

**TRAITEMENT D'IMAGES ERS-1 POUR LA
PRÉVISION HYDROLOGIQUE -
RAPPORT FINAL**

Rapport de recherche No R-413 (phase IV)

**TRAITEMENT D'IMAGES ERS-1 POUR LA
PRÉVISION HYDROLOGIQUE
RAPPORT FINAL**

Rapport rédigé pour
la Société Hydro-Québec

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-413 (phase IV)

Janvier 1996

ISBN : 2-89146-520-2

© Jean-Pierre Fortin et al., 1996

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	8
2.4 Analyse des images ERS-1	12
2.4.1 Étalonnage absolu	12
2.4.2 Extraction des coefficients de rétrodiffusion	12
2.4.3 Détermination des rapports de rétrodiffusion	13
2.4.4 Estimation de la résistance thermique des couverts de neige	14
2.4.5 Estimation de l'équivalent en eau des couverts	16
2.5 Résultats	17
2.5.1 Étalonnage	17
2.5.2 Correction géométrique et superposition des images ERS-1	19
2.5.3 Classification de l'utilisation du sol et évolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion	20
2.5.4 Estimation de l'équivalent en eau	26
2.5.5 Exemples de cartes d'équivalent eau produites à partir d'images ERS-1	30
2.5.6 Etapes suggérées pour la production des cartes d'équivalent en eau dans un cadre opérationnel	36
2.5.6.1 Les tâches de base	37
2.5.6.2 Les tâches récurrentes	37
3 VOLET RADAR - ACTIVITÉS COMPLÉMENTAIRES	39
3.1 Stratégie de détermination de l'équivalent en eau de la neige	39
3.2 Proposition soumise au programme ADRO	41
3.2.1 Objectifs du projet de recherche proposé	41
3.2.2 Description des images RSO demandées	42
3.2.3 Organisation du projet	45
3.2.4 Acceptation de l'Agence spatiale canadienne	45
4 VOLET SSM/I	47
4.1 Introduction	47
4.2 Site expérimental	48
4.3 Présentation des algorithmes d'Hallikaïnen et de Goodison	50
4.4 Acquisition des données SSM/I et des données de terrain	52
4.5 Evaluation préliminaire des algorithmes	53
4.5.1 Premiers résultats obtenus à partir de quelques images SSM/I	53
4.5.2 Effet de la structure et de l'épaisseur du couvert de neige	55
4.5.3 Effet de l'occupation du sol	57
4.5.4 Effet de la neige humide	60

4.6	Volet SSM/I - Activités futures	63
4.6.1	Analyse et sélection d'algorithmes existants	63
4.6.2	Evaluation des algorithmes	63
4.6.3	Elaboration d'un algorithme applicable aux conditions environnementales du nord du Québec	64
5	CONCLUSION	65
6	RÉFÉRENCES	67

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1	Description des sites expérimentaux	5
Tableau 2.2	Caractéristiques des images ERS-1 acquises	7
Tableau 2.3	Campagnes de mesure	9
Tableau 2.4	Images ERS-1 traitées par VIASAT	20
Tableau 2.5	Paramètres de l'image LANDSAT/5-TM	21
Tableau 2.6	Création de la carte de l'occupation du sol	21
Tableau 2.7	Proportion du territoire par classe d'occupation du sol pour la zone d'étude	22
Tableau 2.8	Simulation de la rétrodiffusion d'un sol recouvert de neige	29
Tableau 3.1a	Plan d'acquisition des données de RADARSAT (première année)	43
Tableau 3.1b	Plan d'acquisition des données de RADARSAT (deuxième année)	44
Tableau 4.1	Caractéristiques des données SSM/I	52
Tableau 4.2	Images SSM/I utilisées et campagnes de mesure	53
Tableau 4.3	Pourcentage d'occupation du sol pour l'ensemble des sites d'échantillonnages	60

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1	Localisation des sites de mesures	6
Figure 2.2	Comparaison des profils du couvert nival pour l'hiver 1994 et 1995	11
Figure 2.3	Relation entre l'équivalent en eau et la résistance thermique de la neige	15
Figure 2.4	Variation du facteur d'étalonnage en fonction de l'angle d'incidence	18
Figure 2.5	Carte de l'occupation du sol du secteur du Lac des Voeux créée à partir de l'image Landsat 5-TM du 14 juin 1995	23
Figure 2.6	Évolution temporelle de la rétrodiffusion pour chaque classe d'occupation du sol sur (a) tout le secteur d'étude et (b) les sites de mesures au sol	25
Figure 2.7	Relation entre le rapport de rétrodiffusion et la résistance thermique du couvert nival pour les secteurs de forêt ouverte a) le rapport est calculé à partir des données du 25 septembre 1994 et b) le rapport est calculé à partir des données du 25 octobre 1993	27
Figure 2.8	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion moyen des sites expérimentaux et a) la résistance thermique du couvert de neige, b) l'équivalent en eau mesuré du couvert nival	28
Figure 2.9	Relations entre les rapports de rétrodiffusion et la résistance thermique du couvert nival pour trois régions expérimentales	30

Figure 2.10	Relation entre la résistance thermique et le rapport de rétrodiffusion pour les secteurs dégagés. La droite illustre la relation linéaire utilisée pour estimer la résistance thermique à partir du rapport de rétrodiffusion . . .	31
Figure 2.11:	Évolution temporelle du rapport des coefficients de rétrodiffusion pour chaque occupation du sol	32
Figure 2.12:	Évaluation de la précision de la cartographie de l'équivalent en eau pour les images du 12 février 1994 et du 26 mars 1994	33
Figure 2.13:	Carte des équivalents en eau estimés à partir de l'image ERS-1 du 12 février 1994	34
Figure 2.14:	Carte des équivalents en eau estimés à partir de l'image ERS-1 du 26 mars 1994	35
Figure 4.1	Zones couvertes par les images SSM/I et ERS-1	49
Figure 4.2	Relations entre les points expérimentaux et les régressions de Goodison et d'Hallikainen en 1994 et 1995	54
Figure 4.3	Relation entre la température de brillance à 36GHz et l'équivalent en eau du couvert nival d'après Mätzler (1994)	57
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)	58
Figure 4.5	Variations des valeurs expérimentales pour quelques sites entre le 8 (neige sèche) et le 17 (neige mouillée) mars 1995	62

1 INTRODUCTION

Suite aux discussions entreprises entre Hydro-Québec et INRS-Eau sur l'intérêt de vérifier le potentiel du radar pour estimer l'équivalent en eau du couvert nival sur les bassins d'Hydro-Québec, l'INRS-Eau débutait en décembre 1993 le projet de recherche actuel. L'objectif du projet est d'estimer les caractéristiques de la neige au sol par le radar à synthèse d'ouverture (RSO) à bord du satellite ERS-1 (bande C, polarisation VV) et éventuellement du satellite canadien RADARSAT qui a été lancé le 4 novembre dernier.

