

Record Number: 11090
Author, Monographic: Fortin, J. P.//Bernier, M.//Gauthier, Y.//de Sève, D.
Author Role:
Title, Monographic: Stratégie d'estimation de l'équivalent en eau de la neige au sol par utilisation conjointe des micro-ondes actives (radar) et passives : phase I. Rapport d'étape
Translated Title:
Reprint Status:
Edition:
Author, Subsidiary:
Author Role:
Place of Publication: Québec
Publisher Name: INRS-Eau
Date of Publication: 1995
Original Publication Date: Septembre 1995
Volume Identification:
Extent of Work: iv, 38
Packaging Method: pages
Series Editor:
Series Editor Role:
Series Title: INRS-Eau, rapport de recherche
Series Volume ID: 448
Location/URL:
ISBN: 2-89146-491-5
Notes: Rapport annuel 1995-1996
Abstract: Rapport rédigé dans le cadre du programme CRSNG/Industrie. Rapport d'étape
10.00\$
Call Number: R000448
Keywords: rapport/ ok/ dl

**Stratégie d'estimation de l'équivalent en
eau de la neige au sol par utilisation
conjointe des micro-ondes actives
(radar) et passives: phase I**

Rapport de recherche No R-448

**STRATEGIE D'ESTIMATION
DE L'EQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE AU SOL
PAR UTILISATION CONJOINTE
DES MICRO-ONDES ACTIVES (RADAR) ET PASSIVES: PHASE I**

RAPPORT D'ÉTAPE

dans le cadre du programme CRSNG/Industrie

par

Jean-Pierre Fortin
Monique Bernier
Yves Gauthier
Danielle De Sève

Institut national de la recherche scientifique, INRS-Eau
2800, rue Einstein, Case postale 7500, SAINTE-FOY (Québec), G1V 4C7

Rapport de recherche No R-448

Septembre 1995

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES TABLEAUX	iv
LISTE DES FIGURES	iv
1 INTRODUCTION	1
2 VOLET RADAR - ACTIVITÉS RÉALISÉES	3
2.1 Sélection d'un bassin représentatif et de sites expérimentaux	3
2.2 Données recueillies	3
2.3 Campagnes de terrain	7
2.4 Analyse des images ERS-1	8
2.4.1 Étalonnage absolu	10
2.4.2 Extraction des coefficients de rétrodiffusion	10
2.4.3 Détermination des rapports de rétrodiffusion	11
2.4.4 Estimation de la résistance thermique des couverts de neige	11
2.4.5 Estimation de l'équivalent en eau des couverts	12
2.5 Résultats préliminaires	13
2.5.1 Étalonnage	13
2.5.2 Interprétation des coefficients de rétrodiffusion	14
3 VOLET RADAR - ACTIVITES A REALISER	17
3.1 Correction géométrique des images de la saison 1994/1995	17
3.2 Traitements des données images	17
3.3 Estimation de l'équivalent en eau du couvert nival à partir du rapport de rétrodiffusion	17
4 VOLET SSM/I - ACTIVITÉS RÉALISÉES	19
4.1 Introduction	19
4.2 Site expérimental	19
4.3 Présentation des algorithmes d'Hallikainen et de Goodison	21
4.4 Acquisition des données SSM/I et des données de terrain	22
4.5 Evaluation préliminaire des algorithmes	23
4.5.1 Premiers résultats obtenus à partir de quelques images SSM/I	23
4.5.2 Effet de la structure et de l'épaisseur du couvert de neige	23
4.5.3 Effet de l'occupation du sol	26
4.5.4 Effet de la neige humide	28
5 VOLET SSM/I - ACTIVITES A REALISER	31
5.1 Analyse et sélection d'algorithmes existants	31
5.2 Acquisition et pré-traitement des données SSM/I et des données de terrain	31
5.3 Evaluation des algorithmes	31
5.4 Elaboration d'un algorithme applicable aux conditions environnementales du nord du Québec	31
6 CONCLUSION	33
7 RÉFÉRENCES	35

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1	Description des sites expérimentaux	4
Tableau 2.2	Caractéristiques des images ERS-1 acquises	6
Tableau 2.3	Campagnes de mesure	7
Tableau 2.4	Comparaison des coefficients de rétrodiffusion entre LG4 (hiver 1994) et Sodankyla, Finlande (hiver 1993)	14
Tableau 4.1	Caractéristiques des données SSM/I	22
Tableau 4.2	Images SSM/I utilisées et campagnes de mesure	23
Tableau 4.3	Pourcentage d'occupation du sol pour l'ensemble des sites d'échantillonnages	28

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1	Localisation des sites de mesures	5
Figure 2.2	Comparaison des profils du couvert nival pour l'hiver 1994 et 1995 ...	9
Figure 2.3	Relation entre l'équivalent en eau et la résistance thermique de la neige	12
Figure 2.4	Variation du facteur d'étalonnage en fonction de l'angle d'incidence .	13
Figure 2.5	Évolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion de cinq classes d'occupation du sol	15
Figure 2.6	Coefficients de rétrodiffusion de cinq classes d'occupation du sol selon la couverture de neige	16
Figure 3.1	Relation entre la résistance thermique et le rapport de rétrodiffusion dans le sud du Québec, avec les données ERS-1	18
Figure 4.1	Zones couvertes par les images SSM/I et ERS-1	20
Figure 4.2	Relations entre les points expérimentaux et les régressions de Goodison et d'Hallikainen en 1994 et 1995	24
Figure 4.3	Relation entre la température de brillance à 36GHz et l'équivalent en eau du couvert nival d'après Mätzler (1994)	26
Figure 4.4	Relation entre la température de brillance du capteur SSM/I à 37GHz en polarisation verticale et l'équivalent en eau du couvert nival et comparaison avec la courbe de Mätzler (1994)	27
Figure 4.5	Variations des valeurs expérimentales pour quelques sites entre le 8 (neige sèche) et le 17 (neige mouillée) mars 1995.	30

1 INTRODUCTION

Les objectifs de la phase I du projet proposé au programme CRSNG-Industrie étaient (1) d'évaluer la précision de l'équivalent en eau d'un couvert à partir des données d'un radar à antenne synthétique (RAS) des satellites ERS-1 et éventuellement RADARSAT, dans la région de la Baie James et (2) de vérifier la transférabilité au bassin La Grande de l'algorithme utilisé dans les Prairies canadiennes pour estimer l'équivalent en eau d'un couvert nival à partir des données micro-ondes passives du capteur SSM/I et de développer et valider un algorithme spécifique à la région de la rivière La Grande, adapté au type de couvert végétal (forêt boréale, tourbières) et aux conditions du couvert nival.

Suite à l'obtention de la subvention en décembre 1994, les travaux proposés ont progressé tel que prévu, avec un décalage dans l'échancier principalement dû à la date d'obtention de la subvention. Compte tenu du budget octroyé pour la première année, nous n'avons cependant pas pu engager de stagiaire post-doctoral, tel que désiré. En remplacement, nous avons engagé temporairement comme assistante de recherche une étudiante qui commencera son doctorat en septembre 1995, sous la direction de Monique Bernier et qui continuera à travailler sur ce domaine. En outre, un stagiaire post-doctoral se joindra aussi à l'équipe dès septembre 1995 et si la subvention pour le volet micro-ondes passives est accordée pour une seconde année, nous pourrons alors l'engager sur le projet.

Comme on pourra le constater à la lecture de ce rapport, les résultats obtenus sont prometteurs et les travaux devraient être poursuivis. Nous avons aussi tenté de répondre à certaines craintes ou remarques des reviseurs externes dans le texte même du rapport. En outre, nous joignons à ce rapport un autre texte écrit spécifiquement pour les reviseurs, avec des commentaires supplémentaires et des références au texte.

Nous espérons donc que ce rapport pourra répondre à toutes les remarques formulées précédemment, tout en conservant un nombre de pages relativement restreint.

2 VOLET RADAR - ACTIVITÉS RÉALISÉES

2.1 Sélection d'un bassin représentatif et de sites expérimentaux

Dès janvier 1994, l'INRS-Eau a effectué des démarches auprès du Centre canadien de télédétection pour connaître les orbites du satellite ERS-1 qui couvraient la Baie James durant l'hiver 1994 (Phase D). Il s'est avéré que deux orbites (18 et 40) couvraient la région, l'une à l'est de LG4, l'autre à l'ouest de LG3. Notons qu'une scène ERS-1 couvre un territoire de 100km x 100km et que la résolution spatiale initiale est de 30m, chaque pixel représentant une surface rééchantillonnée de 12,5m x 12,5m.

Les 27 et 28 janvier 1994, nous nous sommes rendus à Montréal afin de sélectionner les sites expérimentaux en collaboration avec le personnel du Service Prévisions d'Hydro-Québec. En fonction des facilités d'accès et des moyens logistiques disponibles, le secteur à l'est de LG4 a été choisi (centre d'image: 54°,00'N et 72°,12'O). Ce secteur, d'une superficie de 85km x 85km est accessible en camion par une route qui se divise en deux tronçons, l'un se rendant au barrage de La Forge 1, l'autre à Brisay. Par la suite, au moyen des documents cartographiques et des études d'impacts disponibles, 14 sites expérimentaux ont été pré-sélectionnés en fonction de la géomorphologie du terrain, de la topographie et de la couverture végétale, de manière à être très représentatifs des conditions environnementales de la région. Le choix définitif des sites s'est fait lors de la première campagne de terrain en février 1994. Treize sites ont alors été retenus. Pour des raisons de disponibilité d'un modèle numérique d'altitude et d'accessibilité aux sites, le territoire d'étude a été déplacé, pour la seconde année, de 18 minutes vers l'ouest, soit 20 km. Le tableau 2.1 et la figure 2.1 présentent l'ensemble des sites retenus.

2.2 Données recueillies

Le tableau 2.2 décrit l'ensemble des images ERS-1 de la région de LG4 acquises entre août 1993 et mars 1995. Les changements successifs de phases du satellite ERS-1 en décembre 1993 et en avril 1994 impliquent des changements de paramètres des orbites (heures d'acquisition (jour vs nuit), angles de vue, angles d'incidence).

Dans le but d'obtenir des images de référence, les images du 16 août et du 25 octobre 1993, ainsi que celle du 8 novembre 1994, ont été acquises même sans données de contrôle au sol (tableau 2.3) afin de pouvoir comparer l'apparence des sites sans couverture neigeuse (sol dégelé) ou avec une couverture de neige mince (sol gelé). Ces trois premières images sont des images de jour. Une autre image a été acquise pour servir de référence. Il s'agit de celle du 25 septembre 1994, pour laquelle le sol est humide, dégelé et sans couvert nival. Cette image d'automne est la seule prise le soir (ASC) comme la majorité des images hivernales. De plus, une campagne de terrain a été faite les jours suivants le passage du satellite ERS-1.

Les images du 12 février et du 26 mars 1994 ont été acquises avant et après les relevés de terrain (tableau 2.3) parce que les images prévues, respectivement celles du 15 février et du 23 mars, n'ont pas été retenues dans la programmation finale du satellite. Heureusement, les conditions météorologiques n'étaient pas significativement différentes entre les jours d'acquisition et les jours de relevés et il n'y a pas eu de précipitation. Les images du 4 mai et du 10 juin représentent un couvert printanier en condition de fonte.

Tableau 2.1 Description des sites expérimentaux.

Site	Coordonnées UTM	Végétation	Sol	Topographie
1	653781E 5970300N	Brulis	Till drainé	Ondulé
2	662274E 5975005N	Boisé peu dense	Till drainé	Moutonné
3	667517E 5985567N	Petits conifères	Till drainé	Accidenté
4	669390E 5977690N	Dégagé	Till drainé	Moutonné
5	686181E 5982825N	Brulis et boisé peu dense	Esker	Moutonné
6	305955E 5987251N	Boisé dense	Till drainé	Accidenté
7	311215E 5989336N	Brulis	Esker	Moutonné
8	318489E 5992499N	Boisé dense à peu dense	Till drainé	Accidenté
9	664749E 5993264N	Boisé et tourbière	Dépôts organiques	Ondulé
10	662510E 5993909N	Boisé et tourbière	Dépôts organiques	Ondulé
11	660714E 6000639N	Boisé et brulis	Till drainé	Accidenté
12	659551E 6002752N	Boisé peu dense	Till drainé	Accidenté
13	663863E 6086198N	Arbres clairsemés	Till drainé	Accidenté
17	640500E 5961250N	Boisé dense	Till drainé	Moutonné
20	643750E 5965500N	Petits conifères	Till drainé	Moutonné
21	650500E 5968500N	Boisé peu dense	Till drainé	Moutonné
22	657500E 5971250N	Boisé dense à peu dense	Affleurements rocheux	Moutonné
23	665500E 5989250N	Boisé peu dense	Till drainé	Ondulé

