterminé à partir des équations 37, 38 et 39  
 $dx$  est l'épaisseur de la couche de neige (m)  
 $\theta_i$  est l'angle de réfraction dans la neige

Les valeurs du tableau 3 montrent que l'atténuation causée par la diffusion de volume est plus importante pour les couches à la base du couvert nival comparativement aux couches en surface. Par exemple, pour le mois de février à LG-2, l'atténuation de la couche du fond est de 80 dB comparativement à 0.36 dB pour la couche en surface. Il est intéressant de spécifier, que l'atténuation de la couche de fond augmente au cours de l'hiver comme l'indiquent les valeurs pour le mois de mars, mais que l'atténuation par les couches de surface ne change pratiquement pas.

Tableau 3. Statistiques concernant l'atténuation du signal à 37 GHz (V) pour deux secteurs de la zone d'étude.

Couche	Réservoir Robert-Bourassa (Février 1998)				Zone de Schefferville (Mars 1998)			
	Épaisseur de la couche (m)	rayon du grain (mm)	$t$	$A$ (dB)	Épaisseur de la couche (m)	rayon du grain (mm)	$t$	$A$ (dB)
5*	-	-	-	-	0.25	0.25	0.85	0.71
4	0.14	0.25	0.92	0.36	0.23	0.35	0.64	1.93
3	0.10	0.35	0.81	0.93	0.5	0.50	0.67	1.73
2	0.20	0.45	0.40	3.97	0.31	0.75	5.24 E-03	22.80
1	0.30	1.00	5.17 E-08	79.92	0.30	1.50	4.35 E-25	256

$t$ : transmissivité,  $A$ : atténuation, \* couche en surface.

Un autre paramètre peut aussi expliquer l'augmentation des EEN lorsque ceux-ci sont supérieurs à 150 mm. Il est possible que la variation des  $T_b$  soit influencée par l'augmentation des températures physiques de la neige, puisque les  $T_b$  sont reliées à l'émissivité ( $e$ ) et à la température physique des objets.

Les profils de la température de la neige à LG-4 indiquent notamment une augmentation de  $\sim 10$  °C des couches supérieures de la neige entre le mois de février et avril 1997. (figure 12) Par ailleurs, la figure 3a de l'article 3 (Partie II), montre qu'il y a aussi une relation entre l'augmentation des températures minimales de l'air et celles des  $T_b$  à 37 GHzV.

Si l'augmentation de la température physique de la neige influence le terme  $T_s$  de l'équation 26, elle est aussi responsable de l'augmentation du terme  $e$  puisque  $e = a$  (Meyland *et al.*, 1977). En fait, une augmentation de la température de la neige provoque une augmentation de l'absorption dans la neige, puisqu'il y a un accroissement de la partie imaginaire de la constante diélectrique de la glace qui est inclus dans le calcul du  $K_a$  (éq.38). De plus, rappelons nous que l'intensité du rayonnement d'un corps noir et gris dépend de sa température (éq. 17, 18, 19 et 20). Précisons cependant, que cet impact est faible comparativement à celui causé par la dimension des grains de neige.

Si l'on s'attarde à la dispersion des points autour de la courbe, on remarque que la variation des  $T_b$  sur la figure 9a est beaucoup plus faible comparativement à celle remarquée sur la figure 9b. Dans le premier cas (figure 9a), la dispersion des points autour de la courbe s'explique par le fait que la structure du couvert nival est différente selon les sites de mesure de la neige (densité, dimension du grain, *etc.*). Dans le cas de la figure 9b, la très grande variabilité des points autour de la courbe est à la fois causée par la différence de la structure du couvert nival, mais aussi par l'hétérogénéité des pixels. La variabilité des classes d'occupation du sol présentes à l'intérieur du pixel contribue donc à augmenter la confusion

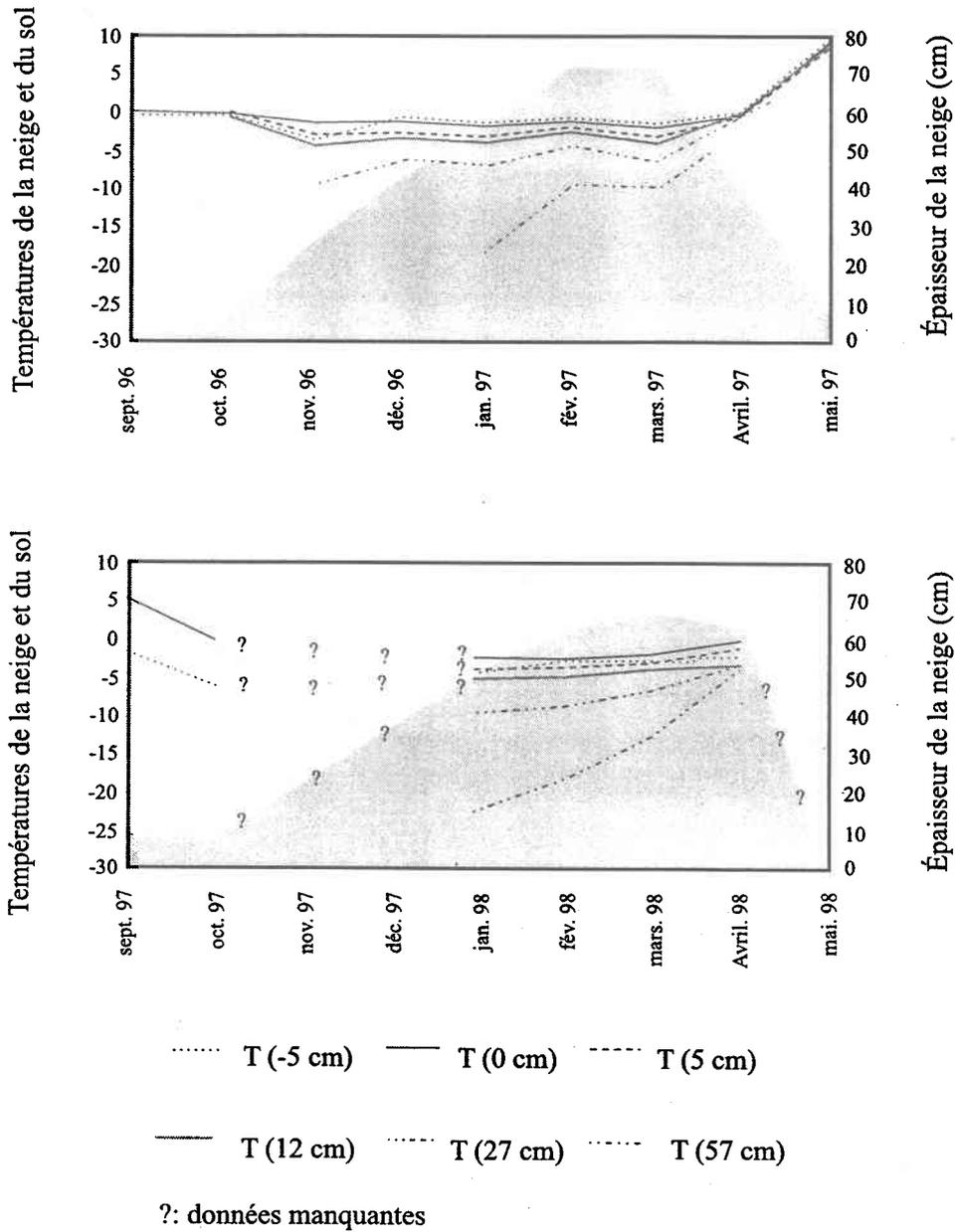


Figure 12. Variations de la température du sol et de la neige.

entre la valeur des pixels homogènes avec peu de neige et les pixels mixtes avec beaucoup de neige. Bien que nous ne possédions pas d'informations sur la structure de la neige pour l'ensemble des sites de mesure, nous croyons qu'il est possible d'observer des différences radiométriques de la neige selon la localisation géographique des sites. En effet, la structure de la neige est fortement conditionnée par les fluctuations météorologiques locales. De plus, les températures de l'air et de la neige risquent aussi d'être différentes du nord au sud. La variation radiométrique des pixels homogènes en fonction de l'EEN a donc été étudiée en fonction de la localisation géographique des sites de mesure pour les hivers 1996-1997 et 1997-1998 (figure 9c). Plus spécifiquement, nous avons analysé le comportement des  $T_b$  de la neige à 37 GHzV pour les sites situés le plus au nord du secteur d'étude, c'est-à-dire, ceux localisés au nord du 53.5<sup>ième</sup> parallèle (figure 9c). La même analyse a été réalisée pour les sites situés au sud du 53.5<sup>ième</sup> parallèle. La figure 9c montre les résultats de cette analyse. Nous constatons dans un premier temps, que, pour les sites situés au nord du 53.5<sup>ième</sup> parallèle, (trait en tiret) les signatures spectrales sont très élevées à l'automne, (250 K) et diminuent jusqu'à 210 K lorsque les valeurs d'EEN sont à 150 mm. Lorsque les quantités d'EEN augmentent, les  $T_b$  de la neige tendent à augmenter pour atteindre 233 K. Dans le cas des  $T_b$  situées au sud du 53.5<sup>ième</sup> parallèle, les valeurs des  $T_b$  sont en général plus élevées et sont rarement inférieures à 220 K pour des valeurs d'EEN inférieures à 150 mm (ligne pleine). Par ailleurs, nous constatons aussi, qu'il n'y a pas d'inversion de la relation lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm, mais plutôt une saturation des  $T_b$ . Ces constatations tendent donc à confirmer que la structure de la neige est différente pour les deux groupes de sites.

### **5.1.3 Comparaison des $T_b$ à 37 GHz du site d'étude aux valeurs de $T_b$ simulées issues de la littérature**

Les résultats de l'analyse expérimentale confirment aussi les grandes tendances obtenues à partir des données simulées que l'on retrouve dans la littérature (Chang *et al.*, 1976, 1981, 1987; Tiuri (1982); Stogryn, 1986; Tsang., 1987; Tsang., 1987 d'après Armstrong *et al.*,

1993;). Toutefois, il persiste certaines différences, notamment en ce qui concerne la limite de saturation du signal et la valeur des  $T_b$  simulées (figure 13). En ce qui concerne la limite de saturation du signal, on remarque que la valeur de cette limite est variable selon les travaux et la structure de la neige analysée, variant de  $\sim 50$  mm (Tiuri, 1982; Stogryn, 1986) à  $\sim 150$  mm (Chang *et al.*, 1976, 1981, 1987; Tsang, 1987 et Tsang., 1987 d'après Armstrong *et al.*, 1993). Dans un deuxième temps, on remarque aussi, que les valeurs des  $T_b$  simulées à 37 GHzV selon les travaux de Chang *et al.*, (1976, 1981, 1987) et de Tiuri (1982) sont beaucoup plus faibles comparativement à ce que l'on peut observer à la Baie-James, alors qu'elles sont plus élevées dans le cas des travaux de Stogryn (1986) et Tsang., 1987 d'après Armstrong *et al.*, 1993. Rappelons que les simulations de Chang *et al.*, (1976, 1981, 1987) et Tiuri (1982) sont réalisées à l'aide de la méthode du transfert radiatif (méthode en intensité). Cette méthode est simple et pratique mais ignore les interactions de la diffraction multiple dans le calcul de la contribution multiple de la diffusion, de plus, la fonction de phase est calculée essentiellement dans le champ lointain. Donc, dans ces conditions, la conservation de l'énergie est rarement respectée (Ulaby *et al.*, 1981; et Sherjal, 1995). Aussi, précisons que la théorie de Mie est utilisée pour déterminer la diffusion (Stogryn, 1986, Ulaby *et al.*, 1981; et Sherjal, 1995). L'utilisation de la théorie de Mie implique donc que les grains sont ronds, ce qui n'est évidemment pas le cas dans la nature ( Stogryn, 1986). Toutes ces suppositions font que les valeurs de  $T_b$  simulées à l'aide d'une méthode de transfert radiatif classique sont largement sous-estimées (Stogryn, 1986). Par ailleurs, précisons aussi que les types de neige simulés étaient tous homogènes, la comparaison avec les sites expérimentaux à la Baie-james devint donc doublement difficile. Afin de considérer les effets des interactions multiples entre les grains, Tsang et ses collaborateurs (1987) ont utilisé une approche basée sur la théorie du transfert radiatif des milieux denses "dense medium radiative transfer theory" qui considère le milieu comme un champ rapproché. Les interactions multiples entre les grains sont donc considérées. Les résultats de  $T_b$  obtenues sont plus élevées que celles de Chang (1976, 1981, 1987) et Tiuri (1982), mais restent encore faibles comparativement aux valeurs simulées par Stogryn (1986).

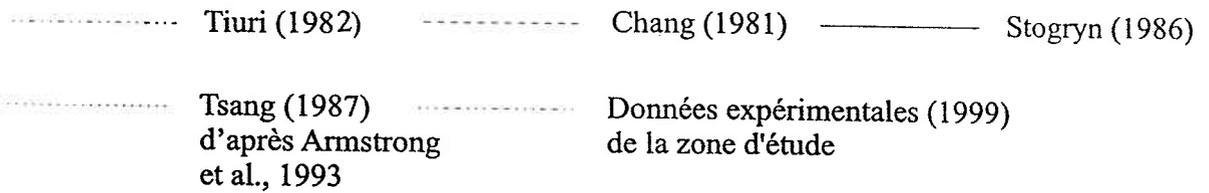
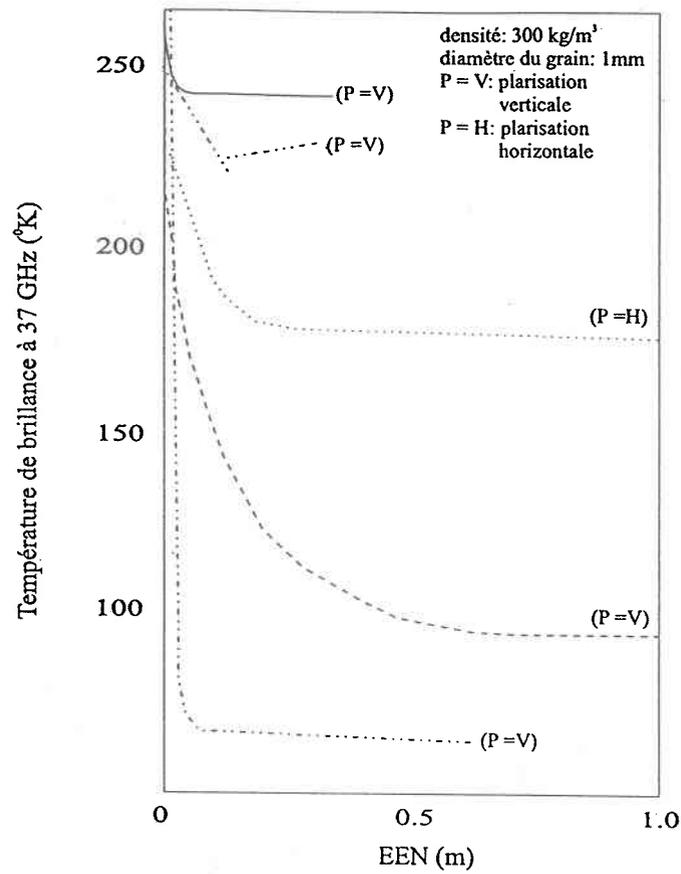


Figure 13. Comparaison des  $T_b$  simulées à 37 GHz en relation avec les données expérimentales du site d'étude (figure adaptée de Tiuri (1982) Chang *et al.*, 1981; Stogryn (1986) et Tsang (1987) d'après Armstrong *et al.*, 1993).

Il est difficile de comparer les valeurs simulées de Tsang *et al.* (1987) avec les valeurs expérimentales de la Baie-James, puisque les valeurs de  $T_b$  ont été simulées en polarisation horizontale (Tsang, 1987 d'après Armstrong *et al.*, 1993). Dans le cas des travaux de Stogryn (1986), la méthode utilisée pour simuler les  $T_b$  est basée sur une approche en champ électromagnétique, c'est-à-dire axée sur la résolution des équations de Maxwell ce qui la rend très rigoureuse (Sherjal, 1995). Bien que les  $T_b$  à 37 GHz (V) simulées soient assez élevées, elles se rapprochent néanmoins des valeurs expérimentales de la Baie-James. Les valeurs élevées s'expliquent en partie par le fait, que la température physique de la neige utilisée dans le modèle était relativement élevée ( $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) comparativement à ce que l'on peut observer dans la nature au milieu de l'hiver (Stogryn 1986).

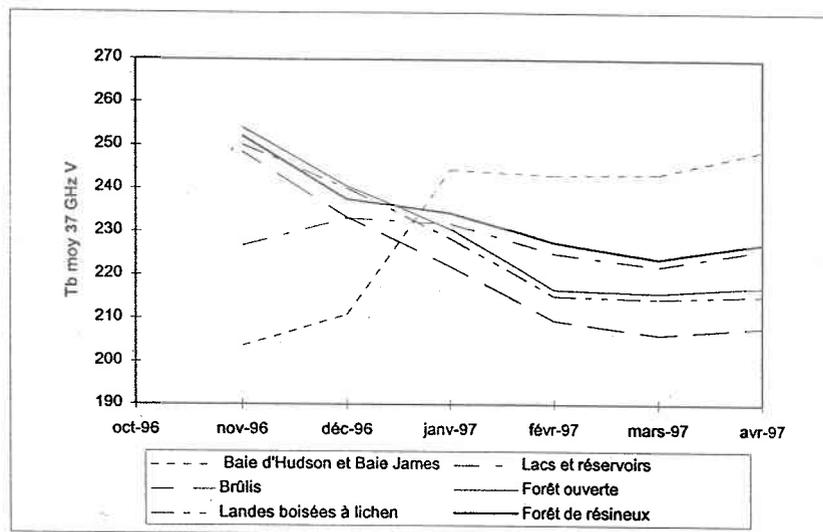
## **6 ÉVALUATION DE L'IMPACT DES CLASSES D'OCCUPATION DU SOL SUR LA VARIABILITÉ DES TB DE LA NEIGE**

---

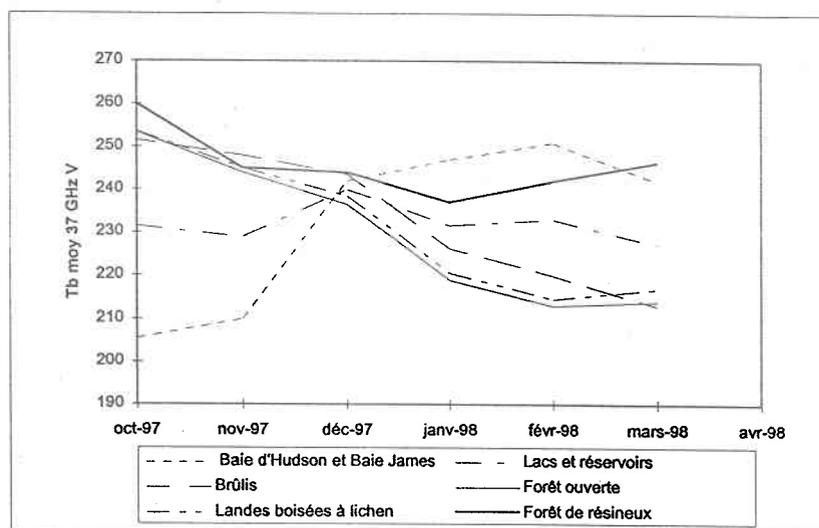
L'occupation du sol affecte considérablement le signal de la neige, diminuant ainsi l'efficacité des algorithmes pour l'estimation de l'EEN. Nous désirons donc minimiser cet impact dans le processus d'estimation de l'EEN. Pour y parvenir nous devons au départ évaluer l'effet de l'occupation du sol sur la variabilité des Tb de la neige. Pour ce faire, nous avons procédé à deux analyses: la détermination des variations mensuelles des Tb de la neige en fonction des classes d'occupation du sol et par la suite, l'évaluation sous-pixel des Tb de la neige en fonction des différentes classes d'occupation du sol.

### **6.1 Variations mensuelles des Tb de la neige en fonction des classes d'occupation du sol**

Dans un premier temps, nous avons identifié les classes d'occupation du sol présentes dans la région d'étude. Pour ce faire, nous avons utilisé une mosaïque NOAA/AVHRR de l'occupation du sol. Neuf classes d'occupation du sol ont été identifiées pour le secteur d'étude: la forêt ouverte, la forêt de feuillus, la forêt mixte, les landes boisées à lichen, la forêt de conifères, les brûlis, les zones dégagées, les zones agricoles et l'eau (lacs, réservoirs, Baie-James et Baie d'Hudson) (figure 6). Deuxièmement, à l'aide d'une série continue de données SSM/I à 37 GHz, une analyse temporelle de la radiométrie de la neige a été réalisée en fonction des principales classes d'occupation du sol présentes dans le secteur d'étude. Précisons que les classes de l'occupation du sol liées à la forêt de feuillus, la forêt mixte, les zones dégagées et les zones agricoles, ne sont pas bien représentées dans le secteur d'étude, donc pour cette raison elles n'ont pas été analysées. L'évaluation radiométrique a été réalisée pour deux périodes spécifiques soit: de novembre 1996 à avril 1997 (figure 14a) et d'octobre 1997 à mars 1998 (figure 14b). faire, nous avons moyenné mensuellement les valeurs de Tb à 37 GHzV pour chacune des classes d'occupation du sol en utilisant une image par semaine.



a) 1996-1997



b) 1997-1998

Figure 14. Variations mensuelles des Tb moyennes à 37 GHz pour différentes classes d'occupation du sol.

Les figures 14a et 14b montrent deux points importants. Dans un premier temps, on remarque qu'il n'y a pas de différence significative entre les Tb de la neige des forêts ouvertes, des landes boisées à lichen et des brûlis. Bien que les valeurs radiométriques de la classe brûlis se démarquent des deux autres classes, cette différence n'est pas assez significative pour que l'on puisse isoler sa signature. Deuxièmement, nous remarquons que les valeurs des Tb de la neige des forêts de résineux, des lacs et celles des réservoirs, et de la Baie James et la Baie d'Hudson restent assez élevées au cours de la période hivernale (janvier à avril).

Dans le cas spécifique des secteurs forestiers, les Tb de la forêt de conifères à 37 GHz (V) restent assez élevées en hiver, comparativement aux Tb associées aux forêts ouvertes, aux landes boisées à lichen et aux brûlis. En fait, les signatures spectrales sont très élevées à l'automne, et diminuent d'environ 10 à 20 K vers la fin de l'hiver. Ainsi, la démarcation de cette classe par rapport aux autres classes d'occupation du sol se fait surtout remarquée à partir du mois de décembre. Cette situation s'explique par le fait que les arbres ont une émissivité très élevée (0.9, selon les travaux de Hall *et al.*, 1982), les valeurs des Tb se rapprochent donc de leur température physique (Kurvonen et Hallikainen, 1997) et masquent ainsi le signal de la neige qui s'accumule au sol. Des études menées en Finlande durant la période automnale et hivernale fournissent des résultats similaires (Kurvonen et Hallikainen, 1997).

La classe d'occupation du sol associée à la Baie James et la Baie d'Hudson montre une très large variation des Tb à 37 GHz (V) entre l'automne et l'hiver. Les Tb sont très faibles en octobre et en novembre (~ 205 K), puis augmentent considérablement tout au long de l'hiver pour atteindre des valeurs de 240 K en moyenne (fig 14a et 14b). Avant l'apparition de la glace à la surface des lacs, la surface de l'eau agit comme un réflecteur spéculaire selon la relation de Kirchhoff (Ulaby *et al.*, 1986), faisant en sorte que les Tb restent très faibles. Lorsque la glace se forme à la surface des plans d'eau, le rayonnement micro-onde provient

presque exclusivement de la glace qui réagit comme un émetteur (Cosmiso, 1983). Plusieurs travaux réalisés sur la glace marine de première année montrent que l'émissivité de ce type de glace est très élevée  $\sim 0.92$  (Barber *et al.*, 1998), mais variable d'une année à l'autre et d'un secteur à l'autre. Ces différences sont principalement associées à la structure de la glace (Leconte et Klassen, 1991; Barber *et al.*, 1998), à la température de l'air et de la glace (Comiso, 1983), à la présence d'un couvert de neige à la surface de la glace (Hall *et al.*, 1981; Barber *et al.*, 1998) et à la salinité de la glace (Matzler, 1987). Dans le cas de la Baie James et de la Baie d'Hudson, on remarque que la présence de neige à la surface de la glace ne semble pas affecter le signal de la glace. Plusieurs raisons peuvent expliquer cette situation. Premièrement, il est possible que le couvert nival soit très faible à la surface de la glace, ce qui implique qu'il y a peu de diffusion de volume de la neige. Deuxièmement, lors de la transformation de neige en glace il y a souvent la présence de la "slush" à l'interface de la neige/ glace. Ainsi, la présence d'eau mélangée à la neige provoquerait une absorption des radiations en provenance de la glace et de la neige, augmentant ainsi la valeur des  $T_b$  de la neige. Finalement, le pourcentage de sel dans la glace contribue à accroître les pertes diélectriques dans la glace, ce qui favorise l'augmentation des valeurs de  $T_b$  (Mätzler, 1987). La situation n'est pas aussi évidente dans le cas des lacs et des réservoirs, puisque les pixels utilisés pour cette analyse sont mixtes. C'est-à-dire, que la valeur radiométrique des pixels est probablement contaminée par les autres classes d'occupation du sol.

## 6.2 Évaluation sous-pixel de la radiométrie des $T_b$ de la neige en fonction des différentes classes d'occupation du sol

Dans le domaine de l'optique, les images de basse résolution telles que NOAA et le capteur Végétation de SPOT-4, ont des pixels avec une signature spectrale mixte, causant un effet d'intégration qui filtre l'hétérogénéité de chaque pixel (Cherchali, 1995; Fortin *et al.*, 1998). La valeur radiométrique des pixels représente donc de façon simplifiée, la somme pondérée des divers éléments de la surface. La pondération est représentée par la proportion occupée par ces éléments de surface pour chaque pixel, c'est-à-dire les classes d'occupation du sol

(Cherchali, 1995; Lapointe, 1996; Fortin *et al.*, 1998). Cette affirmation peut donc s'énoncer de la façon suivante:

$$VR_i = \sum_{j=1}^N Vr_{ij} * f_{ij} + e_i \quad (46)$$

où

- $VR_i$  est la valeur radiométrique du pixel  $i$  pour la bande spectrale considérée;
- $f_{ij}$  est la proportion de la surface du pixel  $i$  qui est occupée par la classe  $j$ ;
- $Vr_{ij}$  est la valeur radiométrique moyenne de la classe d'occupation du sol  $j$  dans la bande spectrale considérée appliquée au pixel  $i$ ;
- $e_i$  est un terme d'erreur pour tenir compte des erreurs de mesure et de la variabilité de  $Vr_{ij}$ ;
- $N$  est le nombre de classes d'occupation du sol.

À cause de la résolution spatiale des données SSM/I utilisées qui est de 69x43 km à 19 GHz et de 37x 28 km à 37 GHz (Hollinger, 1990), nous supposons que la radiométrie des pixels est mixte et répond à la théorie des mélanges spectraux. Dans ce sens, la variabilité des pixels à 37 et à 19 GHz ne serait pas seulement contrôlée par la fluctuation du couvert nival et de la température de l'air, mais également par l'hétérogénéité des pixels.

Afin de vérifier le bien fondé de notre affirmation, nous avons évalué la variabilité des  $T_b$  de la neige à 37 et 19 GHzV, en fonction du pourcentage de recouvrement des classes d'occupation du sol pour chacun des pixels.

Tel que démontré à la section précédente (6.1), l'eau et la forêt de résineux sont les deux classes d'occupation du sol qui influencent le plus la radiométrie des pixels à 37 GHzV. En considérant ces observations, nous avons donc concentré nos efforts sur l'évaluation de la variation des  $T_b$  de la neige en fonction de ces deux classes d'occupation du sol. Dans ce contexte, la mosaïque NOAA/AVHRR du Québec a donc été modifiée en trois classes

d'occupation du sol bien distinctes: la classe forêt fermée (FF), les lacs et réservoirs (LR) et la forêt ouverte (FO) (Tableau 4).

Tableau 4. Classification de l'image NOAA/AVHRR du Québec.

<i>Classes de l'occupation du sol originales</i>	<i>Classes de l'occupation du sol regroupées</i>
eau : lacs et réservoirs Baie James et Baie d'Hudson	Lacs et réservoirs (LR)
Brûlis Landes boisées à Lichen Forêts ouvertes	Forêts ouvertes (FO)
Forêts de résineux Forêts mixtes Forêts de feuillus	Forêts fermées (FF)

\* La classe "zones dégagées" et la classe "zones agricoles" ne sont pas considérées dans cette analyse et de ce fait ont été consignées comme des zones non classées lors du regroupement des classes d'occupation du sol.

L'évaluation de la variabilité radiométrique des pixels a donc été réalisée en comparant la valeur des  $T_b$  à 37 et 19 GHzV en fonction du pourcentage de superficie de la classe FF et LR aux sites d'échantillonnage de la neige. Comme la trace au sol des données SSM/I est plus grande que la dimension des pixels rééchantillonnés, il n'est pas possible d'évaluer directement le pourcentage d'occupation du sol dans le pixel SSM/I. Pour pallier à ce problème, nous avons superposé les fichiers de points des images SSM/I à la mosaïque NOAA/AVHRR modifiée. Par la suite, le pourcentage de superficie des classes d'occupation du sol a été évalué pour chaque point correspondant à un pixel image et un site de mesure de la neige (figure 15). Précisons que le pourcentage de recouvrement des classes d'occupation du sol a été évalué pour une surface elliptique qui correspond à la trace au sol des données SSM/I et dont la résolution spatiale était variable selon la fréquence analysée. En effet, la résolution au sol des données SSM/I est différente à 19 et 37 GHzV (tableau 2 de l'article 1; Partie II) puisqu'une seule antenne est utilisée pour acquérir les informations en  $T_b$ . De leur côté, les images SSM/I interpolées ont été utilisées pour trouver les valeurs

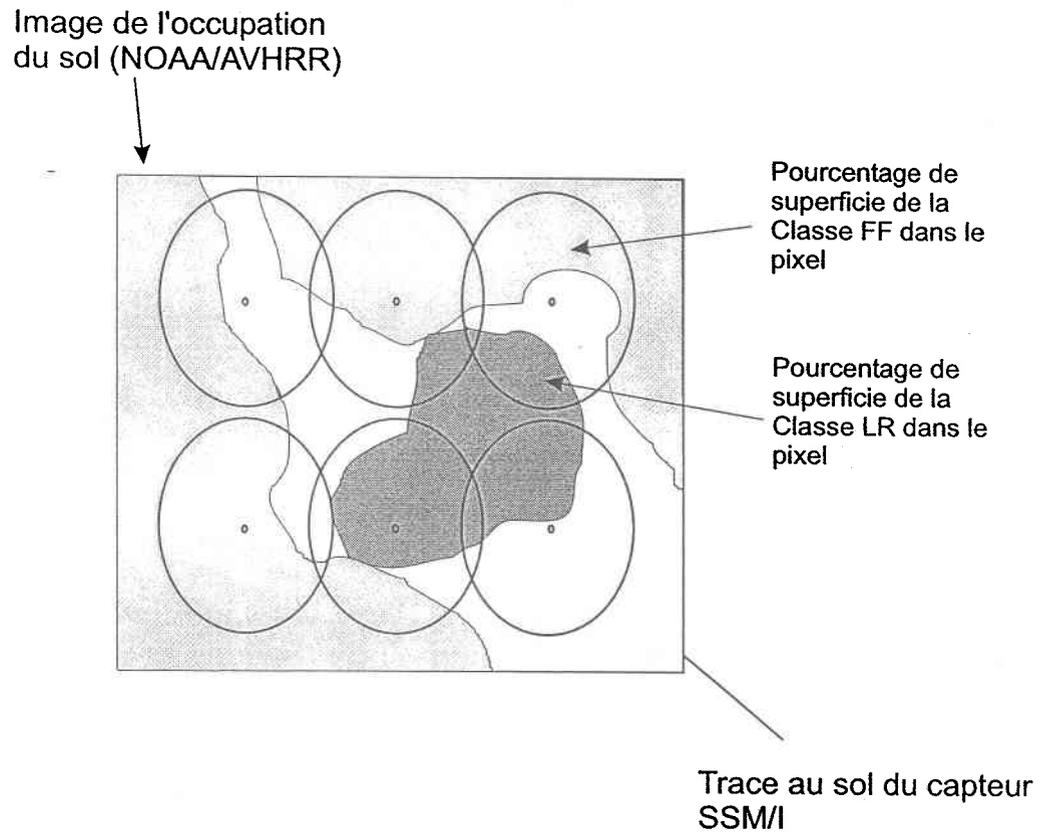


Figure 15. Estimation des pourcentages de chacune des trois classes d'occupation du sol retenues pour chaque pixel SSM/I.

des  $T_b$  à 19 et 37 GHzV aux sites de mesure de la neige. Afin de s'assurer de vraiment évaluer l'impact de la classe LR et FF sur la variabilité des pixels, précisons que seulement les pixels composés de la classe FO en combinaison avec la classe LR ou la classe FF ont été analysés. Plus spécifiquement, nous avons évalué l'influence des classes LR sur la variabilité radiométrique des pixels pour quatre situations bien précises. Premièrement, nous avons voulu comprendre l'impact des classes LR sur la variabilité radiométrique des pixels lorsqu'il n'y a pas encore de neige au sol. Par la suite, nous nous sommes intéressés à la situation lorsqu'il y a peu de neige au sol, c'est-à-dire lorsque les EEN sont inférieurs à 50 mm. Lorsque les EEN varient entre 50 et 150 mm et lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm. pour chaque pixel SSM/I.

À cause de la disponibilité des données de terrain dans certain secteur de la zone d'étude (*i.e.* près de la région forestière), nous avons réalisé l'analyse sur la variabilité radiométrique des pixels en fonction de la classe FF pour des situations légèrement différentes que celles analysées pour la classe LR: EEN = 0 mm, EEN= 0-100 mm, EEN =100-200 mm et des EEN supérieurs à 200 mm

La figure 16 présente la synthèse de la variation des  $T_b$  en fonction du pourcentage de recouvrement pour chacune des classes d'occupation du sol à 37 et 19 GHzV. Nous constatons qu'à l'automne, lorsqu'il n'y a pas encore de glace à la surface des plans d'eau, les  $T_b$  diminuent considérablement lorsque le pourcentage de recouvrement de la classe LR augmente dans le pixel (figure 16a et 16b). La très faible valeur des  $T_b$  à 37 et 19 GHzV est attribuable à la forte réflexion spéculaire à l'interface eau/air (Ulaby *et al.*, 1986). Lorsque la neige commence à s'accumuler au sol et que la glace se forme à la surface des lacs, la relation entre les  $T_b$  à 37 GHzV et le pourcentage de superficie de la classe LR devient positive (figure 16a). En effet, cette relation devient de plus en plus évidente au fur et à mesure que le couvert nival augmente, puisque l'écart radiométrique entre un sol couvert de

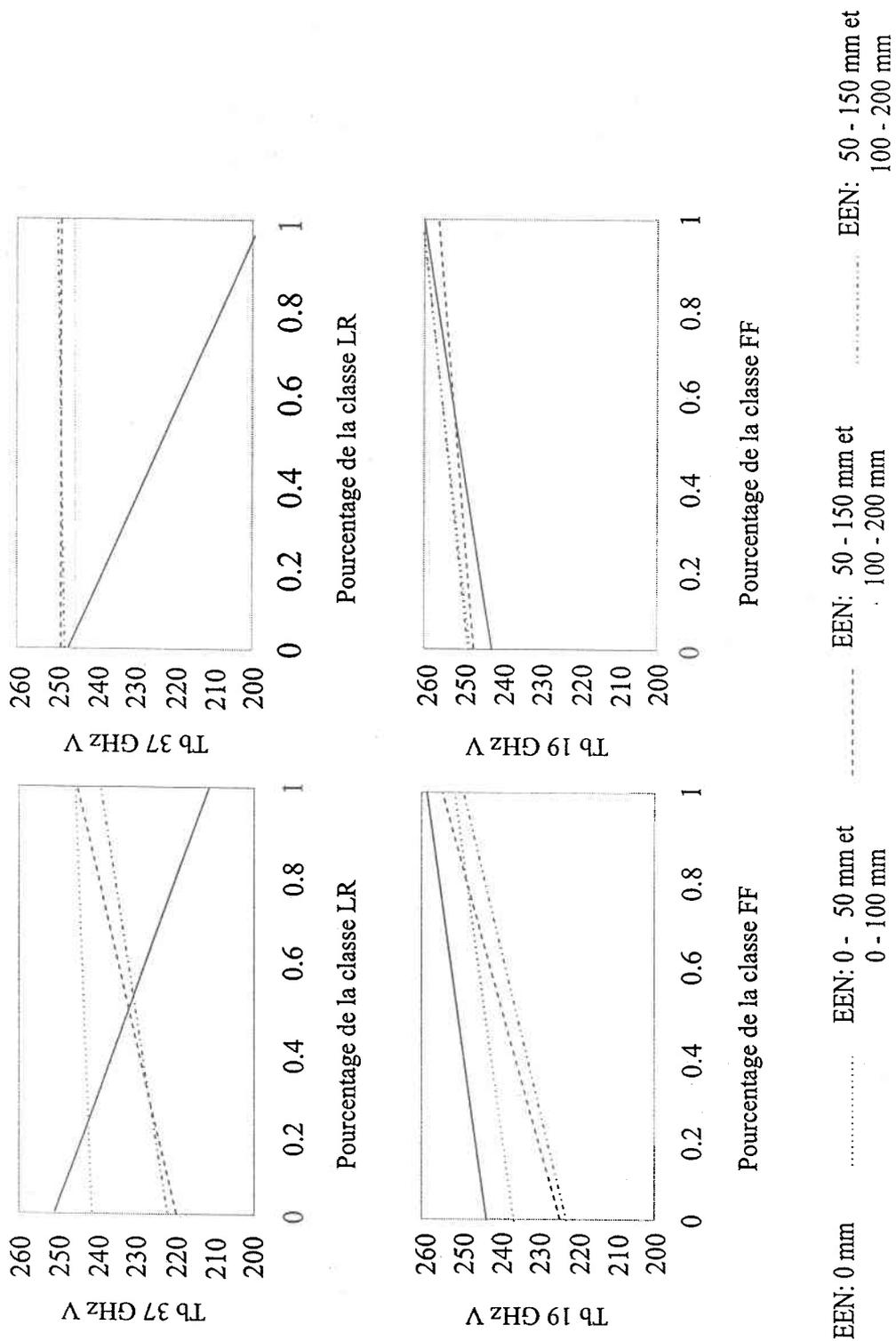


Figure 16. Variations de Tb à 37 et 19 GHz V avec le pourcentage de superficie des classes Lacs et réservoirs (LR) et forêt fermée (FF) dans le pixel par rapport à la classe forêt ouverte (FF).

neige et la glace à la surface des lacs augmente. À 19 GHzV, il n'existe pas de relation significative entre l'augmentation du pourcentage de la classe LR et les Tb. Cette situation s'explique par le fait que la diffusion de volume influence très peu les valeurs à cette fréquence (figure 16b). Les détails de cette analyse sont présentés aux articles 3 (figure 4) et 4 (figure 3).

Dans le cas de la classe FF, l'augmentation du pourcentage de superficie de cette classe dans le pixel se remarque tant à 37 qu'à 19 GHzV (figure 16c et 16d). Ainsi, l'augmentation de la proportion du couvert forestier dans le pixel, provoque une augmentation de la signature spectrale des pixels, puisque l'émissivité des arbres est très élevée de l'ordre de 0.9 (Hall *et al.*, 1982). Dès les premières chutes de neige, on remarque une variation importante de la valeur des Tb à 37 GHzV lorsque le couvert forestier est absent et une consolidation de la relation entre les Tb et l'augmentation de la classe FF au fur et à mesure que la neige s'accumule au sol (figure 16c). Cette situation s'explique par le fait que pour les secteurs de forêts ouvertes, la valeur radiométrique des pixels diminue considérablement à cause de la diffusion de volume de la neige au sol, alors que pour les secteurs forestiers denses, les Tb restent élevées tout au long de l'hiver puisque les arbres masquent le signal de la neige. Dans le cas des données à 19 GHzV, il y a également une croissance des valeurs de Tb avec l'augmentation du pourcentage de recouvrement de la classe FF, toutefois, cette augmentation est plus modeste comparativement à celle observée à 37 GHzV (figure 16d). Le détail pour chacune des courbes est présenté dans l'article 3 (figure 5) ou 4 (figure 4).