Ce projet s'intègre dans un programme de recherche en télédétection de l'INRS-Eau qui vise à développer des méthodes d'utilisation des capteurs satellitaires micro-ondes, tant actifs que passifs, pour le suivi du couvert nival (Bernier et al., 1994, Bernier et al., 1995). En effet, ces capteurs, indépendants de la couverture de nuage et de l'illumination du soleil, offrent un potentiel intéressant pour les gestionnaires de la ressource en eau. A moyen terme, les objectifs de ce programme sont les suivants :

1. Développer des algorithmes pour estimer (a) l'équivalent en eau d'un couvert nival, (b) l'aire d'extension de la neige humide et (c) celle du gel au sol à partir des données de RADARSAT (Bande C, polarisation HH) dans la région de la Baie James (proposition ADRO).
2. Développer et valider un algorithme spécifique à la même région adapté au type de couvert végétal (forêt boréale, tourbières) et aux conditions du couvert nival pour extraire l'équivalent en eau des données micro-ondes passives du capteur SSM/I.
3. Intégrer l'information provenant des données actives (objectif 1) et des données passives (objectif 2) pour produire des cartes d'équivalent en eau et /ou d'épaisseur du couvert de neige en tenant compte des informations complémentaires fournies par les lignes de neige au sol.
4. Vérifier, par le biais d'une analyse économique, que l'information additionnelle obtenue grâce aux technologies satellitaires, en générant de meilleures prévisions de l'équivalent en eau, permettra d'améliorer la précision de gestion des réservoirs hydroélectriques.

5. Évaluer le potentiel des capteurs radars multifréquences (X, C) et multipolarisations (HH, VV, VH, HV) pour la détection de la teneur en eau liquide de la neige et de son équivalent en eau.

Ce projet a donc été la phase préliminaire qui nous a permis de vérifier le potentiel du RSO et de préparer la soumission au programme ADRO (objectif 1) en mars 1995. Parallèlement, le CRSNG a financé nos activités de recherche dans les micro-ondes passives (objectif 2). Dans le but d'établir une stratégie globale d'utilisation de la télédétection pour le suivi du couvert nival, une analyse de nature économique des technologies satellitaires est en voie de réalisation dans le cadre d'une thèse de doctorat (objectif 4).

Ce rapport final fait état de toutes activités réalisées durant les deux années du contrat et se divise en cinq chapitres. Dans le chapitre suivant, nous décrivons les données recueillies lors des campagnes de terrain à la Baie James ainsi que les procédures d'analyse des images ERS-1. Nous présentons aussi un algorithme provisoire et deux exemples de cartographie de l'équivalent en eau de la neige. Ce deuxième chapitre se termine par les étapes pour la production des cartes dans un cadre opérationnel. Le troisième chapitre présente les activités complémentaires et futures liées à l'étude du potentiel du RADAR. Le quatrième chapitre résume les activités réalisées et prévues dans l'étude des micro-ondes passives financées par le CRSNG. Ce rapport se termine par les conclusions et recommandations pour l'avenir.

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. Il s'est avéré que deux orbites 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, et ceci 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 de 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, et 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 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

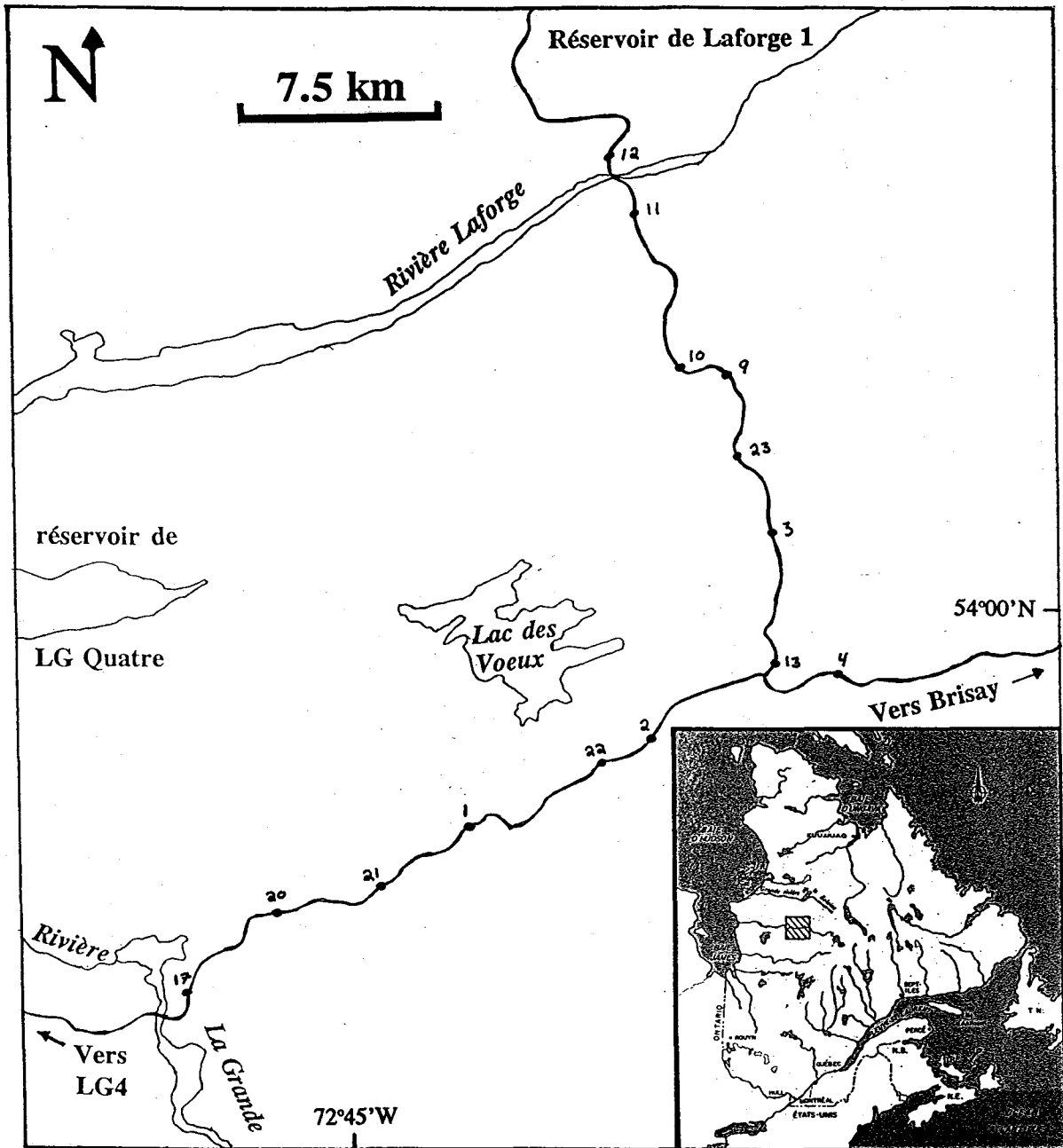


Figure 2.1 Localisation des sites de mesures.