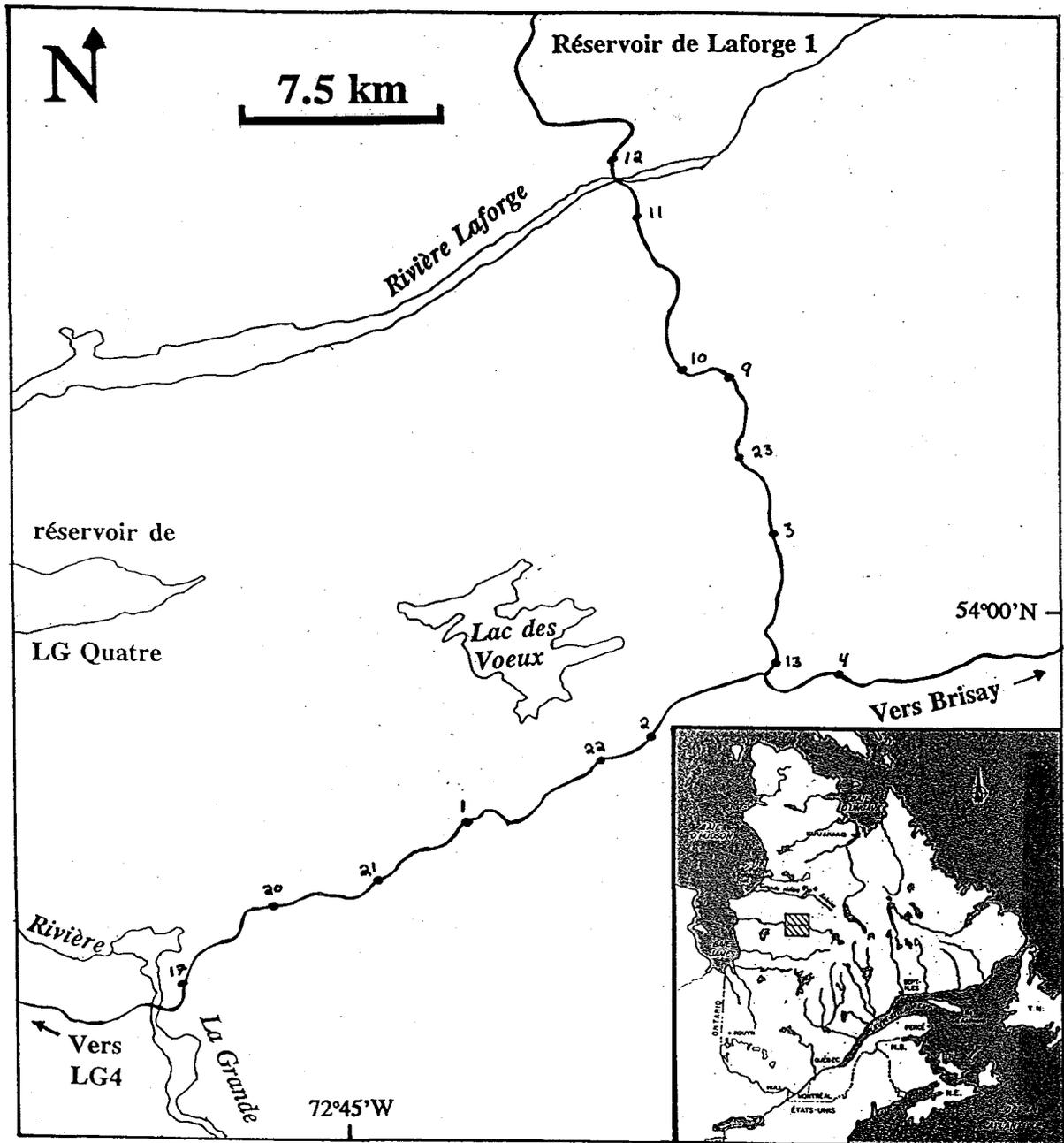


Figure 2.1 Localisation des sites de mesures.

Tableau 2.2 Caractéristiques des images ERS-1 acquises

Saison 1993/1994 - Baie James				
Dates et heures d'acquisition	Coordonnées du centre d'image	Orbite relative	Type d'image	Dimension du pixel(m)
16 août 93, 10h49	54:00 N 72:12'O	240 (DES)	SGF	12.5
25 oct. 93, 10h49	54:00 N 72:12'O	240 (DES)	SGF	12.5
12 fév. 94, 21h50	54:00 N 72:12'O	18 (ASC)	SGF	12.5
26 mars 94, 21h50	54:00 N 72:12'O	18 (ASC)	SGF	12.5
4 mai 94, 11h15	54:00 N 72:56'O	2135 (DES)	SGF	12.5
10 juin 94, 11h15	54:00 N 73:05'O	255 (DES)	SGF	12.5
25 sept.94, 21h52	54:00 N 72:30'O	1783 (ASC)	SGF	12.5
25 sept. 94, 21h52	54:00' N 72:30' O	1783 (ASC)	SGF	12.5
8 nov. 94, 10h48	54:00' N 72:30' O	542 (DES)	SGF	12.5
3 fév. 95, 21h50	54:00' N 72:30' O	1783 (ASC)	SGF	12.5
10 fév. 95, 10h47	54:00' N 72:30' O	1891 (DES)	SGF	12.5
12 mars 95, 21h51	54:00' N 72:30' O	2314 (ASC)	SGF	12.5

Les scènes ERS-1 du 25 septembre 1994, du 3 février 1995 et du 12 mars 1995 ont été acquises selon une orbite ascendante (soir), alors que les scènes du 8 novembre 1994 et du 10 février 1995 ont été acquises selon une orbite descendante (jour). Toutes ces images sont centrées sur la même coordonnée géographique, mais le territoire couvert varie selon l'axe de l'orbite.

Enfin, en plus des images ERS-1, le 17 mars 1995 des images ont été acquises par le ROS aéroporté du Centre Canadien de Télédétection. En effet, nous avons profité du déplacement du Convair-580 dans le nord du Québec pour obtenir, à des fins de recherche, certaines images aéroportées de notre zone d'étude. L'avantage principal de ces images est leur résolution d'environ 6m, comparée à celle de 30m d'ERS-1. Trois

survol successifs ont donc permis d'enregistrer un corridor de 15km centré sur la portion de route entre le pont Polaris et l'intersection pour LA1 (Figure 2.1). Les images obtenues sont en bandes C et X et en mode normal (intensité) ou polarimétrique (intensité et phase). Le survol en mode polarimétrique ayant été réalisé en premier, vers 10h00 du matin, il est possible qu'on puisse y discerner la couche de regel à la surface de la neige.

2.3 Campagnes de terrain

A l'hiver 1994, nous nous sommes rendus à trois reprises à LG4, soit à la mi-février, fin mars, et début mai (tableau 2.3). Ces périodes coïncident avec les dates des relevés nivométriques d'Hydro-Québec: 3 février, 17 mars et 28 avril 1994.

Tableau 2.3 Campagnes de mesure

Saisons 1993-1994 et 1994-1995 - Baie James				
Images ERS-1 acquises	Terrain	État du sol	État du couvert	Equivalent en eau moyen
16 août 93	-	Dégelé, peu de pluie depuis 7 jours	Pas de neige	-
25 oct. 93	-	gelé	Sec	< 2 cm
12 fév. 94	14-18 fév.	gelé	Sec et stratifié	21.8cm
26 mars 94	21-24 mars	gelé	Sec et stratifié	27.9cm
4 mai 94	2-5 mai	dégelé	Légèrement humide en surface (1 à 3%)	26.6cm
10 juin 94	-	dégelé	Humide mais partiel	< 25 cm
25 sept. 94	26 au 29 sept.	dégelé	Pas de neige	-
08 nov. 94	-	dégelé	Trace	0 cm
03 février 95 10 février 95	6-10 février	gelé	Sec et stratifié	17 cm
12 mars 95	13-17 mars	gelé	Humide	18 cm

Treize sites expérimentaux ont été sélectionnés, identifiés et photographiés (figure 2.1). Afin de déterminer l'équivalent en eau de la neige, 20 carottes de neige par site ont été relevées. Celles-ci sont réparties en deux lignes de neige (10 carottes par ligne) d'environ 270 m de longueur et sont recueillies à tous les 30 mètres. En tout, 24 lignes de neige ont été effectuées. Pour chacune de ces lignes, la température du sol d'un point d'échantillonnage était notée pour une épaisseur donnée.

Nous avons aussi fait 8 profils du couvert nival (fosses) pour déterminer les paramètres suivants de la neige: l'épaisseur et la densité des couches, le type et la dimension des grains, la constante diélectrique et la teneur en eau liquide de la neige, et le profil de la température, de la surface de la neige à la surface du sol. La figure 2.2 illustre les profils types du couvert nival du site 11, relevés lors des trois campagnes de terrain. La densité moyenne du couvert en février 1994 était de 250 kg/m^3 , la différence de température entre la surface du couvert et le sol était importante, soit 13.6°C et la température du sol était en-dessous du point de congélation, soit -1.6°C . En mars 1994, nous avons constaté pour l'ensemble des sites une augmentation substantielle de l'épaisseur de neige (figure 2.2) d'où une augmentation de l'équivalent en eau et de la résistance thermique du couvert nival. Quant à la température du sol, elle voisine 1°C pour l'ensemble des sites. Cela reflète l'augmentation de la résistance thermique du couvert mais aussi le réchauffement des températures de l'air entre les deux dates. Effectivement la différence de température entre la surface du couvert et le sol était de $2,5^\circ\text{C}$ au lieu de $13,6^\circ\text{C}$ et les grains de neige ont été transformés par la fonte (figure 2.2). La troisième campagne a eu lieu au début mai, en période de fonte. Le couvert nival était humide et plus dense qu'à l'hiver, mais la quantité de neige au sol et la température du sol étaient semblables à celles du mois de mars (tableau 2.3).

Une quatrième campagne de terrain a eu lieu à la fin de septembre 1994. Huit sondes thermiques ont alors été installées dans le sol (1 cm de profondeur) à différents sites afin de mesurer la température exacte à la surface du sol lors des relevés de terrain de l'hiver 1995.

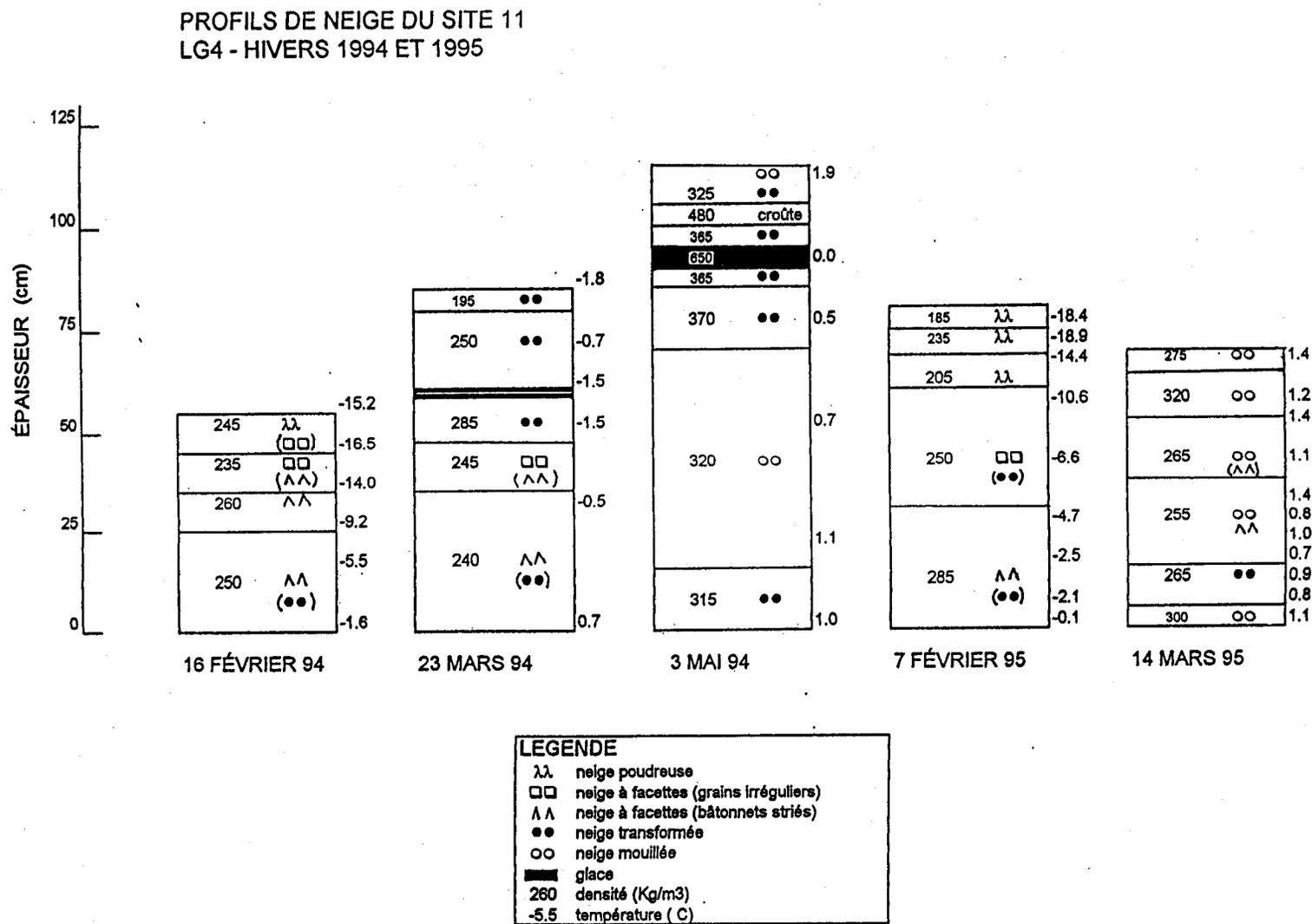
À l'hiver 1995, les deux visites hivernales ont eu lieu du 6 au 10 février et du 13 au 17 mars 1995. Ces périodes coïncident approximativement avec les dates des relevés nivométriques d'Hydro-Québec qui se sont tenus les 1er février et 18 mars. Les mesures effectuées furent les mêmes qu'en 1994. Mais, la température du sol a été mesurée à deux des 10 carottes prélevées sur chaque ligne de neige et par les sondes thermiques installées sur les différents sites à l'automne. Lors de la campagne de février 1995, la température de l'air a oscillé entre -9 et -36°C et celle du sol variait entre 0 et -4°C . Le couvert de neige sec et stratifié atteignait en moyenne 80 cm, pour un équivalent en eau moyen de 17 cm.