Nous avons démontré que la variation du pourcentage de l'occupation du sol dans un pixel pouvait influencer la valeur radiométrique des pixels. Nous voulons maintenant vérifier d'une façon plus formelle s'il existe vraiment une relation significative entre la variable dépendante Y (Tb) et la variable explicative X (pourcentage de l'occupation du sol). En d'autres mots, nous voulons savoir si la pente est significativement différente de zéro. Pour

ce faire, on a testé la variable X, c'est-à-dire, le pourcentage d'occupation du sol dans le pixel selon les hypothèses suivantes (Gilbert, 1978):

$$H_0: \beta_i = 0 \text{ contre } H_1: \beta_i \neq 0$$

Cette hypothèse a été vérifiée dans un premier temps à partir de la statistique t qui suit une loi de Student (Perreault *et al.*, 1994; Gilbert, 1978):

$$t = \frac{\beta_i}{s_b} = \frac{\left( \frac{n \sum XY - (\sum X)(\sum Y)}{n \sum X^2 - (\sum X)^2} \right)}{\left( \frac{\sqrt{\sum (Y - Y_e)^2 / n - 2}}{\sqrt{\sum (X - X_m)^2}} \right)} \quad (47)$$

où,  $\beta_i$  est la pente des moindres carrées de la relation entre X (pourcentage de l'occupation du sol) et Y (les Tb à 37 ou 19 GHz) pour une quantité d'EEN déterminée et  $S_b$  est le rapport de l'erreur type des estimés (ETE) sur la somme des déviations à la moyenne (SDM). Finalement  $X_m$  représente la valeur moyenne des X.

La règle de décision pour effectuer ce test à un niveau de signification donné  $\alpha$  est la suivante:

- Si  $t \leq t_{n-p-1} (1-\alpha / 2)$ , on accepte  $H_0$ ;
- Sinon, on rejette  $H_0$ .

$t_{n-p-1} (1-\alpha / 2)$  est le quantile de la loi de Student dont la probabilité au non-dépassement est  $1-\alpha/2$  avec n-p-1 degrés de liberté.

L'hypothèse a également été vérifiée à l'aide d'une analyse de la variance en utilisant la statistique F de la loi de Fischer (Perreault *et al.*, 1994; Gilbert, 1978):

$$F = \frac{n-p-1}{p} \frac{SCR}{SCE} = \frac{\sum (Y_e - Y_m)^2}{\sum (Y - Y_e)^2} \quad (48)$$

où SCR est la somme des carrés de la régression entre les Tb à 37 et 19 GHz et le pourcentage de superficie dans le pixel, SCE est la somme des carrés des écarts,  $Y_e$  est la valeur estimée,  $Y_m$  est la valeur moyenne des Y, et Y est la valeur mesurée.

- Si  $F \leq F_{p, n-p-1} (1-\alpha)$ , on accepte  $H_0$ ;
- Si  $F > F_{p, n-p-1} (1-\alpha)$ , on rejette  $H_0$ .

$F_{p, n-p-1} (1-\alpha)$  est le quantile de la loi de Fischer dont la probabilité au non-dépassement est  $1-\alpha$  avec p et n-p-1 degrés de liberté, n est le nombre d'observations et p est le nombre de variables explicatives.

Les résultats sont présentés aux tableaux 5a et 5b et confirment les observations réalisées à partir des figures 16. En fait, on remarque que les pentes qui illustrent la variation des Tb à 37 GHzV en fonction du pourcentage de la classe LR sont significativement différentes de zéro, sauf pour des valeurs d'EEN qui varient entre 0 et 50 mm. Dans ce cas particulier, la probabilité de dépassement (valeur P) est d'environ de 0.24, ce qui indique que dans 24 % des cas, la variation des Tb est due au hasard. En ce qui concerne la fréquence à 19 GHzV les valeurs t et F sont toujours inférieures aux valeurs des tables statistiques. L'hypothèse  $H_0$  est donc acceptée, ce qui veut dire que la pente n'est pas significativement différente de zéro, donc, qu'il n'y a pas de relation entre les deux variables. On remarque également, que les probabilités de dépassement sont toujours supérieures au seuil critique de 5 %. En ce qui concerne la relation entre les Tb à 37 et 19 GHzV et le pourcentage de la classe FF,

l'hypothèse  $H_0$  est toujours rejetée, donc, le pourcentage de la classe FF dans le pixel influence la radiométrie des Tb.

Tableau 5a. Inférences statistiques sur la régression linéaire entre la classe LR et les Tb.

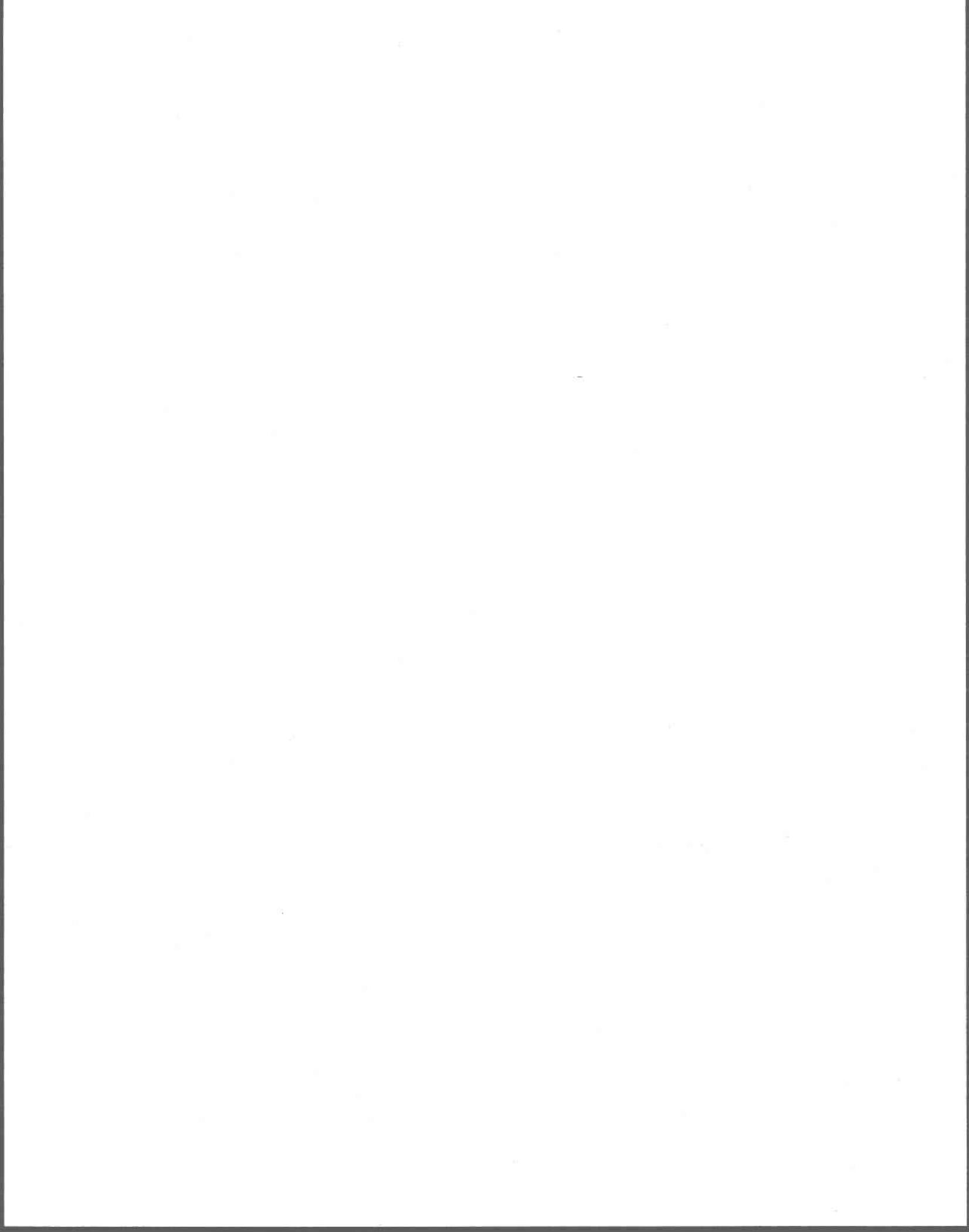
<i>EEN (mm)</i>	<i>n</i>	<i>Classe LR vs Tb 37 GHzV</i>			<i>Classe LR vs Tb 19 GHzV</i>		
		<i>t α 95</i>	<i>F α 95</i>	<i>P</i>	<i>t α 95</i>	<i>F α 95</i>	<i>P</i>
0	15	-8.15 <sub>1</sub> 2.16 <sub>2</sub>	66.55 <sub>1</sub> 4.54 <sub>2</sub>	0.00001	-8.86 <sub>1</sub> 2.160 <sub>2</sub>	78.22 <sub>1</sub> 4.54 <sub>2</sub>	0
0-50	43	1.18 <sub>1</sub> 2.02 <sub>2</sub>	1.41 <sub>1</sub> 4.03 <sub>2</sub>	0.24	0.10 <sub>1</sub> 2.02 <sub>2</sub>	0.108 <sub>1</sub> 4.03 <sub>2</sub>	0.91
50-150	64	4.40 <sub>1</sub> 2.00 <sub>2</sub>	19.42 <sub>1</sub> 4.00 <sub>2</sub>	0.00041	0.39 <sub>1</sub> 2.00 <sub>2</sub>	1.52 <sub>1</sub> 4.00 <sub>2</sub>	0.69
150 et plus	55	7.44 <sub>1</sub> 2.00 <sub>2</sub>	55.42 <sub>1</sub> 4.00 <sub>2</sub>	0	1.11 <sub>1</sub> 2.00 <sub>2</sub>	1.23 <sub>1</sub> 4.00 <sub>2</sub>	0.21

1 valeur calculée; 2 valeur de la table;  $\alpha$  niveau de signification (%); n est le nombre d'observations.

Tableau 5b. Inférences statistiques sur la régression linéaire entre la classe FF et les Tb.

<i>EEN (mm)</i>	<i>n</i>	<i>Classe FF vs Tb 37 GHzV</i>			<i>Classe FF vs Tb 19 GHzV</i>		
		<i>t α 95</i>	<i>F α 95</i>	<i>P</i>	<i>t α 95</i>	<i>F α 95</i>	<i>P</i>
0	13	2.71 <sub>1</sub> 2.20 <sub>2</sub>	7.34 <sub>1</sub> 4.67 <sub>2</sub>	0.02	3.42 <sub>1</sub> 2.20 <sub>2</sub>	11.75 <sub>1</sub> 4.67 <sub>2</sub>	0.005
0-100	33	2.21 <sub>1</sub> 2.06 <sub>2</sub>	4.90 <sub>1</sub> 4.17 <sub>2</sub>	0.03	3.10 <sub>1</sub> 2.06 <sub>2</sub>	12.55 <sub>1</sub> 4.17 <sub>2</sub>	0.0012
100-200	51	9.03 <sub>1</sub> 2.00 <sub>2</sub>	81.71 <sub>1</sub> 4.00 <sub>2</sub>	0	3.98 <sub>1</sub> 2.00 <sub>2</sub>	15.84 <sub>1</sub> 4.00 <sub>2</sub>	0.0002
200 et plus	49	8.71 <sub>1</sub> 2.00 <sub>2</sub>	75.78 <sub>1</sub> 4.00 <sub>2</sub>	0	5.44 <sub>1</sub> 2.00 <sub>2</sub>	29.66 <sub>1</sub> 4.00 <sub>2</sub>	0

1 valeur calculée; 2 valeur de la table;  $\alpha$  niveau de signification (%); n est le nombre d'observations.



## 7 ÉLABORATION D'UN ALGORITHME POUR ESTIMER L'EEN

---

### 7.1 Élaboration du protocole

Comme nous venons de le démontrer, il existe une relation significative entre l'augmentation des  $T_b$  de la neige en période de neige sèche et l'augmentation du pourcentage de superficie des forêts fermées et des lacs dans le pixel. En pratique, cela signifie, qu'il y a presque toujours une augmentation de la valeur radiométrique des pixels qui sont contaminés par la présence de lacs ou de forêts. Cela représente un problème, puisque la majorité de nos mesures de terrain sont réalisées en forêt ouverte, et que plus de la moitié des pixels analysés ont une radiométrie mixte. Cela a donc comme conséquence de minimiser la relation entre les valeurs de  $T_b$  à 37 GHzV et les mesures de terrain (EEN). Il est important de rappeler que, pour un environnement de forêt ouverte, des valeurs de  $T_b$  élevées correspondent très souvent à un environnement avec peu ou pas de neige, ou encore, à la présence de neige humide. Cette situation particulière, minimise donc l'efficacité des algorithmes d'estimation de l'EEN.

Dans cette optique, il nous est apparu très important de palier à cette situation en élaborant un algorithme d'estimation de l'EEN qui soit adapté aux conditions particulières de la taïga (*i.e.* des pixels mixtes). Pour ce faire, nous proposons d'utiliser une méthode de gradient de température en polarisation verticale pondérée (GTVP). L'algorithme du GTVP est inspiré du modèle de gradient de température en polarisation verticale (GTV) développé par le SEA (Goodison et Walker, 1994). À la différence du GTV, le modèle proposé applique des facteurs de pondération aux valeurs de  $T_b$ . En d'autres mots, le GTVP utilisé est affranchi de l'effet perturbateur de la forêt et des lacs. Les facteurs de pondération utilisés pour réajuster les données sont construits en tenant compte de la relation qui existe entre l'augmentation des valeurs de  $T_b$  de la neige et l'augmentation du pourcentage de recouvrement des pixels (figure 16), (figures 4 et 5 de l'article 3). Comme le secteur analysé

couvre un très grand territoire et que les conditions physiques de la neige sont différentes d'un endroit à l'autre, un autre facteur de correction a été introduit dans l'élaboration de l'équation du GTVP. Il s'agit du paramètre  $c$  qui permet de minimiser l'impact lié aux conditions physiques de la neige. Les détails concernant la création des facteurs de pondération seront présentés dans les sections qui suivent:

$$GTVP = \left( \frac{(Tb_{37GHzV} - a_{i\ 37GHzV} - b_{i\ 37GHzV}) - (Tb_{19GHzV} - a_{i\ 19GHzV} - b_{i\ 19GHzV})}{18} \right) + c \quad (49)$$

où

- $a_{i\ 37GHzV}$  facteur de pondération pour la classe LR pour la fréquence à 37 GHzV selon une quantité d'EEN=  $i$ ;
- $a_{i\ 19GHzV}$  facteur de pondération pour la classe LR pour la fréquence à 19 GHzV selon une quantité d'EEN=  $i$ ;
- $b_{i\ 37GHzV}$  facteur de pondération pour la classe FF pour la fréquence à 37 GHzV selon une quantité d'EEN=  $i$ ;
- $b_{i\ 19GHzV}$  facteur de pondération pour la classe FF pour la fréquence à 19 GHzV selon une quantité d'EEN=  $i$ ;
- $c$  facteur de pondération en fonction de la latitude.

Tel que démontré lors des analyses statistiques de la section précédente, les pentes de la figure 16b ne permettent pas d'expliquer la variation des Tb à 19 GHzV en fonction de l'augmentation de la classe LR dans le pixel, sauf lorsqu'il n'y a pas encore de neige au sol. Pour cette raison, les Tb à cette fréquence ont été pondérées seulement en fonction de la classe LR lorsque les EEN étaient zéro.

### 7.1.1 Création des facteurs de pondération $a_{i\ 37\ ou\ 19\ GHzV}$ et $b_{i\ 37\ ou\ 19\ GHzV}$

La première étape consiste à pondérer les valeurs du GTV pour les pixels correspondants aux sites de mesure de la neige. Cette étape a été réalisée en deux parties. Au départ, nous avons élaboré des facteurs de pondération ( $a_{i\ 37\ ou\ 19\ GHzV}$  et  $b_{i\ 37\ ou\ 19\ GHzV}$ ) pour chacune des classes d'occupation du sol, c'est-à-dire pour la classe lacs et réservoirs (LR) et pour la classe forêts

fermée (FF) et cela, pour différentes conditions d'enneigement ( $EEN = 0$  mm; 0-50 mm; 50-150 mm et 150 mm et plus). Les facteurs de pondération ont été réalisés en multipliant la valeur des pentes ( $m_{LR}$  et  $m_{FF}$ ) calculées à la figure 16 de la section 6.2. selon les conditions d'enneigement ( $EEN = i$ ) et le pourcentage ( $P_j$ ) de recouvrement des classes LR et FF dans le pixel. La pente donne une indication du taux d'augmentation des  $T_b$  lorsque le recouvrement d'une classe passe de 0% à 100 %. Comme les pixels analysés ne sont recouverts que partiellement par les deux classes d'occupation du sol, il est nécessaire de pondérer cette valeur en fonction du pourcentage de recouvrement de chacune des classes d'occupation du sol. La valeur obtenue, est une quantité en Kelvin (K), qui représente le décalage potentiel entre les  $T_b$  du pixel  $j$  analysé et la valeur approximative de ce même pixel, s'il n'était pas contaminé par la présence de l'une ou l'autre des deux classes d'occupation du sol analysées.

$$a_{i \text{ 37 ou 19 GHzV}} = (m_{LR ; EEN = i}) * (P_j) \quad (50)$$

$$b_{i \text{ 37 ou 19 GHzV}} = (m_{FF ; EEN = i}) * (P_j) \quad (51)$$

### 7.1.2 Création des facteurs de pondération $c$

Tel qu'il a été démontré à la section 6.2, la variation des  $T_b$  à 37 GHzV semble également conditionnée par la localisation géographique des sites de mesure de la neige. Les conditions physiques (structure de la neige et température) de la neige semblent responsables de cette situation. Pour vérifier si cette observation est toujours valable, nous avons évalué la variation du GTV pour des pixels homogènes en fonction d'un axe nord-sud (coordonnées Y), mais aussi selon un axe est-ouest (coordonnées X). Pour réaliser cette étape, il était fondamental d'utiliser des pixels homogènes afin de s'assurer que les changements observés étaient bien causés par une différence dans la structure du couvert nival et/ou la température de la neige et non par d'autres éléments extérieurs tels que la variation de l'occupation du sol

dans le pixel. Les résultats obtenus indiquent une dépendance du GTV en fonction d'un axe nord-sud (figure 17a), mais très peu en fonction d'un axe est-ouest (figure 17b). Plus spécifiquement, on remarque que le GTV tend à diminuer lorsque les sites de mesure de la neige sont localisés plus au nord, et que le signal sature lorsque les EEN sont supérieurs à 250 mm. Ces résultats étaient attendus puisque les conditions de températures sont favorables à ce genre de situation. En fait, les températures minimums et maximums de l'air sont toujours très basses dans ces secteurs ce qui favorisent la formation d'un givre de fond qui contribue à la diminution de la valeur du GTV. Les températures de l'air et de la neige sont aussi un facteur à considérer, puisqu'elles influencent directement les valeurs des  $T_b$ , et par le fait même celles du GTV.

En ce qui concerne les sites localisés le long de l'axe est-ouest, il y a une légère augmentation des valeurs du gradient pour les sites situés à l'ouest, lorsque les valeurs d'EEN sont faibles. Toutefois, cette constatation n'est plus valable au fur et à mesure que l'EEN augmente.

Comme pour l'analyse de l'occupation du sol, nous avons ici aussi, évalué la valeur statistique de la pente afin de savoir si elle est significativement différente de zéro et si la localisation géographique des sites peut aussi expliquer la variation du GTV. Tel que prévu, la valeur  $P$  indique que, seulement 0.0017 % des variations du GTV en fonction de la localisation des sites de mesure de la neige selon un axe nord-sud, c'est-à-dire la coordonnée  $Y$ , sont dues au hasard. Comme cette valeur est inférieure à la valeur critique de 5 % (StatSoft Inc, 1995), l'hypothèse  $H_0$  est rejetée. En d'autres mots, le gradient spectral varie selon les conditions physiques de la neige qui sont différentes selon un axe nord-sud. En ce qui concerne la variation du GTV en fonction des coordonnées  $X$ , la valeur  $P$  est de 0.26, c'est-à-dire de 26 %, l'hypothèse  $H_0$  est donc acceptée. Cela implique que la localisation géographique des sites de mesure de la neige selon un axe est-ouest (coordonnée  $X$ ) ne peut expliquer statistiquement la variation du GTV (Tableau 6).

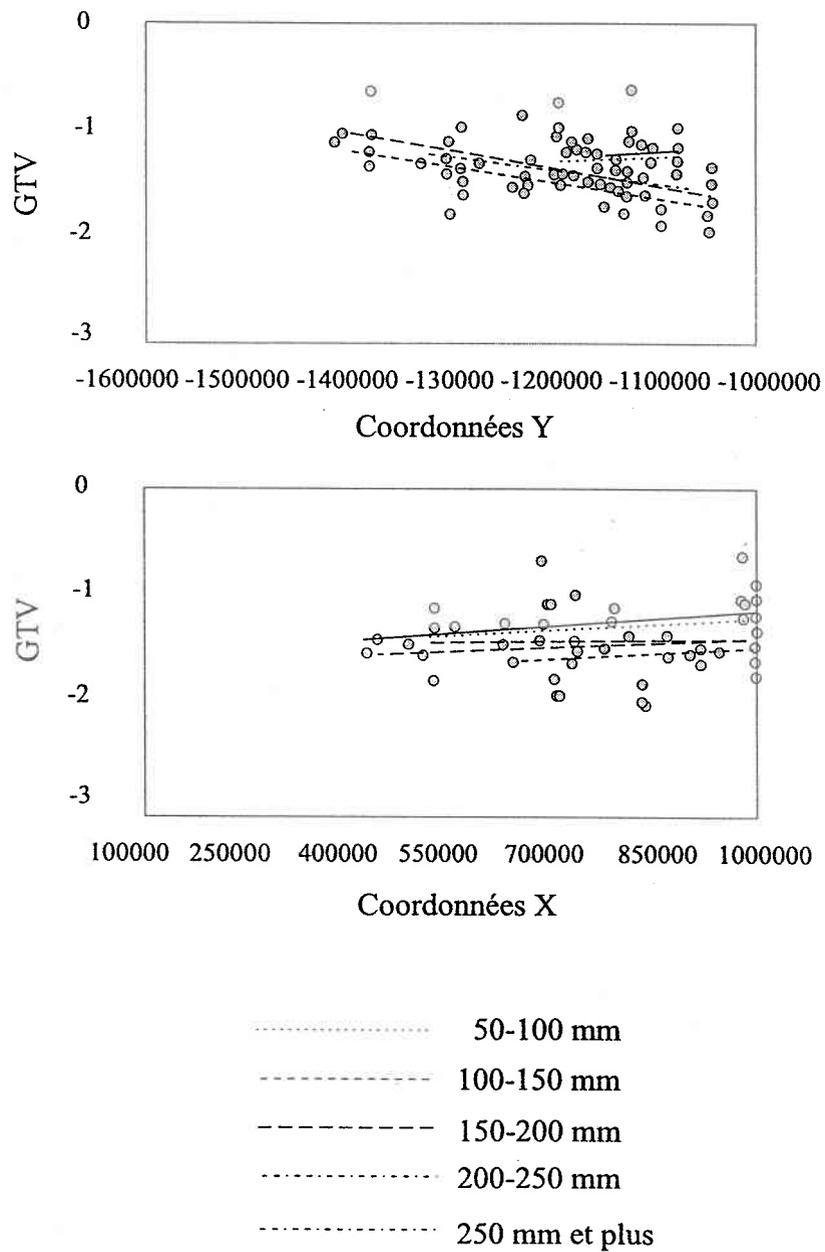


Figure 17. Variations du GTV pour des pixels homogènes selon des axes nord-sud et est-ouest pour différentes classes d'EEN (mm).

Tableau 6. Inférences statistiques sur la régression linéaire entre le GTV pour des pixels homogènes et les coordonnées Y et X des sites de mesure de la neige.

<i>EEN (mm)</i>	<i>n</i>	<i>GTV vs Coordonnée Y</i>			<i>GTV vs Coordonnées X</i>		
		<i>t α 95</i>	<i>F α 95</i>	<i>P</i>	<i>t α 95</i>	<i>F α 95</i>	<i>P</i>
0-350	77	-3.27 <sub>1</sub> 2.024 <sub>2</sub>	10.72 <sub>1</sub> 4.08 <sub>2</sub>	0.0017	-1.13 <sub>1</sub> 2.024 <sub>2</sub>	1.28 <sub>1</sub> 4.0 <sub>2</sub>	0.26

1 valeur calculée; 2 valeur de la table; α niveau de signification (%); n est le nombre d'observations.

En considérant les résultats obtenus, nous avons élaboré un indice qui permet de modérer la variation du gradient liée à la localisation géographique des sites de mesure de la neige, donc indirectement aux conditions physiques de la neige (structure et température). Ce facteur permet en quelque sorte de ramener les valeurs du GTV comme si elles avaient été toutes enregistrées à la même latitude.

Le facteur *c* est évalué en faisant la différence entre une latitude de référence (*coordonnée Y<sub>référence</sub>*: latitude sud de la zone d'étude) et la latitude du site de mesure de la neige considéré (*coordonnée Y<sub>i</sub>*) et en multipliant le résultat par la pente moyenne (*m<sub>moy</sub>*) de la relation entre le GTV et les coordonnées en Y. Nous avons choisi d'utiliser la pente moyenne puisqu'elle est représentative de la variation totale du GTV selon l'axe N-S. En fait, la pente est relativement constante pour différentes valeurs d'EEN (figure 17).

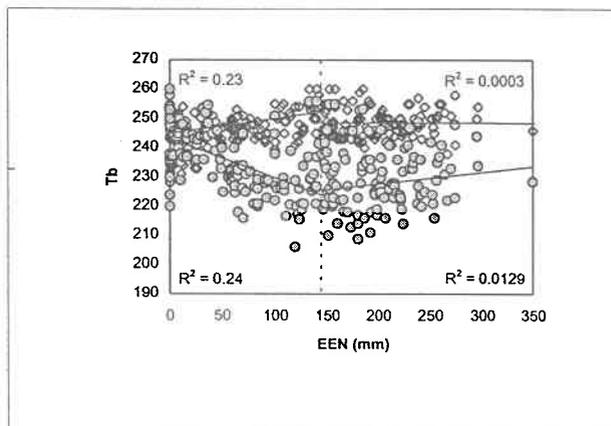
$$c = (\text{coordonnée } Y_{\text{référence}} - \text{coordonnée } Y_i) * m_{\text{moy}} \quad (52)$$

## 7.2 Évaluation des $T_b$ corrigées à 37 et 19 GHzV

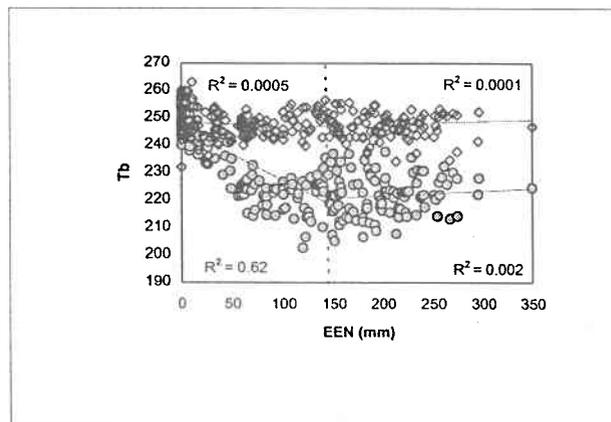
Les figures 18a et 18b présentent la variation des  $T_b$  à 37 et 19GHzV en fonction de l'EEN avant et après l'application des facteurs de pondération. Nous remarquons dans un premier temps, que les  $T_b$  pondérées et non pondérées à 37 GHz V (figure 18a et 18b) suivent la même tendance et confirment les observations déjà réalisées ultérieurement (De Sève *et al.*, 1997, 1998). Dans un deuxième temps, nous constatons que la relation entre les  $T_b$  à 37 GHzV et les EEN s'améliore considérablement après l'application des facteurs de pondération pour des valeurs d'EEN inférieures à 150 mm. En effet, la valeur du  $R^2$  passe de 0.24 (avant la pondération) à 0.62 (après la pondération). Lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm (figure 18a et 18b), la valeur du  $R^2$  est beaucoup plus faible et ne s'améliore pas après l'application du facteur de pondération ( $R^2$  avant la pondération = 0.013;  $R^2$  après la pondération = et 0.002).

Dans le cas des  $T_b$  à 19 GHz V (figure 18a et 18b), la situation est différente puisqu'il n'y a pas de relation significative entre les  $T_b$  et les EEN comme l'indiquent les faibles valeurs des  $R^2$ . Il y a même une dégradation de la relation entre les deux variables après l'application des facteurs de pondération. Lorsque les EEN sont inférieurs à 150 mm, le  $R^2$  passe d'une valeur de 0.23 à une valeur de 0.0005. La situation est similaire lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm ( $R^2$  avant la pondération = 0.0003,  $R^2$  après la pondération = 0.0001).

La détérioration des valeurs pondérées ne veut pas dire nécessairement que l'application du facteur de pondération n'est pas efficace à 19 GHz V. En fait, il faut se rappeler que les  $T_b$  à cette fréquence sont surtout corrélées aux variations de la température de l'air (Hallikainen et Jolma 1986) et non pas en fonction des EEN. Il est cependant difficile de vérifier réellement l'avantage de corriger les  $T_b$  à cette fréquence si ce n'est que d'évaluer directement la performance du GTVP en fonction des valeurs d'EEN. Nous réaliserons donc cette étape à la prochaine section.



a) pixels mixtes



b) pixels mixtes pondérés



Figure 18. Variations des Tb à 37 et 19 GHz en fonction de l'EEN pour des pixels mixtes et pour des pixels mixtes pondérés.

### 7.3 Comparaison du GTV et du GTVP pour des pixels homogènes et des pixels mixtes

La figure 19 présente la variation du GTV en fonction des valeurs d'EEN pour des pixels homogènes, c'est-à-dire, des pixels où les pourcentages de la forêt fermée et des lacs sont inférieurs à 10% (figure 19a) et des pixels mixtes (figure 19b).

La figure 19 présente aussi la variation du GTVP en fonction de l'EEN pour des pixels mixtes (figure 19c à 19f). Nous observons dans un premier temps, que le comportement du GTV et du GTVP suivent la même tendance que celle remarquée pour les données à 37 GHzV. En fait, le gradient diminue lorsque le couvert nival s'épaissit, puisque la diffusion de volume de la neige augmente à 37 GHzV. Tel que prévu, la relation s'inverse lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm, étant donné que la profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique est inférieure à l'épaisseur du couvert nival. Une très bonne relation est observable entre le GTV pour les pixels homogènes et les EEN qui sont inférieurs à 150 mm, puisque 68 % de la variance est expliquée par cette relation (figure 19a). Pour les pixels mixtes, la relation entre les deux variables se dégrade considérablement et la valeur du  $R^2$  diminue à 57 % (figure 19b). Lorsque l'on applique les facteurs de pondération aux pixels mixtes afin de minimiser l'effet de l'occupation du sol (facteurs  $a_i$  et  $b_i$ ), il est possible d'améliorer la relation entre les deux variables. En fait, la valeur du  $R^2$  passe donc de 0.57 pour les pixels non pondérés (figure 19b) à une valeur 0.69 (figure 19c). L'utilisation du GTVP permet donc d'obtenir une relation aussi performante que celle trouvée à l'aide du GTV pour des pixels homogènes. Finalement, lorsque l'on introduit le facteur  $c$  dans l'équation 49, la relation entre les deux variables s'améliore et le  $R^2$  augmente à 0.74 (figure 19d).

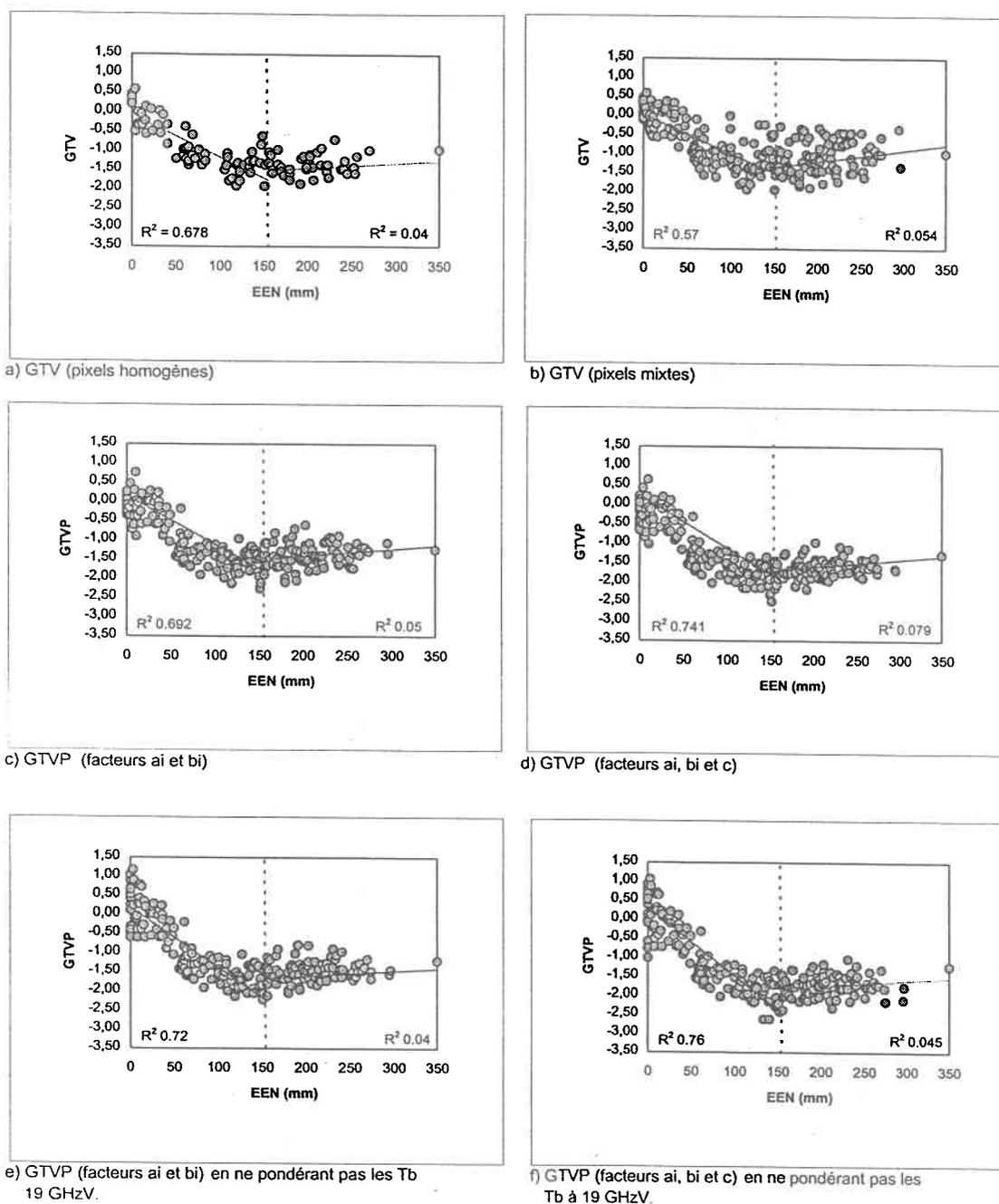
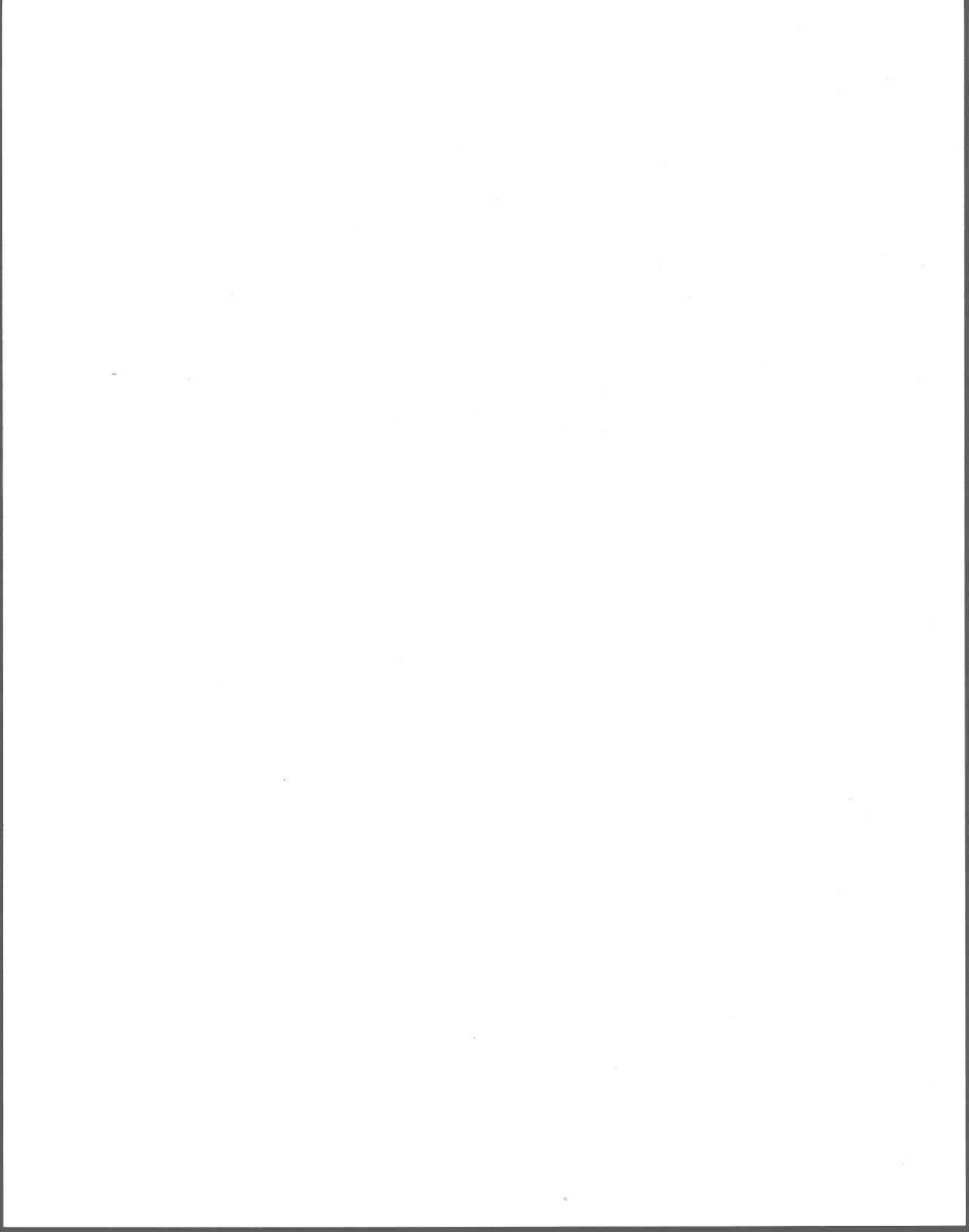


Figure 19. Variations du GTV et du GTVP en fonction de l'EEN pour des pixels homogènes et mixtes.

Pour des valeurs d'EEN supérieures à 150 mm, la relation entre les deux variables est peu significative. Un coefficient de détermination de 0.04 a été enregistré entre le GTV et les EEN pour des pixels homogènes (figure 19a).

En ce qui concerne l'utilisation des pixels mixtes, on constate que la relation est aussi peu significative puisque le  $R^2$  n'est que de 0.05 (figure 19b). Finalement, l'application des facteurs de pondération  $a_i$ ,  $b_i$  et  $c$  offre peu d'avantages, puisque la relation entre le gradient et l'EEN ne s'améliore pas vraiment (figure 19c et 19d).