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
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 RSO 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 survols 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. Ces données aéroportées seront traitées en 1996 par un stagiaire post-doctoral.

2.3 Campagnes de terrain

A l'hiver 1994, nous nous sommes rendus à trois reprises à LG4, 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.

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.

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	Sec et stratifié	18 cm

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°C au lieu de 13,6°C et les grains de neige avaient 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).

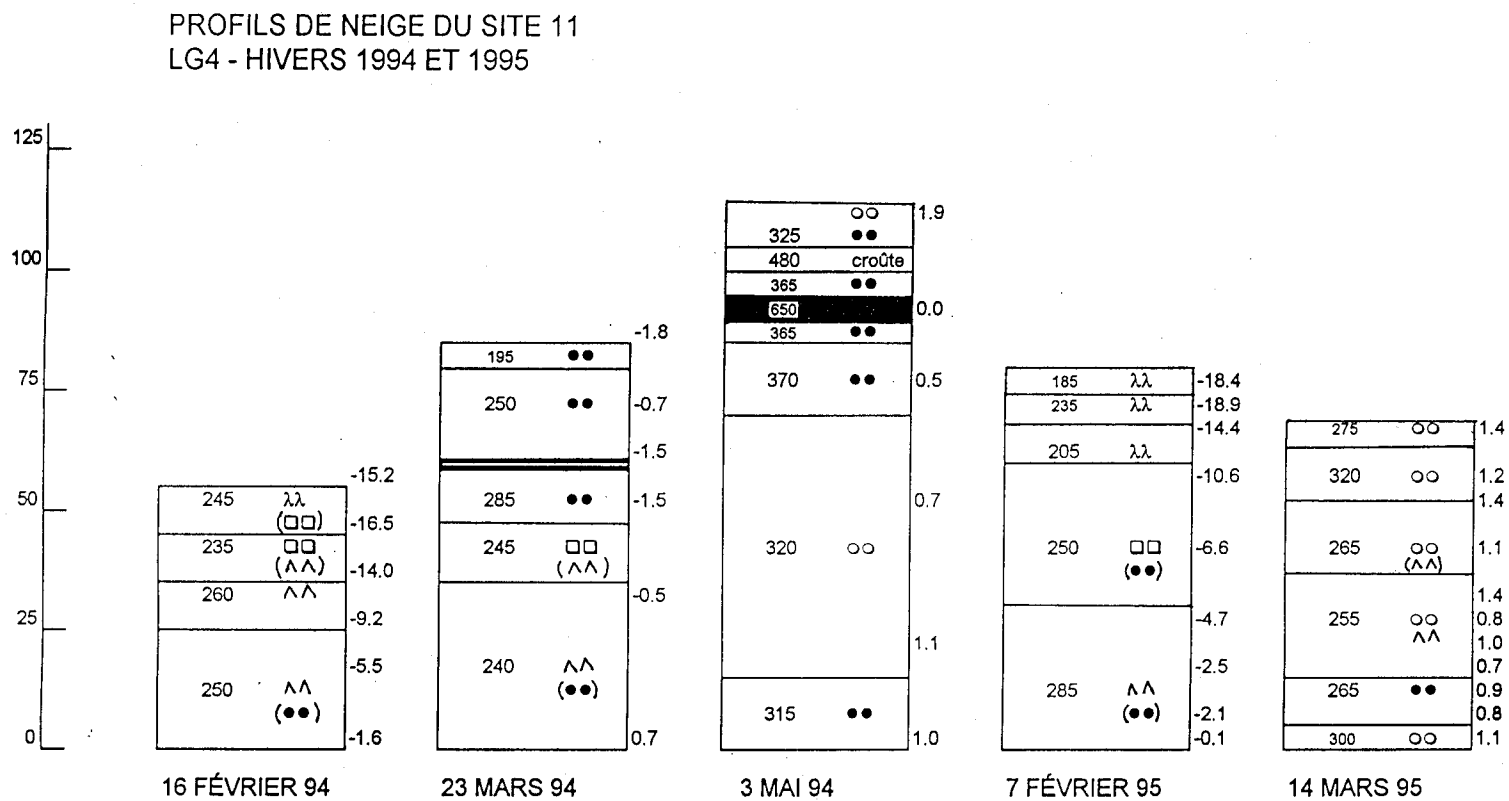
Une quatrième campagne de terrain a eu lieu fin septembre 1994. Huit sondes thermiques ont alors été installées dans le sol (1 cm de profondeur) à différents sites afin de mesurer la température exacte à la surface du sol lors des relevés de terrain de l'hiver 1995.

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.

Figure 2.2

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



LEGENDE

- λλ neige poudreuse
- neige à facettes (grains irréguliers)
- ^^ neige à facettes (bâtonnets striés)
- neige transformée
- neige mouillée
- glace
- 260 densité (Kg/m3)
- 5.5 température (C)

2.4 Analyse des images ERS-1

Telles que présentées dans la proposition de recherche, les étapes suivantes ont été 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. De plus, nous avons jugé important de classifier l'utilisation générale du sol du territoire d'étude pour établir l'impact de la végétation sur le rapport de rétrodiffusion et sur l'équivalent en eau du couvert de neige. Cette classification a été faite à partir d'une image Landsat-TM (bandes 3, 4, 5). Comme l'image Landsat mise à notre disposition par Hydro-Québec datait de 1987 et que le niveau des réservoirs avait changé depuis ce temps, nous avons acheté une image prise le 14 juin 1995. Cette image a aussi été géoréférencée par Viasat Inc. Nous expliquons dans les paragraphes qui suivent les détails de chaque étape de traitement.

2.4.1 Étalonnage absolu

Les images ERS-1 sont 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 est 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 et un filtrage (filtre gamma 3 x 3) 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 Inc. fait 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).

Localisation des sites de contrôle

Une fois les images géométriquement corrigées et superposées, tous les sites où des mesures ont été effectuées sont 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 est ensuite automatiquement extraite pour chacune des images.

2.4.3 Détermination des rapports de rétrodiffusion

Cette étape est réalisée une fois que les images ont été géométriquement corrigées et que les valeurs des coefficients de rétrodiffusion ont été extraites de ces images géoréférencées. Essentiellement, on calcule pour chaque site le rapport du coefficient de rétrodiffusion d'une scène enneigée sur le coefficient d'une scène sans couverture de neige (scène du 25 septembre 1994).