En mars 1995, la température de l'air s'est maintenue presque constamment au-dessus du point de congélation et il est même tombé de la pluie le 16 mars en après-midi. En raison des conditions de fonte intensive qui prévalaient alors, plusieurs sites ont été visités à plus d'une reprise pour suivre l'évolution de l'état du couvert. Évidemment, toutes les mesures régulières décrites plus haut ont aussi été effectuées. Le couvert de neige très humide atteignait en moyenne 77 cm, pour un équivalent en eau moyen de 17 cm. La température du sol était de -3°C avant le réchauffement et de 0°C à la fin de la semaine. Toutefois, l'image du 12 mars 1995 a été acquise alors que la neige était encore sèche.

2.4 Analyse des images ERS-1

Tels que présentées dans la proposition de recherche, les étapes suivantes sont toujours retenues pour réaliser l'analyse des images ERS-1: (a) étalonnage absolu, (b) extraction des coefficients de rétrodiffusion, (c) détermination des rapports de rétrodiffusion, (d) estimation de la résistance thermique des couverts de neige, (e) estimation de l'équivalent en eau des couverts. Jusqu'ici, les étapes (a), (b), (d) et (e) ont été complètement ou partiellement réalisées. Nous expliquons dans les paragraphes qui suivent l'état d'avancement de chaque étape.

Figure 2.2 Comparaison des profils de couvert nival pour l'hiver 1994 et 1995.



2.4.1 Étalonnage absolu

Les images ERS-1 ont été étalonnées afin de rendre possible la comparaison d'images prises avec des paramètres d'orbite différents et d'obtenir une valeur physique (coefficient de rétrodiffusion) au lieu d'une simple valeur numérique pour le signal. Ce traitement comprend une correction pour la variation transversale du signal à l'intérieur d'une scène (perte d'intensité du signal en fonction de l'éloignement du satellite et variation du patron d'antenne avec l'angle d'incidence), ainsi que l'utilisation d'une constante de proportionnalité ou constante d'étalonnage pour transformer l'intensité moyenne de l'image en coefficient de rétrodiffusion. Le programme utilisé a été développé au Centre Canadien de Télédétection (Livingstone *et al.*, 1992).

2.4.2 Extraction des coefficients de rétrodiffusion

Voici les différentes étapes de traitement des images nécessaires à l'extraction des coefficients de rétrodiffusion: création des sous-images, correction géométrique, localisation des sites de mesures et extraction des coefficients.

Création des sous-images:

Pour les besoins du projet, une sous-image de 4000 lignes par 4000 pixels a donc été extraite pour chacune des scènes. Cette sous-image englobe le secteur d'étude compris entre le pont Polaris à l'ouest, l'intersection de la route vers LA1 à l'est et le complexe LA1 au nord.

Corrections géométriques:

Afin d'obtenir des images superposables et ayant la même projection qu'une carte UTM, chaque sous-image est géocodée à l'aide de points d'appui relevés sur la carte, d'un modèle numérique d'altitude (MNA) et des paramètres de positionnement du satellite. Cette approche permet la superposition précise des images ERS-1 prises à différentes dates et la correction des effets du relief sur la géométrie de l'image. Cette étape implique aussi un rééchantillonnage des images.

Comme une correction géométrique précise requiert un logiciel spécialisé, nous nous sommes entendus avec Monsieur Pierre Vincent de VIASAT GÉOTECHNOLOGIES INC. (Montréal) pour que l'entreprise prenne cette partie en charge. VIASAT réalise actuellement la correction à l'aide du logiciel qu'ils ont mis conjointement au point avec Thierry Toutin du Centre canadien de télédétection (Toutin, 1994) dans le cadre du module 1 du projet PREDIR, financé par le programme SYNERGIE (FDT). La correction a débuté à l'été 1995 et sera complétée pour l'ensemble des images d'ici la fin de septembre.

Localisation des sites de contrôle

Une fois les images géométriquement corrigées et superposées, tous les sites où des mesures ont été effectuées seront localisés et tracés sur l'une des images, c'est un des avantages de la correction géométrique. La valeur moyenne du coefficient de rétrodiffusion de chaque site sera ensuite automatiquement extraite pour chacune des images. Toutefois, en attendant que toutes les images soient corrigées, nous avons localisé temporairement les principaux sites sur chaque sous-image de l'hiver 1994 et procédé à une première estimation des coefficients de rétrodiffusion de ces sites. Ces valeurs sont présentées et analysées dans la section 2.5 "Résultats".

2.4.3 Détermination des rapports de rétrodiffusion

Cette étape sera réalisée cet automne une fois que les images seront géométriquement corrigées et que les valeurs des coefficients de rétrodiffusion seront extraits de ces images géoréférencées. Ces résultats seront donc disponibles en janvier 1996.

2.4.4 Estimation de la résistance thermique des couverts de neige

Cette étape se faisant en parallèle avec le traitement numérique des images, la résistance thermique des couverts nivaux a déjà été calculée. Les informations contenues dans les profils verticaux des couverts permettent tout d'abord de déterminer l'épaisseur (h_i) et la densité (ρ_i) de chaque couche homogène de neige. La résistance thermique de chaque couche (R_i [$^{\circ}\text{Cm}^2\text{sJ}^{-1}$]) est ensuite calculée selon:

$$R_i = \frac{h_i}{k_i} \quad (1)$$

$$k_i = A\rho_i^2 + B\rho_i + C \quad (2)$$

où h_i est l'épaisseur de chaque couche de neige en mètres et k est la conductivité thermique ($\text{J}^{\circ}\text{Cms}$) correspondante et calculée selon l'équation suivante:

où $A=2.83056 \cdot 10^{-6}$, $B=-9.09947 \cdot 10^{-5}$ et $C=0.0319739$. La densité, ρ_i , est exprimée en kg/m^3 . Ce polynôme a été déterminé à partir des données de conductivité thermique du couvert nival tirées de Raudkivi (1978). La résistance thermique de tout le couvert (R) est obtenue en faisant la somme des résistances thermiques de chaque couche homogène.

Par la suite, à partir de la densité et de l'épaisseur moyenne de chaque site tirées des lignes de neige ainsi que des informations obtenues par les profils (fosses) de neige, la résistance thermique de chaque site est estimée. Ces valeurs sont présentées à la figure 2.3 pour les mois de février et mars 1994 et 1995. L'étendue des valeurs des résistances thermiques est similaire pour février 1994 (3 à 5 [$^{\circ}\text{Cm}^2\text{sJ}^{-1}$]) et février 1995 (4 à 6 [$^{\circ}\text{Cm}^2\text{sJ}^{-1}$]). En mars 1995, la résistance thermique moyenne du couvert (2.5 à 5 [$^{\circ}\text{Cm}^2\text{sJ}^{-1}$]) a diminué légèrement suite à une augmentation de la densité du couvert. Au contraire, la résistance thermique a fortement augmenté en mars 1994 (4.5 à 7 [$^{\circ}\text{Cm}^2\text{sJ}^{-1}$]) suite à d'abondantes précipitations entre les deux relevés.

On constate aussi que c'est la densité moyenne du couvert qui détermine la pente de la relation entre la résistance thermique et l'équivalent en eau et que cette pente augmente avec la densité. Ainsi, lorsque la densité moyenne du couvert est faible (200 kg/m^3), une variation unitaire de la résistance thermique engendre une variation de 3 cm de l'équivalent en eau. Si la densité moyenne du couvert est de l'ordre de 300 kg/m^3 , la variation unitaire de la résistance thermique, correspond à une variation de 10 cm.

Rappelons que nous comptons estimer l'équivalent en eau de la neige à partir des résistances thermiques déduites des rapports des coefficients de rétrodiffusion et d'une densité moyenne représentative de la région.

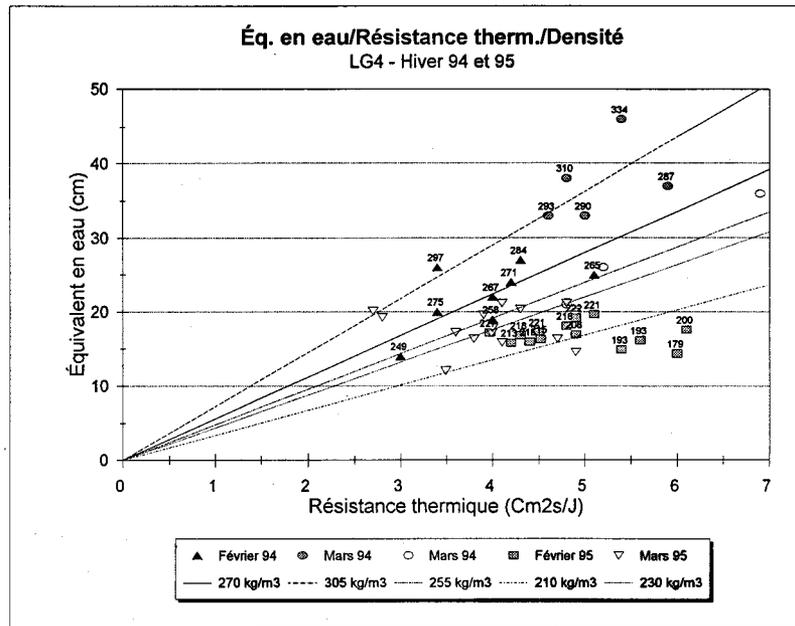


Figure 2.3 Relation entre l'équivalent en eau et la résistance thermique de la neige.

2.4.5 Estimation de l'équivalent en eau des couverts

Cette étape consiste essentiellement à développer le modèle qui permettra d'estimer l'équivalent en eau de la neige d'un bassin à partir du coefficient de rétrodiffusion. Un premier modèle permettant de relier le coefficient de rétrodiffusion (σ^o) des parcelles enneigées aux caractéristiques physiques de la neige et du sol sous-jacent a été développé par Bernier (1991). Le modèle se présente sous la forme d'un rapport du coefficient de rétrodiffusion d'une parcelle enneigée [σ^o_h] sur le coefficient d'une parcelle sans couverture nivale [σ^o_a].

$$\frac{\sigma^o_h}{\sigma^o_a} = \frac{\sigma^o_{nv} + F * [A(\epsilon_{sh}) * B(r)]}{[A(\epsilon_{sa}) * B(r)]} \quad (3)$$

où:

- σ^o_{nv} : diffusion de volume du couvert de neige;
- F : facteur tenant compte de la perte totale d'énergie à l'intérieur du couvert de neige (aller et retour) dépendant de la constante diélectrique de la neige;
- ϵ_{sh} et ϵ_{sa} : constantes diélectriques du sol à l'hiver et à l'automne (printemps);
- r : rugosité de l'interface sol/neige;
- $A(\epsilon_s)$: réflectivité de Fresnel, fonction de la constante diélectrique du solet de l'angle d'incidence;
- B(r) : fonction de la rugosité de l'interface sol/neige et de l'angle d'incidence;

Rappelons que la diffusion de volume (σ^o_{nv}) existant à l'intérieur des couverts de neige étudiés précédemment (9 à 65 cm d'épaisseur) n'a pas été détectée par un RAS aéroporté opérant en bande C (HH) (Bernier et Fortin, 1991). En effet, le signal de rétrodiffusion de ces couverts provenait essentiellement du sol sous-jacent (F=0,95). Ainsi, le rapport des

coefficients de rétrodiffusion diminuait en fonction de la température du sol gelé. Le lien entre la température du sol et la résistance thermique du couvert expliquait aussi la relation logarithmique observée entre le rapport des coefficients et l'équivalent en eau du couvert nival sec. Ainsi, par temps froid, plus le couvert de neige est un bon conducteur (mince et dense), plus la température du sol descend sous le point de congélation, ce qui entraîne une baisse de ϵ_{sh} et, par conséquent, une baisse du rapport de rétrodiffusion. La distribution spatiale de ce rapport représenterait donc la distribution spatiale de la résistance thermique du couvert.

Toutefois, dans le cas des données mesurées à la Baie-James à l'hiver 1994, le facteur F dans l'équation 3 est d'environ 0.85 au lieu de 0.95 ce qui entraîne une certaine contribution directe de la diffusion de volume (σ_{nv}^0). Afin de comprendre l'importance relative de la contribution du sol et celle de la diffusion à l'intérieur du volume de neige (σ_{nv}^0), nous avons programmé les modèles présentés par Ulaby *et al.* (1982 et 1986) pour la diffusion de volume d'un couvert de neige et celle de la surface du sol (Optique géométrique et Petites perturbations). Ces modèles aideront à mieux saisir l'influence du couvert de neige sur la modification du signal en provenance du sol.

2.5 Résultats préliminaires

2.5.1 Étalonnage

Réaliser un étalonnage absolu des images ERS-1 comporte deux grands avantages. D'une part, il permet de comparer l'intensité de rétrodiffusion d'objets mesurés à des angles différents (figure 2.4) et d'autre part, il permet de comparer les coefficients obtenus avec les valeurs déjà publiées dans la littérature et obtenus par d'autres capteurs radar.

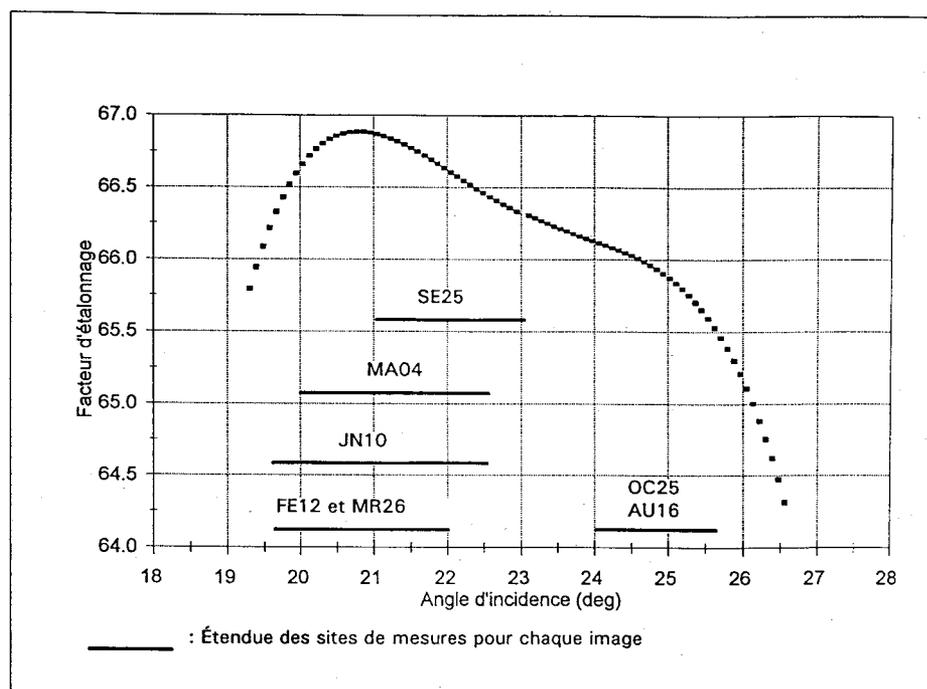


Figure 2.4 Variation du facteur d'étalonnage en fonction de l'angle d'incidence.