Afin de vérifier l'impact de la correction de la fréquence à 19 GHzV sur les résultats, nous avons appliqué l'équation 49, mais en omettant de pondérer les  $T_b$  à 19 GHzV (figures 19e et 19f). Pour des EEN inférieurs à 150 mm, nous remarquons avec étonnement que la relation entre le GTVP sans l'utilisation du facteur  $c$  et les EEN (figure 19e) est meilleure à celle observée à la figure 19c et presque aussi performante que la relation inscrite à la figure 19d. Lorsque les  $T_b$  à 19 GHz ne sont pas pondérées, mais que le facteur  $c$  est considéré, alors, le coefficient de détermination augmente pour atteindre une valeur de 0.76. Pour les EEN supérieurs à 150 mm, le  $R^2$  indique une légère détérioration de la relation entre les deux variables lorsque l'on ne corrige pas les  $T_b$  à 19 GHz et que l'on n'utilise pas le facteur  $c$  (figure 19c et 19e). La situation est similaire lorsque l'on ne corrige pas les  $T_b$  à 19 GHz mais que l'on utilise ce facteur  $c$  (figure 19d et 19f).



## 8 DISCUSSION

---

### 8.1 Estimation de l'EEN et l'erreur type des estimés

L'analyse des  $T_b$  à 37 GHzV a montré que les radiations sont très sensibles aux variations de l'EEN, ce qui permet d'élaborer des algorithmes empiriques pour estimer la quantité de la neige au sol. Nous avons également montré la sensibilité des  $T_b$  à cette fréquence en fonction de la variation du pourcentage d'occupation du sol dans le pixel. Par ailleurs, nous avons aussi constaté, que la valeur du gradient était également conditionnée par sa localisation géographique, c'est-à-dire indirectement en fonction des conditions physiques de la neige. À partir de ces considérations, un algorithme a été développé et présenté à la section précédente. L'analyse des coefficients de corrélation et de l'erreur-type moyen des estimés vont permettre de mieux estimer la précision des résultats. On définit l'erreur-type des estimés (ETE) comme étant (Gilbert, 1978):

$$ETE = \sqrt{\frac{\sum (Y - Y_e)^2}{n - 2}} \quad (53)$$

où

$Y$  est la mesure d'EEN sur le terrain;

$Y_e$  est l'estimée de l'EEN;

$n-2$  est le nombre d'observations moins deux degrés de liberté.

Le tableau 7 montre la comparaison pour l'estimation de l'EEN à partir du GTV et du GTVP réalisée à partir de pixels homogènes et mixtes pour les hivers 1996-1997 et 1997-1998. Pour des EEN inférieurs à 150 mm et des pixels homogènes le GTV donne un coefficient de corrélation de 0.82 avec une erreur type de l'estimé de 23.5 mm. Lorsque l'on a des pixels mixtes, la précision diminue puisque le coefficient de corrélation passe à une valeur de 0.75, et que l'erreur-type sur les estimés augmente à 33 mm. On constate donc très rapidement l'effet perturbateur des classes d'occupation du sol sur la précision des estimés.

Tableau 7. Estimation de l'EEN et l'erreur type des estimés (ETE) pour les hivers 1996-1997 et 1997-1998.

Méthode	type de pixel	EEN <150		EEN >150	
		R	ETE	R	ETE
GTV	pixels homogènes	0.82	23.50	0.20	37.85
GTV	pixels mixtes	0.75	33.00	0.23	39.05
GTVP <sub>1</sub>	pixels mixtes	0.83	26.80	0.22	38.05
GTVP <sub>2</sub>	pixels mixtes	0.85	25.20	0.20	38.26
GTVP <sub>3</sub>	pixels mixtes	0.86	24.50	0.28	37.45
GTVP <sub>4</sub>	pixels mixtes	0.87	23.50	0.21	37.05

GTVP<sub>1</sub> sans le facteur *c*;

GTVP<sub>2</sub> sans le facteur *c* et en négligeant de corriger les Tb à 19 GHzV;

GTVP<sub>3</sub> avec le facteur *c*;

GTVP<sub>4</sub> avec le facteur *c*; et en négligeant de corriger les Tb à 19 GHzV.

En fait, l'occupation du sol agit sur la variation du signal comme un bruit et introduit une erreur sur l'estimation des EEN d'environ 10 mm. Tel que prévu, l'utilisation du GTVP pour des pixels mixtes permet de minimiser l'impact perturbateur des classes d'occupation du sol sur la précision des estimés. Ici, nous avons évalué la précision des estimés en considérant 4 situations différentes. Premièrement, nous avons comparé le GTVP sans l'utilisation du facteur *c* et en corrigeant les Tb à 19 GHzV (GTVP<sub>1</sub>). Dans un deuxième temps, nous avons estimé les EEN toujours en négligeant le facteur *c* mais aussi en ne corrigeant pas les Tb à 19 GHzV (GTVP<sub>2</sub>). Finalement, nous avons effectué les mêmes opérations mais cette fois-ci en utilisant le facteur *c* (GTVP<sub>3</sub> et GTVP<sub>4</sub>).

Dans le premier cas, nous constatons que le GTVP<sub>1</sub> permet d'accroître la valeur du coefficient de corrélation ( $R = 0.83$ ) tout en minimisant l'erreur-type d'estimation qui passe de 33 mm à 26.8 mm. Lorsqu'on néglige de pondérer les Tb à 19 GHzV, la relation s'améliore et l'erreur-type d'estimation diminue de 1.6 mm par rapport à celle observée pour le GTVP<sub>1</sub>. L'introduction du facteur *c* dans l'équation pour estimer les EEN (GTVP<sub>3</sub>)

améliore légèrement le coefficient de corrélation (0.86) et diminue la valeur de l'erreur-type sur l'estimation (24.5 mm).

Finalement, l'introduction du facteur  $c$  et l'absence de pondération des  $T_b$  à 19 GHzV (GTVP<sub>4</sub>), augmente un peu plus la valeur du coefficient de corrélation (0.87) tout en diminuant l'erreur-type sur l'estimation à 23.5 mm.

En ce qui concerne l'estimation des EEN supérieurs à 150 mm, la précision des estimés diminue considérablement. Le coefficient de corrélation calculé entre les données de terrain et les estimés pour des pixels homogènes indique une valeur de 0.20 avec une erreur-type sur les estimées de 37.85 mm. Dans le cas des pixels mixtes, les résultats sont comparables ( $R = 0.23$  ETE = 39.05 mm). L'utilisation des facteurs de pondérations ne permet pas vraiment d'améliorer la relation avec l'EEN et l'erreur-type des estimées est à ~37 mm (tableau 7).

Afin de valider notre méthodologie pour estimer l'EEN, nous avons appliqué le gradient spectral classique (GTV) et pondéré (GTVP) pour les données des hivers 1994, 1995 et 1996 lesquelles n'avaient pas été utilisées pour élaborer les paramètres de l'algorithme d'estimation de l'EEN.

Le tableau 8 expose les résultats obtenus à partir des pixels homogènes et mixtes, pour des valeurs d'EEN inférieures et supérieures à 150 mm. Les observations réalisées indiquent que les tendances observées au tableau 7 se confirment pour les données des hivers 1994, 1995 et 1996. En fait, pour des valeurs d'EEN inférieures à 150 mm, l'utilisation des facteurs  $a_i$ ,  $b_i$  et  $c$  permet d'améliorer la relation entre les EEN et le gradient spectral et par le fait même diminue la valeur de l'erreur type estimée. Les résultats confirment également qu'il n'est pas nécessaire de pondérer les  $T_b$  à 19 GHz, puisque nous n'obtenons pas une meilleure relation entre le gradient spectral et les EEN. Pour les données supérieures à 150 mm, la précision

des estimés diminue considérablement malgré l'introduction des facteurs de pondération  $a_i$ ,  $b_i$  et  $c$ .

Tableau 8. Estimation de l'EEN et l'erreur type des estimés (ETE) pour les hivers 1993-1994, 1994-1995 et 1995-1996.

Méthode	type de pixel	EEN < 150		EEN > 150	
		R	ETE	R	ETE
GTV	pixels homogènes	0.91	21.50	0.08	51.02
GTV	pixels mixtes	0.83	27.92	0.05	49.48
GTVP <sub>1</sub>	pixels mixtes	0.89	22.34	0.13	49.17
GTVP <sub>2</sub>	pixels mixtes	0.90	21.00	0.14	49.00
GTVP <sub>3</sub>	pixels mixtes	0.91	20.02	0.18	48.70
GTVP <sub>4</sub>	pixels mixtes	0.92	19.00	0.23	48.00

GTVP<sub>1</sub> sans le facteur  $c$ ;

GTVP<sub>2</sub> sans le facteur  $c$  et en négligeant de corriger les Tb à 19 GHzV;

GTVP<sub>3</sub> avec le facteur  $c$ ;

GTVP<sub>4</sub> avec le facteur  $c$ ; et en négligeant de corriger les Tb à 19 GHzV.

À la lumière de ces résultats, on peut déduire quelques conclusions. Premièrement, que la pondération des Tb à 37 GHzV en fonction de la variation des classes d'occupation du sol est une étape importante et permet d'améliorer la performance du GTV. En ce qui concerne la correction des Tb à 19 GHzV, il semble que cette étape ne soit pas nécessaire bien que nous ayons préalablement démontré une dépendance entre les Tb à 19 GHzV et la variation de la forêt fermée (FF) dans le pixel. En fait, en analysant l'impact de la correction de cette fréquence sur la performance du GTVP, nous avons remarqué que nous n'améliorions pas la performance du GTVP, mais au contraire, que nous dégradions légèrement la relation entre le gradient et les EEN. L'utilisation du facteur  $c$  est une approche originale qui permet de minimiser l'impact lié à la localisation géographique des sites de mesure de la neige, donc indirectement, aux conditions physiques de la neige. Toutefois, la contribution du facteur  $c$  pour l'amélioration des estimés de l'EEN est moindre, comparativement à celle remarquée

lors de la pondération des  $T_b$  en fonction des classes d'occupation du sol (facteurs  $a_i$  et  $b_i$ ). Comme la correction des  $T_b$  à 19 GHzV ne semble pas apporter une amélioration aux estimés, nous proposons donc de simplifier l'équation 49 (section 7.1) de la façon suivante:

$$GTVP = \left( \frac{(Tb_{37GHzV} - a_i 37GHzV - b_i 37GHzV) - Tb_{19GHzV}}{18} \right) + c \quad (54)$$

## 8.2 Limite de la méthode des micro-ondes passives

L'occupation du sol est un facteur important à considérer parce qu'elle influence considérablement le signal de la neige. Pour le secteur d'étude, ce sont surtout les zones forestières et les lacs gelés qui ont influencé le plus les valeurs des  $T_b$ , causant ainsi une certaine confusion dans l'estimation de l'EEN au sol. L'utilisation des facteurs de pondération ( $a_i$  et  $b_i$ ) a permis de minimiser la contamination radiométrique des  $T_b$  par des éléments extérieurs tel que l'occupation du sol, de même que pour la structure du couvert nival (facteur  $c$ ). Cela a notamment permis d'améliorer la précision des estimés d'environ 19% lorsque les EEN sont inférieurs à 150 mm. Bien que, dans l'ensemble, nous ayons obtenu les résultats espérés, la démarche méthodologique utilisée comporte certaines limites. Premièrement, nous avons au départ supposé et admis que les images SSM/I et AVHRR/NOAA pouvaient se superposer parfaitement, car une adéquation parfaite est une condition nécessaire au succès de la démarche méthodologique. Toutefois, il est très difficile de superposer parfaitement deux images provenant de deux capteurs différents, bien qu'elles soient géoréférencées dans le même système de référence. Dans le cas de cette analyse, il est probable que la superposition entre les deux types d'images n'était pas parfaite. Ainsi, une meilleure superposition aurait sans doute permis de rehausser encore plus la relation entre le GTVP et l'EEN. Sachant que l'erreur de positionnement des données SSM/I est d'environ de 7 km (Poe et Conway, 1990) on peut estimer l'erreur maximale sur l'estimation des superficies occupées par chaque classe d'occupation du sol sous l'ellipse selon différentes

orientations (figure 20). Une erreur maximale de 36.22 % sur l'estimation des superficies est possible pour les données à 37 GHzV, alors que cette erreur chute à 24.29 % pour les données à 19 GHzV. L'erreur sur l'estimation des superficies due à l'imprécision de positionnement de l'image AVHRR/NOAA par rapport aux données SSM/I peut aussi entraîner une mauvaise pondération des  $T_b$  tant à 37 qu'à 19 GHzV.

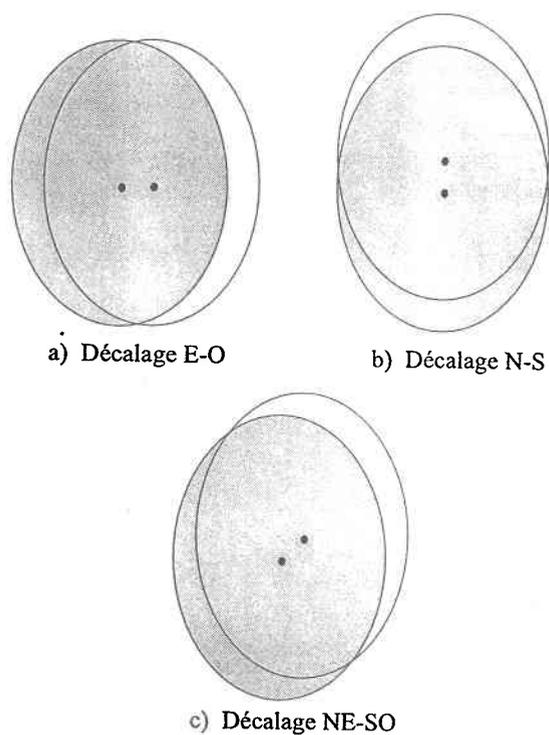


Figure 20. Décalage du pixel SSM/I.

Connaissant l'erreur de positionnement, il est aussi possible de déterminer l'erreur sur la pondération des données SSM/I. Le tableau 9 présente une synthèse des erreurs de pondération possibles selon les classes d'occupation du sol, les quantités de neige au sol et la localisation de l'erreur. Nous constatons que l'erreur maximale de positionnement se fait selon un axe diagonal, c'est-à-dire pour des orientations NE, SE et NW, SW. Nous remarquons également, que cette erreur augmente lorsque les valeurs d'EEN augmentent (sauf lorsque les valeurs d'EEN sont nulles). Cela est tout à fait normal, puisqu'au fur et à mesure que les valeurs d'EEN augmentent, la diffusion de volume des cristaux de neige contribue à accroître les écarts radiométriques entre les secteurs de forêts ouvertes et les zones où il y a des lacs gelés et des forêts fermées. Comme l'erreur de positionnement des images SSM/I par rapport à l'image NOAA/AVHRR entraîne des erreurs sur la pondération des Tb, elle provoque par le fait même, des erreurs sur l'estimation des EEN.

Tableau 9. Évaluation des erreurs de pondération liées au décalage de positionnement de l'image NOAA/AVHRR par rapport aux images SSM/I.

Orientation possible de l'erreur de positionnement de l'image AVHRR/NOAA par rapport aux images SSM/I	Erreur sur l'estimation du % d'occupation du sol pour l'analyse sous-pixel (%)		EEN (mm)	Erreur sur la pondération des Tb pour la classe LR (°K)		Erreur sur la pondération des Tb pour la classe FF (°K)	
	37 GHz 19 GHz			37 GHz 19 GHz		37 GHz 19 GHz	
N et S	32.46	20.37	0	12.28	10.02	04.88	0.014
			0-50	01.50	00.07	04.89	02.15
			50-150	05.65	00.17	10.12	01.92
			150 et +	08.30	00.36	08.43	02.46
NE, SE, NW et SW	36.22	24.29	0	13.70	11.95	05.58	04.07
			0-50	01.67	00.09	05.46	02.56
			50-150	06.30	00.21	11.29	02.29
			150 et +	09.26	00.43	09.41	02.94
E et W	27.92	15.00	0	10.56	07.38	04.30	02.51
			0-50	01.28	00.05	04.2	01.58
			50-150	04.86	00.13	08.70	01.41
			150 et +	07.14	00.27	07.25	01.81

Nous avons évalué que dans le pire des cas, c'est-à-dire pour une erreur de superposition de 36.22% lorsque les EEN varient entre 100-200 mm pour la classe FF, que l'erreur maximale sur les estimées est de 30 mm. Pour déterminer la valeur des  $T_b$  lorsque l'erreur est à son maximum, nous avons dans un premier temps, calculé la valeur des  $T_b$  à 37 GHz pour différents pourcentages de recouvrement (36.22 %, 55% et 63%) de la classe FF, à partir de l'équation qui met en relation les  $T_b$  de la neige et les pourcentages de la classe FF (EEN = 100-200 mm). Cette équation est illustrée à la figure 4 de l'article 4. Par la suite, nous avons pondéré les valeurs des  $T_b$  et estimé l'EEN au sol à partir du GTVP. La même opération a ensuite été réalisée, mais cette fois-ci en introduisant une erreur de 36.22% sur l'estimation de la classe FF. Par la suite, l'erreur a été évaluée en comparant la valeur des estimées de l'EEN, lorsque qu'il n'y a pas d'erreur sur l'estimation du pourcentage de l'occupation du sol et lorsque celle-ci est à son maximum, soit à 36.22 %.

Un second point important est à soulever, dans l'ensemble on admet que l'utilisation des micro-ondes passives est une approche très efficace pour la cartographie de l'EEN. Toutefois, lorsque les valeurs d'EEN sont supérieures à 150 mm, l'efficacité de cette approche diminue considérablement puisque la profondeur de pénétration décroît et que l'épaisseur du couvert nival augmente. Précisons aussi, que la structure du couvert nival change aussi. En fait, le diamètre des cristaux de glace augmente dans les couches de fond, favorisant ainsi, une augmentation de la diffusion de volume et par le fait même, une augmentation de l'atténuation du signal. Ce genre de situation provoque donc une diminution de la profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique. Ainsi, même si l'épaisseur du couvert nival ne change pas, la profondeur de pénétration diminue. Il est donc très difficile de modéliser à partir des méthodes empiriques le comportement du couvert nival, puisque l'onde se comporte comme si elle n'avait vu que la surface du couvert nival. Dans ces conditions, il n'est pas possible d'établir une relation précise entre ces deux variables. L'analyse des statistiques t et F confirme nos appréhensions (tableau 9). En fait, on remarque que pour des EEN inférieurs à 150 mm l'hypothèse  $H_0$  est refusée et qu'il est possible d'estimer l'EEN à

partir du GTVP<sub>4</sub>. Toutefois, pour des EEN supérieurs à 150 mm l'hypothèse H<sub>0</sub> est acceptée, ce qui implique que dans cette situation, il n'est pas statistiquement possible de prédire l'EEN à partir du GTVP<sub>4</sub>.

Tableau 10. Inférences statistiques sur la régression linéaire entre les EEN et le GTVP<sub>4</sub>.

n	EEN < 150 mm			EEN > 150 mm		
	<i>t</i> α 95	<i>F</i> α 95	<i>P</i>	<i>t</i> α 95	<i>F</i> α 95	<i>P</i>
100	-3.27 <sub>1</sub>	10.72 <sub>1</sub>	0.0017	-1.13 <sub>1</sub>	1.28 <sub>1</sub>	0.26
	2.02 <sub>2</sub>	4.08 <sub>2</sub>		2.024 <sub>2</sub>	4.08 <sub>2</sub>	

1 valeur calculée; 2 valeur de la table; α niveau de signification (%); n est le nombre d'observations.

### 8.3 Application d'un prototype pour estimer l'EEN à partir de la méthode du GTVP.

Un algorithme empirique pour estimer l'EEN au sol a été développé au cours de cette étude expérimentale, de plus, les limites de cette méthode ont également été mises en évidence. Connaissant les points forts et les limites de la méthodologie proposée, il est maintenant important d'établir les bases d'un prototype afin de pouvoir utiliser l'algorithme du GTVP au niveau opérationnel. La figure 21 présente l'organigramme de la démarche à suivre pour estimer l'EEN. Les rectangles sont utilisés pour représenter des entités comme des images ou des variables (des informations aux lignes de neige ou aux stations météorologiques). De leur côté, les ellipses représentent des processus dans l'application de l'algorithme.

Dans un premier temps, il s'agit d'acquérir chaque type de donnée, soient, les données SSM/I, les images NOAA, les données météorologiques et le modèle numérique de terrain.



Figure 21. Organigramme de la méthodologie proposée.

Les données SSM/I sont reçues sous la forme d'un fichier de texte de type "XYZ" qui comprend une colonne pour chaque type d'information, c'est-à-dire une colonne pour les latitudes, une autre pour les longitudes, une colonne pour les Tb à 37 GHz en polarisation verticale (V) etc. (Section 4.1). Ce type de données est par la suite importé sous la forme de fichier de points dans un logiciel de traitement d'images. À cette étape, chaque fichier de points correspondant à une bande spectrale pour une date donnée est transformé en matrice par le biais d'une interpolation du plus proche voisin. Précisons qu'au préalable, les fichiers de points sont projetés dans un système de projection cartographique de type conique conforme Lambert. Il est également possible de tout simplement transformer le fichier de points directement en matrice en donnant comme information la résolution spatiale et les limites géographiques de la matrice à créer. Cette technique est avantageuse lorsque le fichier de points est incomplet, car l'information manquante sera remplacée par une valeur déterminée au préalable. Cette technique est appelée le "gridding". A cette étape de la démarche, les données SSM/I sont donc disponibles sous deux formes différentes soient des fichiers vectoriels (fichiers de points) et matriciels (images). Les deux types d'information seront utilisés afin d'appliquer l'algorithme.

Les images NOAA/AVHRR sont importées dans un logiciel de traitement d'image, afin d'être corrigées géométriquement et géoréférencées dans le même système de référence cartographique que celui choisi pour les images SSM/I. Les images NOAA/AVHRR sont essentiellement utilisées pour créer une carte d'occupation du sol à partir de la méthode de classification. Trois classes spécifiques doivent être créées, soient la classe forêt ouverte (FO) qui en zone de taïga représente la zone homogène, la classe forêt fermée (FF) et finalement la classe lacs et réservoirs (LR).

Afin de pouvoir estimer le pourcentage de l'occupation du sol sous le pixel, les fichiers de points des images SSM/I sont superposés à la classification NOAA/AVHRR. À cette étape, il s'agit d'estimer sous les ellipses qui correspondent à la trace au sol de l'image SSM/I, la

proportion de chacune des classes de l'occupation du sol. Ainsi, pour chaque point de l'image SSM/I nous disposons d'une information sur le pourcentage de la classe FO, FF et LR. Dans le cadre de la thèse, cette analyse a été réalisée dans le logiciel PCI, dans lequel, nous avons programmé une routine qui nous permettait d'estimer sous chaque ellipse le pourcentage de la classe FO, FF et LR. Les résultats de cette analyse étaient par la suite comptabilisés dans un fichier de texte. Au lieu de transposer les résultats de l'analyse sous-pixel dans un fichier texte, nous proposons de les transposer directement sous la forme d'une matrice de pourcentage par classe d'occupation du sol. La résolution spatiale serait la même que celle des images SSM/I interpolées, c'est-à-dire 25 km. Les matrices de pourcentage des classes FF et LR seraient par la suite utilisées afin de déterminer les paramètres  $a_i$  et  $b_i$ . Cette approche serait avantageuse dans la mesure où elle facilite par la suite le travail de traitement des images.

Comme nous l'avons démontré dans le cadre de cette étude, les facteurs  $a_i$  et  $b_i$  dépendent du pourcentage de la classe FF et LR dans le pixel, mais aussi de la quantité de neige au sol (EEN). Pour cette raison, nous avons déterminé différentes valeurs de  $a_i$  et  $b_i$  selon diverses quantités d'EEN au sol (section 7.11). Dans un cadre opérationnel, la pondération des données à 37 GHz à l'aide des facteurs  $a_i$  et  $b_i$  représente une opération très délicate, puisqu'elle dépend de la quantité de neige au sol et que nous ne possédons pas au départ cette information. Dans ces conditions, il devient donc difficile de savoir quelle valeurs attribuer aux facteurs  $a_i$  et  $b_i$ . Une des solutions envisagées est d'utiliser conjointement des données météorologiques qui peuvent fournir l'information sur les valeurs d'EEN au sol. Cette information servirait d'indicateur des valeurs d'EEN au sol et permettrait ainsi de choisir adéquatement les valeurs  $a_i$  et  $b_i$  à utiliser. Les valeurs d'EEN déterminées aux stations météorologiques pourraient être moyennées afin d'obtenir une seule valeur pour l'ensemble du territoire, ou encore être déterminées pour différents bassins versants. Les bassins pourraient alors être déterminés à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT). Les deux

approches sont valables, toutefois l'application des valeurs de  $a_i$  et  $b_i$  par bassins versants permettrait de tenir compte de la distribution spatiale de l'EEN au sol.

Une fois les paramètres  $a_i$  et  $b_i$  déterminés, il est très facile par la suite de pondérer les  $T_b$  à 37 GHzV et de calculer le gradient spectral pondéré (GTVP). Les cartes d'EEN seraient finalement créées en appliquant une équation de type linéaire à la matrice des valeurs du gradient spectral pondéré. Rappelons que l'équation est déterminée en mettant en relation les valeurs du gradient spectral pondéré (GTVP) et les mesures d'EEN aux sites de mesure de la neige.

#### **8.4 Comparaison entre les algorithmes du GTV et du GTVP pour estimer l'EEN dans différents types d'environnements au Canada**

À titre comparatif, nous avons mis sur un même graphique, les relations empiriques estimées par le SEA pour les prairies canadiennes (Goodison et Walker, 1994) la forêt de conifères et de feuillus du nord du Manitoba et de la Saskatchewan (Goïta *et al.*, 1997) et celles élaborées pour la taïga québécoise (figure 22). Précisons que les relations du SEA ont été déterminées à partir de données de micro-ondes passives aéroportés. L'angle d'incidence était de  $45^0$  au lieu de  $50^0$  pour les données SSM/I que nous avons utilisées.

Nous constatons très rapidement que les relations utilisées par le SEA sont différentes de celles déterminées pour notre secteur d'étude. En fait, à cause du problème d'échelle il n'est pas vraiment possible de comparer en détail les courbes déterminées par le SEA et celles élaborées dans cette recherche, puisque le capteur SSM/I ne voit pas exactement la même chose que le capteur aéroporté qui a une résolution au sol beaucoup plus fine. Nous pouvons cependant faire quelques observations d'ordre général et observer les tendances.

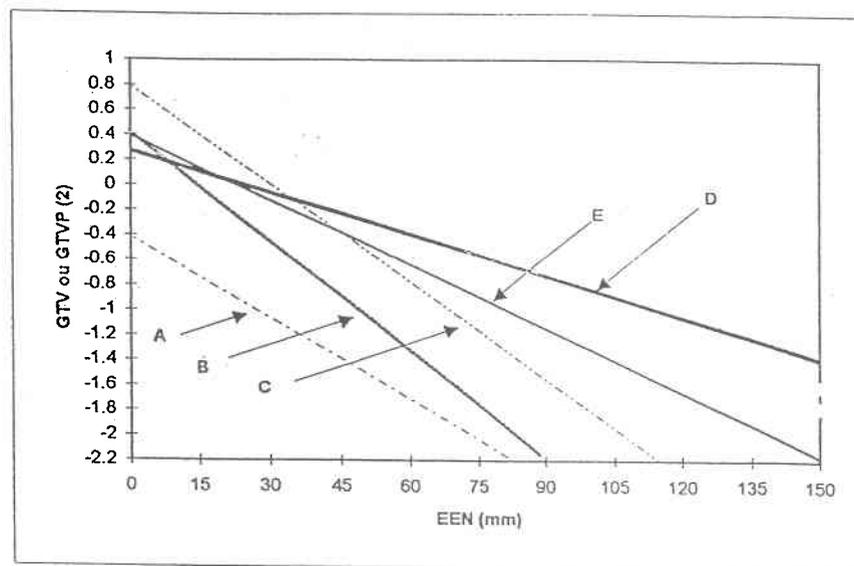
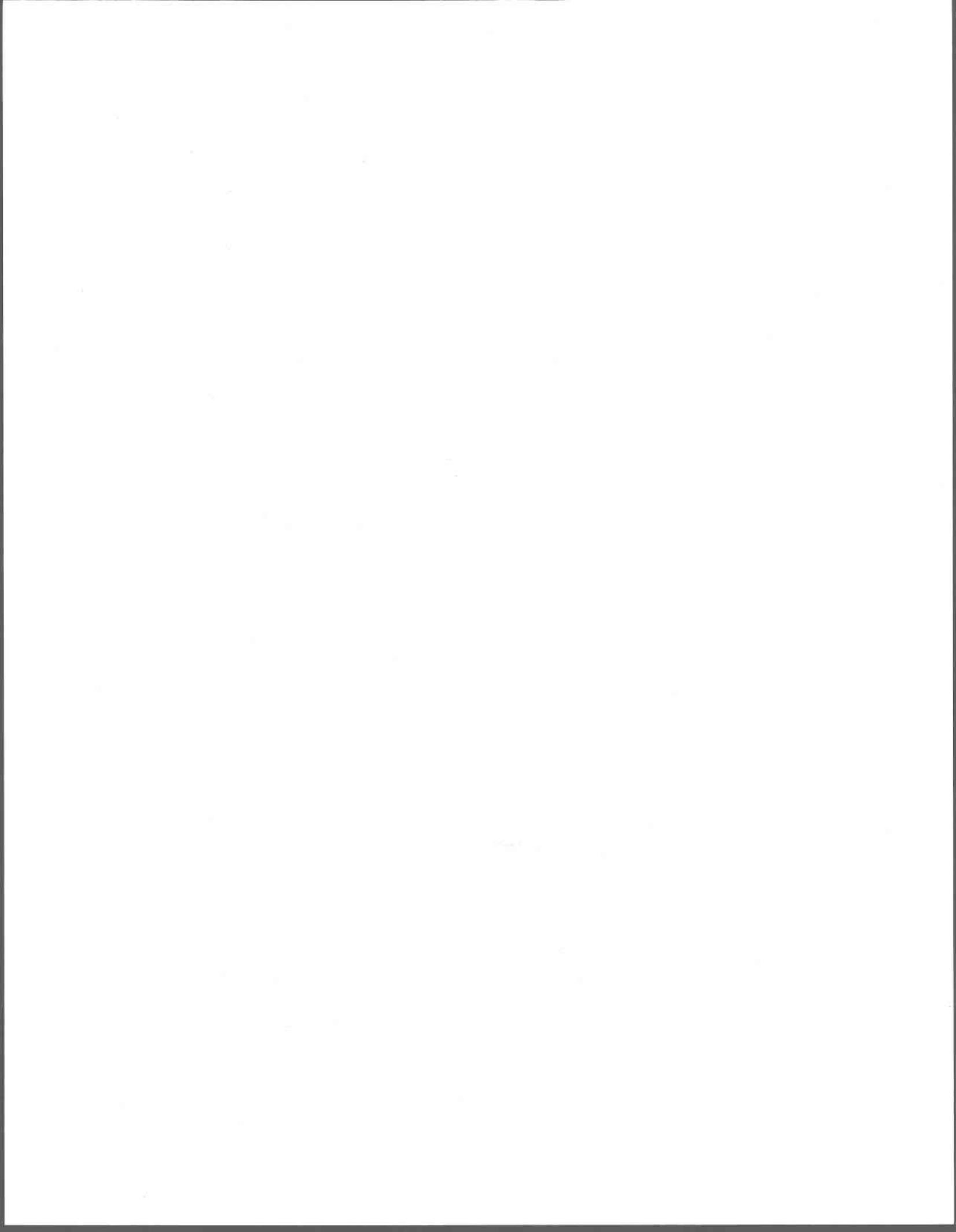


Figure 22. Comparaison des algorithmes d'estimation de l'EEN pour différents types d'environnements au Canada: A) GTV pour les prairies canadiennes; B) GTV pour la forêt de conifères; C) GTV pour la forêt de feuillus; D) GTV pour la taïga au Québec (pixels mixtes); E) GTVP<sub>4</sub> pour la taïga au Québec (pixels mixtes).

Dans le cas des prairies canadiennes, les accumulations neigeuses sont généralement faibles et les températures de l'air relativement froides en hiver. Ces deux conditions réunies favorisent la mise en place d'un gradient de température important dans le stock de neige et par le fait même, la formation d'un givre de fond important. Par ailleurs, les vents contribuent également à créer des croûtes à la surface du couvert nival. Il est donc concevable que la présence du givre de fond contribue à augmenter nettement la diffusion de volume, faisant en sorte que les valeurs du GTV soient très faibles, bien que les quantités d'EEN ne soient pas considérables. De plus, aucune végétation ne vient perturber le signal de la neige. En ce qui concerne l'impact des croûtes de vent sur la radiométrie des Tb, nous ne pouvons évaluer exactement son impact, puisque à notre connaissance aucune étude n'a encore été réalisée sur le sujet. Pour les secteurs de la forêt de résineux, on constate que les valeurs du GTV sont généralement plus élevées comparativement à celles enregistrées dans les prairies (figure 22).

En fait, la présence du couvert forestier augmente de façon considérable la valeur des Tb à 37 et 19 GHzV ce qui contribue à accroître les valeurs du GTV. Par ailleurs, les accumulations de neige sont plus importantes comparativement aux accumulations de neige dans les prairies. Cette situation peut donc minimiser les quantités du givre de fond, ou encore réduire la croissance des cristaux du givre de fond. L'impact de la diffusion de volume se voit ainsi minimisé. Dans le cas des forêts de feuillus, la valeur du gradient est plus élevée comparativement aux valeurs pour la forêt de résineux. Dans ce cas-ci, les accumulations sont plus importantes ce qui semble influencer le gradient. Le couvert forestier influence aussi la valeur du GTV masquant le signal de la neige.

Finalement, si l'on observe les mesures réalisées dans la taïga québécoise pour le GTV (pixels mixtes non corrigés) on constate que les valeurs sont beaucoup plus élevées que celles enregistrées dans les prairies. Dans un premier temps, spécifions que les accumulations neigeuses sont plus importantes ce qui minimise l'impact du gradient thermique dans le stock de neige, et par le fait même réduit la dimension des cristaux dans la couche de fond. De plus, la présence des arbres de la forêt (ouverte et fermée) contribue aussi à augmenter les valeurs du GTV. Dans le cas des données corrigées (GTVP), celles-ci se rapprochent de la relation trouvée pour la forêt de feuillus, toutefois, les valeurs du GTVP demeurent encore plus élevées. En fait, plus les quantités d'EEN augmentent, plus l'écart entre les deux relations augmente. Il est possible que les conditions physiques de la neige (structure et température) soient en partie responsables de la situation, rappelons-nous cependant que la résolution spatiale des données est très différente ce qui fait en sorte que les deux capteurs ne voient pas exactement la même chose. Bien que les données de micro-ondes passives ne soient pas influencées pas les effets de l'atmosphère (surtout en hiver) il est possible qu'il y ait quand même une petite contribution du ciel ce qui expliquerait pourquoi les valeurs des données SSM/I sont plus élevées comparativement à celles des données aéroportées.



## 9 CONCLUSION

---

Au terme de cette étude, nous rappelons que les trois objectifs de départ ont été atteints. En fait, l'analyse temporelle des données SSM/I, qui représentait l'objectif 1, nous a permis de mieux comprendre le comportement des  $T_b$  à 37 et 19 GHz pour un environnement de type taïga. Plus particulièrement, nous avons confirmé l'utilité des  $T_b$  à 37 GHz pour la caractérisation et le suivi du couvert nival. Se faisant, il a aussi été démontré qu'il existe une relation négative entre l'EEN et les  $T_b$  lorsque les EEN sont inférieurs à 150 mm et que la relation s'inverse lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm. Ce même type de relation avait également été établi par Mätzler (1994) avec un radiomètre au sol. La diminution des  $T_b$  est directement liée à l'augmentation de la diffusion de volume, alors que l'augmentation des  $T_b$ , lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm est plutôt associée au fait que la profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique est inférieure à l'épaisseur du couvert de neige. Par le fait même, il y a une réduction de la contribution des couches plus en profondeur. La réalisation de cet objectif représentait une étape importante, puisque, jusqu'à maintenant, l'analyse des micro-ondes passives avait presque toujours été réalisée pour des milieux où le couvert nival était peu épais. Par ailleurs, précisons que les résultats de l'analyse expérimentale confirment les grandes tendances obtenues à partir de données simulées que l'on retrouve dans la littérature (Chang *et al.*, 1976, 1981, 1987; Tiuri, 1982, Strogryn, 1986; Tsang *et al.*, 1987). Précisons cependant qu'il persiste certaines différences, (section 5.1.2). Afin de bien comprendre l'impact de la structure du couvert nival sur la variation de la radiométrie de la neige en milieu de taïga au Québec, il serait intéressant dans le cadre de recherches futures, de combiner les résultats expérimentaux à des données simulées. Dans le même ordre d'idée, il serait également intéressant de vérifier l'impact des croûtes de vent à la surface du couvert nival sur la radiométrie de la neige, puisque la densité influence fortement la constante diélectrique de la neige (la partie réelle) et par le fait même modifie la valeur des  $T_b$ .

L'analyse des données à 19 GHzV montre que les Tb sont surtout influencées par la variation du bilan énergétique de la neige et du sol, ce qui explique pourquoi on trouve une relation entre les Tb de la neige à 19 GHzV et la température de l'air.

Selon la revue de la littérature effectuée en début d'ouvrage, nous avons réalisé que l'occupation du sol est un facteur important à considérer, parce qu'elle influence considérablement le signal de la neige. Dans le cadre du deuxième objectif de la thèse qui consistait à évaluer l'impact de l'occupation du sol sur la variabilité des Tb de la neige pour le secteur d'étude, nous avons remarqué que ce sont surtout les zones forestières et les lacs gelés qui influencent le plus les valeurs des Tb. L'analyse sous-pixel nous a permis de mettre en évidence l'impact de la contamination des pixels par les différentes classes d'occupation du sol. Cette étape est importante parce qu'elle expose clairement l'impact de l'occupation du sol sur la variabilité du signal micro-ondes des pixels SSM/I, et que ce genre d'analyse a rarement été fait auparavant. Par ailleurs, en mettant en lumière l'impact des lacs gelés sur la radiométrie des pixels SSM/I, nous apportons un élément nouveau qui n'avait jamais été clairement démontré. Cette observation, qui semble bien modeste est au contraire importante, car elle nous aide à comprendre en partie, pourquoi il existe des différences radiométriques entre la valeur des pixels SSM/I d'un secteur à l'autre lorsque la classe FF est absente dans le pixel. Nous croyons cependant qu'il est très important de poursuivre les recherches en ce qui concerne l'impact sous-pixel des classe LR et FF sur la variation des Tb à 37 GHzV. Dans cette optique, une approche théorique axée sur la combinaison d'un modèle de simulation des micro-ondes et de l'équation des mélanges spectraux (éq.46) pourrait être envisagée. La simulation des Tb à 37 GHz pour des conditions homogènes, connues et contrôlées permettrait notamment de mieux comprendre la variation des Tb pour le milieu ouvert, forestier, de même que pour la glace de lac. D'un autre côté, l'intégration des valeurs de Tb simulées dans un modèle des mélanges spectraux offrirait l'opportunité de mieux évaluer l'impact de la contamination sous-pixel.

Sur la base des résultats obtenus aux objectifs 1 et 2, nous avons donc développé une démarche originale qui permet de minimiser l'impact de l'occupation du sol pour des valeurs d'EEN inférieures à 150 mm. Nous avons également élaboré un facteur de pondération (facteur *c*) qui permet de limiter l'impact lié à la localisation géographique des sites de mesure de la neige et par le fait même, à l'environnement physique de la neige, qui est aussi une cause de la variation du gradient. Nous avons ainsi répondu à l'objectif 3 qui consistait à élaborer un algorithme pour estimer l'EEN dans un milieu de taïga. L'approche développée nous a permis d'améliorer de 19 % la précision des estimés lorsque les EEN sont inférieures à 150 mm. Nous croyons qu'il est possible d'augmenter la précision des estimés en améliorant la superposition entre la carte d'occupation du sol (image AVHRR/NOAA) et les images SSM/I.