2.4.4 Estimation de la résistance thermique des couverts de neige

Cette étape se fait en parallèle avec le traitement numérique des images. Les informations contenues dans les profils verticaux des couverts permettent tout d'abord de déterminer l'épaisseur (h_i [m]) et la densité (ρ [Kg/m³]) de chaque couche homogène de neige. La résistance thermique de chaque couche (R_i [°Cm²sJ⁻¹]) est ensuite calculée selon:

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

k_i est la conductivité thermique (J/°Cms) correspondante et calculée selon l'équation suivante:

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

où $A=2.83056 \cdot 10^{-6}$, $B=-9.09947 \cdot 10^{-5}$ et $C=0.0319739$. 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 [°Cm²sJ⁻¹]) et février 1995 (4 à 6 [°Cm²sJ⁻¹]). En mars 1995, la résistance thermique moyenne du couvert (2.5 à 5 [°Cm²sJ⁻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 [°Cm²sJ⁻¹]) suite à d'abondantes précipitations entre les deux relevés.

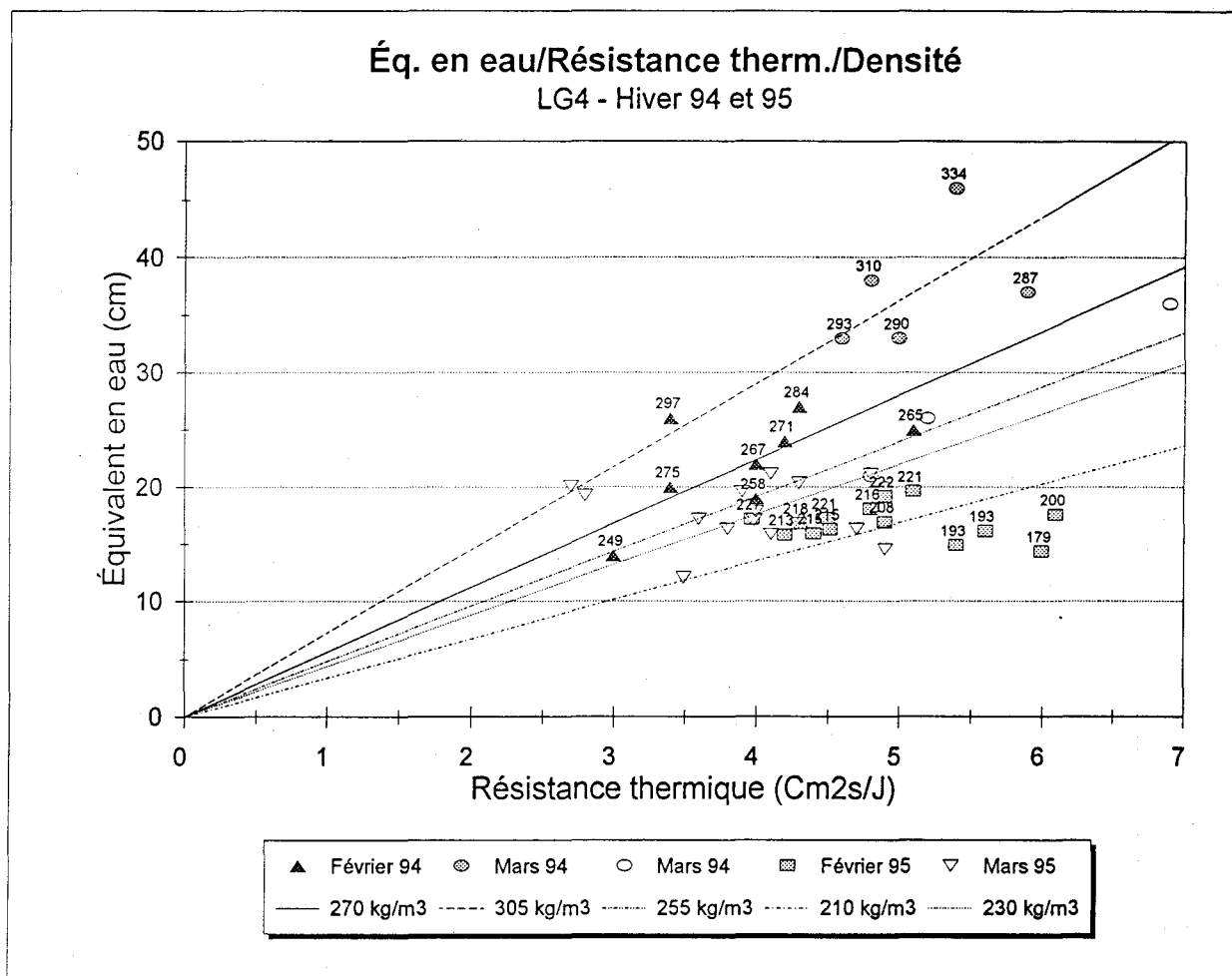


Figure 2.3 Relation entre l'équivalent en eau et la résistance thermique de la neige.

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/m³), 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/m³, la variation unitaire de la résistance thermique, correspond à une variation de 10 cm.

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°) 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°_h] sur le coefficient d'une parcelle sans couverture nivale [σ°_a].

$$\frac{\sigma^{\circ}_h}{\sigma^{\circ}_a} = \frac{\sigma^{\circ}_{nv} + F * [A(\epsilon_{sh}) * B(r)]}{[A(\epsilon_{sa}) * B(r)]} \quad (3)$$

où:

- σ°_{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 sol et 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°_{nv}) existant à l'intérieur des couverts de neige étudiés précédemment (9 à 65 cm d'épaisseur) n'a pas été détectée par un RSO 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 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. Ainsi, nous estimons l'équivalent en eau de la neige (E_{est}) à partir des résistances thermiques (R_{est}) déduites des rapports des coefficients de rétrodiffusion (équation 4) et d'une densité moyenne représentative de la région (équation 5).

$$R_{est} = - \frac{\sigma_h^o / \sigma_a^o - b}{a} \quad (4)$$

où σ_h^o / σ_a^o est le rapport des coefficients de rétrodiffusion.

où a et b sont les coefficients de la relation linéaire entre la résistance thermique et le rapport.

$$E_{est} = x R_{est} \quad (5)$$

où x est la pente d'une des relations entre l'équivalent en eau et la résistance thermique illustrées à la figure 2.3.

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}^o). 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}^o), 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

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.