Tableau 2.4 Comparaison des coefficients de rétrodiffusion entre LG4 (hiver 1994) et Sodankyla, Finlande (hiver 1993).

Conditions environnementales	Mois	Tourbières		Zones dégagées		Zones boisées	
		LG4	Sod.	LG4	Sod.	LG4	Sod.
Sol gelé	Octobre	-11.6	-11.5	-12	-12.2	-11.5	-12.4
Neige sèche	Mars	-9.5	-8.2	-9.8	-8.2	-8.0	-7.8
Neige humide	Mai	-10.8	-8.0	-11.1	-11.2	-11.2	-9.2

Toutefois, il existe certaines incertitudes quant aux coefficients obtenus puisque le processeur qui traite actuellement les données ERS-1 au Canada n'a pas été originellement conçu pour produire des données étalonnées et il fait parfois preuve d'instabilité (Lukowski, 1994). Nous avons d'ailleurs noté une variation occasionnelle de la rétrodiffusion moyenne de l'image de l'ordre de ≈ 2 à 3 dB, dans quelques scènes de la région de La Pocatière (Bernier *et al.*, 1995a). Ainsi, dans le but de vérifier si l'instabilité temporelle du processeur n'a pas faussé l'étalonnage de nos images de la Baie James, nous avons comparé les coefficients de rétrodiffusion obtenus avec des valeurs publiées. Ces valeurs ont été tirées d'images ERS-1 de la région de Sodankyla, en Finlande, par l'équipe d'Hallikainen (Hallikainen *et al.*, 1993). Comme le montre le tableau 2.4, les valeurs des coefficients de rétrodiffusion sont du même ordre de grandeur pour les trois types de conditions d'enneigement, soit sans neige, neige sèche et neige humide. Les quelques différences s'expliquent par le fait que chaque site possède des caractéristiques physiques ainsi que des conditions météorologiques et d'enneigement qui lui sont propres. Notons que selon Laur (1992), la précision du capteur d'ERS-1 est de ± 0.6 dB (standard deviation).

2.5.2 Interprétation des coefficients de rétrodiffusion

Si l'on exclut les plans d'eau et les infrastructures humaines, nous pouvons regrouper l'environnement de LG4 en cinq classes générales d'occupation du sol. La figure 2.5 présente l'évolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion moyen de quelques sites appartenant à ces classes: tourbières, brulis, zones dégagées (landes), zones mixtes, zones boisées. Ce qui retient d'abord l'attention, ce sont les valeurs significativement plus faibles en mai et en octobre. Dans le premier cas, la neige humide empêche l'onde radar d'atteindre le sol, ce qui diminue la rétrodiffusion et confond les types d'occupation du sol. Même les boisés ont une faible rétrodiffusion de -11 dB. Dans le cas du mois d'octobre, une faible épaisseur de neige recouvre le sol, mais la température de l'air étant bien sous le point de congélation depuis trois jours, par conséquent il n'y avait pas d'eau liquide dans la neige. La faible rétrodiffusion est alors très probablement due à une basse température du sol puisque la nuit précédente, le mercure est descendu à -14°C et que la scène a été prise quelques heures seulement après le lever du jour. En se refroidissant, le sol abaisse ainsi sa constante diélectrique et donc, sa rétrodiffusion.

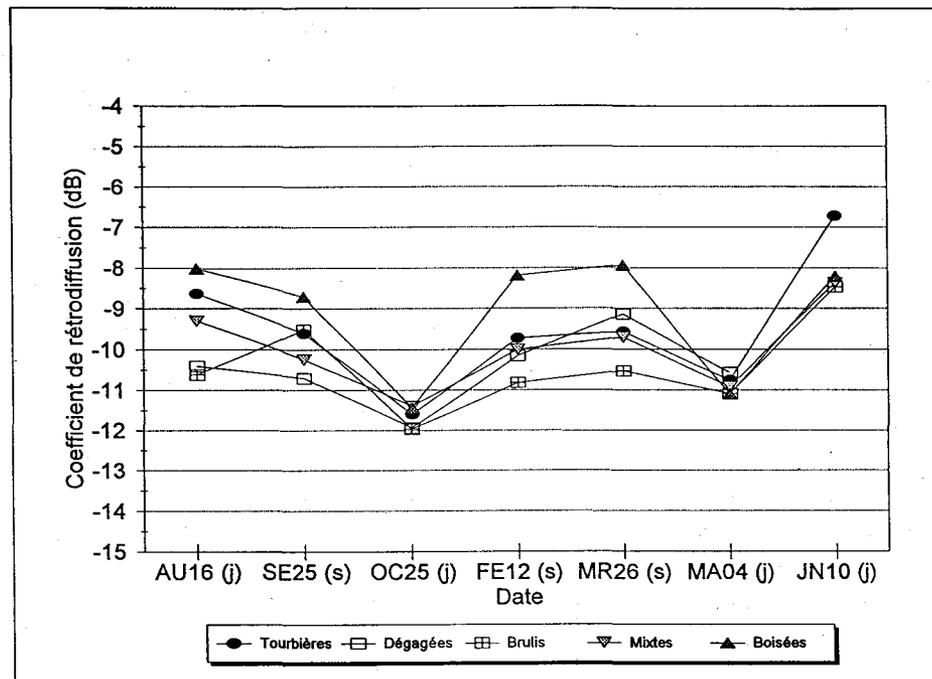


Figure 2.5 Évolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion de cinq classes d'occupation du sol.

Les cas de mai 1994 et d'octobre 1993 montrent tous deux que le phénomène de diffusion à l'intérieur des boisés d'épinettes noires peu denses (25%) est dominé par l'interaction entre le tronc et le sol et le retour direct du sol. En effet, la structure des arbres et la faible densité de peuplement permettent au signal radar d'atteindre le sol puisque les effets de neige humide ou de sol froid sont visibles même sur les sites de boisés. Cette observation est très encourageante puisqu'elle suggère la possibilité d'obtenir de l'information sur le couvert nival même en zone boisée (forêt ouverte).

Le deuxième point qui retient l'attention est, comme l'ont déjà rapporté plusieurs auteurs (Rott *et al.*, 1988; Matzler, 1987; Hallikainen *et al.*, 1993), le peu de différence entre les signatures obtenues sans couverture nivale (août, septembre) et celles où la couverture de neige est sèche (février, mars). Toutefois, à l'été, c'est principalement la teneur en eau du sol qui fait varier l'intensité du coefficient de rétrodiffusion. À l'hiver, c'est la température du sol et l'épaisseur du couvert de neige qui jouent le plus grand rôle. Nous détaillerons ces phénomènes plus loin.

Concernant l'image de juin, la rétrodiffusion est surtout influencée par la forte teneur en eau du sol, là où la neige vient de fondre (tourbières, zones dégagées) et par la présence de neige humide par endroit (boisés). Certains algorithmes ayant été développés pour cartographier la présence de neige humide (Rott et Nagler, 1993), nous essaierons de les appliquer sur une image corrigée géométriquement.

Dans le but de comparer les signatures obtenues à la Baie James à celles obtenues en Finlande par Hallikainen *et al.* (1993), les coefficients de rétrodiffusion analysés précédemment sont représentés à la figure 2.6 pour 4 dates distinctes (25 octobre, 12 février, 26 mars, 4 mai). Tout comme dans la publication d'Hallikainen *et al.*, les valeurs

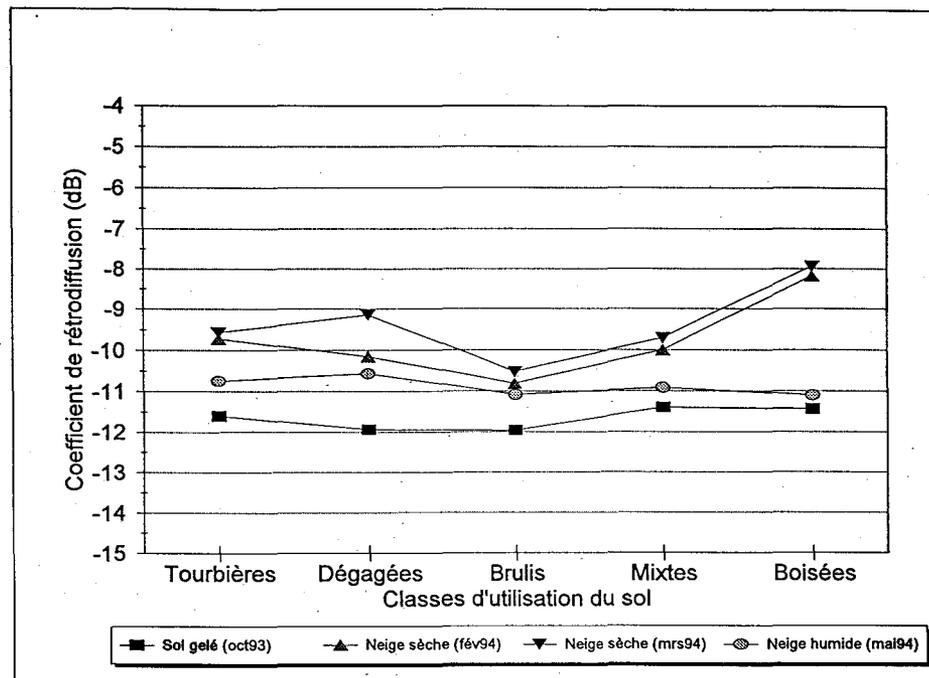


Figure 2.6 Coefficients de rétrodiffusion de cinq classes d'occupation du sol selon la couverture de neige.

dités automnales (pas de neige, sol gelé) sont les plus basses, soit -12dB, les valeurs printanières de neige humide sont moyennes (-11dB) et finalement, les valeurs hivernales sont les plus élevées (-11 à -8dB, dépendamment du type de sol et de la quantité de neige).

Par le fait même, si la différence est faible entre les coefficients de rétrodiffusion de février et de mars, elle va tout de même dans le sens d'une augmentation de la quantité de neige au sol (Δ 6cm d'équivalent en eau). Cette augmentation est aussi plus perceptible pour les secteurs dégagés (1dB). En effet, dans des conditions de neige sèche, le signal radar se rend au sol et environ 85% de sa rétrodiffusion dépend alors de la constante diélectrique du substrat (équation 3). Cette dernière dépend à son tour de la température du sol gelé qui elle, est influencée par l'épaisseur et la résistance thermique du couvert de neige. Puisque c'est dans les zones dégagées (landes) que l'augmentation de la température du sol fut la plus élevée entre le 12 février et le 26 mars (4°C), il est normal d'y observer une hausse plus importante du coefficient de rétrodiffusion. Par contre, dans les tourbières et les boisés, la température du sol et le coefficient de rétrodiffusion ont peu changé entre les deux dates.

Finalement, comme les quantités de neige au sol en mars sont importantes (plus de 1m), la diffusion à l'intérieur du volume de neige contribue en moyenne pour 15% au signal de retour et elle peut donc engendrer une augmentation de la rétrodiffusion. Ces hypothèses seront vérifiées au moyen des modèles théoriques mentionnés à la section 2.4.5.

3 VOLET RADAR - ACTIVITES A REALISER

3.1 Correction géométrique des images de la saison 1994/1995

Les images du 8 novembre 1994, des 3 et 10 février 1995 ainsi que celle du 12 mars 1995 seront corrigées géométriquement par la firme VIASAT, d'ici la fin de septembre.

3.2 Traitements des données images

Les sites de mesures de terrain seront localisés sur les images corrigées et le coefficient de rétrodiffusion moyen de chaque site sera extrait. Finalement, nous calculerons les rapports de rétrodiffusion en soustrayant les valeurs des images sans neige de celles des images d'hiver.

D'autre part, une classification de l'utilisation générale du sol du territoire d'étude devra être faite pour établir l'impact de la végétation sur le rapport de rétrodiffusion et sur l'équivalent en eau du couvert de neige. Cette classification devrait être obtenue à partir d'une image Landsat-TM.

3.3 Estimation de l'équivalent en eau du couvert nival à partir du rapport de rétrodiffusion

Lors de l'analyse des images ERS-1 acquises à l'hiver 1994, nous avons observé une augmentation du coefficient de rétrodiffusion conséquente à une augmentation du couvert de neige, principalement en terrain dégagé. La correction géométrique des images permettra maintenant de détailler notre analyse en comparant le rapport de rétrodiffusion de chaque site de mesures et les caractéristiques du couvert de neige à cet endroit. De plus, l'ajout des données de la deuxième année de mesure nous fournira un meilleur éventail de conditions hivernales puisque les couverts de neige sont significativement différents en 1995. Il sera alors possible de préciser comment estimer l'équivalent en eau du couvert nival à partir du signal du satellite et des informations complémentaires au sol. Nous sommes confiants, en particulier, de pouvoir obtenir une relation entre la résistance thermique et le rapport de rétrodiffusion, similaire à celle que nous avons obtenue dans le sud du Québec (figure 3.1). En se basant sur notre expérience antérieure, nous établirons alors les critères permettant d'optimiser cette relation pour en venir alors à une stratégie d'estimation de l'équivalent en eau sur le bassin de La Grande.