L'utilisation du GTV ou encore du GTVP, est toutefois limitée à des périodes de l'hiver pour lesquelles les valeurs d'EEN sont inférieures à 150 mm, c'est-à-dire, pour des épaisseurs de neige nettement inférieures à un mètre. En effet, lorsque les quantités d'EEN deviennent plus importantes que 150 mm, la profondeur de pénétration des Tb à 37 GHz est plus faible par rapport à l'épaisseur du couvert nival, et il devient plus difficile d'estimer avec précision l'EEN au sol.

Spécifions qu'au niveau pratique, l'intérêt de cette recherche réside dans le fait qu'il est possible, grâce aux données satellites micro-ondes, d'effectuer un suivi en temps quasi réel de la neige au sol et de produire des cartes d'EEN très rapidement après l'acquisition des données. Ce type de production cartographique est très avantageuse pour des régions éloignées où la disponibilité des données de terrain est parfois limitée. Nous croyons qu'il est aussi envisageable d'utiliser les données SSM/I comme intrant dans un modèle hydrologique afin de vérifier les accumulations de la neige au sol simulées par ce modèle.

En terminant, précisons que cette étude répond à un des objectifs du programme CRYSYS qui consiste à développer des outils pour effectuer le suivi du couvert nival à travers le Canada.

## RÉFÉRENCES

---

Armstrong L., A. Chang, A. Rango et E., Josberger (1993). Snow Depths and Grain-Size Relationships with Relevance for Passive Microwave Studies. *Annals of Glaciology*, no.17, pp. 171-176.

Barber, D.G., A.K. Fung, C. Thomas, C. Grenfell, S.V. Nghiem, R.G. Onstott, V.I. Lytle, D.K. Perovich et A. J., Gow (1998). The Role of Snow on Microwave Emission and Scattering Over First-Year Sea Ice. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.36, no. 5, pp. 1750-1763.

Bonn, F et G. Rochon (1993). *Précis de télédétection: Principes et méthodes*. Vol. 1. Sainte-Foy, Presse de l'Université du Québec/AUPELF, 485 p.

Bernier, P.Y. (1987). Microwave Remote Sensing of Snowpack Properties: Potential and limitations. *Nordic Hydrology*, vol.18, p.18-20.

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, 198 p.

Chang, A.C.T., P., Gloersen, T., Schmugge, T.T., Wilheit et H.J., Zwally (1976). Microwave Emission from Snow and Glacier Ice. *Journal of Glaciology*, vol.16, no.74, pp23-39.

Chang, A.C.T., J.L. Foster et D.K. Hall, A. Rango (1981). Snow Water Equivalent Determination by Microwave Radiometry. Greenfield, M.D, National Aeronautics and Space Administration (NASA). Goddard Space Flight Center. (Technical Memorandum 82074).

Chang, A.C.T., J.L. Foster et D.K. Hall (1987) Nimbus-7 SMMR Derived Global Snow Cover Parameters. *Annals of Glaciology*, vol.9, pp.39-44.

Chang, A.C.T., J.L. Foster et D.K. Hall (1990). Effect of Vegetation Cover on Microwave Snow Water Equivalent Estimates, dans: *International Symposium of Remote Sensing and Water Resources*. Enschede, Pays-Bas, Août, 1990, pp.137-145.

Cherchali, S. (1995). *Contribution à la résolution du problème du pixel mixte en vue de l'amélioration de l'estimation de la productivité primaire nette en zone sahélienne : couplage haute et basse résolution spatiale*. Thèse de Doctorat présentée à l'Université Paul-Sabatier, 232 p.

Cosimo, J.C. (1983). Sea Ice Effective Microwave Emissivities from Satellite Passive Microwave and Infrared Observations. *Journal of Geophysical Research*, vol.88 no.C12, pp. 7686-7704.

Côté, S. (1998). *Analyse du processus de croissance de la glace des lacs avec les données du satellite ERS-1 en mode amplitude et interférométrique: Région de Schefferville*. Mémoire de Maîtrise présenté à l'Université de Sherbrooke, Département de Géographie et de Télédétection. 87 p.

Cumming, W. (1952). The Dielectric Properties of Ice and Snow at 3.2 cm. *Journal of Applied Physics*, vol. 23, pp. 768 -773.

Denoth A (1991) *The snow surface dielectric device*, technical note (no.181), University of Innsbruck, 8 p.

De Sève, D., M. Bernier, J.P. Fortin et A. Walker (1997). Preliminary Analysis of Snow Microwave Radiometry Using the SSM/I Passive Microwave Data: the Case of La Grande River Watershed (Québec), *Annals of Glaciology*, vol. 25. pp. 353-361.

De Sève, D., M. Bernier, J.P. Fortin et A. Walker (1998). Spatio-Temporal Analysis of Microwave Radiometry of Snow Cover with SSM/I Data in a Taïga area. Dans: *International Symposium of Remote Sensing on Environment (ISRSE98)*. Tromso, Norvège, 8-12 Juin 1998, pp. 383-386.

De Sève, D., M. Bernier, J.P. Fortin et A. Walker (1999). Analysis of Radiometry of Snow Cover with SSM/I Data in a Taïga Area: The Case of James Bay Area (Québec). Dans: *Eastern Snow Conference (ESC99)*. Fredericton, Canada, 2-5 June 1999 (sous presse).

De Sève, D., M. Bernier, J.P. Fortin et A. Walker (1999b). Estimation de l'équivalent en eau de la neige dans un milieu de taïga à l'aide des données SSM/I. Soumis à la revue *Télédétection*.

Environnement Canada (1996). *Use of the Cryospheric System (CRYISIS) to Monitor Global Change in Canada*. Downsview: Climate Processes and Earth Observation Division, Atmospheric Environment Service, 49 p.

Fortin, J., M. Bernier, S. Lapointe, Y. Gauthier, D. De Sève et S. Beaudoin (1998). *Estimation of Surface Variables at the Sub-Pixel Level for Use as Input to Climate and Hydrological Models*. Rapport de recherche no.777 soumis au Centre National d'Études Spatiales, Sainte-Foy: INRS-EAU, 96 p.

Foster, J.L., A.T.C. Chang, D.K. Hall (1997). Comparison of Snow Mass Estimation from a Prototype Passive Microwave Snow Algorithm, A revised Algorithm and Snow Depth Climatology. *Remote Sensing of Environment*, no 62, pp. 132-142.

- Fung, A. (1994). *Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications*. Norwood, MA: Artech House Inc., 573 p.
- Fung, A. et F.T. Ulaby (1983). *Matter Energy Interaction in the Microwave Region*. Chapitre 4. In: *Manual of Remote Sensing*, vol.1, pp. 115-164. Fall Church, Va: Colwell Ed. ASPRS, Second Edition.
- Gan, T.Y. (1996). Passive Microwave Snow Research in the Canadian High Arctic. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 22, no. 1, pp. 36-44.
- Gauthier, Y., M., Bernier, P.P., Fortin, R., Gautier, M., Lelièvre (1998). Importance des mesures de terrain dans l'établissement d'algorithmes de suivi du couvert nival à partir d'images radar. Dans: *Septièmes journées scientifiques du réseau Télédétection de l'AUPELF-UREF: La réalité de terrain en télédétection: pratiques et méthodes*. Sainte-Foy, 13-17 octobre 1997, pp.
- Gilbert, N. (1978). *Statistiques*. Montréal, Les éditions HRW ltée. 384p.
- Goïta, K., A. Walker, B.E. Goodison et A.T.C. Chang (1997). Estimation of Snow Water Equivalent in the Boreal forest Using Passive Microwave Data. In: *International Symposium Geomatics in the ERA of RADARSAT*. Ottawa, Canada, 2-4 Juin 1997.
- Goodison B.E. (1978). Accuracy of Canadian Snow Gauge Measurements. *Journal of Applied Meteorology*, vol.17, pp.1542-1548.
- Goodison, B.E., A. Walker (1994). Canadian Development and use of Snow Cover Information from Passive Microwave Satellite data. Dans: *ESA/NASA International Workshop on Passive Microwave Remote Sensing Related to Land-Atmosphere Interactions*. Saint-Lary, France, 11-15 janvier 1993, pp. 245-262.
- Hall, K.D., J.L. Foster, A.T.C. Chang et A. Rango (1981). Freshwater Ice Thickness Observation Using Passive Microwave Sensor, *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-19, no 4, pp. 189-193.
- Hall, K.D., J.L. Foster et A.T.C. Chang (1982). Measurement and Modeling of Microwave Emission from Forested Snowfields in Michigan. *Nordic Hydrology*, vol. 13, pp. 129-138.
- Hallikainen, M.T. (1984). Retrieval of Snow Water Equivalent from Nimbus-7 SSMR Data: Effect of Land Cover Categories and Weather Conditions. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, vol. OE-9, no 5, pp. 372-376.

Hallikainen, M.T. et A.J. Jolma (1986). Retrieval of Water Equivalent of Snow Cover in Finland by Satellite Microwave Radiometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-24, no 6, pp. 855-862.

Hallikainen M.T. et F.T. Ulaby (1986). Dielectric and Scattering Behaviour of Microwave Frequencies. Dans: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'86)*. Zurich, Allemagne, 8-11 septembre 1986, pp. 87 - 91.

Hallikainen, M.T. et A.J. Jolma (1992). Comparison of Algorithms for Retrieval of Snow Cover in Finland by Satellite Microwave Radiometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 30, no 1, pp. 124-131.

Hollinger, J.P., J.E. Peirce et G.A. Poe (1990). SSM/I Instrument Evaluation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, no 5, pp. 781-790.

Jääkeläinen, V. et M.T. Hallikainen (1991). Analyse of Brightness Temperature of Snow-Covered Terrain, Dans: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'91)*. Vol. IV. Espoo, Finlande, 3-6 Juin 1991. Vol. IV, pp. 2323 - 2327.

Kraus, J.D. (1966). *Radio Astronomy*, New-York, McGraw-Hill.

Künzi, F. et H.H. Staelin (1975). Measurements of Snow Cover Over Land with the Nimbus-5 Microwave Spectrometer. Dans: *Proceeding of International Symposium of Remote Sensing and Environment*, Ann Arbor, États-Unis, 6-10 octobre 1975, pp. 383-386.

Künzi, F., S. Patil et H. Rott (1982). Snow Cover Parameters Retrieved from Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-20, no 4, pp. 452-467.

Kurvonen, L. et M.T., Hallikainen (1997). Influence of Land-Cover Category on Brightness temperature of Snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, no. 20, pp. 367-377.

Lapointe, S. (1996). *Estimation des réflectances sous-pixels à partir d'images provenant de l'instrument vegetation du satellite SPOT-4*. Rapport de recherche no. 40. Sainte-Foy: INRS-Eau, 30 p.

Leconte, R. et P.D., Klassen (1991). Lake and River Investigations in Northern Manitoba Using Airborne SAR Imagery, *Arctic*, vol. 44, supp.1, pp. 153-163.

Mätzler, C. (1987). Applications of the Interaction of Microwaves with the Natural Snow Cover. *Remote Sensing Reviews*, vol. 2, pp. 259-392.

- Mätzler, C. (1994). Passive Microwave Signatures of Landscapes in Winter. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 54, pp. 241-260.
- Mätzler, C., E. Schanda et W. Good (1982). Towards the Definition of Optimum Sensor Specifications for Microwave Remote Sensing of Snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-20, pp. 57-66.
- Mätzler, C. et U. Wegmüller (1987). Dielectric Properties of Freshwater Ice at Microwave Frequencies. *Journal of Applied Physics*, vol. 20, pp. 1623-1630.
- Meylan, P., C. Morzier et A. Musy (1977). *Bases Physiques de la télédétection: Application à l'hydrodynamique des sols*. Lausanne: École polytechnique fédérale de Lausanne, 109 p.
- Perreault, L., B. Bobée, P. Bruneau et L. Mathier (1994). *Rapport général du logiciel RéMus: Théorie*. Rapport No. R-422. Sainte-foy: INRS-Eau, 63 p.
- Peixoto, J.P. et A.H. Oort (1992). *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520 p.
- Poe, G and R.W. Conway (1990). A Study of the Geolocation Errors of the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, no.5, pp. 791-799.
- Richard J.A. (1993). *Remote Sensing Digital Image Analysis. An Introduction*. Berlin: Springer-Verlag edition, 340 p.
- Rey, L (1986). *La neige, ses métamorphoses, les avalanches*. Centre d'étude de la neige, France, 120 p.
- Rott, H. et F. Künzi (1983). Properties of Global Snow Cover and of Snow-Free Terrain from Nimbus-7 SMMR First Year Data: *Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing Applications*. Rome, Italie mars 1983. Pp.7-18.
- Rott, H., C. Mätzler et D. Strobl (1986). The Potentiel of SAR in Snow and Glacier Monitoring System. Dans: *Workshop on Thematic Applications of SAR Data*, Frascati, Italie 16-18 septembre 1986, pp. 25-35.
- Schanda, E., C. Mätzler et K. Künzi (1984). Microwave Remote Sensing of Snow Cover, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 4, pp. 149-158.
- SEBJ. (1987). *Le complexe hydroélectrique de la Grande Rivière: Réalisation de la première phase*. Montréal: Éditions de la Chenelière Inc, 200 p.

Sherjal, I. (1995). Radiométrie micro-ondes de la neige: Interprétation de données satellitaires sur l'antarctique et expérimentations dans les Alpes. Thèse de Doctorat présentée à l'Université Joseph Fourier-Grenoble I, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, 241 pages.

Tsang (1987) Passive Remote Sensing of Dense Nontenuous Media. *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, vol.1, no.2, pp. 159-173.

StatSoft Inc. (1995). STATISTICA for window. Version 5.

Stogryn, A (1986). A Study of the Microwave Brightness Temperature of Snow from the point of View of Strong Fluctuation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-24, no.2, pp. 220-231.

Surdyk, S. (1995). Microwave dielectric properties of snow: Modeling and measurements. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, No.8, pp. 965-968.

Tiuri, M.E (1982). Theoretical and Experimental Studies of Microwave Emission Signatures of Snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-20, no.1, pp. 51-57.

Ulaby, F.T. et W.H. Styles (1980). The Active and Passive Microwave Response to Parameters 1. Wetness, *Journal of Geophysical Research*, vol85, no.c2, pp 1-456.

Ulaby, F.T., R.K. Moore and A.K. Fung (1981). *Microwave Remote Sensing Active and Passive : Fundamentals and Radiometry , vol I*. Dedham, MA: Artech House Inc., pp 457-1064.

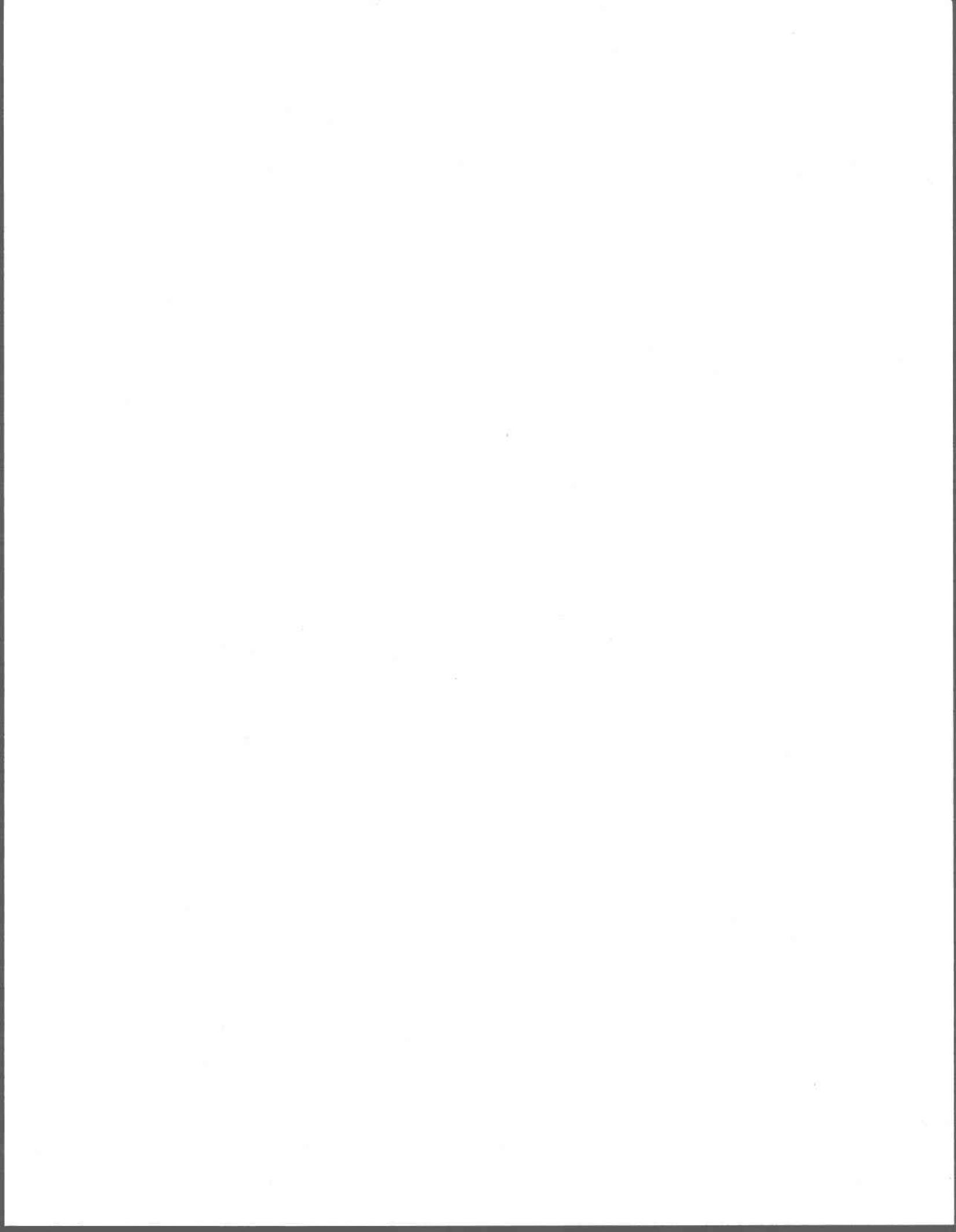
Ulaby, F.T., R.K. Moore and A.K. Fung (1986). *Microwave Remote Sensing Active and Passive : From Theory to Applications, vol. III*. Dedham, MA: Artech House Inc., pp.1065-2162.

Walker, A., B.E. Goodison, M. Davey et D. Olson (1995). *Atlas de l'enneigement hivernal du sud des prairies du canada d'après les données satellitaires d'hyperfréquences passives: de novembre 1978 à mars 1986*. Downsview: Service de l'Environnement Atmosphérique, Environnement Canada, 192 p.

Walker, A. et B.E. Goodison (1995). Monitoring Snow Cover in the Boreal Forest Region of the Canadian Prairies Using Passive Microwave Data. Dans: *Comptes rendus du 14 ieme Symposium canadien de télédétection*, Calgary, Canada, mai 1991, pp. 296-299.

---

Zuniga, M.A. et J.A. Kong (1980). Active Remote Sensing of Random Media. *Journal of Applied Physics*, vol. 51, no 1, pp. 74-79.



## PARTIE II

ARTICLE 1

*Annals of Glaciology*

## Preliminary analysis of snow microwave radiometry using the SSM/I passive-microwave data: the case of La Grande River watershed (Quebec)

DANIELLE DE SÈVE,<sup>1</sup> MONIQUE BERNIER,<sup>1</sup> JEAN-PIERRE FORTIN,<sup>1</sup> ANNE WALKER<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-Eau) 2800 rue Einstein, C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec G1V 4C7, Canada

<sup>2</sup>Climate Research Branch, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario M3H 5T4, Canada

**ABSTRACT.** The general objective of this paper is to estimate the snow water equivalent (SWE) of the La Grande River watershed (northern Quebec), using passive-microwave data from the SSM/I sensor. Particular emphasis is placed on the analysis of SSM/I multitemporal variations.

The analysis of a database containing observations for three winters shows that the brightness temperatures of the snow decrease as the SWE increases for shallow snow covers. However, when the SWE is >180–200 mm, the relationship reverses. This is directly linked to the fraction of large snow crystals in the snow cover, since these are responsible for most of the volume scattering. The snow emissivity is lower for shallow snow covers, since the higher temperature gradient is responsible for the quick formation of large snow crystals. For SWE >80–200 mm, the temperature gradient decreases and large crystal formation is minimal. Since volume scattering is lower, snow emissivity tends to increase. The observations confirm what was observed by Mätzler and others (1982) and Mätzler (1994).

Two regression lines were used to estimate the SWE for the beginning and the end of winter. This approach appears to be better, since it takes into account the structure of snow cover. The results were used to derive representative maps of the SWE.

### INTRODUCTION

Water is now seen as a key global resource, seen by many as the dominant resource as we head into the next century. Hence, researchers are emphasizing new studies to evaluate the quantity and quality of this resource. In Quebec, 45% of the total volume precipitation falls as snow and is accumulated on the soil surface for a number of months. Therefore, a spatial and temporal evaluation of snow is essential to allow for an appropriate management of environment and economy.

The method traditionally used to obtain information about snow is a snow survey. However, because of inaccessibility and the large areas that need to be monitored, snow surveys are expensive where accurate estimations of the spatial distribution of the snow-cover variables are required. Combining snow surveys and remote sensing seems to offer an adequate solution, particularly because of the synoptic character of the satellite images. Furthermore, the exploitation of passive microwaves represents an interesting advantage for snow mapping, since the radiometry of this type of data is very sensitive to snow cover. It should also be mentioned that lower-frequency microwaves are relatively independent of atmospheric constraints and solar illumination.

This study is being pursued as part of the CRYSYS (CRYospheric SYStem to monitor global change in Canada) program, which has been established to monitor and predict physical impacts on the cryosphere using mainly remote-sensing observations. The CRYSYS pro-

gram is an interdisciplinary investigation within NASA's Earth Observing System (EOS). One of the specific scientific goals of CRYSYS is to develop and validate passive- and active-microwave algorithms extracting snow-cover information over varied landscapes.

The first objective of this paper is an evaluation of whether current passive-microwave algorithms can be used for the retrieval of snow water equivalent (SWE) on the La Grande River watershed. Secondly, a particular emphasis in the study was placed on the analysis of SSM/I multi-temporal variations. For this purpose we used SSM/I (Special Sensor Microwave/Images) data from February and March 1994 and 1995, and SSM/I data collected on a weekly basis between October 1995 and March 1996. The results were used to derive a representative map of the SWE for the study area.

### BACKGROUND

In the passive-microwave domain, snow emission is very sensitive to variations in the physical characteristics within the snow cover. For frequencies higher than 15 GHz, snow emission tends to decrease as the snow-cover thickens or the SWE increases (Hallikainen, 1984). This decrease is directly linked to the energy redistribution caused by the volume scattering of snow crystals (Ulaby and others, 1986). The exploitation of this physical property of snow led to the development of different algorithms to measure its extent and SWE. However, Mätzler (1994) demonstrated

that snow emissivity at 36 GHz has a tendency to increase when water equivalents are higher than 200 mm.

The intensity of the radiation is expressed in terms of brightness temperatures, which means that it relates the surface emissivity ( $\epsilon$ ) to the physical temperature of the objects ( $T_s$ ) in degrees Kelvin (K). Following the Rayleigh-Jeans law, the brightness temperature at the sensor, which is the apparent brightness temperature ( $T_{B(\text{app})}$ ), is defined as:

$$T_{B(\text{app})} = \epsilon T_s t + T_{\text{up}} + (1 - \epsilon) t T_{\text{Dn}} + (1 - \epsilon) t^2 T_{\text{cos}} \quad (1)$$

where  $\epsilon$  is the surface emissivity;  $T_s$  is the physical temperature of the surface;  $t$  is the atmospheric transmissivity;  $T_{\text{up}}$  is the upwelling emission of the atmosphere;  $T_{\text{Dn}}$  is the downwelling emission of the atmosphere; and  $T_{\text{cos}}$  is the brightness temperature of the cosmic background radiation.

The first observation satellites of the Earth with a passive-microwave sensor on board were Cosmos-243 and -384 launched by the Russians at the end of 1968 and the beginning of the 1970s (Künzi and others, 1982). During the 1970s and 1980s, many studies using the Nimbus satellites (Nimbus-5, -6 and -7) have shown the potential of passive microwaves for the study of the snow cover. The first maps of the snow cover were realized for the Northern Hemisphere using data from the NEMS sensor (Künzi and Staelin, 1975) from Nimbus-5. The algorithm used by Künzi and Staelin (1975) was based on a temperature gradient:  $GT = (T_{b,31.4} - T_{b,22.2})/9.2$  where  $T_{b,31.4}$  and  $T_{b,22.2}$  are the brightness temperatures at 31.4 and 22.2 GHz.

In the early 1980s, Rott and Künzi (1983) evaluated the potential of the SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) sensor from the Nimbus-7 satellite for the characterization of snow. They found a close relationship between  $GT$  (brightness temperature at 18 GHz  $T_{b,18}$  and 37 GHz  $T_{b,37}$ ) and the SWE and/or the snow-cover depth even though noticeable differences of  $GT$  were noted for similar snow depths. Those differences were attributed to snow structure.

During this same period of time Hall and others (1982) noticed that passive-microwave data were underestimating snow-cover depths in afforested areas. In fact, vegetation has a significant influence on the emissivity of a surface comprising trees and snow, since it is a good microwave emitter, and the snow signal is therefore partially masked by the signal from trees. Hall and others (1982) developed an index to evaluate snow-cover depths that minimizes the disturbing effect of forest: the subtraction of the effective-brightness temperature of the forest from that of the snow. The temperature of the forest was previously determined by the multiplication of the forest emissivity by the temperature of the air. A correlation coefficient of 0.8 was calculated between the index and snow depth. A strong, positive correlation coefficient (0.83) was also found between forest cover and snow depth. So, these positive relationships suggest that areas of dense forest will also be areas of deeper snow.

Similarly, Finnish researchers have developed expertise in the use of SMMR and SSM/I data for the determination of the SWE for several areas in Finland (Hallikainen, 1984; Hallikainen and Jolma, 1986, 1992). Since there is a wide variety of land covers, an algorithm was developed that takes this parameter into account for each pixel. More specifically, the algorithm determines the difference of brightness temperature,  $\Delta T$ , by computing the difference between brightness temperatures for frequencies of 19 GHz and 37 GHz (18 and 37 for SSM/I data) for one scene recorded

in winter and another recorded during fall. This operation allows surface effects to be distinguished. Considering the variety of land-cover categories, the results are highly satisfactory. The correlation coefficients obtained between SWE and  $\Delta T$  were 0.48 and 0.77, for the north and the south of Finland (Hallikainen and Jolma, 1992).

Work to estimate snow-cover depth has also been conducted for a specific area in Colorado (Chang and others, 1990). The algorithm used to determine snow depth ( $SD = 1.5 * [T_{b,18} - T_{b,37}]$ ) is based on principles of radiative transfer and Mic scattering theory, and assumes that the snow has a uniform density ( $0.3 \text{ g cm}^{-3}$ ) and grain radius (0.30 mm). The  $T_{b,18}$  and  $T_{b,37}$  are the brightness temperatures at 18 and 37 GHz. A difference has been observed between several sectors of the study area, which are partly due to surface variations and snow structure.

Finally, since the early 1980s, the Canadian Atmospheric Environment Service (AES) has developed expertise on the use of passive microwaves for the evaluation of SWE of dry snow. Since the winter of 1988-89, the AES has been producing maps of SWE for the Canadian Prairies on a weekly basis using SSM/I data. The algorithm used by the AES is partly based on work conducted by Künzi and his colleagues (1982). It comprises calculation of a temperature gradient in vertical polarization ( $GTV$ ) using frequencies of 37 GHz and 19 GHz ( $GTV = (T_{b,37V} - T_{b,19V})/18$ ). Comparisons between  $GTV$  and field data have shown a correlation of 0.89 for dry snow areas (Goodison and Walker, 1995). However, in the same study, relationships calculated from boreal forest data are less significant, since forested areas alter the snow signal so that SWE is underestimated.

## THE TEST SITE

The region of interest is located in the James Bay area, within the La Grande River watershed (Fig. 1). This sector divides into three morphological units comprising, from east to west, a coastal plain, an undulating plateau and a mountainous area (Société d'énergie de la baie James, 1987). The first morphological unit consists of a plain approximately 150 km wide that is covered by clay and criss-crossed by streams and small rivers. Several depressions containing



Fig. 1. La Grande River watershed, northern Quebec (Canada).

peat bogs are also present. The second morphological unit is a plateau with undulating relief that is covered by fluvio-glacial deposits. The relief amplitude is relatively low (15–20 m), and, unlike the coastal plain, has scattered lakes and major rivers. Finally, the third morphological unit is composed of the Ticegamie, Otish and Temiscamie mountains, the summits of which reach heights of between 900 and 1100 m.

The La Grande River watershed is located in the cold continental climatic region of the subarctic type. Thus, it is characterized by short and mild summers, and by long and rigorous winters. The average annual temperature recorded at the Nichequon weather station (considered to be the most representative of the region) is  $-3.8^{\circ}\text{C}$ .

The annual average snow depth measured at James Bay between 1993 and 1996 was  $>90$  cm. In the case of SWE, the values varied between 18 and 38 cm.

#### ACQUISITION OF SSM/I DATA AND FIELD DATA

The database used to carry out this study is composed of passive-microwave data provided by SSM/I sensors and field data. SSM/I sensors have been launched aboard the U.S. DMSP Block 5D-2 series of satellites. The data used in this study were acquired by the SSM/I sensors on the DMSP F-11 and F-13 satellites. The spatial resolution varies depending on the frequency used (Table 1). It is important to mention that the positioning error on SSM/I data is 7 km (Hollinger and others, 1990).

The field data used in the study are from snow surveys conducted by Hydro-Québec (H-Q) on the watershed. During 1994, 1995 and 1996, field campaigns were also carried out in mid-February and mid-March by INRS-Eau and H-Q for a radar (ERS-1) study. These field campaigns allowed the determination of SWE, snow density, and snow-cover depth, as well as other information on snow-cover

Table 1. SSM/I characteristics

Frequency (GHz)	19.3	22.2	37	85.5
Polarization	H and V	V	H and V	H and V
Spatial resolution (km)	$69 \times 43$	$60 \times 40$	$37 \times 28$	$15 \times 13$
Swath width (km)	1394			

Table 2. SSM/I dataset and snow survey

SSM/I data	Frequency	Snow survey INRS-Eau	Measured data	Snow survey H-Q	Measured data
13 October 1994	19 and 37	-	-	-	-
15 February 1994		14–18 February	crystal size,	26 January–1 February	SWE density, snow depth
21 March 1994		21–24 March	snow and soil temperature,	17–28 March	
14 February 1995		6–10 February	liquid water of snow	18–22 February	
17 March 1995		13–17 March		13–18 March	
25 October 1995		21–26 February		21–26 February	
8 November 1995					
6–14–21 December 1995					
14 December 1995					
21 December 1995					
10 January 1996					
17 January 1996					
14 February 1996					
21 February 1996					
21 March 1996					

characteristics (snow-crystal diameter, temperature, liquid water content). Table 2 presents the main characteristics of the SSM/I and field data used.

#### METHODOLOGY

In order to fulfill the first objective (assessing whether current passive-microwave algorithms can be used for the retrieval of SWE on the La Grande River watershed), we studied the suitability of the Goodison (Goodison and Walker, 1995) (AES) and Hallikainen (1984) algorithms to determine SWE for the area covered by the La Grande River watershed for any given date. To assess this, we compared field data and estimated values from each of the algorithms. A brief description of the algorithms developed by Goodison and Hallikainen is as follows.

The Goodison algorithm allows the determination of a temperature gradient in vertical polarization (*GTV*). This gradient value is obtained by subtracting the brightness temperatures at frequencies of 37 and 19 GHz, and by dividing the result by 18 (Goodison and Walker, 1995). *GTV* is therefore expressed as:

$$GTV = (T_{b,37V} - T_{b,19V})/18. \quad (2)$$

In order to estimate SWE, Goodison and Walker (1995) have defined a linear relationship between *GTV* and the measured SWE:

$$SWE \text{ (mm)} = (20.7 - 49.27) GTV. \quad (3)$$

In the case of the Hallikainen (1984) algorithm, the process involves subtracting a fall image from a winter image for frequencies of 18 and 37 GHz in vertical polarization (*V*) (Hallikainen and Jolma, 1986, 1992):

$$\Delta T = (T_{b,18V} - T_{b,37V})_{\text{winter}} - (T_{b,18V} - T_{b,37V})_{\text{fall}} \quad (4)$$

The SWE can also be calculated from the empirical relationship between  $\Delta T$  and the measured SWE:

$$SWE \text{ (mm)} = (10.1 \times \Delta T) - 98.0 \text{ for the south of Finland} \quad (5a)$$

$$SWE \text{ (mm)} = (8.7 \times \Delta T) - 108.0 \text{ for the north of Finland} \quad (5b)$$

For this study, we have chosen the equation derived for southern Finland, since its parameters are more appropriate for the estimation of the SWE on the La Grande River watershed. Since the Hallikainen algorithm was developed using Nimbus-7 SMMR 18 and 37 GHz data, we replaced

the  $T_{b,18V}$  terms in Equation (4) with  $T_{b,19V}$  for SSM/I 19 GHz data, where  $T_{b,18V}$  and  $T_{b,19V}$  are the brightness temperature in vertical polarization at 18 and 19 GHz.

The second objective of the study was to assess the temporal evolution of snow cover. Since the SWE varies from 0 to >380 mm, we compared our results to those of Mätzler (1994), knowing particularly that Goodison's algorithm had been derived for shallow Prairie snow covers. The method was to extract values of brightness temperatures for the snow cover at 37 GHz in vertical polarization, and to plot them as a function of field data. In order to compare them with the Mätzler curve, the vertical polarization was chosen because it is less sensitive to variations caused by the multilayered snow cover.

Information on the water equivalent of snow cover for the beginning of winter, in addition to other periods during winter, was not available. To overcome this, we estimated values for SWE from snowfall data measured from October 1995 to March 1996 at three weather stations controlled by Hydro-Québec. The simulations were performed using a simple SWE summation. Since there was no melt period, a more complete model was not necessary.

It is widely known that aerodynamic disturbances caused by the presence of a snow gauge lead to underestimation of snow amount. This underestimation increases with wind speed, and also varies with the type of snow gauge and shelter used. Those used by Hydro-Québec are of the Belfort Type. According to Goodison (1978), it is possible to adjust the precipitation data as a function of wind and snow-gauge type by applying an equation. This equation is, in fact, a relation between the gauge catch ratio (gauge catch, ground true) and wind speed ( $W$  km h<sup>-1</sup>). An equation of the polynomial type (Goodison, 1978) was applied to the raw precipitation data for October 1995 to March 1996:

$$SWE_{true} = \frac{SWE_{gauge}}{(0.99783 - 0.03393)W + 0.00406W^2} \quad (6)$$

#### Extraction and processing of the SSM/I data

The available SSM/I data were received in text format, and were geo-referenced in longitude/latitude and contained values of brightness temperatures at 19.3, 22.2 and 37 GHz. To manage the processing of these data, a knowledge of the projection of geographic coordinates and of the interpolation of point files was necessary.

##### Step 1: Projection of SSM/I data

SSM/I coordinates (point files) were first mapped using a conical Lambert projection (central meridian 68° N, 90° W, reference latitude 53° N, reference origin 63° N, 90° W).

##### Step 2: Interpolation of SSM/I images

The width of an SSM/I orbit is very large (1394 km), which gives an opportunity to obtain data coverage for the study area every day. The orbit location is, however, variable between the acquisition dates. Thus, it is not possible to superimpose two datasets acquired on different dates as the pixel locations are not coincident. To correct this, we have interpolated the brightness-temperature values using the nearest neighbour algorithm. This algorithm was chosen so that the alteration of brightness temperature could be avoided (Richard, 1993).

To fulfill the requirements of this project, we have cre-

ated sub-images of 31 lines per 29 pixels with a resolution of 25 km for each scene. Those sub-images cover a territory of 561 876 km<sup>2</sup>, and include the area of interest.

##### Step 3: Integration of SSM/I images into a geographic information system

The interpolated sub-images were introduced into a geographic information system (GIS - Idrisi) in order to extract the values of brightness temperatures at selected points, and to execute the mathematical operations required to obtain maps of SWE.

## RESULTS

### Preliminary evaluation of algorithms

A preliminary evaluation of the Goodison (Goodison and Walker, 1995) and Hallikainen (1984) algorithms was conducted on the La Grande River watershed. Figures 2a and 2b show results obtained from these algorithms using the 1994, 1995 and 1996 SSM/I data. In order to make the comparison easier between these results and the ones obtained

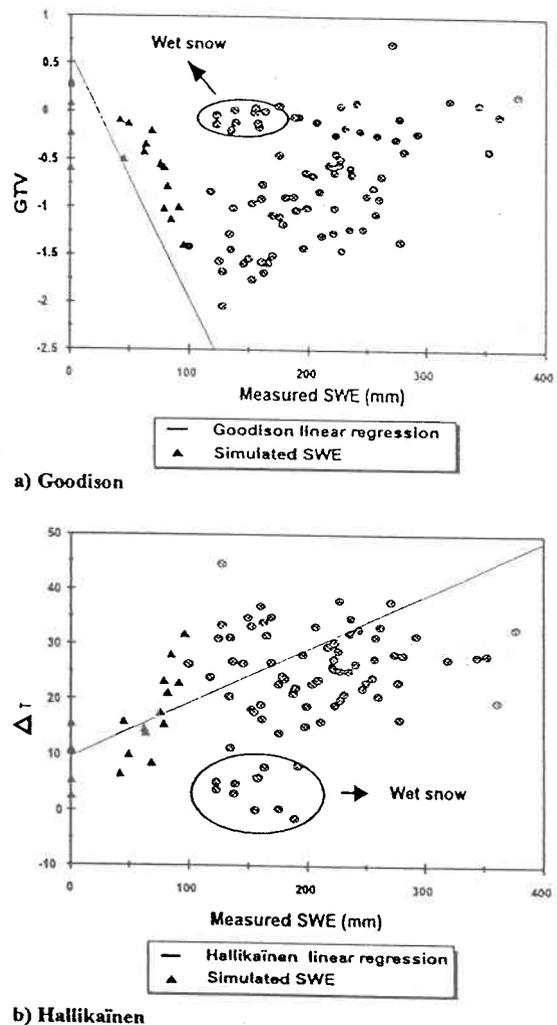


Fig. 2. Comparison between in situ measurements and the Goodison (a) and Hallikainen (b) algorithms.

by Goodison and Hallikainen, the straight-line relations have been superimposed.

Figures 2a and 2b show that, at first sight, it seems that the Hallikainen algorithm is more representative than the Goodison algorithm, although the difference with the suggested theory (relation) is significant in both cases. It can also be seen that wet snow is detected more easily with the Hallikainen algorithm than with the Goodison algorithm.

Two reasons explain the distribution of points around the regression line of Goodison and Hallikainen algorithms: land-cover effect, and the structure of the snow cover.

Studies conducted by Hallikainen and Jolma (1986), Hall and others (1982), and Goodison and Walker (1995) have shown that snow cover in forests has a higher emissivity than snow cover in unforested areas due to an interaction with trees. A vegetated cover is a good emitter that will attenuate the emission from the underlying snow cover. At the same time, it will contribute by its own emission to the signal received by the satellite. This effect depends on varying forest density and vegetation structure. So, decreasing microwave sensitivity in vegetated areas will obviously lead to an underestimation of the derived SWE. The structure of snow cover also modifies the snow signal. The most important parameters to consider are, the depth of snow cover, SWE and the size of the snow crystals. More details are presented in the next section.

#### Temporal evaluation of the snow cover

As mentioned in previous studies, snow stratigraphy, crystal size, snow depth and SWE have a major effect on the brightness temperatures (Ulaby and others, 1986). Actually, it was demonstrated that, for frequencies higher than 15 GHz, brightness temperatures decrease as the snow cover thickens and the crystal size increases (Ulaby and others, 1986). This occurs because volume scattering is a prevailing factor for the extinction coefficient.