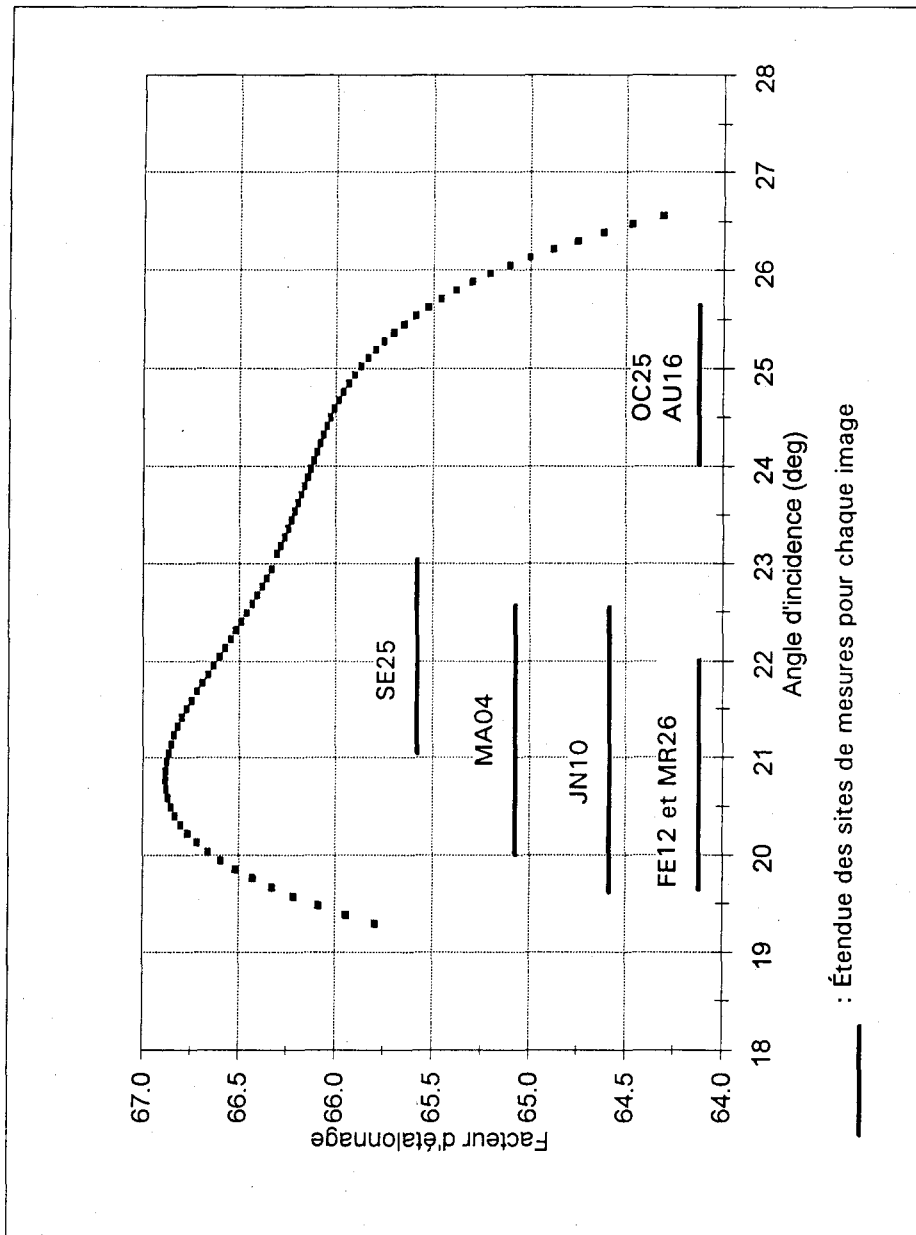


Figure 2.4 Variation du facteur d'étalonnage en fonction de l'angle d'incidence.

Toutefois, il existe pour le moment, 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 de la rétrodiffusion moyenne de l'image de l'ordre de ≈ 2 à 3 dB, dans trois ou quatre des trente scènes de la région de La Pocatière que nous avons traitées (Bernier *et al.*, 1995a). Toutefois, il nous est difficile de vérifier ce type d'anomalie sur les images de la Baie James. En général, les valeurs des coefficients de rétrodiffusion sont du même ordre de grandeur que les valeurs extraites des images ERS-1 de la région de Sodankyla, en Finlande, par l'équipe d'Hallikainen (Hallikainen *et al.*, 1993). Pour l'avenir, il faut noter que le processeur des données de RADARSAT n'aura pas ce problème.

D'autre part, notons que selon Laur (1992), la précision du capteur d'ERS-1 est de ± 0.6 dB (écart type) d'une image à l'autre. L'erreur sur le rapport des coefficients de rétrodiffusion est, toutefois, inférieure à l'erreur sur une seule mesure de rétrodiffusion.

2.5.2 Correction géométrique et superposition des images

ERS-1

La correction géométrique et la superposition des images ERS-1 a été effectuée à partir d'un modèle développé au Centre Canadien de Télédétection et adapté par VIASAT Géotechnologies Inc pour un contexte de production. Les principes de fonctionnement de ce modèle et le travail effectué par VIASAT ont été décrits dans la section 2.4 du rapport de juin 1995.

Les images ERS-1 acquises sur notre territoire d'étude de la Baie James ont été fournies à VIASAT après étalonnage radiométrique. Les images filtrées et corrigées géométriquement nous ont été livrées à l'automne 1995 (tableau 2.4).

Tableau 2.4: Images ERS-1 traitées par VIASAT

25 octobre 1993	54:00'N 72:12'W	240 (DES)
25 septembre 1994	54:00'N 72:30'W	1783 (ASC)
12 février 1994	54:00'N 72:12'W	18 (ASC)
26 mars 1994	54:00'N 72:12'W	18 (ASC)
3 février 1995	54:00'N 72:30'W	1783 (ASC)
12 mars 1995	54:00'N 72:30'W	2314 (ASC)

La précision de la correction géométrique et de la rectification étant de l'ordre de 1 à 2 pixels, la géoréférence et la superposition des images ERS-1 de notre territoire d'étude est satisfaisante. Au point de vue filtrage, c'est le filtre Gamma qui a été choisi, puisqu'il semble donner les meilleurs résultats,

Le travail effectué chez VIASAT nous permet de bien localiser les sites de mesures au sol, de traiter les données en fonction de l'occupation du sol et de comparer exactement le même secteur d'une date à l'autre.

2.5.3 Classification de l'utilisation du sol et évolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion

Antérieurement, nos travaux de recherche sur le radar et l'équivalent en eau étaient réalisées dans les secteurs agricoles du sud du Québec (Sherbrooke, La Pocatière, Nicolet). Les types de sols y sont variés, mais la couverture végétale et la topographie sont assez homogènes. Dans le secteur de la rivière La Grande, c'est l'inverse. Le sol est majoritairement morainique, mais la densité de la végétation et la topographie y sont très hétérogènes. Pour un traitement adéquat de l'information et pour une meilleure

interprétation des résultats de la recherche, il est donc primordial de cartographier l'occupation du sol du territoire d'étude.