Mentionnons, enfin, que nous avons convenu avec Hydro-Québec de continuer nos développements avec les satellites ERS-1 et ERS-2, si des difficultés survenaient lors du lancement de RADARSAT ou dans les phases ultérieures de mise en opération. La suite de ce projet ne serait donc pas compromise par des problèmes de satellite.

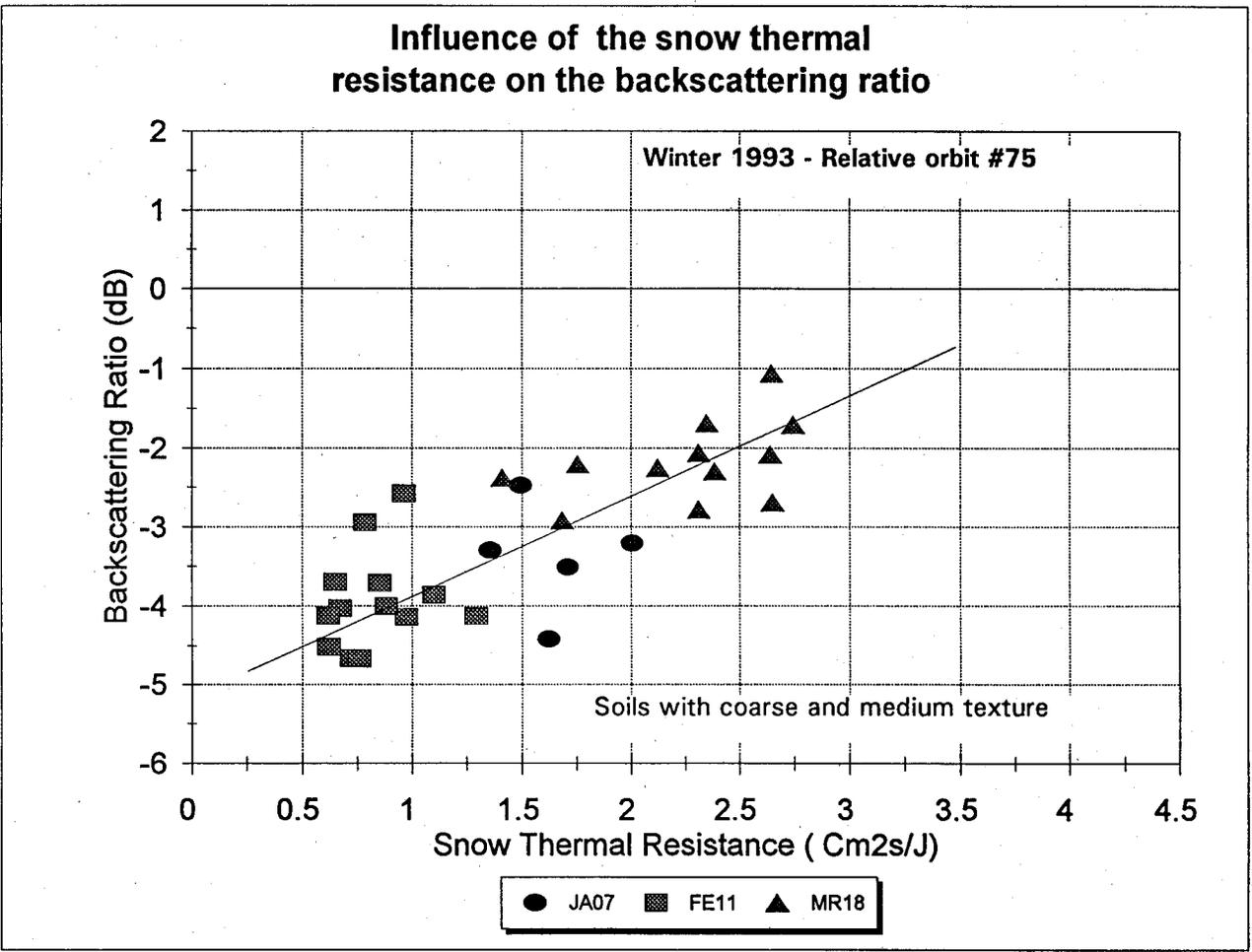


Figure 3.1 Relation entre la résistance thermique et le rapport de rétrodiffusion dans le sud du Québec, avec les données ERS-1 (d'après Bernier *et al.*, 1995b).

4 VOLET SSM/I - ACTIVITÉS RÉALISÉES

4.1 Introduction

Plusieurs études effectuées à partir des données provenant de NIMBUS-5 et 6 ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer) et de NIMBUS-7 SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) ont démontré le potentiel des micro-ondes passives pour l'étude du couvert nival. Les données de micro-ondes passives ont surtout été utilisées pour la cartographie du couvert nival (Künzi et Staelin, 1975; Rott et Künzi, 1983), et la détermination de l'équivalent en eau de la neige sèche (Hallikainen, 1984; Hallikainen et Jolma, 1986). Précisons que, dans le domaine des micro-ondes, l'émission de la neige est très sensible aux variations du stock de neige. Par exemple, pour des fréquences supérieures à 15 GHz, l'émission de la neige tend à diminuer au fur et à mesure que le couvert de neige épaissit ou l'équivalent en eau augmente (Hallikainen, 1984). La diminution de l'émission de la neige est directement reliée aux pertes d'énergie causées par la diffusion de volume des grains de neige (Ulaby *et al.*, 1986). C'est donc en exploitant cette propriété physique de la neige, que plusieurs algorithmes ont été développés afin de mesurer l'étendue de la neige et l'équivalent en eau de la neige sèche (Künzi et Staelin, 1975; Hallikainen, 1984; Goodison *et al.*, 1986). Ceux-ci consistent en général à établir la relation entre les températures de brillance de la neige pour une ou une combinaison de plusieurs fréquences et les données d'équivalent en eau. Spécifions que seuls les algorithmes qui utilisent dans leur équation la fréquence 37 GHz offrent de bonnes relations avec les données de terrain, puisque la diffusion de volume est dominante (Foster *et al.*, 1987). Comme l'émission de la neige est beaucoup influencée par la diffusion de volume, la caractérisation du couvert de neige devient donc très efficace à cette fréquence. L'utilisation de la fréquence 19 GHz représente aussi un avantage, celle-ci permet notamment d'éliminer les effets de la température du sol et de la neige, de même que ceux de l'atmosphère sur les températures de brillance (Foster *et al.*, 1987).

L'objectif général de ce volet porte sur la détermination de l'équivalent en eau du couvert de neige dans la région de la rivière La Grande, à la Baie James. Plus spécifiquement, il s'agit:

1. d'évaluer la transférabilité des algorithmes d'Hallikainen et Goodison pour le secteur de la Baie James, en utilisant des données du capteur SSM/I opérant dans les micro-ondes passives;
2. de développer et valider un algorithme spécifique à la région du bassin versant de la rivière La Grande, à partir des résultats obtenus avec les algorithmes précédents;
3. d'intégrer l'information provenant des données passives et actives pour produire des cartes d'équivalent en eau et/ou d'épaisseur du couvert de neige;
4. de transférer la technologie à l'industrie (Hydro-Québec).

4.2 Site expérimental

L'aire d'étude se situe dans la région de la Baie James. Il s'agit plus particulièrement du bassin versant de la rivière La Grande (figure 4.1). Ce secteur se décompose en trois unités morphologiques qui comprend d'est en ouest, une plaine côtière, un plateau ondulé et une zone montagneuse (SEBJ, 1987). Comme on peut le constater sur la figure 4.1, la surface couverte par l'image prise dans les micro-ondes passives est beaucoup plus grande que l'image radar ERS-1 qui n'a que 100 km de côté. Toutefois, les types de couvert que l'on y retrouve sont sensiblement identiques à ceux qui ont été répertoriés près de LG4. Alors que nous disposons d'une image TM pour décrire l'occupation du

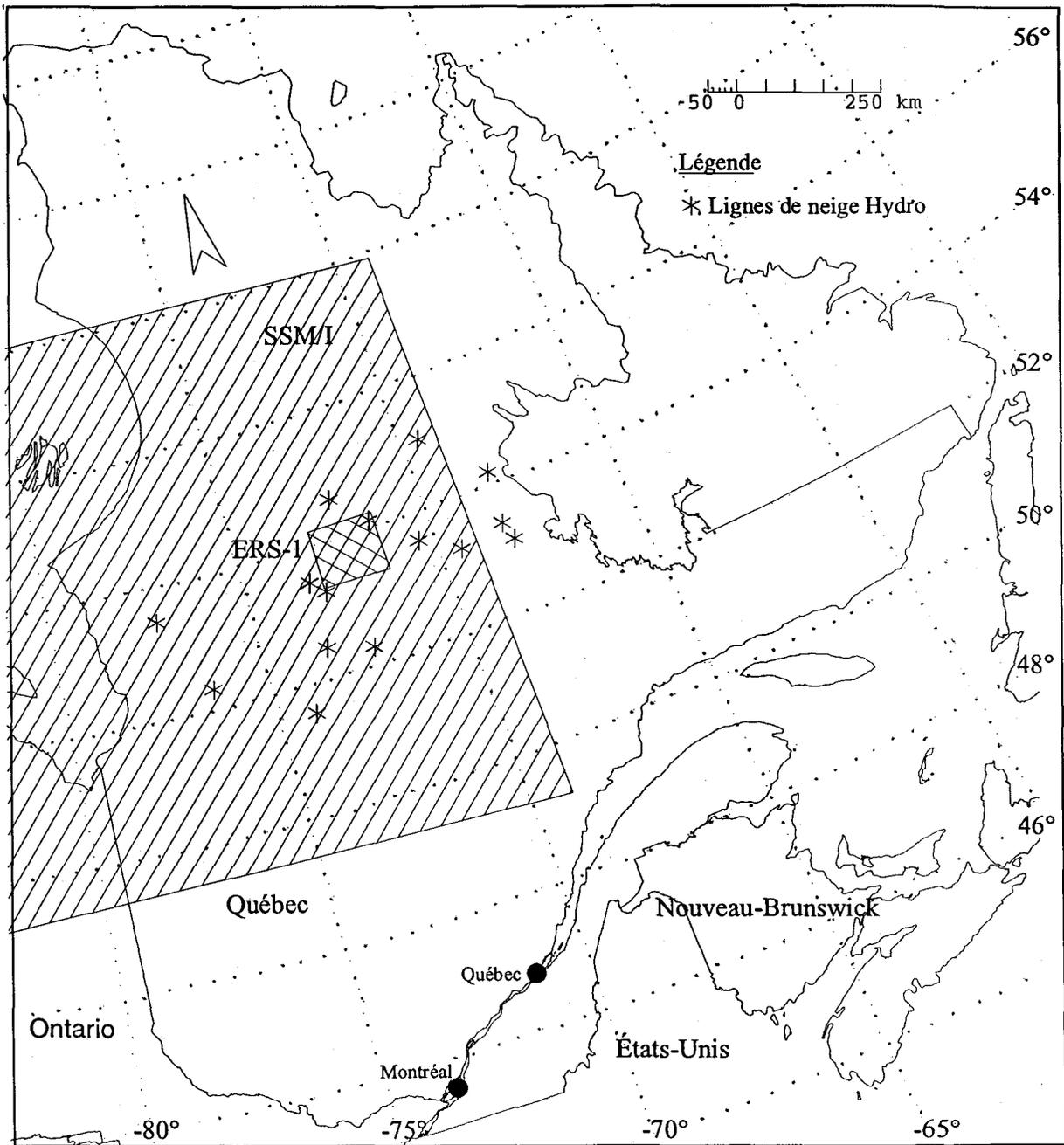


Figure 4.1 Zones couvertes par les images SSM/I et ERS-1.

territoire pour les images radar, nous avons fait l'acquisition d'une mosaïque d'images NOAA préalablement traitée pour faire ressortir les principales classes d'occupation du sol.

4.3 Présentation des algorithmes d'Hallikainen et de Goodison

Au début des années 1980, Hallikainen et son équipe ont développé une expertise sur l'utilisation des données passives de NIMBUS-7 pour l'estimation de l'équivalent en eau du couvert de neige dans plusieurs secteurs de la Finlande. Étant donné la variété des surfaces, laquelle influence l'émissivité de la neige, les chercheurs finlandais ont élaboré un algorithme qui tient compte de ce paramètre à l'intérieur de chaque pixel. Plus spécifiquement, ils déterminent tout d'abord la différence ΔT entre les températures de brillance (T_b) pour les fréquences 18 et 37 GHz pour une scène d'automne et d'hiver, dans le but de minimiser l'effet des surfaces.

$$\Delta T = (T_{18H} - T_{37H})_{W_{eq}} - (T_{18H} - T_{37H})_{W_{eq}=0} \quad (4)$$

où:

T_{18H} et $T_{37H (W_{eq})}$: Est la température de brillance d'une surface couverte de neige à 18 et 37 GHz, en polarisation horizontale
 T_{18H} et $T_{37H (W_{eq}=0)}$: Est la température de brillance d'une surface sans neige à 18 et 37 GHz, en polarisation horizontale

Les résultats obtenus ont donné lieu à des coefficients de corrélation variant entre 0.48 et 0.77, selon que l'on soit au Nord ou au Sud de la Finlande. Des équations basées sur la relation linéaire entre le ΔT et l'équivalent en eau ont donc été développées afin d'estimer l'équivalent en eau du couvert de neige pour le Nord et le Sud de la Finlande.

$$SWE \text{ (mm)} = (10.1 * \Delta T) - 98.0 \quad \text{Sud de la Finlande} \quad (5a)$$

$$SWE \text{ (mm)} = (8.7 * \Delta T) - 108.07 \quad \text{Nord de la Finlande} \quad (5b)$$

où:

SWE (mm): Est l'équivalent en eau estimé.