Previous studies in Switzerland by Mätzler and others (1982), Schanda and others (1983) and Mätzler (1994) have shown that for SWE >18 cm, the brightness temperatures have a tendency to increase, causing a positive slope in the relation between SWE and brightness temperature (Fig. 3). The same tendency was observed at the La Grande River watershed in February and much of 1994–96, when we overlaid 37 GHz brightness temperature values to the Mätzler curve. In 1995–96 we obtained weekly images for the area and were thus able to check the agreement with the Mätzler curve from the beginning of winter. However, since we had no field campaign for this period, SWE was estimated (Equation (6)) for the following dates: 25 October 1995, 8 November 1995, 6, 14 and 21 December 1995, 10, 17, and 24 January 1996 and 14 February 1996. Results are shown in Figure 4.

According to Mätzler (1994) the behavior of the relationship between SWE and brightness temperature (37 GHz) is directly linked to the proportion of large snow crystals in the snow cover. For Rayleigh scattering, the emission decreases proportionally to the third power of the grain radius. Thus, emissivity is lower for shallow snow cover because the high temperature gradient is responsible for the quick formation of large snow crystals (depth hoar), and increases scattering of the upwelling radiation (Hall and others, 1991). On the other hand, if there is a very deep snowpack, the penetration depth ( $p$ ) varies from a few cen-

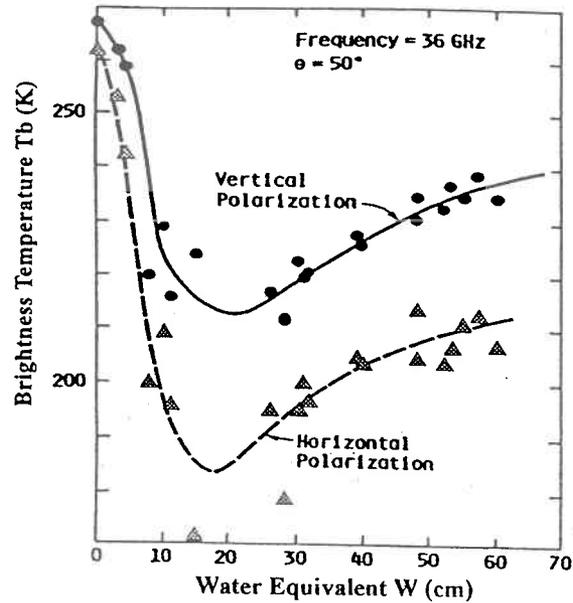


Fig. 3. Mätzler's relationship between the brightness temperature and the SWE, at 36.6 GHz. Extracted from Schanda and others (1983).

timeters to tens of meters, depending on particle size, density and frequency (Ulaby and others, 1986). The penetration-depth calculation realised for the James Bay area shows that the average penetration was 65 cm (SWE = 17 cm). So, the upwelling radiation decreases

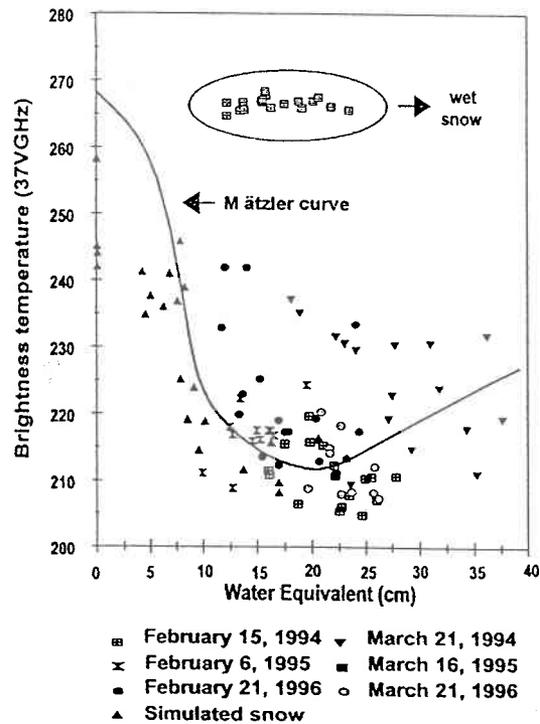


Fig. 4. Comparison between SSM/I extracted-brightness temperature from the James Bay area and Mätzler relationship at 37 GHz.

because the radiation comes from the top (65 cm) of the snowpack, which contains more fine-grain snow. This situation leads to an augmentation of emissivity from the snowpack and explains the reversed relationships.

These circumstances allow a clearer understanding of the differences between our results and those of Goodison and Hallikainen for SWE > 200 mm. These algorithms were used for environments where SWE was < 200 mm, and thus correspond to the first section of the Mätzler curve (Fig. 3). For the La Grande River watershed, the SWE at the end of winter was generally > 200 mm, which means that it corresponds to the second section of the Mätzler curve. Therefore, it is not surprising that both the Goodison and Hallikainen algorithms did not fit the data.

#### Land-cover effect

In order to evaluate the effect of land cover on the results, we used a classified AVHRR image. Six land-cover classes were identified for the area: open forest, open lichen woodland, coniferous forest, burned forest, water and bare soil. Because of the large dimensions of an SSM/I pixel, most, if not all of them, have a mixed spectral signature. Table 3 presents a synthesis of land cover for the study area. In general, we noticed that brightness temperatures were slightly higher where the area was dominated by lichen woodland and coniferous-forest land cover.

Table 3. Categories of land cover

Land-cover class	% of land cover
Open forest	54.35
Lichen woodland	30.26
Water	5.41
Coniferous forest	4.94
Burned forest	3.86
Bare soil	1.18

Ice is also an important element to consider. Studies (Hall and others, 1982) indicate that radiation emanates from deeper within the-ice for shorter frequencies than for longer ones in the microwave region. So, for fresh-water ice, the long frequency (37 GHz) senses snow overlying ice, while the shorter frequencies (5, 18 and 22 GHz) sense the entire thickness of ice. Thus, at 37 GHz, the overlying snow is contributing more to the observed emission than is the ice because of the volume scattering of snow. For shorter frequencies snow crystals are not large enough to produce a significant scattering, so the snow appears to be transparent.

Observations made during the last field campaign (April 1996) indicate that the hydroelectric reservoirs (James Bay and Hudson Bay) are only barely or hardly covered by snow during winter because strong winds continuously remove it. This situation is clearly visible on SSM/I images, as the brightness temperatures (37 GHz) are particularly high in relation to the rest of the image. So, when ice-covered hydroelectric reservoirs dominate the land-cover class inside the pixel, brightness temperatures are very high. A similar observation was made by Barry and others (1993) with a time series of Nimbus-7 (SMMR) images for the Great Slave Lake. In consequence, it was impossible to evaluate SWE on the reservoirs or the bays. The use of a time

series allows the use of SSM/I data to monitor freeze-up and break-up periods (Fig. 5).

#### SWE mapping

As shown in Figure 2, the results from the Goodison and Hallikainen algorithms (Equations (2) and (4)) are not in accordance with the experimental data from the La Grande River watershed. Better results are obtained when discriminating between shallow and deep snow covers (Fig. 6). Considering the snow conditions specific to the James Bay area,

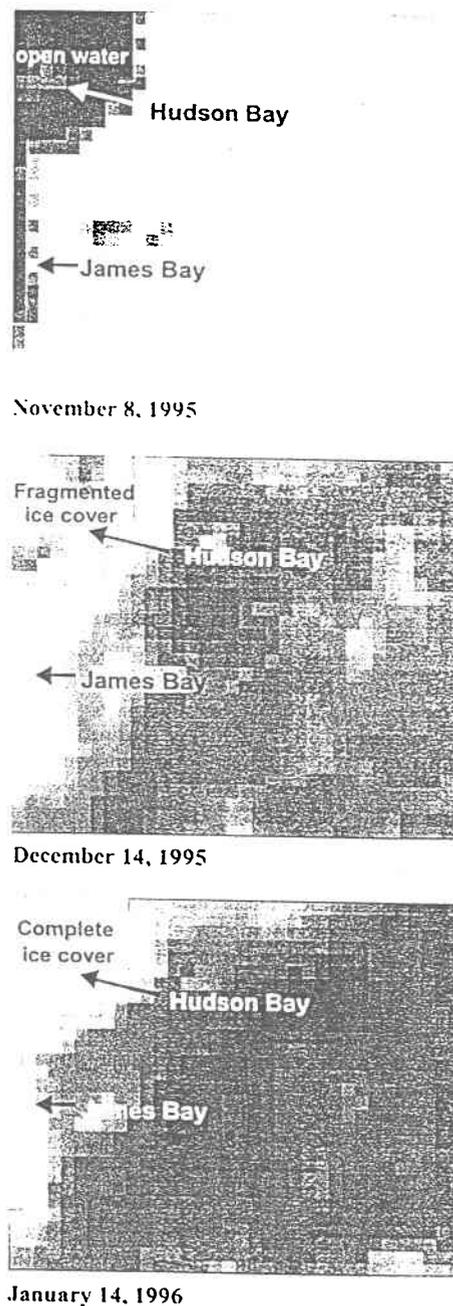


Fig. 5. Process of ice formation on the Hudson and James Bays for the 1995-96 period. Three dates are shown (a) 8 November 1995 — open water, (b) 14 December 1995 — fragmented ice cover, (c) 14 January 1996 — complete ice cover.

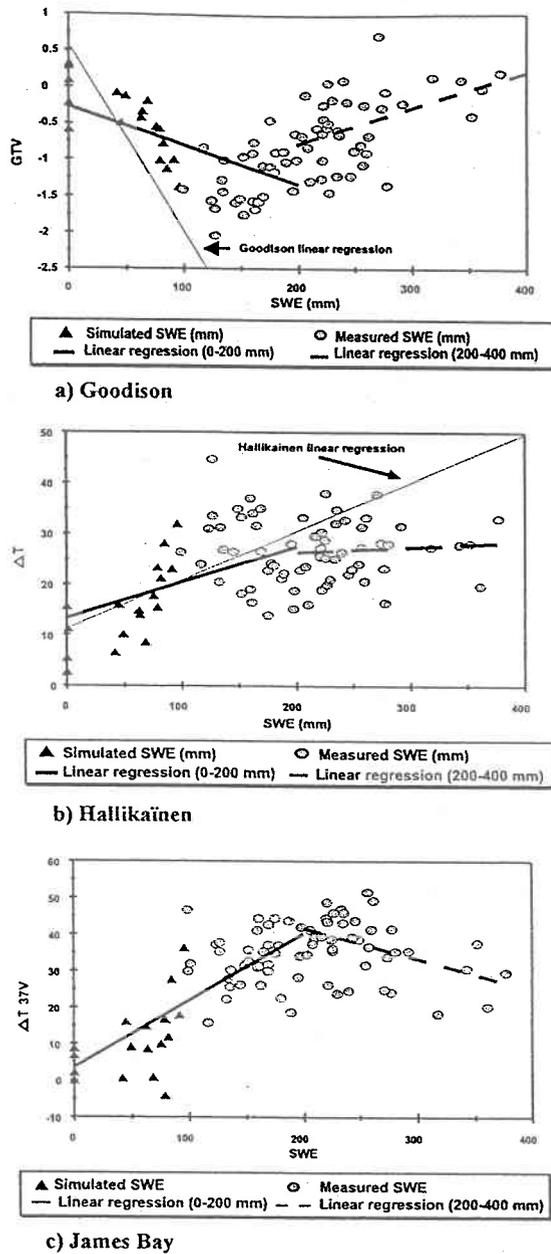


Fig. 6. Comparison between Goodison new linear regression (a), Hallikainen new regression (b) and James Bay linear regression (c) for shallow and deep snow covers.

two new regressions were obtained for both algorithms — one for a SWE between 0 and 200 mm and another one for SWE > 200 mm. The cut-off value between shallow and deep snow covers has been taken from Mätzler curves. The results (Fig. 6a and b) were compared to a simple model (Fig. 6c) called the James Bay model. It consists of the calculation of a brightness-temperature index difference from the results of Goodison and Hallikainen, which is simply the difference between a fall image and a winter image at 37 GHz, in vertical polarization. As for the Hallikainen algorithm, a fall image was used to minimize the impact of land use:

$$T_{b37V} = T_{b37V \text{ fall}} - T_{b37V \text{ winter}} \quad (7)$$

The following regressions were obtained for values smaller and greater than 200 mm:

Goodison:

$$\text{SWE} = 59.52 - 69.51\text{GTV}; \quad \text{for SWE} < 200 \text{ mm} \quad (8a)$$

$$\text{SWE} = 274.14 + 37.78\text{GTV}; \quad \text{for SWE} > 200 \text{ mm} \quad (8b)$$

Hallikainen:

$$\text{SWE} = 53.65 + 3.29\Delta T_i; \quad \text{for SWE} < 200 \text{ mm} \quad (9a)$$

$$\text{SWE} = 235.6 + 0.71\Delta T_i; \quad \text{for SWE} > 200 \text{ mm} \quad (9b)$$

James Bay:

$$\text{SWE} = 40.93 + 3.21T_{b37V}; \quad \text{for SWE} < 200 \text{ mm} \quad (10a)$$

$$\text{SWE} = 359.3 - 2.77T_{b37V}; \quad \text{for SWE} > 200 \text{ mm} \quad (10b)$$

Two points of interest emerge from Figure 6. First, the measured values of the three algorithms are better distributed along the calculated regression lines, since the relationships used are more suitable for the snow cover conditions. Second, the microwave response is particularly more sensitive to shallow snowpacks (SWE < 200 mm). For values > 200 mm, the microwave response is less sensitive to the increase of SWE because of signal saturation. As we explained earlier, this is due to the fact that the depth hoar layer exerts less influence.

In the case of the Goodison algorithm, the new regression line for shallow snow cover has a slope different from that of the original regression. For deeper snow covers, the relation is reversed with a smaller slope, so that the Goodison algorithm behaves much like the Mätzler experimental data. The results are different for the Hallikainen algorithm, because there is no reversal of the relation, but essentially a decrease in the slope for SWE > 200 mm. Also, the regression for deep snow cover is not good. Finally, the James Bay model gives results similar to those of the Goodison algorithm in that the correlation coefficients are good for shallow snow cover (0.76 and 0.61, respectively), but decrease for deeper snow covers (0.44 and 0.43, respectively).

Maps of SWE have been generated for 21 March 1994 using the original Goodison and Hallikainen relations and the James Bay relation (Fig. 7). The differences between the SWE estimated by Goodison (Equation (3)) and Hallikainen (Equation (5b)), and also by the proposed equation for the James Bay area (Equation (10b)), are obvious. The map produced using the Goodison Equation (3) significantly underestimates SWE. It shows values varying between 25 mm and 100 mm, while measured values of SWE are between 180 mm and 340 mm. In relation to the Hallikainen equation (Equation (5b)), Figure 7b shows that estimated values for SWE are closer to real values, but are still underestimated. In this case, the values vary from 25 mm to > 300 mm. Finally, Figure 7c shows that the values computed from the James Bay equation (10b) are the most similar to real values, with SWE varying between 200 mm and 300 mm.

Two reasons explain the weakness of Goodison and Hallikainen original relationships to estimate the SWE for the La Grande River watershed. First, the equations were not established from experimental points in this particular area, and second, they were not adapted to the deep snow covers (> 200 mm).

Finally, as indicated by Figure 6, the new regression relation for the Goodison algorithm could also furnish good results. The ambiguity arising from the fact that a specific-

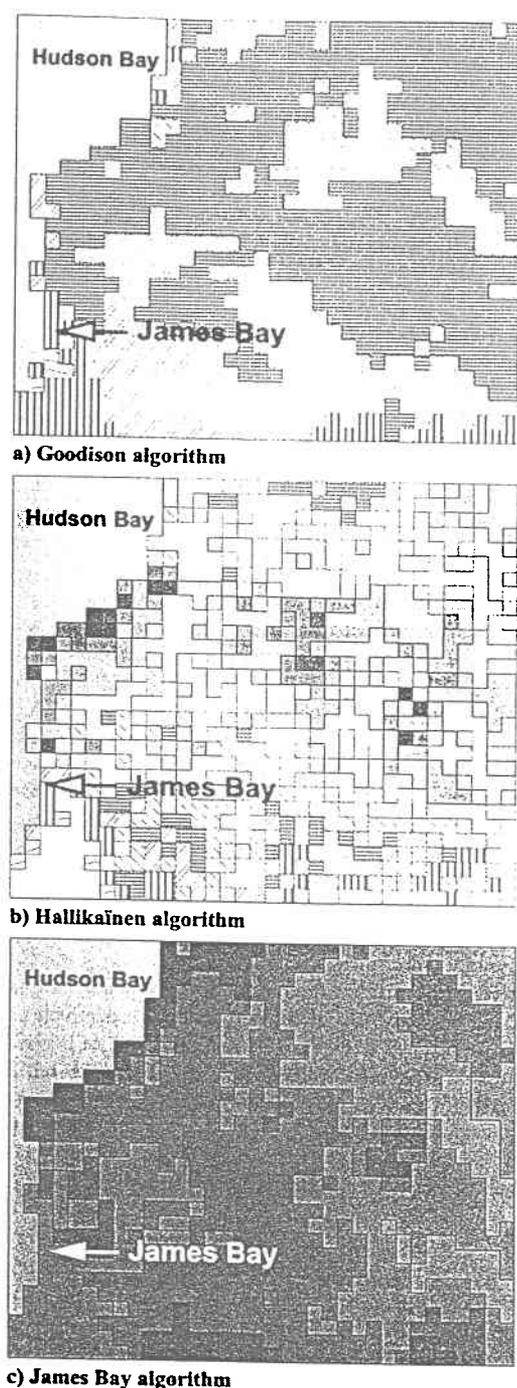


Fig. 7. SWE maps of 21 March 1994 created with (a) original algorithm from Goodison, (b) original algorithm from Hallikainen, (c) James Bay algorithms.

brightness temperature in the Mätzler, new Goodison and James Bay relations can be associated with two different values of SWE can be easily resolved. The solution comes from a minimal knowledge of the snow season for a particular region. If we are at the beginning of that season, then shallow snow cover is to be expected. If the weather conditions are monitored and the SSM/I data are used in conjunction with a snow-accumulation and melt model, it is even more easy to resolve the ambiguity.

## CONCLUSIONS

The original relationships established by Goodison and Hallikainen underestimate the SWE in the La Grande River watershed. Two reasons explain this: first, the equations were not established from experimental points in this particular area, and second, they were not adapted to the deep snow covers (SWE >200 mm). However algorithms developed by Goodison and Hallikainen were able to detect wet snow, particularly the Hallikainen algorithm.

Land cover is a parameter that needs to be considered because of its influence on snow emissivity. For the study area, lichen woodland, coniferous forest and frozen lakes were the land-cover types that had the most influence on the radiometry of the pixels. In the particular case of the reservoirs and James Bay and Hudson Bay, little or no snow was covering the surfaces.

It was found that time series of passive-microwave data (in this case for the winter of 1995-96) can be used for ice monitoring on the James and Hudson bays as well as on large lakes and reservoirs, as the temperature values differed clearly from the rest of the image.

This study represents an important step in the understanding of the behaviour of deep snow-cover brightness temperatures. In fact, for deep snow covers, the curve shows a positive relationship between SWE and brightness temperature. These findings were used as a reference for the estimation of the SWE for the La Grande River watershed. Two regression lines were used to estimate the SWE for shallow and deep snow covers. This approach appears to be well adapted to the prevailing snow conditions in this region. However, further studies are needed to validate this approach and improve the algorithm. Future research will concentrate on two major points:

1. Analysis of data from other areas to confirm whether the tendency noted when the SWE was >200 mm is maintained. At the same time, the cut-off value will be re-evaluated, since it may have been possible to obtain higher correlation coefficients by lowering the values taken from the Mätzler curve from 200 mm to ~150 mm. More data analysis is needed before deciding upon a better cut-off value.
2. Analysis of the characteristics of the various land classes on the signal from each pixel, assuming that at least part of the spreading of the experimental points around the regression curves is due to the fact that land-cover characteristics were not taken into account.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This research was funded by Environment Canada and the Natural Science and Research Council of Canada. The project was also supported by the Hydro-Québec Society. The authors would like to thank I. Latulippe and M.-C. De Sève for help with the manuscript.

## REFERENCES

- Barry, R. G. and J. A. Maslanik. 1993. Monitoring lake freeze-up/break-up as a climatic index. *Glaciological Data, World Data Center A for Glaciology <Snow and Ice>*, Boulder, CO, GD-25, 66-79.
- Chang, A. T. C., J. L. Foster and D. K. Hall. 1990. Effect of vegetation cover on microwave snow water equivalent estimates. In *Proceedings, International Symposium on Remote Sensing and Water Resources, Enschede, The*

- Netherlands, August 1990. International Association of Hydrogeologists and The Netherlands Society for Remote Sensing, 137-145.
- Goodison, B. E. 1978. Accuracy of Canadian snow gauge measurements. *J. Appl. Meteorol.*, **17**(10), 1542-1548.
- Goodison, B. E. and A. E. Walker. 1995. Canadian development and use of snow cover information from passive microwave satellite data. In Choudhury, B. J., Y. H. Kerr, E. G. Njoku and P. Pampaloni, eds. *Passive microwave remote sensing of land-atmosphere interactions*. Zeist, The Netherlands, VSP BV Publishers, 245-262.
- Hall, D. K., J. L. Foster and A. T. C. Chang. 1982. Measurement and modeling of microwave emission from forested snowfields in Michigan. *Nord. Hydrol.*, **13**(3), 129-138.
- Hall, D. K. and Gathers. 1991. Passive microwave remote and in situ measurements of Arctic and subarctic snow cover in Alaska. *Remote Sensing Environ.*, **38**(3), 161-172.
- Hallikainen, M. T. 1984. Retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SSMR data: effect of land cover categories and weather conditions. *IEEE J. Oceanic Eng.*, **OE-9**(5), 372-376.
- Hallikainen, M. T. and P. A. Jolma. 1986. Retrieval of the water equivalent of snow cover in Finland by satellite microwave radiometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **GE-24**(6), 855-862.
- Hallikainen, M. T. and P. A. Jolma. 1992. Comparison of algorithms for retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SSMR data in Finland. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **GE-30**(1), 124-131.
- Hollinger, J. P., J. E. Pierce and G. A. Poe. 1990. SSM/I instrument evaluation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **GE-28**(5), 781-790.
- Künzi, K. F. and D. H. Staefin. 1975. Measurements of snow cover over land with the Nimbus-5 microwave spectrometer. In *International Symposium on Remote Sensing of Environment, 6-10 October 1975. Proceedings*. Ann Arbor, University of Michigan, 1245-1253.
- Künzi, K. F., S. Patil and H. Rott. 1982. Snow-cover parameters retrieved from Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **GE-20**(4), 452-467.
- Mätzler, C. 1994. Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **54**, 241-260.
- Mätzler, C., E. Schanda and W. Good. 1982. Towards the definition of optimum sensor specifications for microwave remote sensing of snow. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **GE-20**(1), 57-66.
- Richard, J. A. 1993. *Remote sensing digital image analysis: an introduction*. Berlin, Springer-Verlag.
- Rott, H. and K. F. Künzi. 1983. Properties of the global snow cover and of snow free terrain from the Nimbus-7 SMMR first year data set. In *Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing Applications, Rome, Italy, 1-2 March 1983. Proceedings*. Ed. Scientific Ass, 7-18.
- Schanda, E., C. Mätzler and K. Künzi. 1983. Microwave remote sensing of snow cover. *Int. J. Remote Sensing*, **4**(1), 149-158.
- Société d'énergie de la baie James (SEBJ). 1987. *Le complexe hydroélectrique de la Grande Rivière: réalisation de la première phase*. Montréal, Qué., Éditions de la Chenelière Inc.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore and A. K. Fung. 1986. *Microwave remote sensing, active and passive, Vol. 3*. Reading, MA, Addison-Wesley Publishing Co.

ARTICLE 2

*27 th International Symposium on Remote Sensing of Environment (ISRSE98)*

# Spatio-temporal analysis of microwave radiometry of snow cover with SSM/I data in a taiga area

Danielle De Sève<sup>1</sup>, M. Bernier<sup>1</sup>, J-P. Fortin<sup>1</sup>, A. Walker<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-Eau)  
2800 rue Einstein, C.P 7500, Sainte-Foy, Québec G1V 4C7, Canada

Danielle\_Deseve@inrs-eau.quebec.ca

<sup>2</sup> Climate Research Branch, Atmospheric Environment Service  
Downsview, Ontario M3H 5T4, Canada

**Abstract** -The main objective of this paper is to evaluate snow radiometry with passive microwave data provided by the SSM/I sensor. The first results have shown that snow brightness temperatures ( $T_B$ ) at 37GHz decreased when the SWE increased. However, when SWE is higher than 150 mm the relationship reverses. At 19 GHz the analysis shows the influence of the air temperature. The variation of land cover is an important factor that has to be considered because it modifies considerably the  $T_B$  at 37 GHz, particularly the frozen lakes which cover over 10% of the territory.

## I. INTRODUCTION

The availability of regular information on snow cover extent and water equivalent is crucial for hydrologic forecasting, particularly in regions where a large percentage of total precipitation falls as snow. Studies conducted in Canada (Goodison and Walker, 1995; Walker *et al.*, 1995), Europe (Mätzler, 1994; Hallikainen and Jolma, 1992) and United States (Hall *et al.*, 1991; Chang *et al.*, 1990) showed the potential of passive microwave remote sensing for the monitoring and characterization of the snow cover, since the snow emissivity is very sensitive to the variation of snow water equivalent (SWE). For frequencies higher than 15 GHz, snow emission tends to decrease as SWE increases. This decrease is directly linked to the energy redistribution caused by volume scattering in the snow pack (Ulaby *et al.*, 1986). This physical property has been used to develop various algorithms to measure snow depth and SWE. However, Schanda *et al.*, (1983), Mätzler (1994) and De Sève *et al.*, (1997) have demonstrated that snow emissivity at 36 and 37 GHz increases when SWE becomes higher than 200 mm.

Since September 1995, the *Institut National de la Recherche Scientifique* (INRS-Eau) has teamed up with the Atmospheric Environment Service (AES) as part of a multidisciplinary project on changes to the cryosphere named CRYSYS (Use of the CRYospheric SYStem to Monitor Global Change in Canada). The research has focused on the development of algorithms to derive snow cover information using active and passive microwave remote sensing data. The focus of this study is a spatio-temporal analysis of brightness temperatures ( $T_B$ ) over a taiga landscape from 5 winter seasons (1994-1998).

focused on the development of algorithms to derive snow cover information using active and passive microwave remote sensing data. The focus of this study is a spatio-temporal analysis of brightness temperatures ( $T_B$ ) over a taiga landscape from 5 winter seasons (1994-1998).

For this purpose, we used SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) data acquired in February and March 1994-1996, and weekly SSM/I data from October 1996 to March 1998. A second objective is to evaluate the impact of the land cover on  $T_B$  variations of snow at 37 GHz.

## II. THE STUDY AREA

The region of interest is located in the province of Quebec, Canada, between James Bay and Schefferville (Fig. 1). It is divided in three morphological units from west to east: coastal plain, undulating plateau and mountainous area. The study area is located in a cold continental climate region of subarctic type with taiga vegetation (open forest and wetland). Thus, it is characterized by short and mild summers, and by long and rigorous winters.

The annual average thickness of the snow cover for the James Bay area is approximately 0.90 m, with mean densities around 250 kg/m<sup>3</sup>. Most of the snow precipitation occurs in the beginning of winter (November and December) resulting from humid air masses from the west and the southwest. In the case of the Caniapiscou reservoir and the Schefferville region, solid precipitation are far more important, with annual average snow thickness reaching 1.30 m. Snow cover densities are higher, varying from 150 to 350 kg/m<sup>3</sup> from the surface to the base of the snowpack. For these regions, solid precipitation is mainly from Atlantic Ocean air masses.

## III. FIELD AND SATELLITES DATA

Over the last five winters (1994-1998), INRS-Eau has, in partnership with Hydro-Québec, conducted snow-survey field campaigns in the James Bay region (LG-4 reservoir). During the 1997-1998 season, intensive field campaigns also occurred in three other areas: the Robert-Bourassa reservoir area, LG-3, and the Schefferville region. In these campaigns, snow cover profiles were done to estimate collected thickness, density, SWE, grain size, and dielectric constant of each snow layer. This information has been complemented with data on density, SWE, and snow thickness from Hydro-Québec snow survey lines.

The satellite database used to carry out this study is composed of multi-date passive-microwave data (1994 to 1998) provided by SSM/I sensors on the U.S. DMSP F-11 and F-13 satellites and NOAA imagery for land use information. Informations on SSM/I sensors are given in Hollinger *et al.*, (1990).

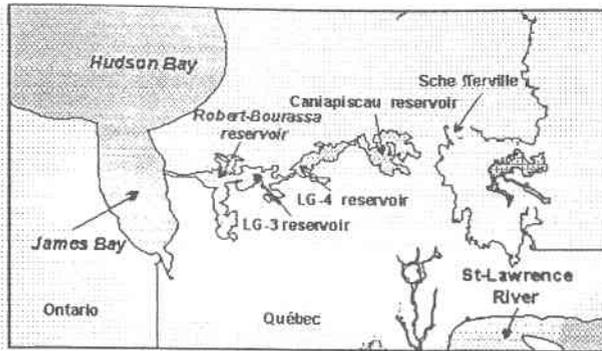


Figure 1 Study area

#### IV. PROCESSING OF SSM/I AND METEOROLOGICAL DATA

The SSM/I data were acquired in near real-time and provided as text files containing geo-referenced (longitude/latitude)  $T_B$ 's at 19.35 and 37 GHz. To manage the processing of these data, a projection on geographic coordinates (Lambert conical projection) and a pixel interpolation (nearest neighbour algorithm) was performed (De Sève *et al.*, 1997). The nearest neighbour algorithm was chosen to avoid the alteration of  $T_B$  (Richard, 1993). The interpolated images were exported to a Geographic Information System (IDRISI) to facilitate the extraction of  $T_B$  at 19.3 and 37 GHz.

Informations on the SWE for the beginning of winter (October to February) were not available. To overcome this situation we estimated the SWE from snowfall data at two weather stations operated by Hydro-Quebec. The estimation was performing using a simple summation of SWE as these was no melt period during that time (De Sève *et al.*, 1997). The results were adjusted as a function of wind speed with a polynomial equation that takes into account the relation between gauge catch, ground truth and wind speed (Goodison, 1978).

#### V. RESULTS

##### A) Temporal analysis at 37 GHz

A first analysis conducted in 1996 (De Sève *et al.*, 1997) on  $T_B$  variations at 37 GHz has shown that  $T_B$  decreased when SWE or snow thickness increased and that the relationship was inverted when the SWE was over 200 mm (Fig. 2 a).

Analyses conducted for the winters 1997 and 1998 have shown similar trends, however, with an inversion of the relationship between SWE and  $T_B$  at 150 mm. (Fig. 2b).

The decrease in  $T_B$  values at 37 GHz is directly related to an increase in volume scattering, due to an increase in the thickness of accumulated snow or, alternately, an increase in crystal size (Ulaby *et al.*, 1986; Mätzler, 1994). Once the snow cover has reached high SWE values, there is usually a decrease in penetration depth that varies from one meter to a few centimeters depending on the snow cover structure (Ulaby *et al.*, 1986). Note that the penetration depth is in fact the attenuation of the signal

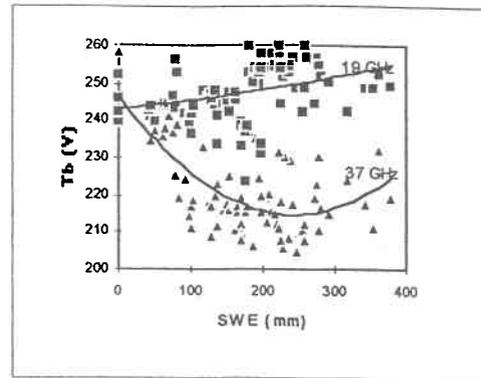


Fig. 2a 1994-1996 (— Feb 1994)

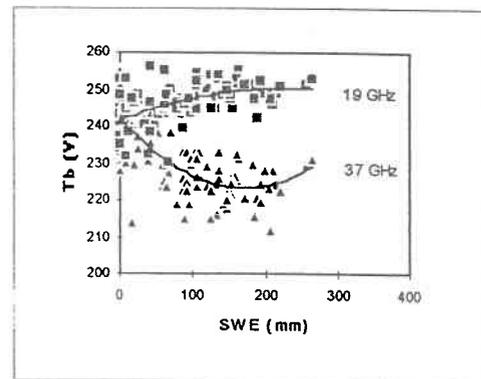


Fig.2b 1996-1998

Fig.2 Temporal variation of  $T_B$  at 37 and 19 GHz

Note that the penetration depth is in fact the attenuation of the signal by a factor  $1/e$ . Estimations of the snow penetration depth for the James Bay and Schefferville regions have shown penetration depths varying considerably from year to year.

Thus, most radiation comes from the first centimeters (+65 cm) of the snow cover, depending on the snow structure. Moreover, the increase in the snow cover  $T_B$  seems related to the fact that the radiation comes mainly from the snow cover upper layers, which contain a greater number of small ice crystals. Mätzler (1994) reported similar findings. As well, we believe that the increase in  $T_B$  values may also result from thermal variations within the snow cover, given that, physically,  $T_B$  values are directly related to the physical temperature of objects and their emissivity.

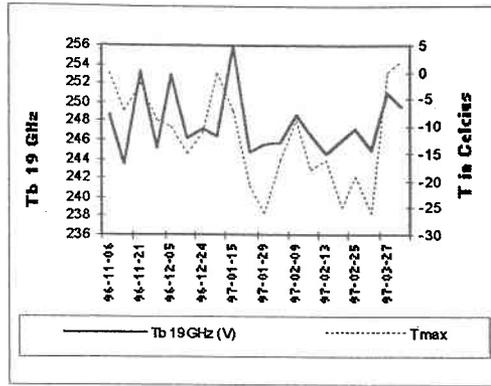
The physical temperature of the snow cover at LG-4 shows a marked increase in the uppermost snow layers (+10 °C) between February and April.

The work of Jääskeläinen and Hallikainen (1991) on the sensitivity of  $T_B$  to snow temperatures variations have demonstrated that for the high frequencies (90 and 35.5 GHz) the  $T_B$  sensitivity is an increasing function of SWE.

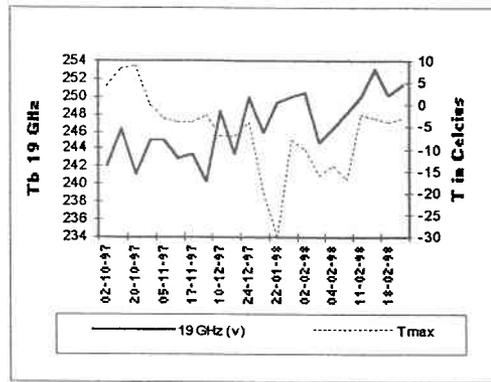
##### B) Temporal analysis at 19 GHz

Initial analysis of  $T_B$  variations at 19 GHz for series 1994-1996 (Fig. 2a) and 1996-1998 (Fig. 2b) indicates generally a slight increase in  $T_B$  when SWE increase. As may be seen in figures 3a and 3b, variations in  $T_B$  at this frequency are mainly associated

with variations in air temperature and, to a lesser extent, to ground temperature.



3a. 1996-1997



3b. 1997-1998

Fig 3. Comparison of Maximum air temperature and Tb at 19 GHz at LG-4 station

So, over the entire year, the increase in  $T_B$  values at 19 GHz is thus related to gradually rising air temperatures. Hallikainen and Jolma (1986) have reported similar findings from a region of Finland. Nevertheless, in the first series (1994-1996), some of the samples (February 1994, inside the dash close curve in Fig. 2a ) exhibit a different tendency, *i.e.* a decrease of  $T_B$  when the SWE increases. For this specific case, volume scattering seems to explain the decrease of  $T_B$ . Subsequent calculations of depth penetration confirm this observation. It is important to note that  $T_B$  values vary markedly in early winter, when snow cover is shallow (0-50 mm of SWE, especial Fig. 3b).

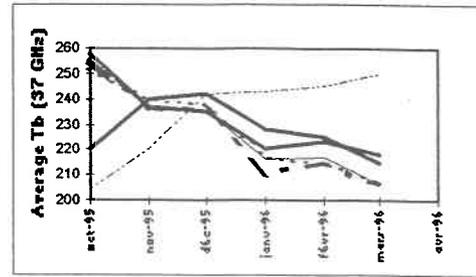
In fact, ground and air temperatures are almost identical and the variation in the data points indicates successive cooling and warming of the ground. Increases in snow cover thickness cause the snow to act as a thermal insulator, thus leading to more stable ground temperatures and, by extension, less variable  $T_B$  values.

C) Land use impact

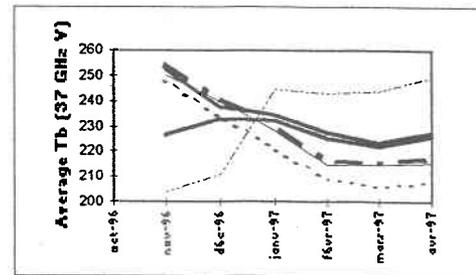
An analysis of 70% homogeneous pixels (excluding lakes, reservoirs, and burned forest, where the pixels are 60% homogeneous) was used to discriminate snow mean monthly radiometric values between different classes of land cover. The analysis was done for three specific periods: October 1995 to April

1996 (Fig. 4a), November 1996 to March 1997 (Fig. 4b), and October 1997 to March 1998 (Fig. 4c).

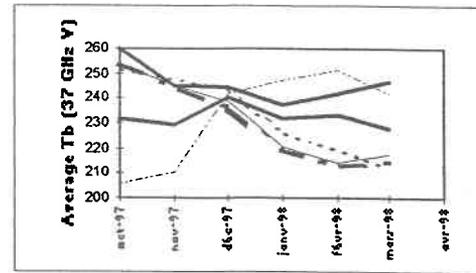
Figures 4a, 4b and 4c show little variation between the  $T_B$  values of open forest, lichen woodland, and burned forest. Since the radiometric values do not differ significantly, it is not easy to discriminate between the three classes of land cover.  $T_B$  values remain low over the winter because of the relatively low vegetation density (20% to 50%) of open forest and lichen woodland and because the structure of dead trees has no effect on snow radiometry.



4a) 1995-1996



4b) 1996-1997



4c) 1997-1998

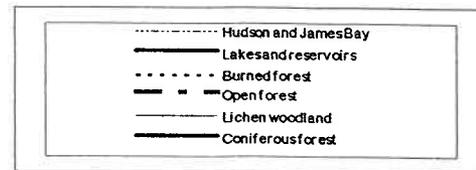


Fig. 4 Temporal variation of  $T_B$  at 37 GHz for different land cover

For snow radiometry in coniferous forest environments, the signatures can be much higher than in open forest areas. This situation arises because conifers have a very high emissivity that partly obscures the snow signature. Unlike the land cover classes, large water areas *i.e.*, James Bay and Hudson Bay, show a larger radiometric variation:  $T_B$  values start off low in October and increase markedly over the winter. The water acts as a specular

increase markedly over the winter. The water acts as a specular reflector (Ulaby *et al.*, 1986), whereas the ice that forms on the water surface tends to behave as a microwave emission source (Barry *et al.*, 1993). The situation is not so obvious in the case of lakes and reservoirs because, as already pointed out, the pixels used for analysis are not entirely homogeneous. The value of the pixels is thus contaminated by the  $T_B$  values of other land cover classes. Nonetheless, lakes and reservoirs still have higher  $T_B$  values than do other land cover classes, thus making it possible to single them out by a sub-pixel analysis.

## VI. CONCLUSION

Analysis over a 5-year period of 37 GHz data has uncovered original information and has enhanced our understanding of  $T_B$  behavior for snow at 37 GHz. First, it has confirmed the usefulness of the 37 GHz frequency for SWE retrieval of shallow snow cover. We have found, however, that the relationship reverses once SWE has increased to over 150 mm. In Switzerland, Mätzler (1994) reported this same relationship with a ground-based sensor. Such a situation seems to be related to a decrease in penetration depth and, to a lesser extent, an increase in physical temperatures of the snow cover.

Analysis of the time series at 19 GHz confirm the sensitivity to air and ground temperature.