Pour ce faire, le moyen le plus rapide demeure l'utilisation d'un image de télédétection acquise dans le domaine du visible. Nous avons donc acquis l'image LANDSAT décrite dans le tableau 2.5 ci-dessous:

Tableau 2.5: Paramètres de l'image LANDSAT/5-TM

Satellite / Capteur	LANDSAT-5 / TM
Centre de scène	53° 59' 40" N / 72° 45' 00" W
Couverture	184km X 172km
Date d'acquisition	14 juin 1995
Bandes acquises	3: Rouge 4: Proche Infra-rouge 5: Infra-rouge moyen
Résolution	30m

Pour en tirer la carte de l'occupation du sol, les traitements identifiés au tableau 2.6 ont été effectués:

Tableau 2.6: Création de la carte de l'occupation du sol

Lecture de l'image Landsat et sélection de la sous-image du territoire d'étude
Géoréférence, rééchantillonnage et correction géométrique de l'image (VIASAT)
Filtrage de l'image corrigée (type: Edge Sharpening)
Création des sites d'entraînement (sites représentatifs de chaque classe d'occupation du sol)
Classification de l'image / Vérification / Reclassification

Le résultat de la classification pour la zone d'étude nous donne les proportions indiquées au tableau 2.7:

Tableau 2.7: Proportion du territoire par classe d'occupation du sol pour la zone d'étude

Forêt plus dense	28%
Forêt ouverte	22%
Eau	21%
Tourbière	7%
Zones dégagées	6%
Brulis	4%
Affleurements rocheux	2%
Routes et gravières	2%
Nuages et zones non-classées	8%

La figure 2.5 présente la carte résultante pour le secteur du Lac des Voeux et de l'intersection des routes menant de LG4 à LA1. Les couleurs de la carte représentent les classes d'occupation du sol suivantes: vert foncé = forêt plus dense, vert pâle = forêt ouverte, bleu = zones dégagées, rouge = brulis, jaune = tourbières, blanc = affleurements rocheux, noir = lacs et rivières, rose = route et gravières. La justesse de la classification a été vérifiée à partir de nos observations de terrain tout au long du réseau routier et nous la jugeons très bonne. Seule la limite entre les zones de tourbières et de forêt nous semble incertaine.

Une fois la carte de l'occupation du sol obtenue, nous désirons étudier le comportement du signal radar dans le temps et en fonction du type d'occupation. Les valeurs utilisées ici sont les coefficients de rétrodiffusion calculés selon les étapes décrites dans les sections 2.5.1 et 2.5.2. Dans un premier temps, nous observons la variation temporelle du coefficient de rétrodiffusion moyen de chaque type d'occupation du sol, sur tout le secteur d'étude (figure 2.6a). Le premier point d'intérêt est la faiblesse du coefficient de rétrodiffusion à l'automne par rapport aux scènes d'hiver, même lorsque le sol est dégelé. L'équipe d'Hallikainen *et al.* (1993) avait aussi observé des valeurs faibles (-12 dB) à l'automne pour une région similaire de la Finlande.

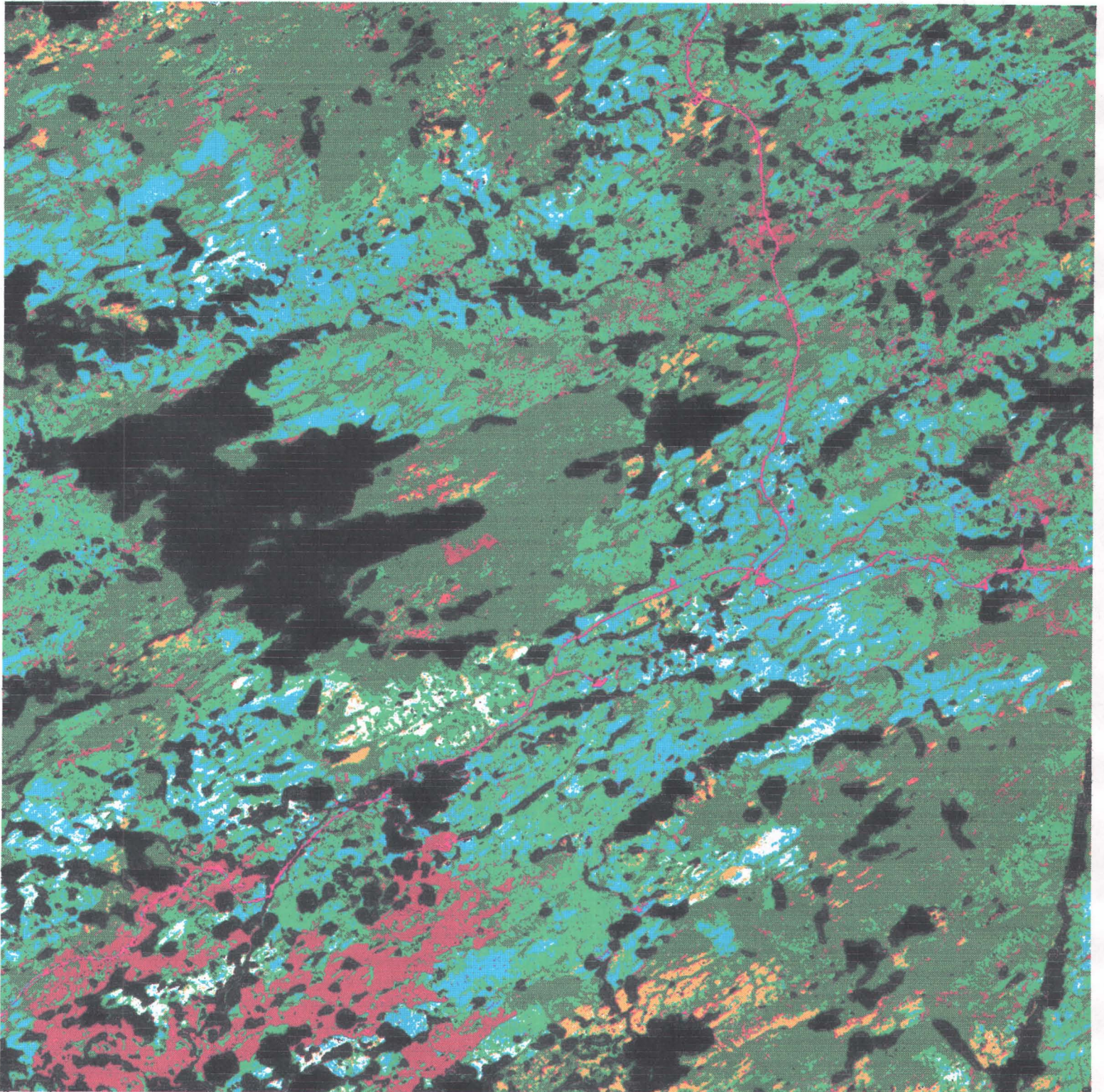


Figure 2.5: Carte de l'occupation du sol du secteur du Lac des Voeux créée à partir de l'image Landsat 5-TM du 14 juin 1995.

Le deuxième point d'intérêt est la différence observée entre les deux images d'automne. Les valeurs plus élevées de septembre 1994 sont dues à un mois plus chaud et très pluvieux, laissant des sols dégelés et humides. À l'inverse, le mois d'octobre 1993 fût plus sec et plus froid, laissant des sols secs et parfois gelés.