Parallèlement, le Centre Climatique Canadien a développé une expertise sur l'utilisation des micro-ondes passives pour l'évaluation de l'équivalent en eau d'un couvert de la neige sèche. Depuis l'hiver 1988-89, le centre produit des cartes de l'équivalent en eau pour les prairies canadiennes sur une base hebdomadaire à l'aide des données SSM/I. L'algorithme utilisé par l'équipe de Goodison est inspiré en partie des travaux de Künzi *et al.* (1982). Celui-ci consiste à déterminer tout d'abord un gradient de température en polarisation verticale (GTV) qui s'exprime de la façon suivante:

$$GTV = (TB_{37v} - TB_{19v}) / 18 \quad (6)$$

où:

37V: Température de brillance en polarisation verticale à la fréquence 37 GHz

18V: Température de brillance en polarisation verticale à la fréquence 18 GHz

Des comparaisons effectuées entre le gradient de température et les données de terrain ont démontré qu'il existait une corrélation significative ($R=0.89$) pour des conditions de

neige sèche. De plus, une comparaison entre les données de terrain et les estimés ont montré un écart moyen inférieur à 20 mm pour des couverts de neige de 100 mm d'équivalent en eau (Goodison et Walker, 1993). Comme pour l'équipe d'Hallikainen, l'équivalent en eau estimé est calculé à partir d'une relation empirique entre le GT et l'équivalent en eau mesuré.

$$\text{SWE (mm)} = -20,7 - 49,27 * \text{GTV} \quad (7)$$

où:

SWE (mm): Est l'équivalent en eau estimé

4.4 Acquisition des données SSM/I et des données de terrain

La base de données utilisée pour mener à bien cette étude comprend des informations de micro-ondes passives issues du capteur Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I) du satellite américain DMSP F-8, de même que plusieurs données de terrain.

Les données satellitaires SSM/I ont été acquises pour le mois de février et mars des années 1994 et 1995. Huit canaux sont disponibles pour quatre fréquences et deux polarisations. La résolution spatiale du pixel est de 25 km ou de 12.5 km selon la fréquence utilisée. Il est important de préciser qu'actuellement, l'erreur de positionnement des données SSM/I est d'environ 7 km (Hollinger *et al.*, 1990). Le tableau 4.1 résume les principales caractéristiques des données SSM/I.

Tableau 4.1 Caractéristiques des données SSM/I

Fréquence (GHz)	19.3	37	22.2	85.5
Polarisations	H et V	H et V	V	H et V
Résolution spatiale (km)	25	25	25	12,5
Angle de balayage (°)	102	102	102	102
Balayage (km)	1394	1394	1394	1394

Les données de terrain utilisées proviennent en partie, des données recueillies pour le volet RADAR (Tableau 2.3). Toutefois, compte tenu de la résolution spatiale des données SSM/I, la majorité des sites était associée au même pixel. Des données d'équivalent en eau provenant des lignes de neige d'Hydro-Québec (17) ont donc complété l'échantillonnage (figure 4.1). Le tableau 4. 2 présente les images acquises en relation avec les données de terrain.

Tableau 4.2 Images SSM/I utilisées et campagnes de mesure

Volet micro-ondes passives Baie James saison 1993-1995					
Images SSM/I acquises	Fréquences utilisées (GHz)	Terrain INRS	Données recueillies	Terrain HQ	Données recueillies
13 oct 1993	19V et 37V	--	--	--	--
15 fév 1994	19V et 37V	14-18 fév	.équivalent en eau .épaisseur .densité .diamètre des cristaux de neige .température de la neige et du sol .teneur en eau liquide	26 jan-1 fév	.équivalent en eau .épaisseur .densité
21 mars 1994	19V et 37V	21-24 mars		17-28 mars	
4 fév 1995	19V et 37V	6-10 fév		18 fév	
8 et 17 mars 1995	19V et 37V	13-17 mars		16-20 mars	

4.5 Evaluation préliminaire des algorithmes

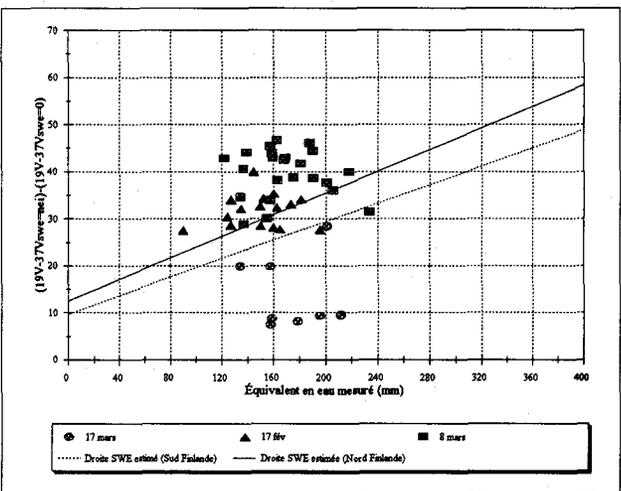
4.5.1 Premiers résultats obtenus à partir de quelques images SSM/I

Une première évaluation des algorithmes d'Hallikaïnen (équations 5a et 5b) et de Goodison (équation 4.4) a été réalisée pour le secteur du bassin versant de la rivière La Grande pour seulement quelques dates en 1994 et en 1995, tel que précisé dans le tableau 4.2. La figure 4.2 présente les points expérimentaux mesurés et les régressions de Goodison et Hallikaïnen 1994 et en 1995. Pour le mois de mars 1995, les valeurs dérivées des températures de brillance sur les images des 7 et 17 mars ont été comparées aux mêmes équivalents en eau correspondants, puisqu'elles présentaient des conditions différentes de neige, soit une neige sèche (7 mars) et une neige humide (17 mars). Afin de faciliter la comparaison entre les résultats obtenus et les relations déterminées respectivement par Hallikaïnen et Goodison, les droites d'estimation de l'équivalent en eau du couvert de neige pour chacun de ces algorithmes (équations 5a, 5b et 7) ont été tracés sur les figures.

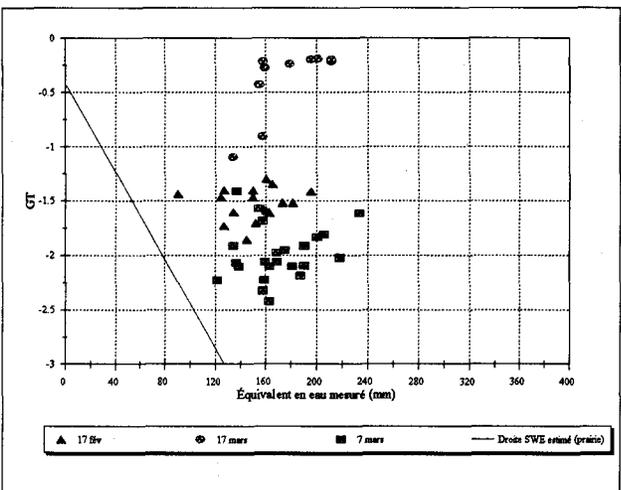
Deux points importants ressortent de l'examen de la figure 4.2. Tout d'abord, les points expérimentaux s'accordent davantage avec l'algorithme d'Hallikaïnen qu'avec celui de Goodison, tout en étant souvent éloignés des relations proposées. De plus, chacun des algorithmes permet de détecter la présence de neige humide. Plusieurs raisons peuvent expliquer les différences notées, dont notamment, la structure du couvert de neige, l'occupation du sol et la présence de neige humide.

4.5.2 Effet de la structure et de l'épaisseur du couvert de neige

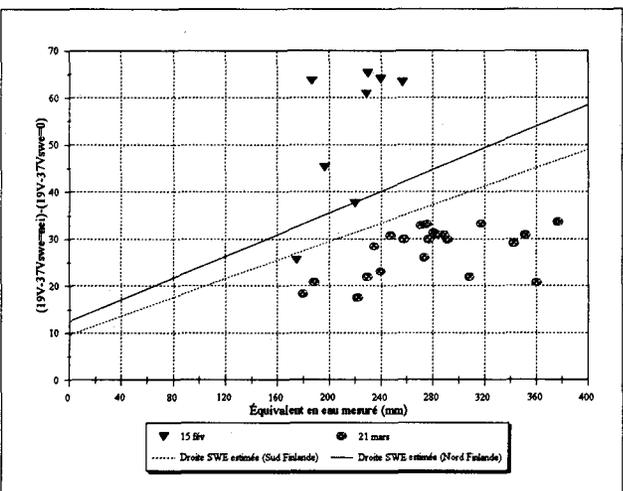
La structure du couvert nival, notamment la grosseur des cristaux de neige et l'épaisseur et/ou l'équivalent en eau du couvert, influencent considérablement la réponse des températures de brillance. Tel que mentionné dans l'introduction, les températures de brillance diminuent au fur et à mesure que le couvert de neige épaissit. Toutefois, Mätzler (1994) a constaté que lorsque l'équivalent en eau dépassent 180 mm la relation devient positive, c'est-à-dire que les températures de brillances tendent à augmenter (figure 4.3).



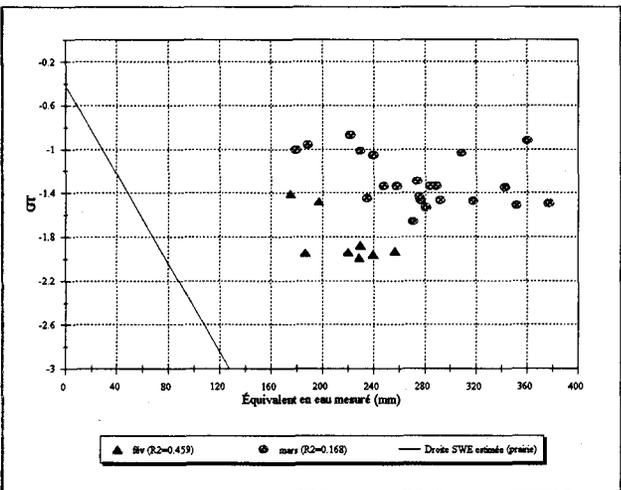
b) Hallikainen 1995



d) Goodison 1995



a) Hallikainen 1994



c) Goodison 1994

Figure 4.2 Relations entre les points expérimentaux et les régressions de Goodison et d'Hallikainen en 1994 et 1995.

Cette situation est directement liée au pourcentage de gros cristaux présents dans la neige puisque, pour une diffusion de type Rayleigh, l'émissivité de la neige diminue proportionnellement à la troisième puissance du diamètre du cristal (Mätzler, 1994). Ainsi, lorsque les couverts de neige sont peu épais, on remarque une baisse de l'émissivité de la neige, puisque le fort gradient de température est responsable de la formation rapide d'une neige à gros cristaux (± 4 mm). Par ailleurs, lorsque la couverture nivale est plus épaisse ou encore lorsque les équivalents en eau sont supérieurs à 180 mm, le gradient de température diminue et minimise la formation des gros cristaux. Les cristaux étant plus petits dans l'ensemble, la diffusion de volume est moins importante et l'émissivité de la neige tend à augmenter (Mätzler, 1994).

Ce point fondamental des travaux de Mätzler nous permet en partie de mieux comprendre les différences entre les points expérimentaux et les algorithmes de Goodison et d'Hallikainen, pour le secteur de la Baie James. En effet, rappelons que ces algorithmes ont avant tout été développés pour des environnements où l'équivalent en eau est généralement inférieur à 200mm, c'est-à-dire, pour la première partie de la courbe de Mätzler (figure 4.3), alors que, pour le secteur de la Baie James, les équivalents en eau sont largement supérieurs (entre 120 et 380 mm) et correspondent à la deuxième partie de la courbe de Mätzler. Il ne faut donc pas s'étonner de remarquer des différences importantes, particulièrement en 1994, pour l'algorithme de Goodison. Hallikainen et Jolma (1986) ont aussi remarqué cette situation pour l'hiver 1981-82, au cours duquel les équivalents en eau étaient supérieurs à 200 mm. Nous avons donc vérifié dans quelle mesure nos points expérimentaux correspondaient à la courbe de Mätzler. Les résultats sont présentés à la figure 4.4. On peut noter tout d'abord que les points expérimentaux sont distribués de part et d'autre de la courbe de Mätzler pour la polarisation verticale, sauf ceux du 17 mars 1995 et du 22 mars 1994, sur lesquels nous reviendrons en discutant de la neige humide. La dispersion des points est plus grande que ceux de la courbe de Mätzler, mais ce dernier avait pris des mesures au sol sur un même site pendant quatre hiver. Cette dispersion est due au moins en partie à l'effet de l'occupation du sol dont nous tiendrons compte dans le développement d'un algorithme adapté à ce type de conditions.

Par ailleurs, si l'on remarque l'allure générale des points expérimentaux sur les figures 4.2a et 4.2b par rapport aux relations d'Hallikainen, on constate que les points de février 1995 sont très près de la droite de régression obtenue par Hallikainen pour le nord de la Finlande. De même, les points de mars 1994 sont tous sous la droite dérivée pour le sud de la Finlande., Ils pourraient toutefois se retrouver de chaque côté d'une droite d'ordonnée à l'origine et de pente plus faibles que cette droite et de même famille que les deux premières.