Analysis of the time series at 19 GHz confirm the sensitivity to air and ground temperature.

Land cover variability within a pixel is an important factor to keep in mind because it strongly influences the snow signature. Within the study area, frozen lakes have a large effect on the  $T_B$  value of a pixel since they cover over 10% of the territory. In the near future, we intend to proceed a sub-pixel analysis of contaminated pixels. This should provide a better relationship between  $T_B$  and SWE values.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This research was funded by Environment Canada, the Natural Science and Research Council of Canada, the *Fond pour la Formation des Chercheurs et l'Aide à la Recherche* and the Minister of Indian Affairs and Northern Development. The project was also supported by the Hydro-Québec Society. The Authors would like to thank Y. Gauthier and E.Ménard for their help in field campaigns.

## REFERENCES

- Barry, R.G and J.A Maslanik. 1993. Monitoring lake freeze-up/break-up as climatic index. *Glaciological Data, World Data Center A for Glaciology, Snow and Ice, Boulder, CO, GD-25, 66-79.*
- Chang, A.T.C., J.L., Foster and D.K., Hall. 1990. Effect of vegetation cover on microwave snow water equivalent estimates. *In Proceeding, International Symposium on Remote Sensing and Water Resources, Enschede, The Netherlands, August 1990. International association of Hydrogeologists and The Netherlands Society for Remote Sensing, 137-145.*
- De Sève, D., M., Bernier, J-P., Fortin and A. Walker. 1997. Preliminary analysis of snow microwave radiometry using the SSM/I passive-microwave data: the case of La Grande River watershed (Québec). *A. of Glaciol., 25, 353-361.*
- Goodison, B.E. 1978. Accuracy of Canadian snow gauge measurements. *J. Appl. Meteorol., 17 (10), 1542-1548.*
- Goodison, B.E and A., Walker. 1995. Canadian development and use of snow cover information from passive microwave satellite data. In Choudhury, B.J., Y.H. Kerr, E.G Njoku and P. Pampaloni eds *Passive microwave remote sensing of land-atmosphere interactions. Zeist, The Netherlands, VSP BV Publishers, 245-262.*
- Hall, D.K., M., Sturm, C.S., A.T.C Chang, J.L., Foster, H., Garbel and E., Chacho. 1991. Passive microwave remote and in situ measurements of Arctic and subarctic snow covers in Alaska. *Remote Sensing Environ., 38, (3), 161-172.*
- Hallikainen, M.T and P.A., Jolma. 1992. Comparison of algorithms for retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SMMR data in Finland. *IEEE trans. Geosci. Remote Sensing, GE-30 (1), 124-131.*
- Hollinger, J.P., J.E. Pierce and G.A. Poe. 1990. SSM/I instrument evaluation. *IEEE trans. Remote Sensing, GE-28 (5), 781-790.*
- Jaaskelainen and Hallikainen, 1991. Analysis of Brightness temperature of snow-covered terrain. In *IGARSS '91. Finland, Espoo 1991, 2323-2327.*
- Mätzler, C. 1994. Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorol. Atmos. Phys., 54, 241-260.*
- Richard, J.A. 1993. *Remote Sensing digital image analysis: an introduction.* Berlin, Springer-Verlag.
- Schanda, E., C. Mätzler and K. Künzi. 1983. Microwave remote sensing of snow cover. *Int. J. Remote Sensing, 4 (1), 149-158.*
- Ulaby, F.T., R.K. Moore and A.K. Fung. 1986. *Microwave remote sensing Active and Passive: From Theory to Applications. Vol. III,* MA, Addison-Wesley Publishing Co.
- Walker, A., B., Goodison, M., Davey and D., Olson. 1995. *Atlas de l'enneigement hivernal du sud des prairies du Canada d'après les données satellitaires d'hyperfréquences passives: de novembre 1978 à mars 1986.* Service de l'environnement atmosphérique, Environnement Canada.

ARTICLE 3

*Eastern Snow Conference (ESC99)*

## Analysis of microwave radiometry of snow cover with SSM/I data in a taïga area: the case of James Bay area (Québec)

Danielle De Sève<sup>1</sup>, Monique Bernier<sup>1</sup>, Jean-Pierre Fortin<sup>1</sup> and Anne Walker<sup>2</sup>

1: Université du Québec, Institut National de la recherche Scientifique (INRS-Eau) 2800 rue Einstein, C.P 7500, Sainte Foy (Québec), Canada, G1V 4C7  
Danielle\_Deseve@inrs-eau.quebec.ca

2: Climate Research Branch, Atmospheric Environment Service  
4905 Dufferin Street, Downsview (Ontario), Canada, M3H 5T4

### ABSTRACT

The focus of this study is a spatio-temporal analysis of brightness temperatures (Tb) over a taïga landscape from a dataset of 2 winters seasons (1997 and 1998). A second objective is to evaluate the impact of the land cover on Tb variations.

Analysis of Tb variations at 37 GHz for a SSM/I time series has shown that Tb decreased when SWE or snow thickness increased and that the relationship was inverted when the SWE exceeded 150 mm. The inversion of the relationship seems to be related to a decrease in penetration depth and, to a lesser extent, an increase in the physical temperatures of snow. At 19 GHz, the variations in Tb are mainly associated with variations in air temperature and, to a lesser extent, to ground temperature. Land cover variability within a pixel is an important factor because it strongly influences the snow signature, and therefore the efficiency of algorithms estimating the SWE. For the study area, two land use classes have a major influence on the radiometric values of the snow cover: lakes and reservoirs (LR) and closed forest (CF).

Key words: Snow water equivalent, SSM/I data, spatio-temporal analysis, land cover impact,

### INTRODUCTION

A steady flow of information on snow cover extent and water equivalent is crucial for hydrologic forecasting, particularly in regions where a large percentage of total precipitation falls as snow. However, because of inaccessibility and the large extent of northern areas, snow surveys are expensive, more so when accurate estimations of the spatial distribution of the snow cover variables are required. Combining snow surveys with remote sensing data offers an alternative to estimate SWE. Furthermore, the exploitation of passive microwaves is advantageous for snow mapping, since the microwaves are relatively independent of atmospheric constraints and solar illumination. The intensity of the radiation from the earth surface at passive microwave wavelengths is expressed in terms of brightness temperatures which is a function of the surface emissivity ( $e$ ) and the physical temperature of the objects (Ts) in degrees Kelvin (K). For snow-covered terrain, the microwave radiation emitted from the underlying ground surface is scattered by randomly spaced snow particles (volume scattering) in all directions, particularly for frequencies higher than 15 GHz (Ulaby *et al.*, 1986). So, for frequencies higher than 15 GHz, snow emission tends to decrease as the snow cover thickens or more precisely, as the snow water equivalent (SWE) increases. However, some researchers (Hall *et al.*, 1982 ; Rott and Künzi, 1983 ; Chang *et al.*, 1990) have noted significantly different Tb values for similar snow depth

Those differences are attributed to the snow characteristics (crystal size, stratification, temperature, and moisture) and to the vegetation cover.

The sensitivity of microwave radiation to SWE lead to the development of various algorithms (Künzi *et al.*, 1982, Hall *et al.*, 1982 ; Chang *et al.*, 1990, Hallikainen and Jolma, 1992, Goodison and Walker, 1995) using passive microwaves to monitor the snow cover.

Since September 1995, the *Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-Eau)* has teamed up with the Atmospheric Environment Service (AES) as part of a multidisciplinary project on changes to the cryosphere named CRYSYS (Use of the CRYospheric SYStem to Monitor Global Change in Canada). The research has focused on the development of algorithms to derive snow cover information using active and passive microwave remote sensing data.

A study conducted in Quebec and based on a spatio-temporal analysis of SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) data acquired over the James Bay area (1994-1996) confirmed that brightness temperatures ( $T_b$ ) in passive microwaves could help to characterize the snowpack, but that the behavior of the snow brightness temperature was a function of snow characteristics varying with time (De Sève *et al.*, 1997). The main objectives of this work were to (a) determine if this trend still exists within the 1996-1997 and 1997-1998 data set and (b) make an analysis of the general behavior of brightness temperature ( $T_b$ ) when different land covers co-exist within a pixel.

## THE STUDY AREA

The region of interest is located in the province of Quebec, Canada, between James Bay and Schefferville and covers an area of 1 163 750 km<sup>2</sup> (Fig. 1). It is divided into three morphological units from west to east: coastal plain, undulating plateau and mountainous area. The climate of the study area is of the cold continental subarctic type with taïga vegetation (open forest and wetland). Thus, it is characterized by short and mild summers and by long and arduous winters. The annual average thickness of the snow cover for the James Bay area is approximately 0.90 m, with mean densities around 250 kg/m<sup>3</sup>. In the case of the Caniapiscou reservoir and the Schefferville region, solid precipitation are greater, with annual average snow thickness reaching 1.30 m. Snow cover densities are, varying from 150 to 350 kg/m<sup>3</sup> from the surface to the base of the snowpack.

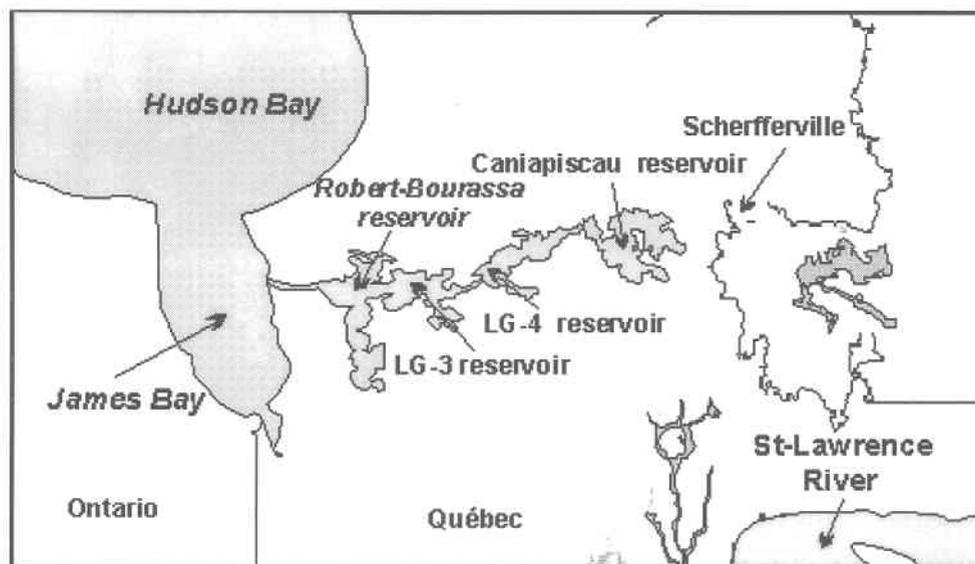


Figure 1. Study area

## DATA AND PROCESSING OF SSM/I AND METEOROLOGICAL DATA

Over the last five winters (1994-1998), INRS-*Eau* has, in partnership with Hydro-Québec, conducted snow-survey field campaigns in the James Bay region (LG-4 reservoir). During the 1997-1998 season, intensive field campaigns were also conducted in three other areas: the Robert-Bourassa reservoir, LG-3, and Schefferville. In these campaigns, snow depth profiles were measured to estimate thickness, density, SWE, grain size, and dielectric constant for each snow layer. This information has been complemented with data on density, SWE, and snow thickness from Hydro-Québec snow survey lines.

The satellite database used to carry out this study is composed of multi-date passive-microwave data (1994 to 1998) provided by the SSM/I sensors on the U.S. DMSP F-11 and F-13 satellites. A classified NOAA/AVHRR imagery of Québec had been used for land cover information. Information on SSM/I data is given on Table 1. Classification of the NOAA/AVHRR image has been realized by the Ministère des Ressources Naturelles du Québec (Service des technologies à référence spatiale).

The SSM/I data were acquired in near real-time and provided as text files containing georeferenced (longitude/latitude) Tb's at 19.35 and 37 GHz. Geographic coordinates were projected into a Lambert conical projection using a nearest neighbor interpolation method (De Sève *et al.*, 1997). The nearest neighbor algorithm was chosen to avoid the alteration of Tb's. The interpolated images were exported to a Geographic Information System (IDRISI) to facilitate the extraction of Tb's at 19.3 and 37 GHz. Information on the SWE for the first part of winter (October to January) were not available. To overcome this situation we have estimated the SWE from snowfall data at two weather stations operated by Hydro-Québec. The estimations were performed using a simple SWE summation. During the snowmelting period a "day degree method" has been also used (De Sève, 1999).

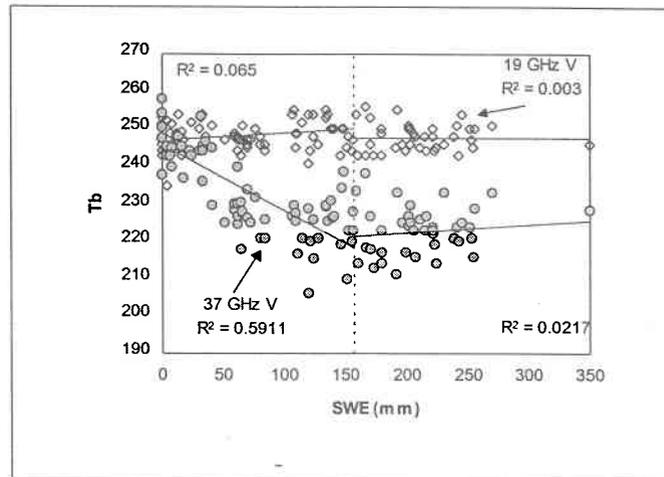
## RESULTS

### Temporal analysis at 37 GHz

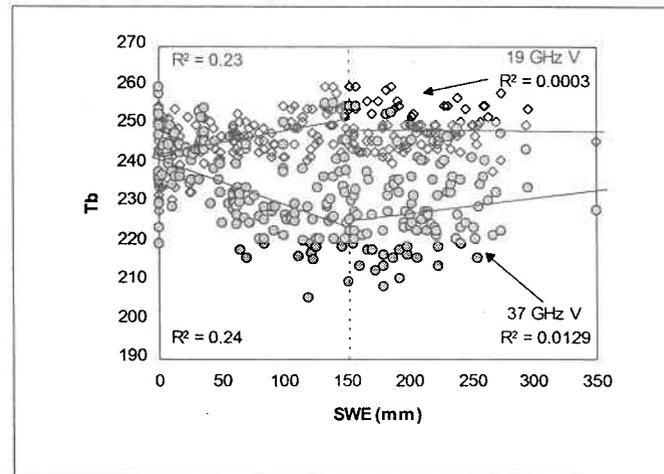
A first analysis conducted in 1996 on Tb variations at 37 GHz has shown that Tb decreased when SWE or snow thickness increased but that the relationship was inverted when the SWE exceeded 200 mm (De Sève *et al.*, 1997). Analysis conducted for the winters of 1997 and 1998 have shown similar trends but with the inversion of the relationship between SWE and Tb closer to 150 mm. Figure 2a and 2b shows results for homogeneous open forest pixels and mixed pixels (pixels containing more than one land use class). For each figure, the scattering of points around the regression, can be explained by the vertical variability of the snow pack characteristics (density, crystal size etc.). However, on figure 2b the dispersion of points also result from the heterogeneity of the pixels. The decrease of Tb values at 37 GHz is directly related to an increase in volume scattering due to an increase in the thickness of the accumulated snow cover or, alternately, to an increase in crystal size (Ulaby *et al.*, 1986; Mätzler, 1994). The relationship is reversed when the SWE is higher than 150 mm, probably because the electromagnetic waves do not penetrate as deeply. As a result, there is less contribution from deeper snow layers. The increase in the snow cover's Tb values would thus be related to the fact that the radiation comes mainly from the snow cover's upper layers, which have a higher albedo (Table 2). The penetration depth accounts for the attenuation of the snow signature by a factor of  $1/e$ . At 37 GHzV, it varies from 1 metre to a few centimetres depending on the snow cover's structure (Ulaby *et al.*, 1986).

Table 1 SSM/I characteristics

Frequency (GHz)	19.3	22.2	37	85.5
Polarization	H and V	V	H and V	H and V
Spatial resolution (km)	69 x 43	60 x 40	37 x 28	15 x 13
swath width (km)	1394			



a) Homogeneous pixels



b) Mixed pixels and homogenous pixels

Figure 2. Variations of Tb at 37 and 19 Ghz with SWE for homogenous and mixed pixels.

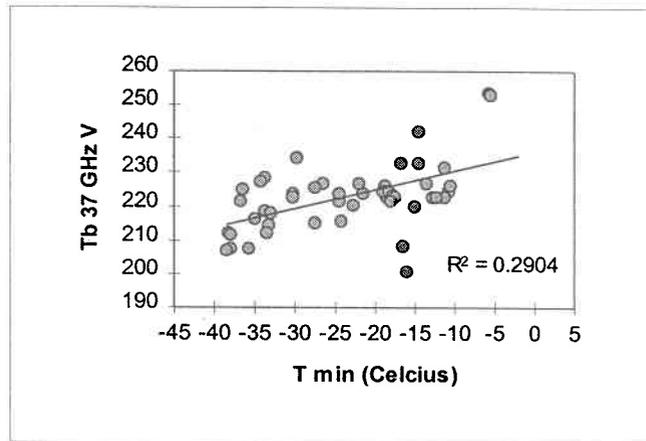
Calculations of transmissivity, albedo, and attenuation at two different sites in our study area show a decrease in the contribution from deeper layers (Table 2). Attenuation, due to volume scattering, is more pronounced in the snow cover's bottom layers than in its surface layers. For example, in February at LG-2, attenuation was 80 dB in the bottom layer compared to 0.36 dB in the surface layer. As well, attenuation increased in the bottom layer from February to March 1998 but remained relatively stable in the surface layer. Snow grains in the bottom layer expanded in size during this period, a factor that also causes an increase in volume scattering. Mätzler (1994) reported similar findings.

As well, we believe that the increase in Tb values may also result from thermal variations within the snow cover, given that, physically, Tb values are directly related to the physical temperature of objects. The physical temperature profiles of the snow cover at LG-4 shows an average increase of 10°C in the uppermost layers between February and April and measurements on the study site also show a relationship between the variation of Tb's at 37 GHz and the air temperature, specially when the temperatures are above -15°C (figure 3a).

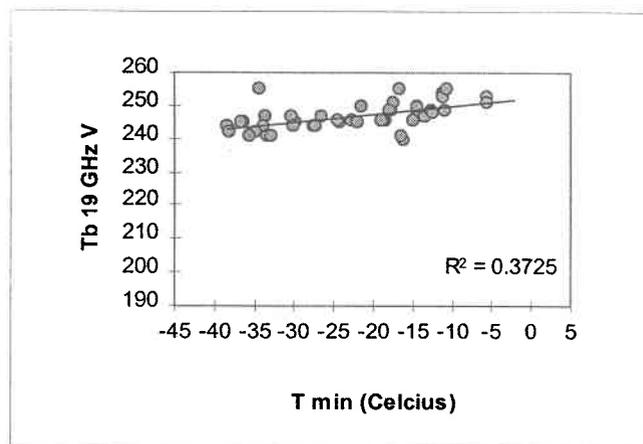
**Table 2. Example of signal attenuation in a snow cover at two test sites.**

<i>Robert-Bourassa Reservoir (February 1998)</i>						<i>Shefferville area (March 1998)</i>				
Layer	Layer thickness (m)	radius grain size (mm)	a	t	A (dB)	Layer thickness (m)	radius grain size (mm)	a	t	A (dB)
5*	-	-	-	-	-	0.25	0.25	0.74	0.85	0.71
4	0.14	0.24	0.70	0.92	0.36	0.23	0.35	0.88	0.64	1.93
3	0.10	0.35	0.87	0.81	0.93	0.05	0.50	0.95	0.67	1.73
2	0.20	0.45	0.93	0.40	3.97	0.31	0.75	0.98	5.24 E-03	22.80
1	0.30	1.00	0.99	5.17 E-08	79.92	0.30	1.50	0.99	4.35 E-25	256

\* surface layer, a albedo (ks/ke), t transmissivity, A Attenuation



a) Variation for Tb at 37 GHz



b) Variation for Tb at 19 GHz

Figure 3. Comparisons of Tb at 37 and 19 GHzV and the minimum air temperature.

### Temporal analysis at 19 GHz

Initial analysis of Tb variations at 19 GHz for the 1996-1998 series, generally indicates essentially no relation between Tb's and SWE for both homogeneous pixels (Fig. 2a) and heterogeneous pixels (Fig. 2b). However, as may be seen in figure 3b, variations in Tb at this frequency are mainly associated with variations in air temperature and, to a lesser extent, to ground temperature. So, over the season, the increase in Tb values at 19 GHz is related to gradually rising air temperatures. Hallikainen and Jolma (1986) have reported similar findings from a region of Finland. Finally, the variation of Tb at 19 GHz values around the curve is not significant in both examples (fig. 2a and 2b).

### Land cover analysis

In the visible domain of the spectra, images from low resolution sensors like AVHRR (NOAA) and VEGETATION (SPOT-4) have pixels with a mixed spectral signature, which is the radiometric weighted sum of the various elements comprising the surface (Fortin *et al.*, 1998). Because of the low spatial resolution of the SSM/I sensor, we assume that the radiometry of its pixels can also be related to the spectral mixture theory. In this sense, the variability of pixels at 37 and to 19 GHz, would not be only controlled by the fluctuation of the snow pack characteristics and by the air temperature, but also by the heterogeneity of the land use within a single pixel.

According to an analysis performed on monthly SSM/I data for each land cover class (De Sève, 1999), there are no significant differences between Tb of snow in open forest, lichen woodland and burned forest, and secondly, that snow radiometry in closed forests and on lakes and reservoirs are clearly different than in any other land use categories (De sève, 1999). Taking into account these observations, we have concentrated our efforts on the evaluation of the Tb variation of the snow according to these two land uses. We modified the mosaic of NOAA/AVHRR images of Quebec into three classes: closed forest (CF), lakes and reservoirs (LR) and the open forest (FO) (Table 3). For the analysis, we only kept the pixels containing open forest and either the LR or CF class, as to study the effect of one class at a time. More specifically, we evaluated the influence of the LR class on the radiometric variability of pixels for four specific cases: a) SWE = 0mm, b) SWE = 0-50 mm, c) SWE = 50-150 mm, d) SWE > 150 mm. Because of the availability of field data in some sectors of the study area, we have analyzed the influence of the CF class for slightly different cases: SWE = 0mm, b) SWE = 0-100 mm, c) SWE = 100-150 mm, d) SWE > 200 mm.

**Table 3 Classification of a NOAA/AVHRR image of Québec**

Land cover classes of NOAA/AVHRR image	Grouped Land cover classes of NOAA/AVHRR image
Water : lakes and reservoir James Bay and Hudson bay	Lakes and reservoir (LR)
Burned forest Lichen woodland Open forest	Open forest (OF)
Coniferous closed forest Mixed forest deciduous forest	Closed forest (CF)

#### *Impact of Water (LR class)*

The radiometric values of lakes and reservoir are very low in autumn, when ice has not yet formed on the water surfaces. The result is a decrease of  $T_b$ 's both at 19 and 37 GHz (Fig. 4a and 4b), with increasing percentages of LR surface area within the pixel. According to Kirchhoff's law of radiation, water acts as a specular reflector because of the marked dielectric contrast between it and the air (Ulaby *et al.*, 1986). Specular reflection at the water/air interface becomes very high, so because the emissivity is low, the  $T_b$  values remain low.

In early winter, when snow accumulation is increasing on the ground while ice is forming on the water surface, any increase in the percentage of LR surface area within the pixel has a negligible effect on  $T_b$  values at 37 and 19 GHz (Fig. 4c and 4d). Indeed, when snow cover is shallow, radiometric values reveal little contrast between the ice forming on the lakes and the rest of the territory.

The situation changes for  $T_b$  values at 37 GHz when  $SWE \geq 50$ mm (Fig. 4e and 4g). A large radiometric difference is noticeable between snow-covered ground, where volume scattering dominates, and ice on the lake surfaces. In the winter, upwelling radiation from lakes comes mainly from the ice, which behaves as a microwave emitter (Cosimo, 1983). Thus, any increase in the percentage of lake ice cover within the pixel will lead to a higher radiometric value. At 19 GHz,  $T_b$  values reveal little contrast between the ice and the rest of the territory, since volume scattering is barely perceptible at this frequency. Variation in the percentage of lake ice cover thus has little effect on the radiometric values of the pixels (Fig. 4f and 4h).

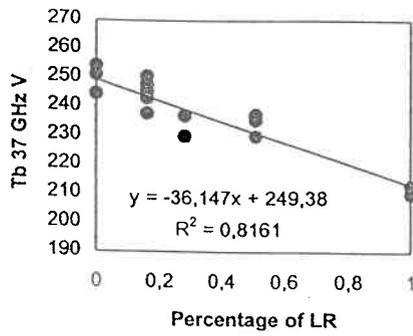
#### *Impact of Forest areas (CF class)*

Figures 5a to 5h illustrate the relationships between  $T_b$  values (at 37 and 19 GHz) and the percentage of forest cover (for SWEs between 0 and 350 mm).

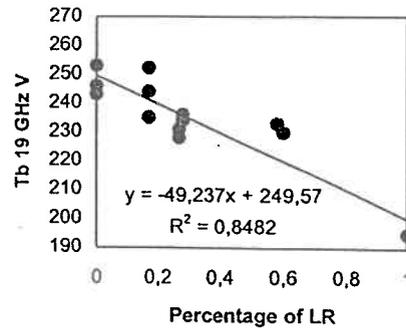
Figures 5a and 5b show a rise in  $T_b$  values at 19 and 37 GHz with increasing percentages of forest cover within the pixel, since the signature of forest cover is very high. As well, the radiometric contrast between open environments (open forest) and closed environments (coniferous forest) is higher at 37 GHz than at 19 GHz. This is because  $T_b$  values at 37 GHz are more sensitive to changes in ground surface than values at 19 GHz (moisture and ruggedness; Ulaby *et al.*, 1986).

With the first snowfalls,  $T_b$  values at 37 GHz increase more steeply as a function of forest cover (%) within the pixel (Fig. 5c and 5d). This is because  $T_b$  values decline markedly in areas of open forest as a result of volume scattering by the snow. In more densely forested areas,  $T_b$  values stay relatively high all winter-long. The emissivity of trees is very high and masks the snow signature when the forest cover is dense.  $T_b$  values vary greatly in areas with a low percentage of forest as shown on figure 5c in particular. During early winter, the entire territory is subject to highly variable environmental conditions, especially ground conditions and snow cover (presence or absence of snow). This may lead to a steeper slope for the relation between  $T_b$  and forest cover.

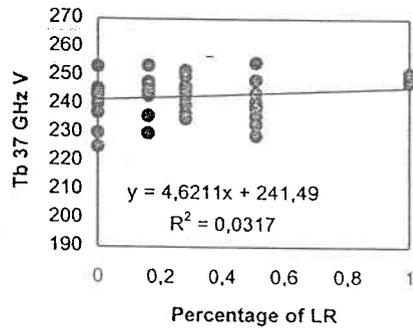
When  $SWE \geq 100$  mm, the curves become less steep (Fig. 5e and 5g) because environmental conditions have become more stable over the entire territory (*i.e.*, the snow has covered it entirely and conifers may also be covered by snow). The situation is similar at 19 GHz. At this frequency, however, volume scattering has few effects and the impact of forest cover is subtler (Fig. 5f and 5h).



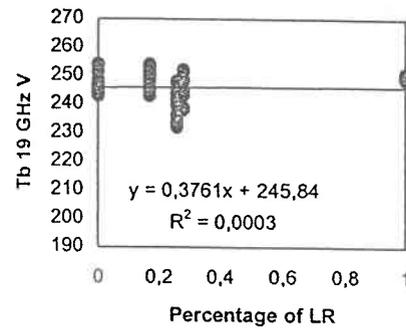
a) SWE = 0 mm



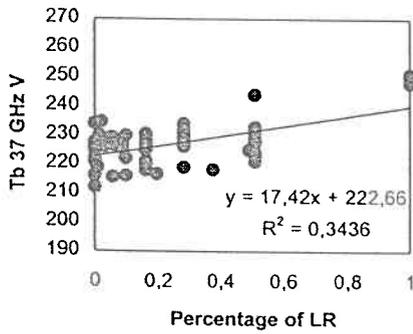
b) SWE = 0 mm



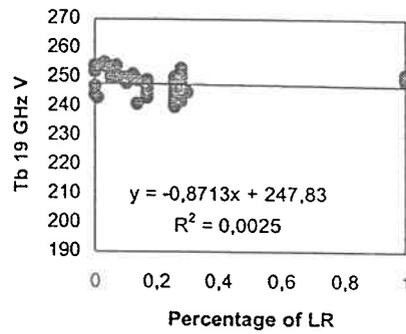
c) SWE = 0-50 mm



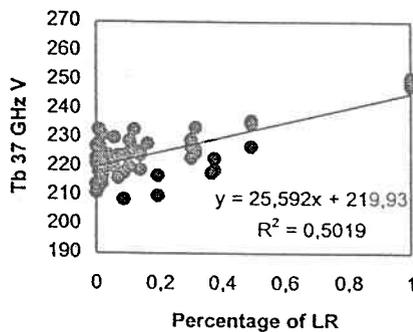
d) SWE = 0-50 mm



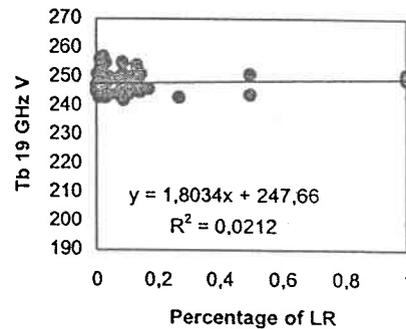
e) SWE = 50-150 mm



f) SWE = 50-150 mm

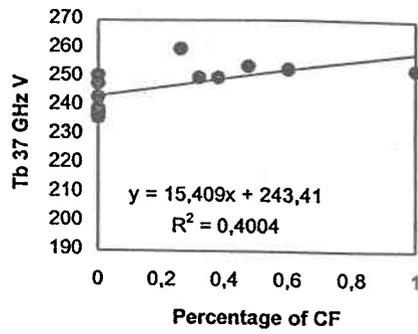


g) SWE = more than 150 mm

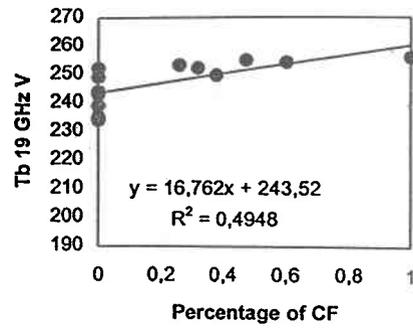


h) SWE = more than 150 mm

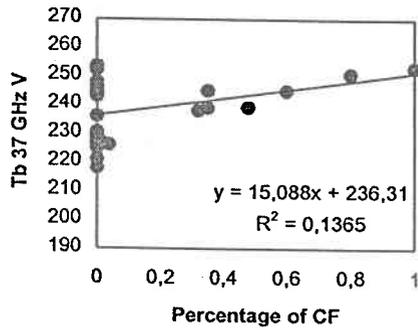
Figure 4 Variations of Tb at 37 and 19 GHz V in function of percentage of lakes and reservoirs (LR)



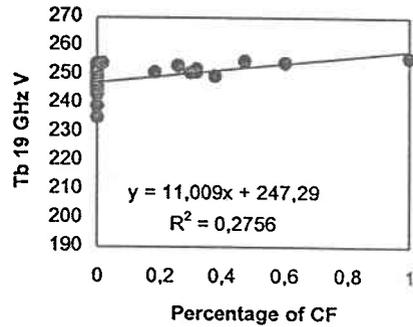
a) SWE = 0 mm



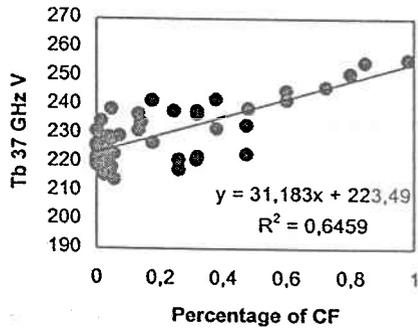
b) SWE = 0 mm



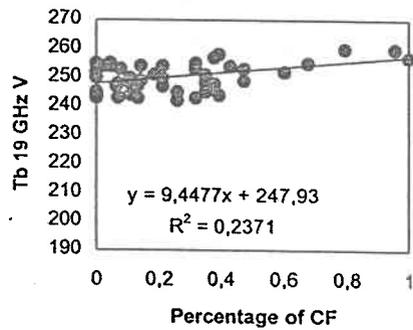
c) SWE = 0-100 mm



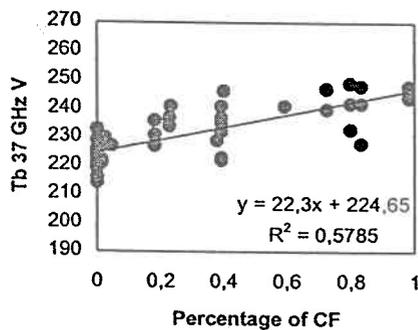
d) SWE = 0-100 mm



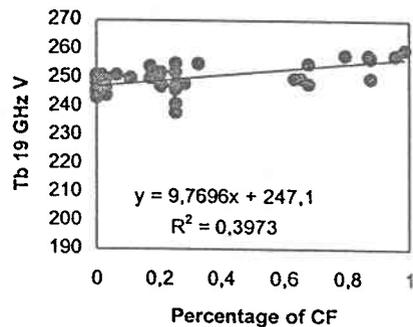
e) SWE = 100-200 mm



f) SWE = 100-200 mm



g) SWE = more than 200 mm



h) SWE = more than 200 mm

Figure 5 Variations of Tb at 37 and 19 GHz V in function of percentage of closed forest (CF)

### Statistical tests

We have shown that variation in the percentage of land cover within a pixel could affect the pixel's radiometric value. To verify whether a significant relationship really exists between the dependent variable Y (Tb) and the independent variable X (percentage of classes LR and CF), we tested the null hypothesis  $H_0$  for the variable X. Student  $t$  and Fischer  $F$  tests were used.

The results are presented in Tables 4a and 4b and confirm the observations made from Figures 4 and 5. When plotted against the percentage of class LR, Tb values at 37 GHzV yield slopes that are significantly different from zero, except when SWE values vary between 0 and 50 mm. In this particular case, the exceedance probability (P value) is around 0.24, indicating that in 24% of the cases the variation in Tb values is due to chance. At a frequency of 19 GHzV, the  $t$  and  $F$  values are always lower than statistical table values, except when there is no snow on the ground (SWE = 0 mm). The null hypothesis  $H_0$  is thus accepted, *i.e.*, the slope is equal to zero and no relationship exists between the two variables.

The null hypothesis  $H_0$  is rejected, however, for the relationship between Tb values at 37 and 19 GHzV and percentage of CF class. Therefore, the percentage of CF class in a pixel does seem to affect Tb radiometry

**Tableau 4a: Statistics for the regression analysis of lakes and reservoirs (LR)**

SWE (mm)	n	37 GHzV			19 GHzV		
		t $\propto$ 95	F $\propto$ 95	P	t $\propto$ 95	F $\propto$ 95	P
0	15	-8.150 <sup>1</sup> 2.160 <sup>2</sup>	66.55 <sup>1</sup> 4.54 <sup>2</sup>	0.00001	-8.86 <sup>1</sup> 2.160 <sup>2</sup>	78.22 <sup>1</sup> 4.54 <sup>2</sup>	0
0-50	43	1.180 <sup>1</sup> 2.021 <sup>2</sup>	1.41 <sup>1</sup> 4.03 <sup>2</sup>	0.24	0.10 <sup>1</sup> 2.021 <sup>2</sup>	0.1079 <sup>1</sup> 4.03 <sup>2</sup>	0.91
50-150	64	4.400 <sup>1</sup> 2.00 <sup>2</sup>	19.42 <sup>1</sup> 4.00 <sup>2</sup>	0.00041	0.39 <sup>1</sup> 2.00 <sup>2</sup>	1.52 <sup>1</sup> 4.00 <sup>2</sup>	0.69
more than 150 mm	55	7.440 <sup>1</sup> 2.00 <sup>2</sup>	55.42 <sup>1</sup> 4.00 <sup>2</sup>	0.0000	1.11 <sup>1</sup> 2.00 <sup>2</sup>	1.23 4.00 <sup>2</sup>	0.27

**Tableau 4b: Statistics for the regression analysis of closed forest (CF)**

SWE (mm)	n	37 GHzV			19 GHzV		
		t $\propto$ 95	F $\propto$ 95	P	t $\propto$ 95	F $\propto$ 95	P
0	13	2.71 <sup>1</sup> 2.20 <sup>2</sup>	7.34 <sup>1</sup> 4.67 <sup>2</sup>	0.02	3.42 <sup>1</sup> 2.20 <sup>2</sup>	11.75 <sup>1</sup> 4.67 <sup>2</sup>	0.005
0-100	33	2.21 <sup>1</sup> 2.056 <sup>2</sup>	4.90 <sup>1</sup> 4.17 <sup>2</sup>	0.03	3.10 <sup>1</sup> 2.056 <sup>2</sup>	12.55 <sup>1</sup> 4.17 <sup>2</sup>	0.0012
100-200	51	9.03 <sup>1</sup> 2.00 <sup>2</sup>	81.71 <sup>1</sup> 4.00 <sup>2</sup>	0	3.98 <sup>1</sup> 2.00 <sup>2</sup>	15.84 <sup>1</sup> 4.00 <sup>2</sup>	0.0002
more than 200 mm	49	8.71 <sup>1</sup> 2.00 <sup>2</sup>	75.78 <sup>1</sup> 4.00 <sup>2</sup>	0	5.44 <sup>1</sup> 2.00 <sup>2</sup>	29.66 <sup>1</sup> 4.00 <sup>2</sup>	0

<sup>1</sup> Calculated value

<sup>2</sup> Statistical table value

$\propto$  Significant level

## V. CONCLUSION

Analysis of 37 GHz data over a 2-year period has enhanced our understanding of Tb behavior for snow at 37 GHz. First, it has confirmed the usefulness of the 37 GHz frequency for SWE retrieval of shallow snow cover. We have found, however, that the relationship reverses once SWE values exceed 150 mm. In Switzerland, Mätzler (1994) reported this same relationship with

a ground-based sensor. Such a situation seems to be related to a decrease in penetration depth and, to a lesser extent, an increase in the physical temperatures of snow, particularly when snow temperatures are above  $-15^{\circ}\text{C}$ . Analysis of the time series at 19 GHz confirm the sensitivity of  $T_b$ 's to air and ground temperature.

Land cover variability within a pixel is another important factor to keep in mind because it strongly influences the snow signature. We have also demonstrated that during the winter, the percentage of lakes and reservoirs within a pixel have a strong influence on radiometric values at 37 GHz, but not at 19GHz. In Fall, since the surface reflection is considerable at both frequencies, the pixel radiometry is strongly affected by the lakes and reservoirs.

As we have just shown, a significant relationship exists between the increase in  $T_b$  values and the increase in the percentage of surface area covered by LR and CF classes. In practice, this means that there is always an increase in the radiometric value of pixels that are contaminated by the presence of either land cover class. The radiometric value of an environment of snow-free open forest may thus be confused with that of a forest environment with much snow. This is a problem because over half the pixels being analyzed have a mixed radiometry. Pixel contamination thus results in a weakening of the relationship between 37 GHz  $T_b$  values and field measurements (i.e., SWEs). The algorithms used for SWE estimation are consequently less effective and always underestimate the SWE value.

Based on these findings, our works on the estimation of SWE will now take into account the land cover variability within a pixel. This should provide a better estimation of SWE.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This research was funded by Environment Canada, the Natural Science and Research Council of Canada, the *Fonds pour la Formation des Chercheurs et l'Aide à la Recherche* and the Minister of Indian Affairs and Northern Development. The project was also supported by the Hydro-Québec Society. The Authors would like to thank Raymond Gauthier, Éric Ménard and Yves Gauthier for their help in field campaigns.