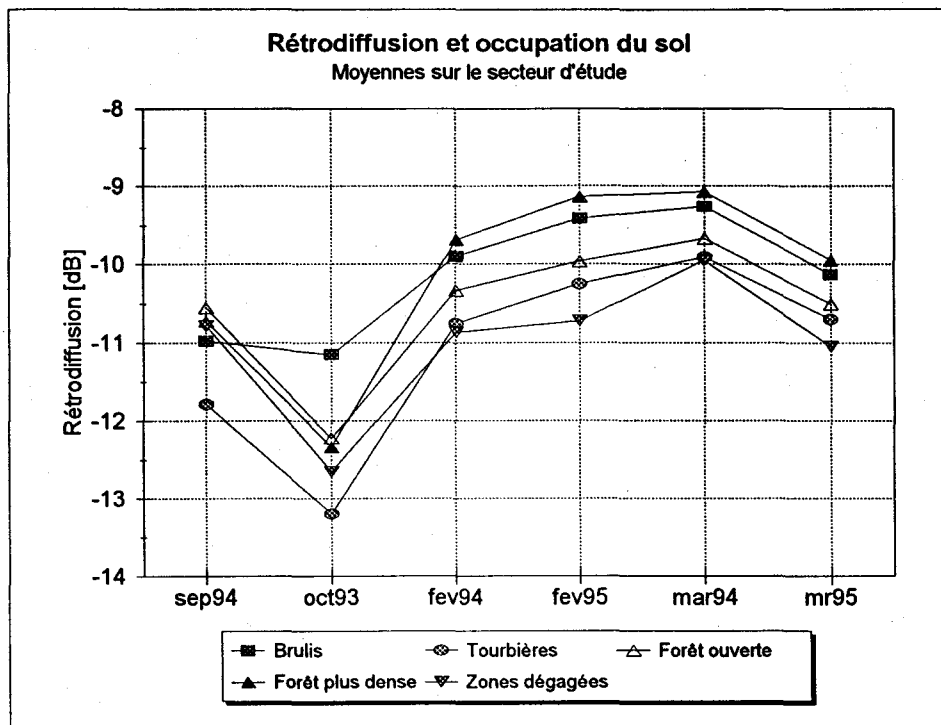
Le troisième point d'intérêt concerne la différence de rétrodiffusion constante entre les types d'occupation du sol. Plus la couverture d'arbres est dense, plus le coefficient de rétrodiffusion est élevé. Cela a également été noté par Hallikainen *et al.* (1993) en Finlande. L'effet est d'autant plus visible à l'hiver puisque le sol gelé contribue moins au signal.

Enfin, le quatrième point d'intérêt touche les maximums et les minimums de rétrodiffusion. Le maximum de rétrodiffusion est atteint en mars 1994, alors que le couvert de neige est supérieur à 1 mètre et que la température du sol voisine 0°C. Le minimum de rétrodiffusion hivernale est atteint le 12 mars 1995 alors qu'il y a tout juste 80 cm de neige et que la température du sol est inférieure à celle du 3 février 1995.

Ces observations, effectuées sur tout le territoire d'étude, seront maintenant reprises uniquement sur les sites où des mesures de terrain ont été effectuées (figure 2.6b). Il s'agit de vérifier ainsi la représentativité de nos sites puisque c'est à partir d'eux que nous établissons la relation entre le signal radar et les caractéristiques du couvert de neige.

Dans l'ensemble, les quatre phénomènes observés précédemment sont à nouveau présents. Toutefois, certaines différences sont visibles, surtout pour les tourbières. Il s'avère que les sites de tourbières déterminés sur l'image radar sont trop hétérogènes (mélange d'eau et de végétation). Leur interprétation étant trop imprécise nous ne les impliquerons pas dans la suite de l'analyse. Deux autres classes nous posent certaines interrogations. Tout d'abord, en septembre 1994, les valeurs des brulis visités sont plus élevées que la moyenne des brulis de l'image. Il est fort possible que l'âge du brulis ait une influence sur sa rétrodiffusion. Deuxièmement, en mars 1994, les sites dégagés montrent une rétrodiffusion plus forte que les forêts ouvertes. Nos sites expérimentaux sont peut-être plus enneigés que la moyenne. Malgré ces quelques exceptions qui seront analysées dans le futur, nos sites expérimentaux sont jugés représentatifs du territoire d'étude. De plus, étant donné l'importance démontrée de l'occupation du sol, la suite de l'analyse sera faite en tenant compte de ce paramètre.

A)



B)

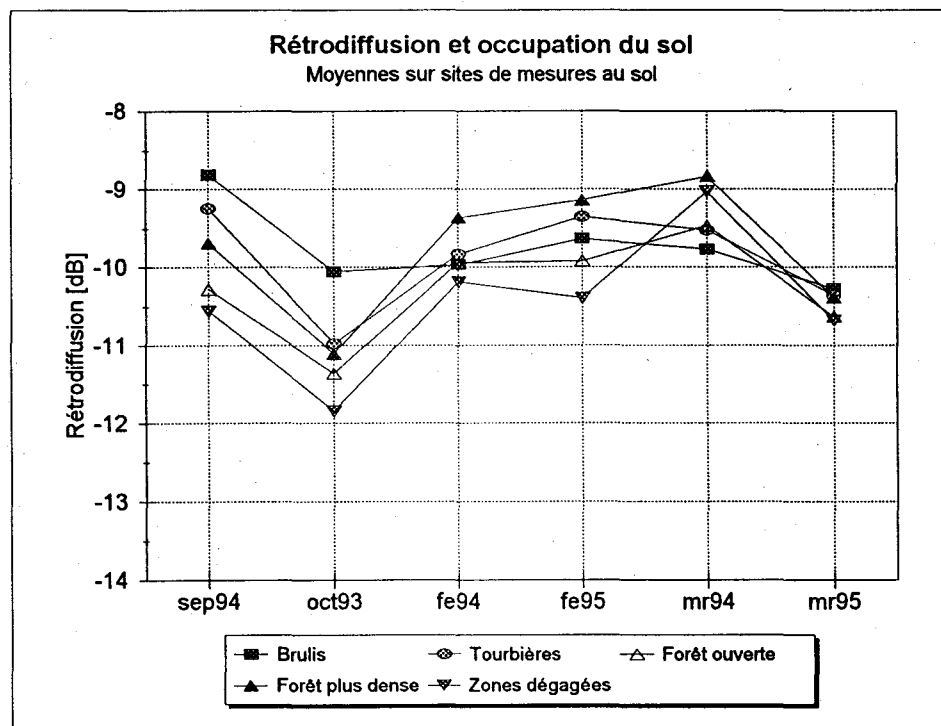


Figure 2.6: Évolution temporelle de la rétrodiffusion pour chaque classe d'occupation du sol sur (a) tout le secteur d'étude et (b) les sites de mesures au sol

2.5.4 Estimation de l'équivalent en eau

Rappelons que selon l'approche préconisée actuellement, l'estimation de l'équivalent en eau se fait en deux étapes. D'abord la résistance thermique du couvert nival est déduite du rapport de rétrodiffusion entre une scène d'hiver et une scène sans neige (équation 4). Deuxièmement, l'équivalent en eau est déduit de la résistance thermique estimée et d'une densité moyenne (équation 5). Nous allons donc examiner la relation entre les rapports de rétrodiffusion et la résistance thermique mesurée des couverts de neige pour les principaux types d'utilisation du sol.