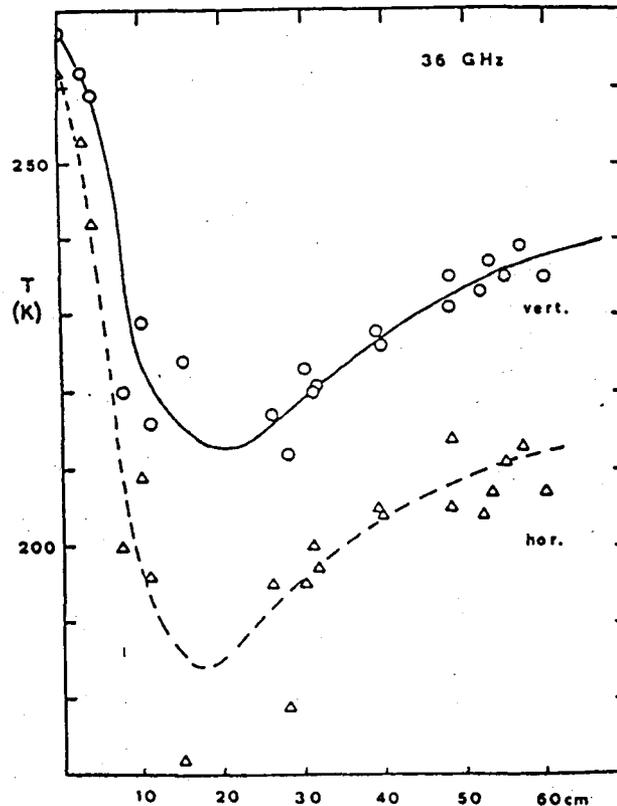


Figure 4.3 Relation entre la température de brillance à 36GHz et l'équivalent en eau du couvert nival d'après Mätzler (1994).

4.5.3 Effet de l'occupation du sol

L'occupation du sol influence grandement l'émissivité de la neige. Des études effectuées notamment par Hallikainen et Jolma (1986, 1992), Hall *et al.* (1991) et Goodison et Walker (1993), ont démontré qu'en milieu ouvert (prairie), l'émissivité de la neige est plus faible comparativement au milieu fermé (forêt). En effet, la végétation est un bon émetteur des micro-ondes, ce qui a pour conséquence de masquer le signal de la neige. L'importance de cet impact dépend, entre autres, de la densité, de la structure et du type de couvert (Bernier, 1987). Ainsi, pour les milieux fermés l'équivalent en eau du couvert de neige est presque toujours sous-estimé comparativement aux milieux ouverts (prairies), puisque la présence de végétation modifie substantiellement l'émission des micro-ondes de la neige. La présence de glace représente également un élément à considérer. En effet, des études réalisées par Hall *et al.* (1982) ont montré que pour des fréquences inférieures à 18 GHz, l'émissivité de la glace augmente au fur et à mesure que la glace épaissit. Par contre, pour les plus grandes fréquences la relation devient inverse à cause de la diffusion de volume de la neige au-dessus.

De manière à évaluer l'impact de l'occupation du sol sur la détermination de l'équivalent en eau du couvert de neige pour notre secteur d'étude nous avons acquis, tel que mentionné plus haut, une scène NOAA classifiée pour l'ensemble du Québec, de même que les données sur le Capital Nature d'Hydro-Québec. Pour le secteur à l'étude, l'occupation du sol n'est pas homogène. En effet, six classes d'occupation du sol ont été identifiées. Le tableau 4.3 résume les classes d'occupation du sol identifiées pour l'ensemble des pixels associés aux sites d'échantillonnage. Comme on peut le constater

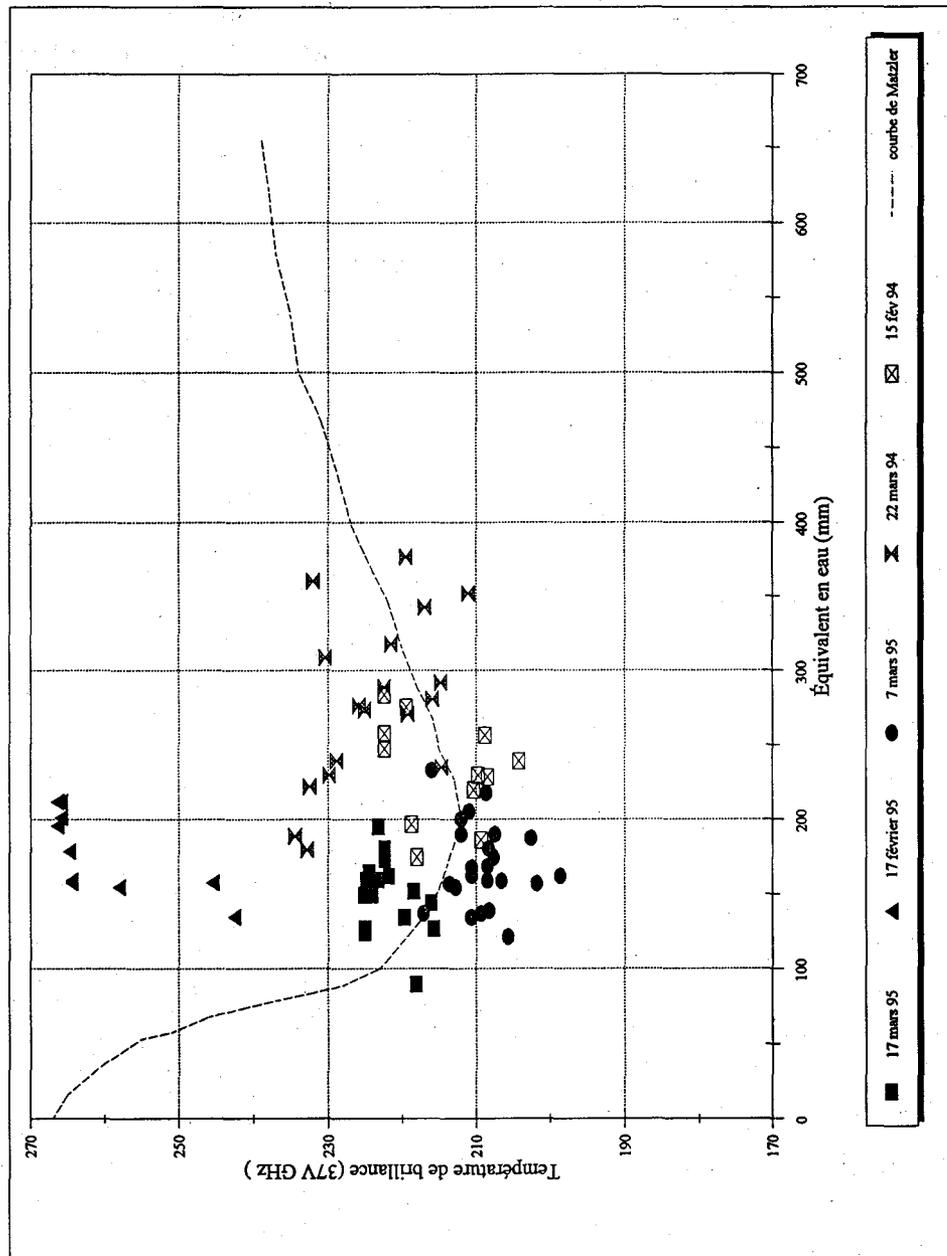


Figure 4.4 Relation entre la température de brillance du capteur SSM/I à 37GHz en polarisation verticale et l'équivalent en eau du couvert nival et comparaison avec la courbe de Mätzler (1994).

la forêt ouverte et les landes boisées à lichen dominant l'occupation du sol pour la majorité des pixels associés aux sites d'échantillonnage. Spécifions toutefois, que le pourcentage d'occupation du sol pour la classe «hydrographie» est un peu sous-estimée, puisque que la classification du sol avait à la base été réalisée pour l'ensemble du Québec. Les informations provenant de cette classification seront donc réajustées à l'aide des données provenant du Capital Nature D'Hydro-Québec.

Étant donné que la résolution spatiale des pixels est de 25 km², il est important de préciser que la majorité des pixels ont en réalité une signature spectrale mixte, c'est-à-dire provenant à la fois de la neige et des différentes classes d'occupation du sol. Il arrive que certains pixels regroupent jusqu'à cinq classes d'occupation du sol. Nous devons donc tenir compte de cette situation lors de nos analyses futures. Notons qu'un de nos étudiants devrait terminer dans le courant de l'année une thèse portant sur l'extraction d'informations au niveau sous-pixels. Les résultats obtenus à date sont très intéressants et la méthodologie développée dans cette thèse et dans un autre projet que nous démarrons en relation avec le futur capteur VEGETATION qui sera à bord du satellite SPOT 4, lancé en 1997 pourra être appliquée à ce problème.

Tableau 4.3 Pourcentage d'occupation du sol pour l'ensemble des sites d'échantillonnages

Classe d'occupation du sol	Pourcentage d'occupation du sol pour les sites d'échantillonnage
forêt ouverte	54,35
lande boisée à lichen	30,26
hydrographie	05,41
forêt de conifère	04,94
brulis	03,86
zone dénudée	01,18

4.5.4 Effet de la neige humide

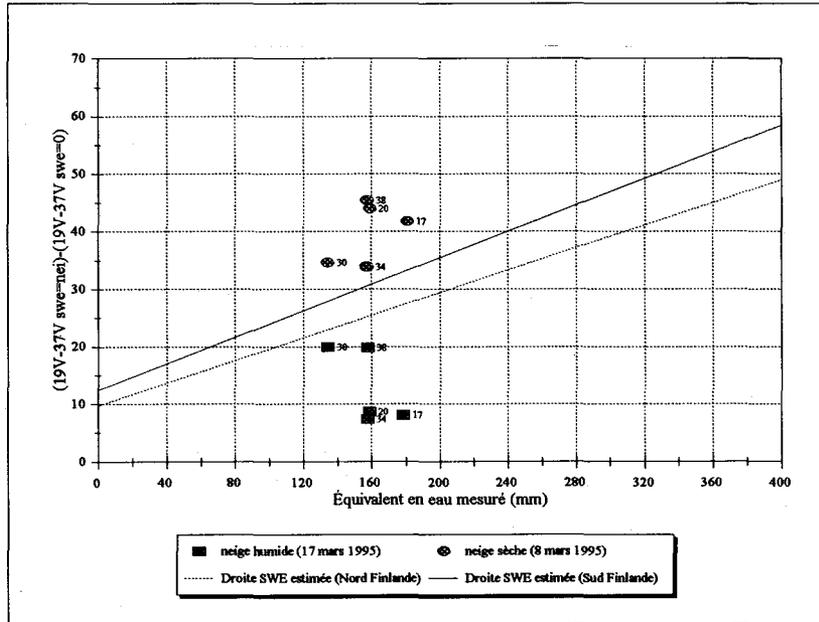
Les algorithmes de Goodison et d'Hallikainen ont été développés pour des conditions de neige sèche, aussi, lorsque la neige devient humide ceux-ci deviennent inefficaces pour déterminer l'équivalent en eau du couvert de neige. Toutefois, ils demeurent utiles pour identifier ce type de neige. En effet, la présence d'eau liquide dans la neige provoque une diminution de la diffusion de volume et une augmentation de l'absorption. Étant donné le peu de diffusion de la neige humide son émissivité augmente considérablement et tend à se confondre avec celle d'un sol à nu (Goodison et Walker 1993). Selon Goodison (1986) lorsque les températures de brillance sont supérieures à 250 K la neige est considérée comme humide. Les travaux de Goodison et Walker (1993) sur une série de données SSM/I temporelles ont démontré que durant la période de fonte, les changements dans les températures de brillance étaient si importants que les équivalents en eau estimés simulaient la disparition et l'apparition de la neige en l'espace de 48 heures. Foster *et al.* (1984) indiquent qu'une augmentation de 1 à 2% de la teneur en eau liquide

dans la neige provoque une augmentation des températures de brillance de 50 K et que lorsque les pourcentages sont supérieurs à 5% les températures de brillance sont indépendantes de l'équivalent en eau du couvert de neige.

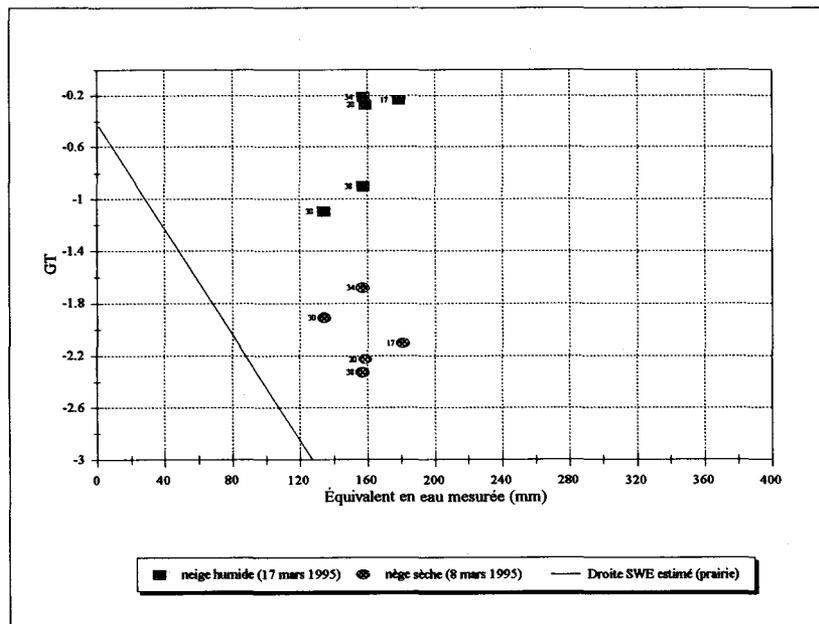
Entre le 14 et 17 mars 1995 la neige pour la région de LG-4 était très humide, la teneur en eau liquide moyenne à la surface du couvert étant de 5%. Les températures de brillance pour ces dates étaient donc relativement élevées (entre 250 et 270 K). Les points correspondants sont nettement différenciés des autres tant pour l'algorithme d'Hallikainen (figure 4.2b) que pour celui de Goodison (figure 4.2d). Certains de ces points sont identifiés sur la figure 4.5, de manière à bien montrer l'importance du changement entre le 8 mars et le 17 mars 1995. Pour le mois de mars de l'année 1994, la neige était également humide pour la région de LG-4, mais dans une moindre mesure. En effet, les quantités d'eau liquide à la surface du couvert nival étaient d'environ 1,5%. Nous n'avons pas d'informations sur l'humidité de la neige aux autres sites d'échantillonnage, toutefois, comme les températures de brillance étaient également élevées pour ces secteurs, on suppose donc que les conditions de la neige étaient similaires. Les points expérimentaux se retrouvent sous la relation déterminée par Hallikainen pour le sud de la Finlande, mais pas de manière aussi nette qu'en 1995. On peut supposer que sans la présence d'eau liquide dans le couvert les points expérimentaux de mars 1994 auraient pu se retrouver encore plus près d'une des relations déterminées par Hallikainen. Notons enfin que les points du 17 mars 1995 se distinguent nettement des autres sur la figure 4.4. Ceux de mars 1994 se démarquent aussi des autres, mais nettement moins.