#### REFERENCES

- Chang, A.T.C., J.L., Foster and D.K., Hall. 1990. Effect of vegetation cover on microwave snow water equivalent estimates. *In Proceeding of International Symposium on Remote Sensing and Water Resources*, Enschede, The Netherlands, August 1990. 137-145.
- Cosimo, J.C. 1983. Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations. *Journal of Geophysics*. Res.88, (C12), 7686-7704
- De Sève, D., M., Bernier, J-P., Fortin and A. Walker. 1997. Preliminary analysis of snow microwave radiometry using the SSM/I passive-microwave data: the case of La Grande River watershed (Québec). *A. of Glaciol.*, 25, 353-361.
- De Sève, D. 1999. *Développement d'un algorithme pour cartographier l'équivalent en eau de la neige au sol (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, 170 p.
- Fortin, J.P., M., Bernier, S., Lapointe, Y., Gauthier, D., De Sève and S. Beaudoin. 1998. *Estimation of surface variables at the sub-pixel level for use as input to climate and hydrological models*. Final Report to Centre National d'Études Spatiales, INRS-EAU, 96 p.
- Goodison, B.E and A., Walker. 1994. Canadian development and use of snow cover information from passive microwave satellite data. ESA/NASA International Workshop on *Passive Microwave Remote Sensing of Land-Atmosphere Interactions*. Saint-Lary, France, 245-262.

- Hall, D.K., M., J.L., Foster and A.T.C Chang. 1982. Measurement and modeling of microwave emission from forested snowfields in Michigan, *Nordic Hydrology*, 13, 129-138.
- Hallikainen, M.T and P.A., Jolma. 1986. Retrieval of water equivalent of snow cover in Finland by satellite microwave radiometry. *IEEE transactions on Geoscience Remote Sensing*, GE-24, (6), 855-862.
- Hallikainen, M.T and P.A., Jolma. 1992. Comparison of algorithms for retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SMMR data in Finland. *IEEE transactions on Geoscience Remote Sensing*, GE-30, (1), 124-131.
- Künzi, F., S Patil and H., Rott. 1982. Snow cover parameters retrieved from Nimbus-5 microwave spectrometer. Proceeding of *International Symposium of Remote Sensing and Environment*, October 1975, 1245-1253.
- Mätzler, C. 1994. Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 54, 241-260.
- Rott, H. And F., Künzi. 1983. Properties of global snow cover and of snow-free terrain from Nimbus-7 SMMR first year data set. *Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing Applications*, Rome, Italy, March, 1983. 7-18 .
- Ulaby, F.T., R.K. Moore and A.K. Fung. 1986. *Microwave remote sensing Active and Passive: From Theory to Applications. Vol. III*, MA, Addison-Wesley Publishing Co.

**ARTICLE 4**

**Revue TÉLÉDÉTECTION (article accepté)**

**ESTIMATION DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE AU SOL DANS UN  
MILIEU DE TAÏGA À L'AIDE DES DONNÉES SSM / I**

**ESTIMATION OF SNOW WATER EQUIVALENT FOR A TAÏGA AREA  
USING SSM / I DATA**

Danielle De Sève<sup>1</sup>, Monique Bernier<sup>1</sup>, Jean-Pierre Fortin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique (INRS-Eau),  
2800 rue Einstein, C.P. 7500, Sainte Foy (Québec),  
Canada, G1V 4C7  
Danielle\_Deseve@inrs-eau.quebec.ca

et

Anne Walker<sup>2</sup>

<sup>2</sup>Climate Research Branch, Atmospheric Environment Service,  
4905, Dufferin Street, Downsview (Ontario),  
Canada, M3H 5T4

## RÉSUMÉ

Depuis septembre 1995, l'Institut national de la recherche scientifique à Québec (l'INRS-Eau) collabore avec le Service de l'environnement atmosphérique (SEA) d'Environnement Canada dans le cadre du programme CRYSYS afin d'évaluer la variation spatio-temporelle des températures de brillance ( $T_b$ ) de la neige pour un environnement de taïga (Nord du Québec). Le but de cette recherche consiste, premièrement, à évaluer l'impact de l'occupation du sol sur la variabilité du signal micro-onde de la neige et, deuxièmement, à développer un algorithme en micro-ondes passives qui soit adapté à l'environnement de taïga pour estimer l'équivalent en eau de la neige (EEN).

L'analyse des données SSM/I a permis de mettre en évidence l'impact des zones forestières et des lacs gelés sur la variation du signal de la neige. En fait, à l'aide d'une analyse sous-pixel, nous avons démontré que l'augmentation du pourcentage de forêt ou de lacs dans un pixel SSM/I, contribuait à augmenter la valeur radiométrique du pixel. Ceci a comme conséquence de créer une certaine confusion lorsque l'on tente d'estimer l'EEN au sol. Afin de minimiser l'impact de l'occupation du sol sur la contamination des pixels SSM/I, nous proposons une méthode de gradient de température en polarisation verticale pondérée (GTVP). Les facteurs de pondération ( $a_i$  et  $b_i$ ) sont déterminés en tenant compte de la relation entre l'augmentation de la valeur des  $T_b$  de la neige à 37 GHz et celle du pourcentage de forêts fermées (FF) et de lacs et réservoirs (LR) dans le pixel. Un troisième facteur de pondération (facteur  $c$ ) permet de minimiser l'impact lié à la localisation géographique et donc, indirectement aux conditions physiques de la neige. La méthode proposée permet d'améliorer la précision de l'estimation de l'EEN d'environ 19 % comparativement à une méthode classique de gradient spectral (GTV) pour estimer l'EEN.

Mots-clés: SSM/I, équivalent en eau de la neige (EEN), occupation du sol, taïga, analyse sous-pixel

## ABSTRACT

Since September 1995, the Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-Eau) has teamed up with the Atmospheric Environment Service (AES) as part of a multidisciplinary project on changes to the cryosphere named CRYSYS (Use of the CRYospheric SYStem to Monitor Global Change in Canada) to evaluate the spatio-temporal variations of snow brightness temperature ( $T_b$ ) in taïga. The focus of this study is to evaluate the impact of land cover on snow radiometry and secondly, to develop an algorithm to estimate the snow water equivalent (SWE) in taïga conditions.

The analysis of SSM/I data has show that the forests, and the frozen lakes have a impact on snow signal variation . The sub-pixel analysis has demonstrated that the increase percentage of forests or lakes within a SSM/I pixel has a strong influence on the radiometric value of the pixel. There is therefore some confusion when we try to estimate the SWE. To minimize the impact of land use on pixel contamination, we propose a vertical weighting gradient methode (WGTV). The weighting function have benn determined by taking into account the relationship between the increase of  $T_b$  value at 37 GHz and the percentage of closed forest (CF) and lakes and reservoirs (LR) within the pixel. A third weighting factor (factor c) is used to minimize the impact of the physical conditions of the snow, that are linked to the geographical location. The proposed method improves the precision of the estimated SWE by 19 % as compared to a classic gradient methode (GTV).

Key word: SSM/I, Snow Water Equivalent (SWE), Land cover, Taïga, SWE algorithm.

## 1. INTRODUCTION

La disponibilité des données sur la répartition du couvert nival ou encore l'équivalent en eau de la neige au sol (EEN) est fondamentale pour les études hydrologiques, particulièrement pour les régions où les précipitations neigeuses représentent presque la moitié du total des précipitations annuelles. Toutefois, pour les régions nordiques, il est parfois difficile d'obtenir cette information à cause notamment de l'inaccessibilité de certains territoires. Dans cette optique, l'utilisation de la télédétection spatiale offre une solution intéressante, permettant une fréquence suffisante de prise de données et une vision synoptique du territoire.

L'utilisation des capteurs opérant dans les micro-ondes passives offre un potentiel très intéressant, puisque les micro-ondes sont relativement indépendantes des contraintes atmosphériques et de l'éclairement solaire. Par ailleurs, il existe aussi une relation directe entre l'accumulation d'une couche de neige et la variation radiométrique des températures de brillance ( $T_b$ ). Rappelons que les capteurs passifs enregistrent leurs données en température de brillance ( $T_b$ ). Une température de brillance est une fonction de l'émissivité ( $e$ ) de la surface et de la température physique ( $T_s$ ) d'un objet exprimée en degrés Kelvin ( $^{\circ}\text{K}$ ). Elle indique la température qu'aurait l'objet s'il était un corps noir. Pour un sol recouvert de neige, les valeurs radiométriques diminuent au fur et à mesure que l'épaisseur du couvert de neige augmente. Dans les faits, les  $T_b$  diminuent lorsque la diffusion de volume causée par les cristaux de glace augmente. Cet effet est surtout perceptible pour les fréquences supérieures à 15 GHz (Ulaby *et al.*, 1986). En fait, la diffusion de volume réduit l'intensité du rayonnement émis initialement par le sol sous-jacent. C'est donc en exploitant ce phénomène, que plusieurs algorithmes ont été développés afin de mesurer l'étendue, l'épaisseur et

l'équivalent en eau du couvert nival (Hall *et al.*, 1982; Hallikainen and Jolma, 1986, Goodison and Walker 1994).

Des différences radiométriques notables ont toutefois été remarquées pour une même épaisseur de neige ou d'EEN. Ces différences ont notamment été attribuées aux caractéristiques de la neige qui varient au fil de l'hiver. On pense notamment à la densité du couvert nival, ou encore à la teneur en eau liquide dans la neige qui augmente l'absorption du signal, donc l'émissivité et par conséquent les  $T_b$  de la neige (Rott *et al.*, 1986). La variation de la taille des cristaux est aussi un facteur à considérer, puisque la diffusion de volume augmente aussi en fonction de la taille des cristaux (Matzler, 1994). La variation des phénomènes météorologiques entraîne également des modifications importantes de la structure du couvert nival. Par exemple, les phénomènes de gel et de dégel périodiques provoquent la formation de croûtes de regel qui contribuent à modifier la radiométrie du couvert nival (Hallikainen and Jolma, 1986). La diversité de l'occupation du sol représente aussi un élément à considérer. On note entre autres, que la présence du couvert forestier masque le signal de la neige sous-jacente, puisque les radiations provenant du couvert forestier s'ajoutent au signal de la neige reçu au capteur. Ainsi, la présence du couvert forestier contribue à diminuer la sensibilité des hyperfréquences à l'augmentation du couvert nival (Hall *et al.*, 1982; Chang *et al.*, 1990; Kurvonen and Hallikainen, 1997). La présence des lacs influence aussi le signal de la neige, puisque la glace est un bon émetteur micro-onde (Gan, 1996) et que la présence du mélange de neige et d'eau *slush* (qui est responsable de la formation de la glace blanche) peut aussi contribuer à augmenter la valeur des  $T_b$ . Par ailleurs, la couverture nivale à la surface des lacs est souvent plus mince comparativement au milieu terrestre à cause, d'une part, de la redistribution de

la neige par le vent et, d'autre part, à cause de la transformation de la neige en glace blanche. Dans ces conditions, l'atténuation causée par la diffusion de volume de la neige est donc moindre. Finalement, si la glace est saline ou acide, les pertes diélectriques de la glace sont plus importantes et contribuent à augmenter la valeur des  $T_b$  de la glace (Mätzler, 1987).

Depuis 1990, le Canada a mis sur pied dans le cadre du programme EOS (*Earth Observing System*) de la NASA un projet multidisciplinaire d'étude sur les changements de la cryosphère nommé CRYSYS (*CRYospheric SYStem to monitor global change in Canada*). Dans le cadre de ce projet, le Service de l'environnement atmosphérique (SEA) d'Environnement Canada dirige un programme de recherche axé sur le développement de méthodes pour estimer l'EEN dans les prairies canadiennes à partir de données en micro-ondes passives (Goodison and Walker 1994). L'algorithme utilisé par l'équipe du SEA consiste à calculer un gradient de température en polarisation verticale (GTV) à partir des fréquences à 37 GHz et 19 GHz. Des comparaisons effectuées entre le GTV et les données de terrain ont démontré une corrélation significative de 0,89 pour les secteurs de neige sèche (Goodison and Walker, 1994). Par contre, d'autres études réalisées en forêt boréale montrent des relations beaucoup moins significatives puisque le couvert forestier modifie le signal de la neige, faisant en sorte que les EEN sont largement sous-estimés (Walker *et al.*, 1995). Dans cette optique, l'équipe du SEA a travaillé à développer des algorithmes adaptés à d'autres types d'environnements comme par exemple la forêt boréale (Goïta *et al.*, 1997).

Afin de mieux comprendre la variabilité des  $T_b$  en milieu de taïga, le SEA s'est récemment (1995) associé à l'Institut national de la recherche scientifique à Québec (l'INRS-Eau) dans le cadre du

programme CRYSYS. Plus spécifiquement, le but était d'évaluer la variation spatio-temporelle des  $T_b$  de la neige pour un environnement de taïga (Nord du Québec) et de développer un algorithme adapté à ce type d'environnement. Les résultats de l'analyse spatio-temporelle (1993 à 1998) des données SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imageur*) pour la région de la baie James et de Schefferville montrent la possibilité d'utiliser ce type de données pour effectuer le suivi du couvert nival. Toutefois, les recherches ont démontré que les variations radiométriques de la neige étaient fortement influencées par la structure du couvert nival (De Sève *et al.*, 1997). Par ailleurs, l'analyse a aussi démontré que l'occupation du sol est un facteur important à considérer parce qu'elle influence considérablement le signal de la neige et limite l'efficacité des algorithmes d'estimation de l'EEN (De Sève *et al.*., 1997, 1999).

Le but de cet article consiste à présenter une méthode permettant d'estimer l'EEN à partir de pixels mixtes (hétérogènes) issus du capteur SSM/I pour les hivers 1996-1997 et 1997-1998. Cette stratégie comprend deux objectifs bien précis: premièrement, vérifier l'influence de l'occupation du sol sur la variation des  $T_b$  de la neige à 19 et 37 GHz et deuxièmement, développer un algorithme pour estimer l'EEN adapté aux conditions de pixels mixtes, sur la base des résultats obtenus lors de la réalisation du premier objectif.

## **2. DESCRIPTION DU SITE D'ÉTUDE ET DES DONNÉES**

L'aire d'étude couvre une superficie de 1 163 750 km<sup>2</sup> et est au de Québec, plus particulièrement entre la baie James, à l'ouest, et la ville de Schefferville, à l'est (figure 1). Le secteur d'étude est

compris dans la région climatique continentale froide de type subarctique avec une végétation de type taïga au nord et boréale plus au sud. L'épaisseur moyenne de la neige à la baie James est approximativement de 0,9 m avec des densités moyennes de  $250 \text{ kg/m}^3$ . Pour les secteurs plus à l'est (Caniapiscou et Schefferville), les précipitations neigeuses sont plus importantes, avec des accumulations moyennes annuelles de 1,30 m. Les densités de la neige sont aussi plus élevées, variant du sommet à la base entre 150 et  $350 \text{ kg/m}^3$ .

Depuis l'hiver 1993-1994, l'INRS-Eau en relation avec la société Hydro-Québec conduit des campagnes de terrain dans la région du réservoir de LG-4. Au cours de l'hiver 1997-1998, des campagnes de terrain intensives ont aussi été effectuées dans les secteurs du réservoir Robert-Bourassa, du réservoir LG-3 et de la région de Schefferville. Toutes les campagnes de terrain ont permis de déterminer l'EEN, la densité et l'épaisseur du couvert nival. Par ailleurs, plusieurs profils de neige ont été réalisées afin de déterminer, pour chaque couche de neige: la densité, l'épaisseur, l'EEN, la constante diélectrique, la teneur en eau liquide, la dimension et la forme des cristaux de la neige. Les données ont aussi été complétées par des informations sur la densité et l'EEN issues des campagnes de terrain effectuées par Hydro-Québec, de même que par l'information provenant de quatre stations météorologiques (LG-3, LG-4, Duplanter, Caniapiscou).

La base de données acquise par satellite et utilisée pour mener à bien cette étude comprend des informations de micro-ondes passives issues du capteur SSM/I du satellite américain DMSP F-8, de même qu'une classification d'images AVHRR de NOAA pour l'ensemble de la province de Québec (Ministère des ressources naturelles du Québec). Les données SSM/I ont été acquises en

de même qu'une classification d'images AVHRR de NOAA pour l'ensemble de la province de Québec (Ministère des ressources naturelles du Québec). Les données SSM/I ont été acquises en temps réel sous la forme de fichiers de points géoréférencés (longitude/latitude) et projetées selon un système de coordonnées coniques conformes Lambert (aspect polaire nord). Elles ont par la suite été interpolées au moyen de l'algorithme du plus proche voisin pour une grille de résolution spatiale de 25 km par 25 km. Comme les informations sur les valeurs d'EEN en début d'hiver (1996-1997 et 1997-1998) n'étaient pas disponibles, les EEN ont été estimés à partir de quatre stations météorologiques (LG-3, LG-4, Duplanter, Caniapiscou). Les estimations ont été réalisées en effectuant une sommation journalière des valeurs d'EEN pour chacune des stations. La fonte liée aux épisodes périodiques de redoux climatiques a été évaluée à l'aide d'une méthode des degrés-jours. Comme les valeurs d'EEN étaient considérablement sous-estimées à la station LG-4, un réajustement des données en fonction du vent a été réalisé. L'équation utilisée pour effectuer cet ajustement est présentée dans les travaux de Goodison (1978).

### **3. ÉVALUATION DE L'IMPACT DES CLASSES D'OCCUPATION DU SOL SUR LA VARIABILITÉ DES $T_b$ DE LA NEIGE**

L'occupation du sol affecte considérablement le signal de la neige, diminuant ainsi l'efficacité des algorithmes pour l'estimation de l'EEN. Nous désirons donc minimiser cet impact dans le processus d'estimation de l'EEN. Pour y parvenir nous devons, au départ, évaluer l'effet de l'occupation du sol sur la variabilité des  $T_b$  de la neige. Pour ce faire, nous avons procédé à deux analyses : la détermination des variations mensuelles des  $T_b$  de la neige en fonction des classes d'occupation du

### 3.1. Variations mensuelles des Tb de la neige en fonction des classes d'occupation du sol

Dans un premier temps, nous avons identifié les principales classes d'occupation du sol présentes dans la région d'étude. Pour ce faire, nous avons utilisé la classification AVHRR de NOAA du Québec. Neuf classes d'occupation du sol ont été identifiées pour le secteur d'étude : la forêt ouverte, la forêt de feuillus, la forêt mixte, les landes boisées à lichen, la forêt de conifères, les brûlis, les zones dégagées, les zones agricoles et l'eau (lacs, réservoirs, baie James et baie d'Hudson) (figure 1). Deuxièmement, à l'aide d'une série continue de données SSM/I à 37 GHz, une analyse temporelle de la radiométrie de la neige a été réalisée en fonction des principales classes d'occupation du sol présentes dans le secteur d'étude. Précisons que les classes de l'occupation du sol liées à la forêt de feuillus, à la forêt mixte, aux zones dégagées et aux zones agricoles, ne sont pas bien représentées dans le secteur d'étude et pour cette raison, elles n'ont pas été analysées. L'évaluation radiométrique a été réalisée pour deux périodes spécifiques soit : de novembre 1996 à avril 1997 (figure 2a) et finalement, de octobre 1997 à mars 1998 (figure 2b). Pour ce faire, nous avons évalué la moyenne mensuelle les valeurs de Tb à 37 GHz pour chacune des classes d'occupation du sol en utilisant une image par semaine.

Ses figures 2a et 2b, on remarque deux points importants. Dans un premier temps, on remarque qu'il n'y a pas de différence significative entre les Tb de la neige des forêts ouvertes, des landes boisées à lichen et des brûlis. Bien que les valeurs radiométriques de la classe brûlis se démarquent des deux autres classes, la différence n'est pas assez significative pour que l'on puisse la distinguer facilement. Deuxièmement, nous remarquons que les valeurs des Tb de la neige des forêts de résineux, des lacs

et des réservoirs, et de la baie James et la baie d'Hudson demeurent assez élevées au cours de la période hivernale.

Dans le cas spécifique des secteurs forestiers, les signatures spectrales sont très élevées à l'automne, se situant presque à 260 K. Toutefois, dès les premières chutes de neige, les Tb diminuent, variant entre 230 K (figure 2a) et 240 K (figure 2b) selon les années. Dans l'ensemble, on peut affirmer que les Tb de la forêt de conifères restent assez élevées en hiver (janvier à avril), comparativement aux Tb associées aux forêts ouvertes, aux landes boisées à lichen et aux brûlis. Par exemple, une différence de 10 K (figure 2a) à 30 K (figure 2b) a notamment été remarquée entre les Tb de la forêt de résineux et ceux de la forêt ouverte à la fin de l'hiver (mars). Cette situation s'explique par le fait que les conifères ont une émissivité très élevée (0,9 d'après les travaux de Hall *et al.*, 1982), les valeurs des Tb se rapprochent donc de leur température physique (Kurvonen et Hallikainen, 1997) et masquent ainsi le signal de la neige. Des études menées en Finlande durant la période automnale et hivernale fournissent des résultats similaires (Kurvonen et Hallikainen, 1997).

La classe d'occupation du sol associée à la baie James et la baie d'Hudson montre une très large variation des Tb entre l'automne et l'hiver. Les Tb sont très faibles en octobre et en novembre (~205 K), puis augmentent considérablement tout au long de l'hiver pour atteindre des valeurs de 240 K en moyenne (figures 2a et 2b). Avant l'apparition de la glace à la surface des lacs, la surface de l'eau agit comme un réflecteur spéculaire (Ulaby *et al.*, 1986) et les Tb restent très faibles. En effet, le contraste diélectrique entre l'eau et l'air est de l'ordre de 1/80, faisant en sorte que la réflexion à l'interface eau/air est très importante. Lorsque la glace se forme à la surface des plans

d'eau, le rayonnement provient presque exclusivement de la glace qui réagit comme un émetteur micro-onde (Cosmiso, 1983). Précisons, qu'à 37 GHz, la profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques varie de 1 mètre à quelques centimètres selon le type de glace (glace pure vs glace de lac vs glace saline) (Ulaby *et al.*, 1986). Dans notre cas, on peut soupçonner que la contribution de l'eau est négligeable, puisque la glace de la baie James et de la baie d'Hudson n'est pas pure (faible salinité; SEBJ. 1987).

Plusieurs travaux réalisés sur la glace marine de première année montrent que l'émissivité de ce type de glace est très élevée ( $\sim 0,92$  d'après Barber *et al.*, 1998), mais variable d'une année à l'autre et d'un secteur à l'autre. Ces différences sont principalement associées à la structure de la glace (Leconte et Klassen, 1991; Barber *et al.*, 1998), à la température de l'air et de la glace (Comiso, 1983), et à la présence d'un couvert de neige à la surface de la glace (Hall *et al.*, 1981; Barber *et al.*, 1998). Dans le cas de la baie James et de la baie d'Hudson, on remarque que la présence de neige à la surface de la glace ne semble pas affecter le signal de la glace. Plusieurs raisons peuvent expliquer cette situation. Premièrement, il est possible que le couvert nival soit très faible à la surface de la glace, ce qui implique qu'il y a peu de diffusion de volume. Deuxièmement, lors de la transformation de la neige en glace, il y a souvent la présence de *slush* à l'interface de la neige / glace. Ainsi, la présence d'eau mélangée à la neige provoquerait une absorption des radiations de la glace et de la neige, augmentant ainsi la valeur des  $T_b$  de la neige. Finalement, le pourcentage de sel dans la glace contribue à accroître les pertes diélectriques dans la glace, ce qui favorise l'augmentation des valeurs de  $T_b$  de la glace (Mätzler, 1987). La situation n'est pas aussi évidente dans le cas des lacs et des réservoirs, puisque les pixels utilisés pour cette analyse sont mixtes,

C'est-à-dire, que la valeur radiométrique des pixels est probablement contaminée par les autres classes d'occupation du sol.

### **3.2 Évaluation sous-pixel de la radiométrie des $T_b$ de la neige en fonction des différentes classes d'occupation du sol.**

Dans le domaine de l'optique, les images de basse résolution telles que AVHRR de NOAA et Végétation de SPOT-4, ont des pixels avec une signature spectrale mixte, faisant en sorte que la radiométrie des pixels représente, en réalité, la somme pondérée des divers éléments de la surface. La pondération est représentée par la proportion occupée par ces éléments de surface (classes d'occupation du sol) pour chaque pixel (Fortin *et al.*, 1998).

À cause de la résolution spatiale des données SSM/I utilisées qui est de 69 x 43 km à 19 GHz et de 37 x 28 km à 37 GHz (Hollinger, 1990), nous supposons que la radiométrie des pixels est mixte et répond à la théorie des mélanges spectraux. Dans ce sens, la variabilité des pixels à 37 et à 19 GHzV, ne serait pas seulement contrôlée par la fluctuation du couvert nival et de la température de l'air, mais également par l'hétérogénéité des pixels.

Afin de vérifier le bien fondé de notre affirmation, nous avons évalué la variabilité des  $T_b$  de la neige à 37 et 19 GHzV, en fonction du pourcentage de recouvrement des classes d'occupation du sol pour chacun des pixels. Tel que démontré à la section 3.1, l'eau et la forêt de résineux sont les deux classes d'occupation du sol qui influencent le plus la radiométrie des pixels à 37 GHz. En considérant ces observations, nous avons donc concentré nos efforts sur l'évaluation de la variation

des  $T_b$  de la neige en fonction de la présence, sur un pixel, de ces deux classes d'occupation du sol, c'est-à-dire la classe forêt fermée et la classe lacs et réservoirs. Dans ce contexte, la mosaïque AVHRR de NOAA du Québec a donc été regroupée en trois classes d'occupation du sol bien distincte: la classe forêt fermée (FF), les lacs et réservoirs (LR) et la forêt ouverte (FO). Les détails des regroupements sont présentés au tableau 1.

L'évaluation de la variabilité radiométrique des pixels a donc été réalisée en comparant les valeurs de  $T_b$  à 19 et 37 GHzV en fonction du pourcentage de recouvrement des classes FF et LR aux sites d'échantillonnage de la neige. Comme la trace au sol des données SSM/I est plus grande que la dimension des pixels rééchantillonnés, il n'est pas possible d'évaluer directement le pourcentage d'occupation du sol dans le pixel SSM/I. Pour pallier à ce problème, nous avons superposé les fichiers de points des images SSM/I à la mosaïque AVHRR de NOAA modifiée. Par la suite, le pourcentage de superficie des classes d'occupation du sol a été évalué pour chaque point correspondant à un pixel image et un site de mesure de la neige. Précisons que le pourcentage de recouvrement des classes d'occupation du sol a été estimé pour une surface elliptique dont la dimension est variable selon la fréquence analysée, puisque la résolution spatiale des données SSM/I est de 69 x 43 km à 19 GHz et de 37 x 28 km à 37 GHz (Hollinger, 1990). Afin de s'assurer de vraiment évaluer l'impact de la classe LR et FF sur la variabilité des pixels, seulement les pixels composés de la classe FO en combinaison avec soit la classe LR ou FF ont été analysés.

Plus spécifiquement, nous avons évalué l'influence des classes sur la variabilité radiométrique des pixels pour quatre situations bien précises. Premièrement, nous avons voulu comprendre l'impact

des classes LR et FF sur la variabilité radiométrique des pixels lorsqu'il n'y a pas encore de neige au sol. Par la suite, nous nous sommes intéressés à la situation lorsqu'il y a peu de neige au sol, c'est-à-dire lorsque les EEN sont inférieurs à 50 mm. Finalement, nous avons aussi vérifié l'impact de chacune de ces classes sur la variabilité radiométrique des pixels lorsque les EEN varient entre 50 et 150 mm et lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm. À cause de l'absence des données de terrain dans certains secteurs de la zone d'étude (*i.e.* près de la région forestière), nous avons réalisé l'analyse sur la variabilité radiométrique des pixels en fonction de la classe FF pour des situations légèrement différentes que celles analysées pour la classe LR : EEN = 0 mm, EEN = 0-100 mm, EEN = 100-200 mm et des EEN supérieurs à 200 mm.

### 3.2.1. L'impact des lacs et des réservoirs (LR)

À l'automne, lorsqu'il n'y a pas encore de glace à la surface des plans d'eau, on constate que la valeur radiométrique de l'eau est très faible à cause de la réflexion spéculaire de surface à l'interface eau/air (Ulaby *et al.*, 1986). Aussi, l'augmentation du pourcentage de superficie de la classe LR dans le pixel, contribue à diminuer les  $T_b$  des pixels à 37 et 19 GHz (figure 3a et 3b).

Au début de l'hiver, quand la neige commence à s'accumuler au sol, il n'y a pas vraiment de relation significative entre l'augmentation du pourcentage de superficie de la classe LR à l'intérieur des pixels et la variation des  $T_b$  à 37 et 19 GHz (figures 3c et 3d). En effet, lorsque la couverture nivale est faible, il y a peu de contraste entre la valeur radiométrique de la glace en formation sur les lacs et celle du reste du territoire.

La situation change pour les  $T_b$  à 37 GHz lorsque les quantités d'EEN dépassent 50 mm (figures 3e et 3g). On remarque, en effet, un écart radiométrique important entre un sol couvert de neige, où la diffusion de volume domine, et la glace à la surface des lacs. Précisons, qu'en hiver, les radiations ascendantes pour les lacs proviennent principalement de la glace qui réagit comme un émetteur micro-onde (Cosimo, 1983). Ainsi, toute augmentation du pourcentage de superficie des lacs dans le pixel provoque un accroissement de la valeur radiométrique des pixels. À 19 GHz, il existe peu de contraste entre les  $T_b$  de la glace et celle du reste du territoire, puisque la diffusion de volume est peu perceptible à cette fréquence. Ainsi, la variation du pourcentage de recouvrement des lacs influence peu la valeur radiométrique des pixels à cette fréquence (figures 3f et 3h).

### 3.2.2. L'impact de la forêt fermée (FF)

En observant les figures 4a et 4b on note une croissance des  $T_b$  à 19 et 37 GHz, lorsque le pourcentage de recouvrement de la forêt fermée augmente dans le pixel, puisque l'émissivité des arbres (épinettes noires) est très élevée ( $\sim 0,9$  d'après Hall *et al.*, 1982).

Dès les premières chutes de neige, on remarque une variation importante de la valeur des  $T_b$  à 37 GHz lorsque le couvert forestier est absent (figure 4c). Cette situation s'explique par le fait que, pour les secteurs de forêts ouvertes, la valeur radiométrique des pixels diminue à cause de la diffusion de volume de la neige au sol alors que, pour les secteurs forestiers, les  $T_b$  restent assez élevées tout au long de l'hiver puisque les arbres masquent le signal de la neige. Par ailleurs, précisons que, durant cette période, les conditions du sol (gel/dégel) et d'enneigement (présence ou absence de neige) sont très variables sur l'ensemble du territoire, ce qui explique aussi la grande variabilité des  $T_b$  lorsque

le pourcentage de recouvrement de la classe FF est à zéro. Dans le cas des Tb à 19 GHz, la variation des Tb est beaucoup plus faible étant donné que les Tb à 19 GHz sont peu sensibles à la diffusion de volume.

Lorsque les EEN sont supérieurs à 50 mm, la valeur des pentes à 37 GHz entre les deux variables est plus importantes (figures 4e et 4g) puisque les ordonnées à l'origine des relations diminuent. En effet, les conditions environnementales sont devenues plus uniformes sur l'ensemble du territoire (la neige recouvre l'ensemble du territoire) et la diffusion de volume favorise la baisse des Tb à cette fréquence. La situation reste stable pour les données à 19 GHz comme l'indique la valeur des pentes et des ordonnées à l'origine des relations entre les Tb et les valeurs des EEN. Comme nous l'avons spécifié ultérieurement, la diffusion de volume a peu d'effet à cette fréquence, faisant en sorte que l'impact du couvert forestier est plus faible (figures 4f et 4h).

#### **4. MÉTHODE DU GRADIENT AJUSTÉ**

Comme nous venons de le démontrer, il existe une relation significative entre l'augmentation de la valeur des Tb de la neige (en période de neige sèche) et l'augmentation du pourcentage de superficie des classes de forêt fermée (FF) et de lacs et réservoirs (LR) dans le pixel. En pratique, cela signifie, qu'il y a presque toujours une augmentation de la valeur radiométrique des pixels qui sont contaminés par la présence de lacs ou de forêts. Cela représente un problème, puisque la majorité de nos mesures de terrain sont réalisées en zone de forêt ouverte et que plus de la moitié des pixels analysés ont une radiométrie mixte. La conséquence de minimiser la relation entre les valeurs de Tb à 37 GHzV et les mesures de terrain (EEN). Il est important de rappeler que, pour un environnement

de forêts ouvertes, des valeurs de  $T_b$  élevées correspondent très souvent à un environnement avec peu ou pas de neige, ou encore, à la présence de neige humide. Cette situation particulière, minimise donc l'efficacité des algorithmes d'estimation de l'EEN.

Dans cette optique, il nous est apparu très important de pallier à cette situation en élaborant un algorithme d'estimation de l'EEN qui soit adapté aux conditions particulières de la taïga (*i.e.* des pixels mixtes). Pour ce faire, nous proposons une méthode de gradient de température en polarisation verticale pondérée (GTVP) :

$$GTVP = \frac{(Tb_{37GHzV} - a_i - b_i) - (Tb_{19GHzV})}{18} + c \quad (1)$$

où

$a_i$  est le facteur de pondération pour la classe LR pour la fréquence  $i$ ;

$b_i$  est le facteur de pondération pour la classe FF pour la fréquence  $i$ ;

$c$  est le facteur de pondération en fonction de la latitude.

L'algorithme du GTVP est inspiré du modèle de gradient de température en polarisation verticale (GTV) développé par le SEA (Goodison et Walker, 1994). À la différence du GTV, le modèle applique un facteur de pondération aux  $T_b$  à 37 GHz. En d'autres mots, le GTVP est affranchi de l'effet perturbateur de la forêt et des lacs. Les facteurs de pondération  $a_i$  et  $b_i$  sont construits en tenant

compte de la relation qui existe entre l'augmentation de la valeur des  $T_b$  de la neige à 37 GHz et celle du pourcentage de recouvrement des pixels (figures 3 et 4).

Précisons que les  $T_b$  à 19 GHzV ne sont pas corrigées, puisque même si l'occupation du sol influence les  $T_b$  de la neige à cette fréquence, les variations sont faibles et influencent très peu la valeur du GTV (De Sève, 1999). En fait la fluctuation des  $T_b$  à 19 GHz est plutôt associée à la variation des températures de l'air (figure 5). Ainsi, tout au long de l'hiver, l'augmentation des  $T_b$  est en fait causée par l'accroissement général du bilan énergétique de la neige et du sol. Dans leurs travaux, Hallikainen et Jolma (1986, 1992) ont démontré des résultats similaires pour un secteur de la Finlande. Comme le secteur analysé couvre un très grand territoire et que les conditions physiques de la neige sont différentes d'un endroit à l'autre, un autre facteur de correction a été introduit dans l'élaboration de l'équation du GTVP: il s'agit du facteur  $c$ . Ce facteur permet de minimiser l'impact lié aux conditions physiques de la neige selon la latitude. Les détails concernant la création des facteurs de pondération sont présentés dans les sections qui suivent.

#### 4.1. Création des facteurs de pondération $a_i$ et $b_i$

La première étape consiste à pondérer les valeurs du GTV pour les pixels correspondant aux sites de mesure. Cette étape a été réalisée en deux parties. Au départ, nous avons élaboré des facteurs de pondération ( $a_i$  et  $b_i$ ) pour chacune des classes d'occupation du sol, c'est-à-dire pour la classe lacs et réservoirs (LR) et pour la classe forêts fermées (FF) et cela pour différentes conditions d'enneigement (EEN = 0 mm, 0-50 mm, 50-150 mm et 150 mm et plus). Les facteurs de pondération ont été réalisés en multipliant la valeur des pentes calculées aux figures 3 ( $m_{LR}$ ) et 4 ( $m_{FF}$ ) en fonction

des conditions d'enneigement ( $EEN = i$ ) et du pourcentage ( $P$ ) de recouvrement des classes LR et FF dans le pixel  $j$  analysé.

$$a_i = (m_{LR ; EEN = i}) * (P_j) \quad (2)$$

$$b_i = (m_{FF ; EEN = i}) * (P_j) \quad (3)$$

La pente donne une indication du taux de croissance des Tb lorsque le recouvrement d'une classe passe de 0 % à 100 %. Comme les pixels analysés ne sont recouverts que partiellement par les deux classes d'occupation du sol, il est nécessaire de relativiser cette valeur en fonction du pourcentage de recouvrement de chacune des classes d'occupation du sol. La valeur obtenue, est une quantité théorique en K, qui représente le décalage potentiel entre la Tb du pixel  $j$  analysé et la valeur approximative de ce même pixel, s'il n'était pas contaminé par la présence de l'une ou l'autre des deux classes d'occupation du sol analysées.

#### 4.2. Création des facteurs de pondération $c$

Comme le secteur analysé couvre un très grand territoire, la différence dans les conditions physiques (structure et température de la neige) de la neige peut aussi être responsable de la variation radiométrique des pixels. Pour vérifier si cette observation est valable, nous avons évalué la variation du GTV pour des pixels homogènes en fonction d'un axe nord-sud (coordonnée Y), mais aussi d'un axe est-ouest (coordonnée X). Pour réaliser cette étape, il était fondamental d'utiliser des pixels homogènes afin de s'assurer que les changements observés étaient bien causés par une différence

dans la structure du couvert nival ou la température de la neige et non par d'autres éléments extérieurs tels que la variation de l'occupation du sol dans le pixel.

Les résultats obtenus indiquent une dépendance du GTV en fonction d'un axe nord-sud (figure 6a), mais très peu en fonction d'un axe est-ouest (figure 6b). Plus spécifiquement, on remarque que le GTV tend à diminuer lorsque les sites de mesure de la neige sont localisés plus au nord, et que le signal sature lorsque les EEN sont supérieurs à 250 mm. Ces résultats étaient prévisibles puisque les conditions de températures sont favorables à ce genre de situation. En fait, les températures minimales et maximales de l'air sont plus basses dans le nord, ce qui favorise la formation d'une couche de givre de fond plus épaisse, ou encore la présence de plus gros cristaux de glace. Cela contribue donc à la diminution de la valeur du GTV puisque la diffusion de volume est plus importante. Les températures de l'air et de la neige sont aussi un facteur à considérer, puisqu'elles influencent directement les valeurs des  $T_b$ , et par le fait même celles du GTV.

En ce qui concerne les sites localisés le long de l'axe est-ouest, il y a une légère augmentation des valeurs du gradient pour les sites situés à l'ouest, lorsque les valeurs d'EEN sont faibles. Toutefois, cette constatation n'est plus valable au fur et à mesure que l'EEN augmente.

Le facteur  $c$  est évalué en faisant la différence entre une latitude de référence (*coordonnées  $Y_{référence}$* ) et la latitude du site de mesure de la neige considéré (*coordonnées  $Y_i$* ), et en multipliant le résultat par la pente moyenne ( $m_{moy}$ ) de la relation entre le GTV et les coordonnées en  $Y$ . Nous avons choisi

d'utiliser la pente moyenne puisqu'elle est représentative de la variation totale du GTV selon l'axe N-S. En fait, la pente est relativement constante pour différentes valeurs d'EEN.

$$c = (\text{coordonnées } Y_{\text{référence}} - \text{coordonnées } Y_i) * m_{\text{moy}} \quad (4)$$

## 5. APPLICATION DU GTVP

### 5.1. Comparaison du GTV et du GTVP pour des pixels homogènes et mixtes

La figure 7 présente la variation du GTV (figures 7a et 7b) et du GTVP (figure 7c) en fonction de l'EEN pour des pixels homogènes (c'est-à-dire des pixels où les pourcentages de la forêt fermée et des lacs sont inférieurs à 10%,) et des pixels mixtes. Nous remarquons, dans un premier temps, que le comportement du GTV et du GTVP suit la même tendance que celle remarquée pour les données à 37 GHz et qu'il confirme les observations déjà réalisées pour les années 1993-1994, 1994-1995 et 1995-1996 (De Sève *et al.*, 1997). En effet, le gradient diminue lorsque le couvert nival s'épaissit, puisque la diffusion de volume augmente à 37 GHz. Par ailleurs, on observe que la relation s'inverse ou se stabilise lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm, étant donné que la profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique à 37 GHz est inférieure à l'épaisseur du couvert nival (figures 7a, 7b et 7c).