Actuellement, il n'existe pas d'algorithmes basés sur l'utilisation des données de micro-ondes passives qui permettent de déterminer l'équivalent en eau du couvert nival, lorsque la neige est humide. Ce problème peut cependant être contourné en utilisant des données de nuit lorsqu'il est possible que l'eau liquide dans le couvert a regelé, ou encore une série de données SSM/I temporelles. D'autre part, une intégration avec les données de radar peut s'avérer particulièrement intéressante, puisque ce type de données est particulièrement efficace pour détecter la neige humide (Mätzler et Schanda, 1984).

En résumé, bien que les algorithmes de Goodison et d'Hallikainen ne permettent pas de déterminer l'équivalent en eau d'un couvert de neige dans des conditions de neige humide, ils peuvent toutefois détecter le début de la fonte printanière, ce qui est très important pour les prévisions hydrologiques. De plus, l'algorithme d'Hallikainen semble adaptable aux conditions du nord du Québec plus facilement que celui de Goodison. Il ne faut toutefois pas oublier que le premier a été développé pour des conditions plus similaires.



Hallikainen 1995



Goodison 1995

Figure 4.5 Variations des valeurs expérimentales pour quelques sites entre le 8 (neige sèche) et le 17 (neige mouillée) mars 1995.

5 VOLET SSM/I - ACTIVITES A REALISER

5.1 Analyse et sélection d'algorithmes existants

Nous continuerons à suivre la littérature sur le sujet, afin de vérifier les nouvelles applications des algorithmes d'Hallikainen et de Goodison ou d'identifier de nouveaux algorithmes.

5.2 Acquisition et pré-traitement des données SSM/I et des données de terrain

Il est bon de rappeler ici que le volet micro-ondes passives est réalisé en collaboration avec madame Ann Walker, la collaboratrice de B. Goodison à Environnement Canada. C'est elle qui a fourni à l'INRS-Eau les premières données SSM/I. Lors d'une rencontre de travail avec madame Walker en juillet 1995, nous avons convenu ensemble qu'elle nous fournirait des séries d'images SSM/I couvrant plusieurs mois des deux derniers hivers, de même que les images de l'hiver 1994-1995. Ces données permettront de procéder à l'évaluation plus approfondie du comportement des algorithmes pour de faibles couverts de neige en début de saison hivernale, ainsi que pour des couverts plus importants de milieu et de fin d'hiver. Elles serviront en outre à vérifier leur possibilité de détection du début de la fonte de neige printanière.

5.3 Evaluation des algorithmes

On procédera, comme prévu aux étapes d'extraction des températures de brillance aux sites expérimentaux, à l'estimation des paramètres propres aux algorithmes et la comparaison avec les données de terrain.

Comme les données de terrain de début d'hiver ne sont pas disponibles pour les derniers hivers et ne le seront pas davantage pour le prochain, en conformité avec les opérations normales de mesure du couvert de neige au Canada, nous aurons recours à des simulations hydrologiques pour fournir des estimations des caractéristiques du couvert nival et de la distribution spatiale de ces caractéristiques en fonction du temps. Pour ce faire, nous disposons de deux modèles le modèle hydrologique HYDROTEL développé à l'INRS-Eau et le modèle SN THERM89 développé au CRELL et qui peut fournir un profil détaillé du couvert nival (température, grosseur des grains, densité, épaisseur des couches,...). Naturellement, les valeurs obtenues par ces modèles seront comparées aux valeurs observées aux dates où ces dernières sont ou seront disponibles.

On procédera donc, en tenant compte des effets de l'occupation du sol et des types de sols, à l'évaluation des algorithmes d'Hallikainen et de Goodison pour des couverts de neige à 200 mm, de manière à vérifier dans quelle mesure ils peuvent simuler ces couverts dans l'environnement de la Baie James. Les mêmes évaluations seront aussi réalisées pour des couverts de neige plus importants. Finalement, on vérifiera leur aptitude à détecter le début de la fonte printanière.

5.4 Elaboration d'un algorithme applicable aux conditions environnementales du nord du Québec

Les résultats obtenus à la section 5.3 permettront d'évaluer les forces et les faiblesses des algorithmes d'Hallikainen et de Goodison. Ce faisant, on posera les bases d'une élaboration d'un algorithme applicable aux conditions environnementales du nord du Québec. Suivant les résultats obtenus, on procédera à une adaptation de l'un ou l'autre

algorithme ou on en élaborera un nouveau, inspiré des premiers, mais permettant de tenir compte de facteurs non considérés par eux.

La procédure de validation sera la même que celle utilisée pour les premiers algorithmes comportant la comparaison avec des données observées ou simulées.

6 CONCLUSION

Les progrès réalisés jusqu'ici ce qui a trait au radar sont assez importants pour que nous puissions atteindre l'objectif de ce projet de recherche d'ici la fin de l'année 1995, soit vérifier le potentiel du radar pour estimer l'équivalent en eau du couvert nival sur les bassins de la Baie James.

D'autre part, la réalisation du volet micro-ondes passives subventionné par le programme CRSNG-Industrie n'a débuté qu'en mars 1995. L'objectif principal de ce volet est de vérifier la possibilité d'estimer l'équivalent en eau du couvert nival à la Baie James à partir des données du capteur SSM/1 opérant dans les micro-ondes passives. Les résultats préliminaires de cette recherche sont ceux auxquels nous nous attendions, à savoir que les algorithmes d'Hallikainen et de Goodison ne peuvent vraisemblablement être appliqués tels quels dans l'environnement du nord du Québec, mais qu'il est possible d'élaborer un algorithme permettant de le faire.

Mentionnons, enfin, que notre collaboration avec Hydro-Québec et Environnement Canada se poursuivra. En outre, nous poursuivons les travaux conjoints démarrés il y a plus d'un an avec le Dr Jean-Pierre Dedieu du CNRS à Grenoble (France) sur l'étude de la neige par radar en zone alpine. De plus, une collaboration souhaitée depuis plusieurs années entre le Dr Thuy LeToan du CNRS à Toulouse (France) débute cet automne. Madame LeToan est une spécialiste très connue de l'étude de la végétation par radar.

7 RÉFÉRENCES

- Bernier, M., Fortin, J.P. et Gauthier, Y. (1995a). The Potential of RADARSAT Data to Estimate the Snow Water Equivalent Based on Results from ERS-1. Comptes rendus de IGARSS'95, 10-14 juillet, IEEE, Florence, Italie, pp. 1496-1498.
- Bernier, M., Fortin, J.P. et Y. Gauthier (1995b). The Potential and Limitations of ERS-1 SAR Data to Estimate the Snow Water Equivalent, Comptes-rendus de Application of Remote Sensing in Hydrology. 18-20 octobre 1994, Saskatoon, 10 pages.
- Bernier, M. (1991). Évaluation des données d'un radar à antenne synthétique (RAS) en bandes C et X, pour la surveillance du couvert de neige. Thèse de doctorat (Ph.D.) INRS-Eau, Université du Québec, 198 p.
- Bernier, M. et Fortin, J.P. (1991). Suivi du couvert nival par radar: résultats obtenus dans le Sud du Québec. Comptes rendus du 7^e Congrès de l'Association québécoise de télédétection, octobre 1991, Montréal, pp. 83-92.
- Bernier, P.Y (1987). Microwave Remote Sensing of Snowpack Properties: Potential and Limitations. *Nordic Hydrology*, 18(1), pp.1-20.
- Foster, J.L., D.K. Hal., A.T.C Chang (1984). An Overview of Pasive Microwave Snow Research and Results. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 22 (2), pp.195-207.
- Foster, J.L., D.K. Hall, A.T.C. Chang (1987). Remote Sensing of Snow. *Transaction, American Geophysical Union*, 68 (32), pp.681-687.
- Goodison, B.E., I. Rubinstein, F.W. Thirkettle, E.J. Langham (1986). Dertemination of Snow Water Equivalent on the Canadian Prairies using Microwave radiometry. *Modelling Snowmelt-Induced Processes, Budapest Symposium July in IAHS (155)*, pp.163-173.
- Goodison, B.E., A.E. Walker (1993). Canadian Development and use of Snow Cover Information from Passive Microwave Satellite Data. *Proceeding of the ESA/NASA International Workshop on Passive Microwave Remote Sensing Related to land-Atmosphere Interactions*, 11-15 Janvier 1993, St-Lary, France.
- Hall, K. D., J.L. Foster, A.T.C. Chang, A., Rango (1982). Freschwater Ice Thickness Observation Using Passive Microwave Sensor. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, GE-19 (4), pp189-193.
- Hall, K.D., M. Sturm, C.S. Benson, A.T.C. Chan., J.L. Foster (1991). Passive Microwave Remote and in Situ Measurements of Artic and Subartic Snow Covers in Alaska. *Remote Sensing of Environment*, 38, pp.161-172.
- Hallikainen, M.T (1984). Retrival of Snow Water Equivalent from Nimbus-7 SMMR Data: Effect of Land-Cover Categories and Weather Conditions. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, OE-9 (5), pp. 372-376.

- Hallikaäinen, M.T., A.J. Jolma (1986). Retrieval of Water Equivalent of Snow Cover in Finland by Satellite Microwave Radiometry. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, GE-24 (6), pp. 855-862.
- Hallikaäinen, M.T., A.J. Jolma (1992). Comparison of Algorithms for retrieval of snow water Equivalent from Nimbus-7 SMMR Data in Finland (1992). IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, 30 (1), pp.124-131.
- Hallikaäinen, M., L. Kurvonen, V. Jääskeläinen, J. Koskinen, E.A. Herland et J. Perälä (1993). Microwave Remote Sensing of Snow using radar and radiometer. Comptes-rendus de Second ERS-1 Symposium, 11-14 octobre, Hamburg, pp. 977-982 (ESA SP-361).
- Hollinger, J.P., J.L. Peirce, G.A. Poe (1990). SSM/I instrument Evaluation, IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, 28 (5), pp.781-789.
- Künzi, F., D.H. Staelin (1975). Measurements of Snow Cover Over Land with the Nimbus-5 Microwave spectrometer. in: International Symposium of remote Sensing of Environment, October 6-10 1975, pp.1245-1253.
- Künzi, F., S. Patil, H. Rott (1982) Snow-Cover parameters Retrieved from Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SSMR) Data. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, GE-20 (4), pp.452-467.
- Laur, H. (1992). ERS-1 SAR Calibration, Deviation of Backscattering Coefficient σ^0 in ERS-1.SAR.PRI Products. Rapport de l'Agence spatiale européenne no 1, 17 octobre 1992, 16 pages.
- Livingstone, C.E., D. Maxwell and J.R.C. Lafontaine (1992). The ERS-1/CV 580 cross calibration experiment: Sault Ste-Marie, October 26 - November 2, 1991. Proceedings of the 1st ERS-1 Symposium, Cannes, France.
- Lukowski, T.I., R.K. Hawkins, R.Z. Moucha, T.C. Khandelwal, I.A. Neeson (1994). Spaceborne SAR Calibration Studies: ERS-1. In: International Geoscience and Remote Sensing Digest, pp. 2218-2220.
- Mätzler, C., E. Schanda (1984). Snow mapping with Actives Microwaves Sensors. Int. Journal of remote sensing, 5 (2), pp. 409-422.
- Mätzler, C. (1987). Applications on the Interaction of Microwaves with the Natural Snow-Cover. Remote Sens. Rev., 2: 259-387.
- Mätzler, C (1994). Passive Microwave Signatures of Landscapes in Winter. Meteorol. Atmos.Phys., 54, pp. 241-260.
- Raukivi, A.J. (1979). Hydrology: an observed Introduction to Hydrological Processes and Modelling. Pergamon Press, 479 pages, 1979.

-
- Rott, H. et T. Nagler (1993). Capabilities of ERS-1 SAR for Snow and Glacier Monitoring in Alpine Areas, Second ERS-1 Symposium, Hamburg, Germany, 11-14 octobre, (ESA 5P-361). pp. 965-970.
- Rott, H., F. Künzi (1983). Properties of the 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, mars pp.7-18.
- Rott, H., C. Mätzler, D. Strobl (1988). The Potential of SAR in a Snow and Glacier Monitoring System. Workshop on Thematic Applications of SAR Data; 16-18 sept., Frascati, Italie, pp. 25-35.
- SEBJ (1987). Le complexe hydroélectrique de la Grande Rivière: Réalisation de la première phase, Éditions de la Chenelière Inc, 476p.
- Toutin, T. (1994). Cartographie à partir d'images radar. Journal canadien de télédétection, 20(2): 171-179.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore, A.K. Fung (1986). Microwave Remote Sensing: Active and Passive. From theory to Applications. Artech House inc. ed., III: 1065-2137.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore, A.K. Fung (1982). Microwave Remote Sensing: Active and Passive. Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory. Addison-Wesley Publishing Company inc., II: 457-1064.