Dans un deuxième temps, nous constatons qu'il y a une très bonne relation entre le GTV pour les pixels homogènes et les EEN inférieurs à 150 mm, puisque presque 68 % de la variance est expliquée par cette relation (figure 7a). Si on réalise la même opération à l'aide des pixels mixtes,

on constate que la relation entre les deux variables se dégrade et que la variance expliquée diminue à 57 % (figure 7b). Lorsque l'on applique les facteurs de pondération aux pixels mixtes (facteurs  $a_i$ ,  $b_i$  et  $c$ ), il est possible d'améliorer la relation entre le gradient et les valeurs d'EEN (figure 7c). On observe en effet, un accroissement de la valeur du  $R^2$  qui passe de 0,57 à 0,76 (figure 7b et 7c).

Pour des valeurs d'EEN supérieures à 150 mm, la relation entre les deux variables est peu significative. En effet, un coefficient de détermination de 0,04 a été enregistré entre le GTV pour des pixels homogènes et les EEN (figure 7a). En ce qui concerne l'utilisation des pixels mixtes, on constate que la relation est aussi peu significative puisque le  $R^2$  n'est que de 0,05 (figure 7b). L'application du facteur de pondération n'a pas permis d'augmenter la valeur du  $R^2$  (0,05), puisque le  $R^2$  est resté relativement stable (figure 7c).

## 5.2. Estimation de l'EEN

Sur tableau 2, on montre la comparaison pour l'estimation de l'EEN à partir du GTV et du GTVP réalisée à partir de pixels homogènes et mixtes. L'estimé réalisé pour des EEN inférieurs à 150 mm à partir des pixels homogènes a permis d'obtenir un coefficient de corrélation ( $R$ ) de 0,82 avec une erreur-type sur les estimés (ETE) de 23,5 mm. Dans le cas de l'estimation réalisée à l'aide du GTV pour des pixels mixtes, la valeur du coefficient de corrélation a diminué à 0,75 alors que l'erreur-type sur les estimés a augmenté à 33 mm. On constate donc très rapidement l'effet perturbateur des classes d'occupation du sol sur la précision de l'algorithme. Tel que prévu, l'utilisation du GTVP pour des pixels mixtes a donc minimisé l'impact perturbateur des classes d'occupation du sol sur la précision des estimés, comme l'indique la valeur du coefficient de corrélation et du ETE ( $R = 0,87$ ,

ETE = 23,5 mm). En ce qui concerne l'estimation des EEN supérieurs à 150 mm, la précision des estimés diminue considérablement. Le coefficient de corrélation calculé entre les données de terrain et les estimés pour des pixels homogènes indique une valeur de 0.20 avec un ETE de 38 mm. Dans le cas des pixels mixtes, la valeur du R (0,28) augmente légèrement, mais la valeur de l'ETE reste stable à 38. Finalement, l'utilisation du GTVP ne permet pas d'améliorer la précision des estimés comme l'indique la valeur du  $R^2$  (0,21) et celle de l'erreur-type (38 mm).

### 5.3 Limite de la méthode et des micro-ondes passives

Bien que, dans l'ensemble, nous ayons obtenu les résultats espérés, la démarche méthodologique utilisée comporte certaines limites. Premièrement, nous avons au départ supposé et admis que les images SSM/I et AVHRR pouvaient se superposer parfaitement, car une adéquation parfaite est une condition nécessaire au succès de la démarche méthodologique. Toutefois, il est très difficile de superposer parfaitement deux images provenant de deux capteurs différents, bien qu'elles soient géoréférencées dans le même système de référence. Dans le cas de cette analyse, il est probable que la superposition entre les deux types d'image n'était pas parfaite. Ainsi, une meilleure superposition aurait sans doute permis de rehausser encore plus la relation entre le GTVP et l'EEN. Sachant que l'erreur de positionnement des données SSM/I est d'environ 7 km (Poe et Conway, 1990), on peut estimer l'erreur maximale sur l'estimation des superficies occupées par chaque classe d'occupation du sol sous l'ellipse et par le fait même, l'erreur sur la pondération des données. Une erreur maximale de 36 % sur l'estimation des superficies est possible pour les données à 37 GHz, alors que cette erreur chute à 24 % pour les données à 19 GHz. L'erreur sur l'estimation des superficies due à l'imprécision de positionnement de l'image AVHRR par rapport aux données SSM/I peut aussi

entraîner une mauvaise pondération des Tb tant à 37 qu'à 19 GHzV. Connaissant l'erreur de positionnement, il est aussi possible de déterminer l'erreur sur la pondération des données SSM/I.

Le tableau 3 présente une synthèse des erreurs de pondération possibles selon les classes d'occupation du sol, les quantités de neige au sol et la localisation de l'erreur. Nous constatons que l'erreur maximale de positionnement se fait selon un axe diagonal, c'est-à-dire pour des orientations NE, SE et NO, SO (De Sève, 1999). Nous remarquons également que cette erreur augmente lorsque les valeurs d'EEN augmentent (sauf lorsque les valeurs d'EEN sont nulles). Cela est tout à fait normal, puisqu'au fur et à mesure que les valeurs d'EEN augmentent, la diffusion de volume des cristaux de neige contribue à accroître les écarts radiométriques entre les secteurs de forêts ouvertes et les zones où il y a des lacs gelés et des forêts fermées. Comme l'erreur de positionnement des images SSM/I par rapport à l'image AVHRR entraîne des erreurs sur la pondération des Tb, elle provoque par le fait même, des erreurs sur l'estimation des EEN. Nous avons évalué que, dans le pire des cas, c'est-à-dire pour une erreur de superposition de 36 % lorsque les EEN varient entre 100-200 mm pour la classe FF, que l'erreur maximale sur les estimés est de 30 mm.

Pour déterminer la valeur des Tb lorsque l'erreur est à son maximum, nous avons dans un premier temps, calculé la valeur des Tb à 37 GHz pour différents pourcentages de recouvrement (36 %, 55 % et 63 %) de la classe FF, à partir de l'équation qui met en relation les Tb de la neige et les pourcentages de la classe FF (EEN = 100-200 mm). Cette relation est illustrée à la figure 4. Par la suite, nous avons pondéré les valeurs des Tb et estimé l'EEN au sol à partir du GTVP. La même opération a ensuite été réalisée, mais cette fois-ci en introduisant une erreur de ~ 36 % sur

l'estimation de la classe FF. Par la suite, l'erreur a été évaluée en comparant la valeur des estimées de l'EEN, lorsque qu'il n'y a pas d'erreur sur l'estimation du pourcentage de l'occupation du sol et lorsque celle-ci est à son maximum, soit à 36 %.

Un second point important est à soulever. Dans l'ensemble on admet que l'utilisation des micro-ondes passives est une approche très efficace pour la cartographie de l'EEN, toutefois, lorsque les valeurs d'EEN sont supérieures à 150 mm, l'efficacité de cette approche diminue considérablement puisque la profondeur de pénétration décroît et que l'épaisseur du couvert nival augmente. Précisons aussi, que la structure du couvert nival change aussi. En fait, le diamètre des cristaux de glace augmente dans les couches de fond, favorisant ainsi, une augmentation de la diffusion de volume et par le fait même, une augmentation de l'atténuation du signal. Ce genre de situation provoque donc une diminution de la profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique. Ainsi, même si l'épaisseur du couvert nival ne change pas, la profondeur de pénétration diminue. Il est donc très difficile de modéliser à partir des méthodes empiriques le comportement du couvert nival, puisque l'onde se comporte comme si elle n'avait vu que la surface du couvert nival. Dans ces conditions, il n'est pas possible d'établir une relation précise entre ces deux variables.

## 6. CONCLUSION

L'analyse des données de micro-ondes passives a permis de mieux comprendre le comportement du GTV pour un environnement de type taïga. Se faisant, il a aussi été démontré qu'il existe une relation négative entre les EEN et le GTV lorsque les EEN sont inférieurs à 150 mm et que la relation s'inverse lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm. Ce même type de relation avait également été

fait par Mätzler (1994) avec un radiomètre au sol pour des données d'émissivité à 35 GHz. La diminution du GTV est directement liée à l'augmentation de la diffusion de volume des Tb à 37 GHz, alors que la saturation des valeurs du GTV lorsque les EEN sont supérieurs à 150 mm est plutôt associée au fait que la profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique à 37 GHz est inférieure à l'épaisseur du couvert de neige.

L'occupation du sol est un facteur important à considérer parce qu'elle influence considérablement le signal de la neige. Pour le secteur d'étude, ce sont surtout les zones forestières et les lacs gelés qui influencent le plus les valeurs des Tb, causant ainsi une certaine confusion lorsque l'on tente d'estimer l'EEN au sol. L'analyse sous-pixel nous a permis de mettre en évidence l'impact de la contamination des pixels par les différentes classes d'occupation du sol. À cause de la dimension du secteur d'étude (1 163 750 km<sup>2</sup>), l'utilisation du facteur  $c$  est une approche originale qui permet de minimiser l'impact lié à la localisation géographique des sites, donc indirectement, aux conditions physiques de la neige. Sur la base des résultats obtenus par cette analyse, nous avons développé une démarche qui permet de minimiser l'impact de l'occupation du sol en pondérant les valeurs des Tb (facteurs de pondération  $a_i$  et  $b_i$ ) et du GTV (facteur  $c$ ). Nous avons ainsi amélioré de 19 % la précision des estimés lorsque les EEN sont inférieurs à 150 mm. Nous croyons qu'il est possible d'augmenter la précision des estimés en améliorant la superposition entre la carte d'occupation du sol et les images SSM/I. Précisons cependant que l'utilisation des données SSM/I est limitée à des périodes de l'hiver pour lesquelles les valeurs d'EEN sont inférieures à 150 mm. Selon la densité moyenne mentionnée au début de cet article, soit 250 kg/m<sup>3</sup>, ces valeurs d'EEN correspondraient à des épaisseurs du couvert nival inférieures à 60 cm.

moyenne mentionnée au début de cet article, soit  $250 \text{ kg/m}^3$ , ces valeurs d'EEN correspondraient à des épaisseurs du couvert nival inférieures à 60 cm.

Finalement, au niveau pratique, l'intérêt de cette recherche réside dans le fait qu'il est possible, grâce aux données satellites micro-ondes, d'effectuer un suivi en temps quasi réel de la neige au sol et de produire des cartes d'EEN très rapidement après l'acquisition des données. Ce type de production cartographique est très avantageux pour des régions éloignées où la disponibilité des données de terrain est parfois limitée. Nous croyons qu'il est aussi envisageable d'utiliser les données SSM/I comme intrant dans un modèle hydrologique afin de vérifier les accumulations de la neige au sol simulées par ce modèle. En terminant, précisons que cette étude répond à un des objectifs du programme CRYSYS qui consiste à développer différents outils pour effectuer le suivi du couvert nival à travers le Canada.

## 7.0 REMERCIEMENTS

Nous remercions l'INRS-Eau, la Fondation pour la formation des chercheurs et l'aide à la recherche (FCAR), le Programme *CRYospheric SYStem to monitor global change in Canada* (CRYSYS), le Ministère des affaires indiennes et du nord et Hydro-Québec pour leur apport financier. Nous tenons également à remercier, messieurs Yves Gauthier de l'INRS-Eau, Éric Ménard de l'Université Laval et Raymond Gauthier d'Hydro-Québec pour leur aide sur le terrain.

## 8. RÉFÉRENCES

- Barber, D.G., Fung, A.K., Thomas, C., Grenfell, C, Nghiem, S.V., Onstott, R.G., Lytle, V.I., Perovich, D.K and Gow., A.J. (1998) The Role of Snow on Microwave Emission and Scattering Over First-Year Sea Ice. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, no 5, p. 1750-1763.
- Chang, A.T.C., Foster, J.L. and Hall, D.K. (1990) Effect of Vegetation Cover on Microwave Snow Water Equivalent Estimates. *In Proceedings of International Symposium on Remote Sensing and Water Resources*, Enschede, The Netherlands, August 1990, p. 137-145.
- Cosimo, J.C. (1983) Sea Ice Effective Microwave Emissivities from Satellite Passive Microwave and Infrared Observations. *Journal of Geophysics*, vol. Res.88 no C12, p. 7686-7704.
- De Sève, D., Bernier, B., Fortin, J-P. and Walker, A. (1997) Preliminary Analysis of Snow Microwave Radiometry Using the SSM/I Passive Microwave Data: the Case of La Grande River Watershed (Québec). *Annals of Glaciology*, vol. 25, p. 353-361.
- De Sève, D. (1999). *Développement d'un algorithme pour cartographier l'équivalent en eau de la neige au sol (EEN) dans un environnement de taïga à partir des données de micro-ondes passives du capteur SSM/I*. Thèse de doctorat l'Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-Eau), 170 p.
- Fortin, J-P., Bernier, B., Lapointe, S., Gauthier, Y., De Sève, D and Beaudoin, S. (1998). *Estimation of Surface Variables at the Sub-pixel Level for use as Input to Climate and Hydrological Models*. Report no 777 to Centre National d'Études Spatiales, INRS-EAU, 96 p.
- Gan, T.Y. (1996) Passive Microwave Snow Research in the Canadian High Arctic. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 22, no 1, p. 36-44.
- Goodison, B.E. (1978) Accuracy of Canadian Snow Gauge Measurements. *Journal of Applied Meteorology*, vol.17, p. 1542-1548.
- Goodison, B.E. and Walker, A.E. (1994) Canadian Development and use of Snow Cover Information from Passive Microwave Satellite Data. *In The ESA/NASA international Workshop on Passive microwave remote sensing of land-atmosphere interactions*, St-Lary, 11-15 January 1993, p. 245-262.
- Goïta, K., Walker, A.E., Goodison, B.E. and Chang, A.T.C. (1997) Estimation of Snow Water Equivalent in the Boreal forest Using Passive Microwave Data. *In the International Symposium Geomatics in the ERA of RADARSAT*, Ottawa, 2-4 June 1997.

Hall, D.K., Foster, J.L. and Chang, A.T.C (1982) Measurement and Modeling of Microwave Emission from Forested Snowfields in Michigan. *Nordic Hydrology*, vol. 13, p. 129-138.

Hallikainen, M.T. and Jolma, P.A. (1986) Retrieval of Water Equivalent of Snow Cover in Finland by Satellite Microwave Radiometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-24 no 6, p. 855-862.

Hallikainen, M.T. and Jolma, P.A. (1992) Comparison of Algorithms for Retrieval of Snow Water Equivalent from Nimbus-7 SMMR data in Finland. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-30, no1, p.124-131.

Hollinger, J.P., Pierce, J.E. and Poe, G.A. (1990) SSM/I Instrument Evaluation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-28, no 5, p. 781-790.

Kurvonen, L and Hallikainen, M.T. (1997). Influence of Land-Cover Category on Brightness temperature of Snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, no 20, p. 367-377.

Leconte, R. and Klassen, P.D. (1991) Lake and River Investigations in Northern Manitoba Using Airborne SAR Imagery, *Arctic*, vol. 44, supp. 1, p. 153-163.

Mätzler, C. (1994) Passive Microwave Signatures of Landscapes in Winter. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 54, p. 241-260.

Mätzler, C. (1987). Applications of the Interaction of Microwaves with the Natural Snow Cover, *Remote Sensing Reviews*, vol. 2, pp. 259-392.

Rott, H., Mätzler, C and Strobl, D. (1986). The Potentiel of SAR in Snow and Glacier Monitoring System. In *Proceedings of Workshop on Thematic Applications of SAR Data*, Frascaly, Italy, 16-18 September 1986, p. 25-35.

SEBJ (1987) *Le complexe hydroélectrique de la Grande Rivière: Réalisation de la première phase*, Éditions de la Chenelière Inc, Montréal 200 p.

Ulaby, F.T., Moore, R.K and Fung, A.K. (1986) *Microwave Remote Sensing Active and Passive : From Theory to Applications*, vol. III. Artech House Inc, Dedham, MA p.1065-2162.

Walker, A.E. and Goodison, A.K. (1995) Monitoring Snow Cover in the Boreal Forest Region of the Canadian Prairies Using Passive Microwave Data. In: *Comptes rendus du 14<sup>ième</sup> Symposium canadien de télédétection*, Calgary, Canada, mai 1991, p. 296-299.

**Tableau 1 Classification de l'image AVHRR de NOAA du Québec**

<i>Classes de l'occupation du sol originales</i>	<i>Classes de l'occupation du sol regroupées</i>
eau :lacs et réservoirs baie James et baie d'Hudson	Lacs et réservoirs (LR)
Brûlis Landes boisées à lichen Forêts ouvertes	Forêts ouvertes (FO)
Forêts de résineux Forêts mixtes Forêts de feuillus	Forêts fermées (FF)

\* La classe zones dégagées et la classe zones agricoles ne sont pas considérées dans cette analyse et de ce fait, sont consignées comme des zones non classées lors du regroupement des classes d'occupation du sol.

**Tableau 2 Évaluation de la précision des estimés de l'EEN**

<i>Types de pixel</i>	<i>EEN (mm)</i>	<i>Méthode</i>	<i>R</i>	<i>ETE (mm)</i>
<i>pixels homogènes</i>	≤ 150	GTV	0,82	23,5
<i>pixels mixtes</i>		GTV	0,75	33,0
<i>pixels mixtes</i>		GTVP	0,87	23,5
<i>pixels homogènes</i>	≥ 150	GTV	0,20	38,00
<i>pixels mixtes</i>		GTV	0,23	38,00
<i>pixels mixtes</i>		GTVP	0,21	38,02

**Tableau 3 Évaluation des erreurs de pondération liées au décalage de positionnement de l'image NOAA/AVHRR par rapport aux images SSM/I**

Orientation possible de l'erreur de positionnement de l'image AVHRR/NOAA par rapport aux images SSM/I	Erreur sur l'estimation du % d'occupation du sol pour l'analyse sous-pixel		EEN (mm)	Erreur sur la pondération des Tb pour la classe LR (°K)		Erreur sur la pondération des Tb pour la classe FF (°K)	
	37 GHz	19 GHz		37 GHz	19 GHz	37 GHz	19 GHz
	N et S	32,46		20,37	0 0-50 50-150 150 et +	12,28 01,50 05,65 08,30	10,02 00,07 00,17 00,36
NE, SE, NO et SO	36,22	24,29	0 0-50 50-150 150 et +	13,70 01,67 06,30 09,26	11,95 00,09 00,21 00,43	05,58 05,46 11,29 09,41	04,07 02,56 02,29 02,94
E et O	27,92	15,00	0 0-50 50-150 150 et +	10,56 01,28 04,86 07,14	07,38 00,05 00,13 00,27	04,30 04,20 08,70 07,25	02,51 01,58 01,41 01,81

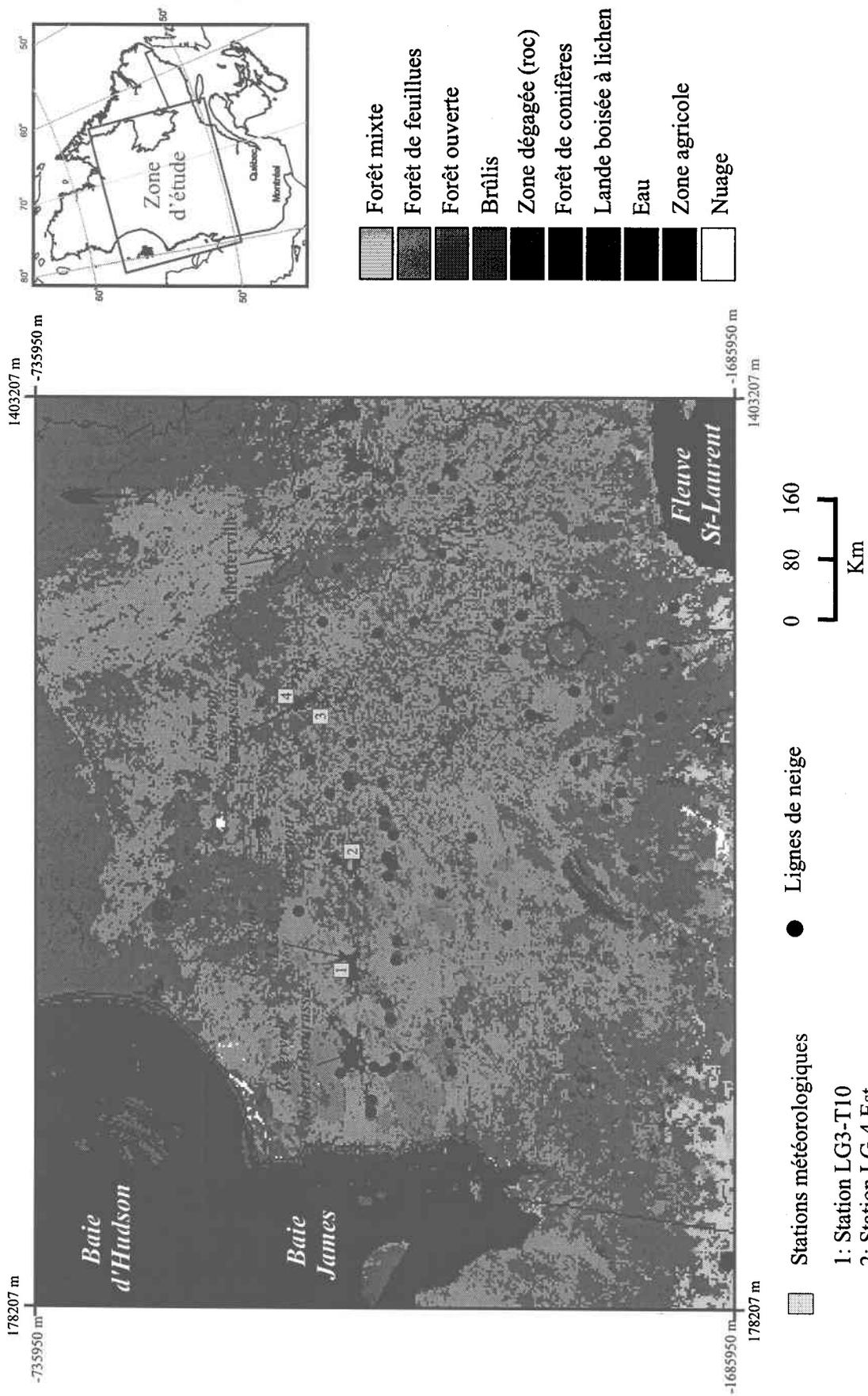
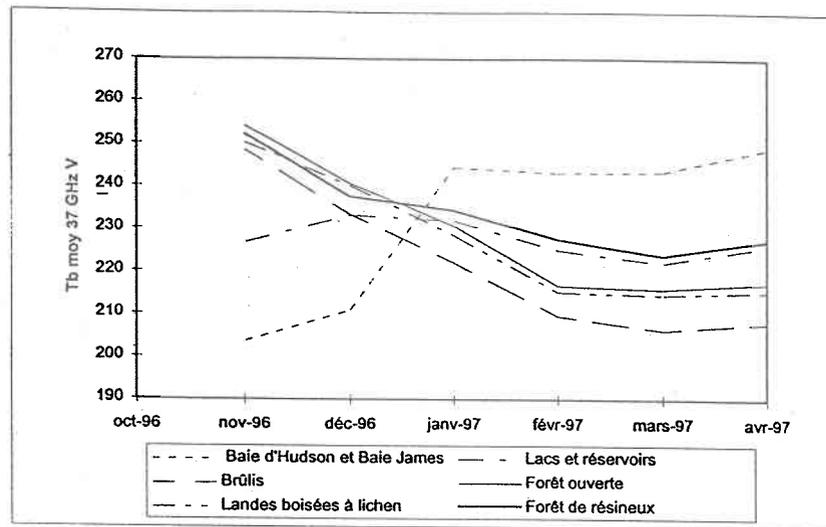
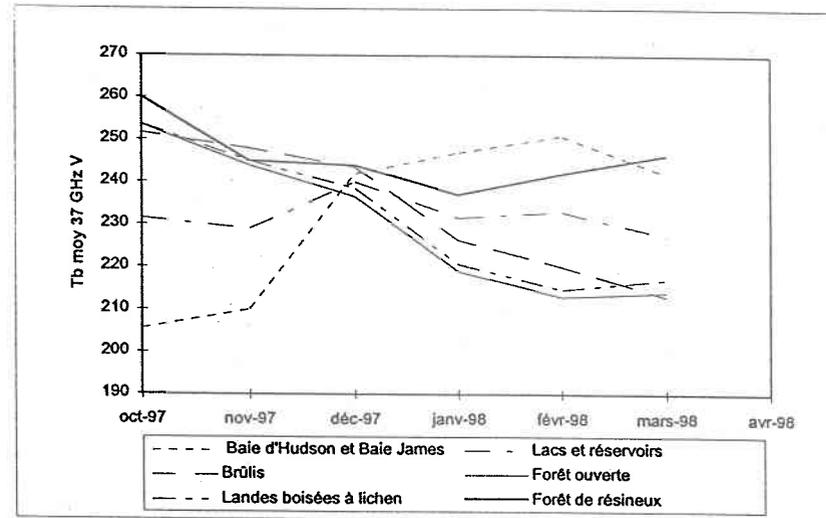


Figure 1 Localisation du site d'étude.

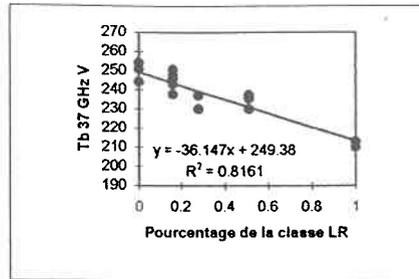


a) 1996-1997

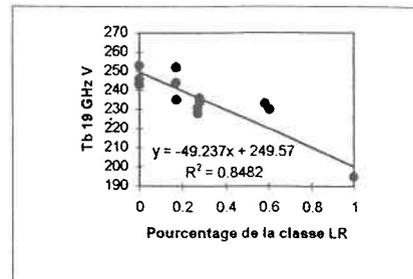


b) 1997-1998

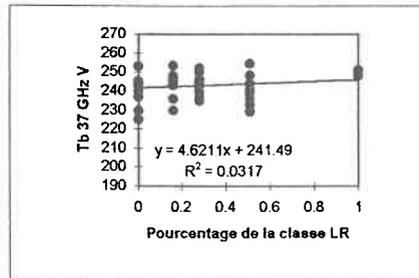
Figure 2: Variations des Tb moyennes mensuelles à 37 GHz pour différentes classes d'occupation du sol.



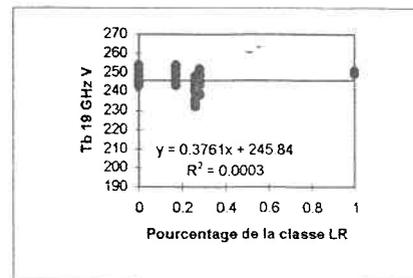
a) EEN = 0 mm



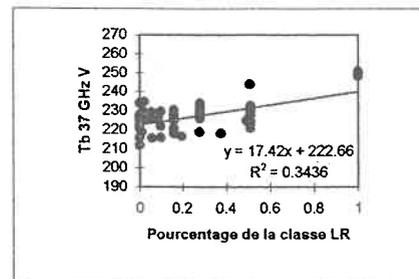
b) EEN = 0 mm



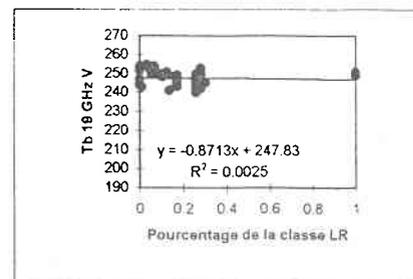
c) EEN = 0-50 mm



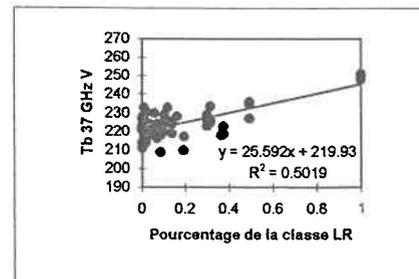
d) EEN = 0-50 mm



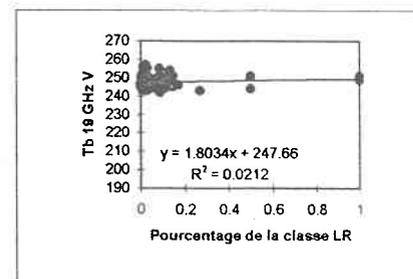
e) EEN = 50-150 mm



f) EEN = 50-150 mm

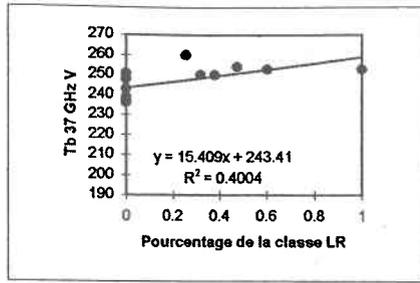


g) EEN = 150 mm et plus

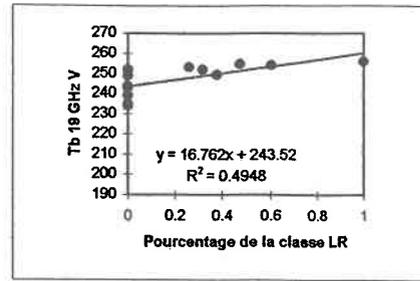


h) EEN = 150 mm et plus

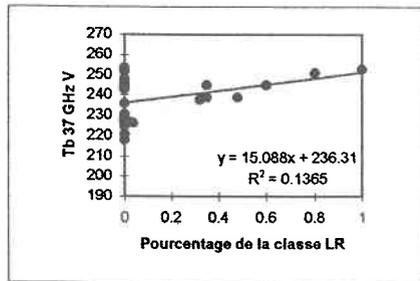
Figure 3 Variations des Tb à 37 et 19 GHz V en fonction du pourcentage de superficie de la classe lacs et réservoirs (LR)



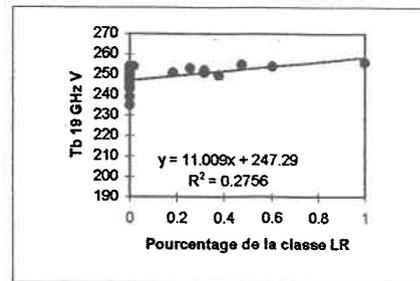
a) EEN = 0 mm



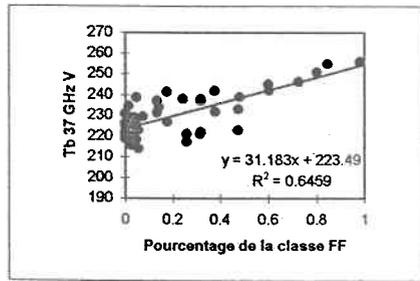
b) EEN = 0 mm



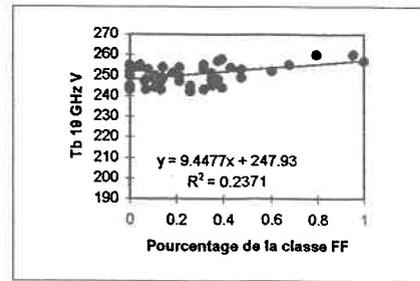
c) EEN = 0-100 mm



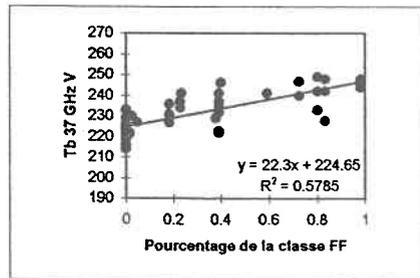
d) EEN = 0-100 mm



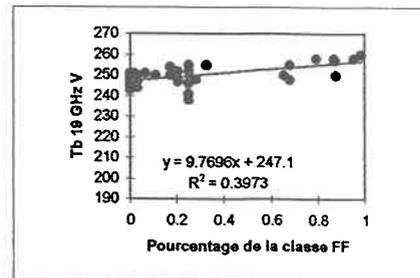
e) EEN = 100-200 mm



f) EEN = 100-200 mm



g) EEN = 200 mm et plus



h) EEN = 200 mm et plus

Figure 4 Variations des Tb à 37 et 19 GHz V en fonction du pourcentage de superficie de la classe forêt fermée (FF)

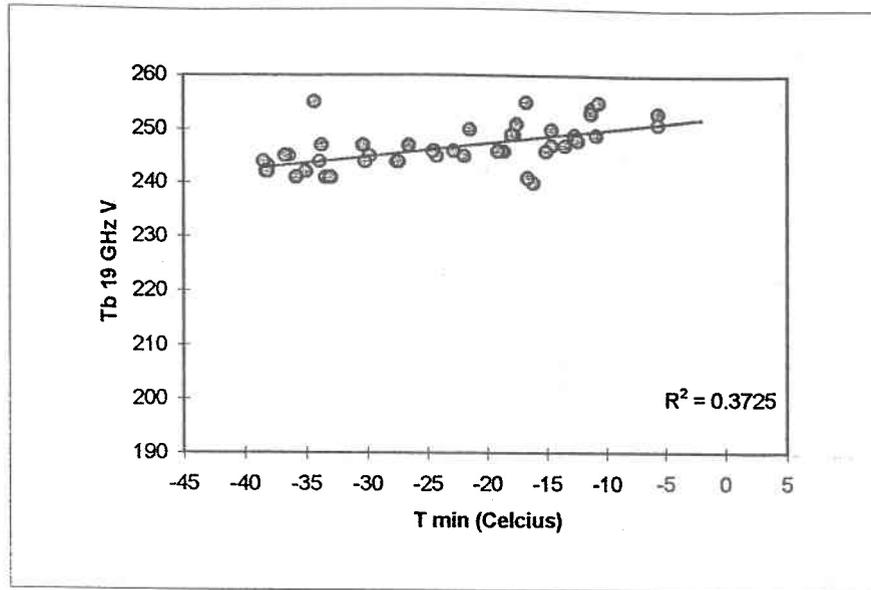
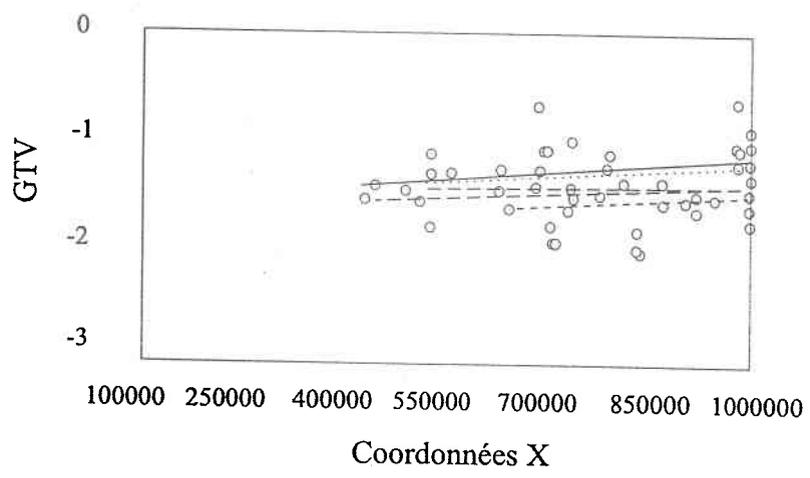
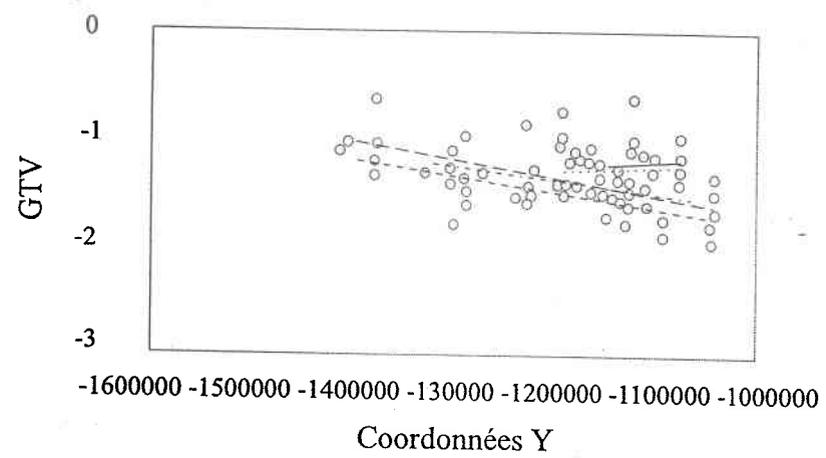


Figure 5 Relation entre les Tb à 19 GHz et la température minimum de l'air.



- ..... 50-100 mm
- 100-150 mm
- 150-200 mm
- ..... 200-250 mm
- ..... 250 mm et plus

Figure 6 Variations du GTV pour des pixels homogènes selon des axes nord-sud et est-ouest pour différentes classes d'EEN (mm).

REPROGRAPHIE DE LA REMISE FINALE  
DU MÉMOIRE OU DE LA THÈSE

Lors de la remise finale de mon mémoire ou de ma thèse, les photocopies ont été effectuées par :

l'étudiant(e) :



*Les photocopies effectuées par l'étudiant(e) seront sous sa responsabilité.*

ou par le

Service de documentation :



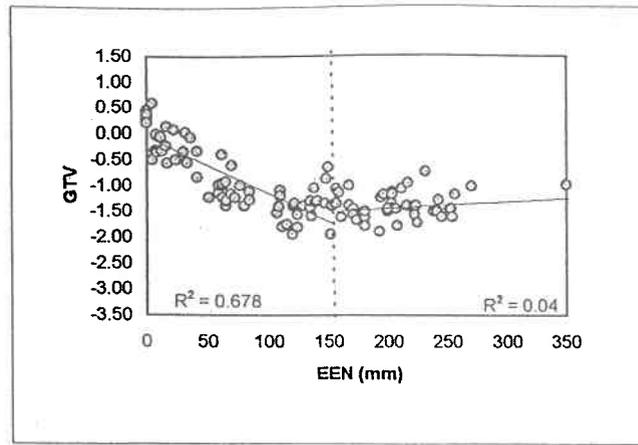
Danielle De Sève  
Nom

Danielle De Sève  
Signature

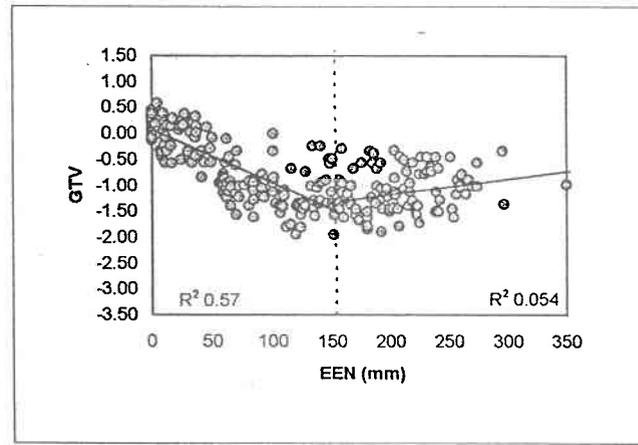
Nom du directeur de recherche: Monique Bernier

Nom du co-directeur de recherche: Jean-Pierre Fontin

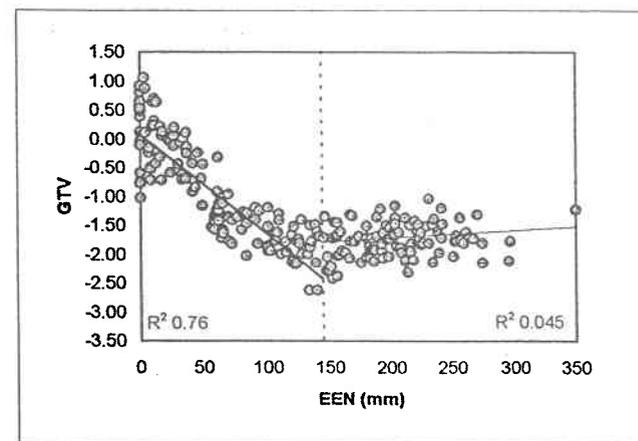
Boursier ou non-boursier: (FCAR 96-98)



a) GTV (pixels homogènes)



b) GTV (pixels mixtes)



c) GTVP

Figure 7 Variations du GTV et du GTVP en fonction de l'EEN pour des pixels homogènes et mixtes.