La figure 2.7 présente les rapports des coefficients de rétrodiffusion des sites dits de "*forêt ouverte*" pour les quatre images d'hiver en fonction de la résistance thermique du couvert nival. Sur la figure 2.7 a, le rapport de rétrodiffusion est calculé à partir des données du 25 septembre 1994 alors que la figure 2.7 b illustre les rapports calculés à partir du 23 octobre 1993. On constate que les rapports diffèrent. Les rapports sont plus élevés en octobre puisque les valeurs de rétrodiffusion en octobre étaient plus basses (figure 2.6b). Toutefois, ni l'une, ni l'autre des deux images d'automne ne nous paraît idéale comme image de référence. En effet, la relation entre le coefficient de rétrodiffusion à l'hiver (σ_h) et la résistance thermique pour les quatre dates d'hiver (figure 2.7a) est plus évidente que celle entre le rapport et la résistance thermique (figure 2.8a). Il en est de même de la relation entre le coefficient de rétrodiffusion et l'équivalent en eau (figure 2.8b). Ces résultats montrent que l'utilisation de l'une ou l'autre des images d'automne reflète les différences de l'état du sol à l'automne au lieu d'éliminer les effets de la topographie. Toutefois, si l'on n'utilise pas le rapport, il faudrait effectuer une correction radiométrique pour l'effet de la pente et de son orientation. Suite à ces résultats, il semble que l'image de référence pour le bassin de la rivière La Grande devrait être prise plus tard dans la saison hivernale alors que le sol est gelé partout soit fin novembre ou début décembre. L'acquisition d'autres images aux mois de novembre et décembre sera nécessaire pour établir les conditions idéales. Une fois établie, l'image de référence restera la même pour la durée de vie du satellite.

La figure 2.9 montre les relations obtenues entre le rapport de rétrodiffusion et la résistance thermique du couvert nival pour les trois régions expérimentales; Rivière Eaton, la région de La Pocatière et la Baie James. Notons que les deux courbes de la région de la Baie James sont celles pour les sites dégagés et que celle de secteur Eaton a été tirée de données aéroportées ayant une meilleure dynamique radiométrique. Essentiellement, les courbes de la Baie James sont dans le prolongement des courbes du Sud. On

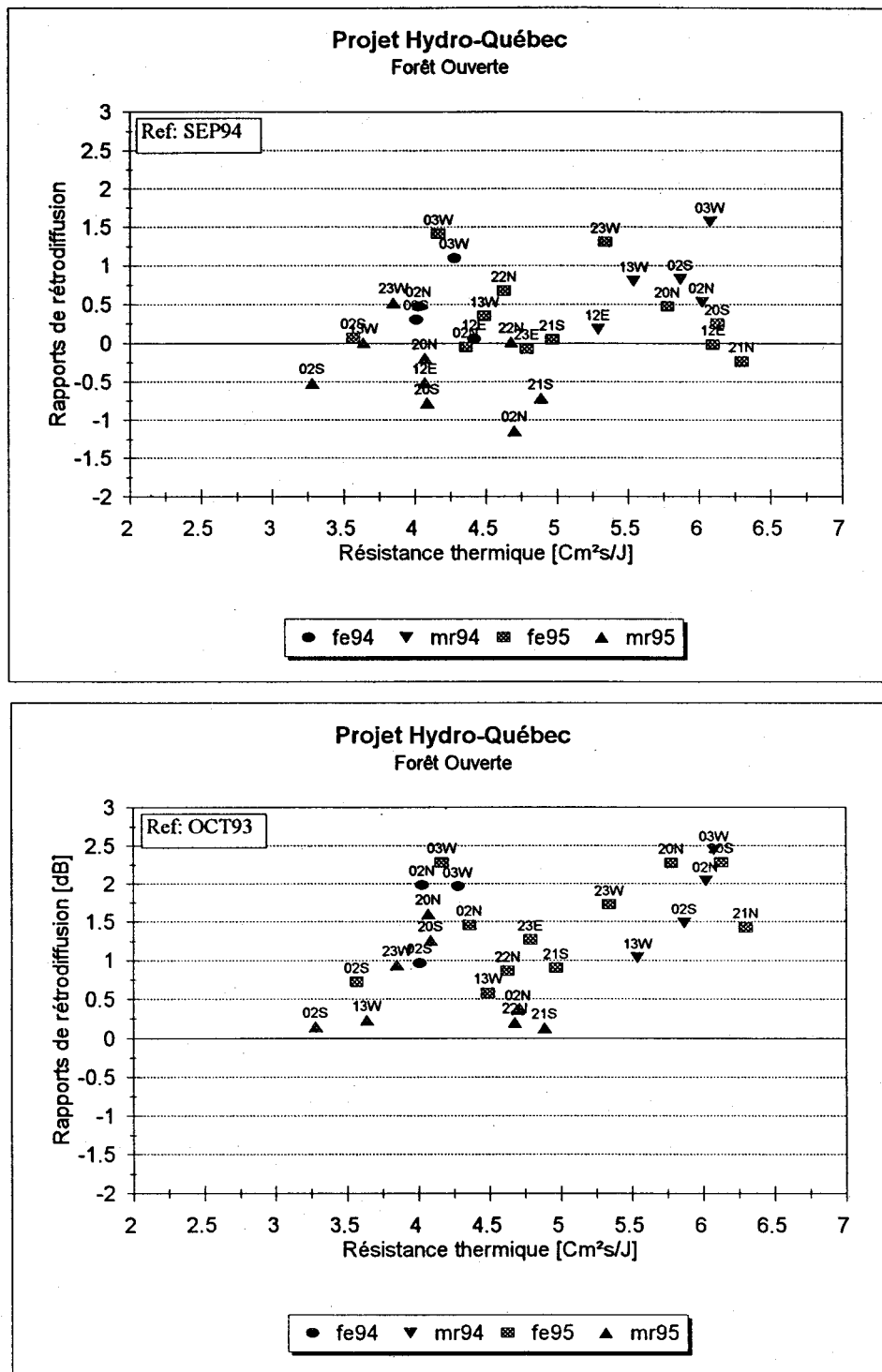


Figure 2.7: Relation entre le rapport de rétrodiffusion et la résistance thermique du couvert nival pour les secteurs de forêt ouverte a) le rapport est calculé à partir des données du 25 septembre 1994 et b) le rapport est calculé à partir des données du 25 octobre 1993.

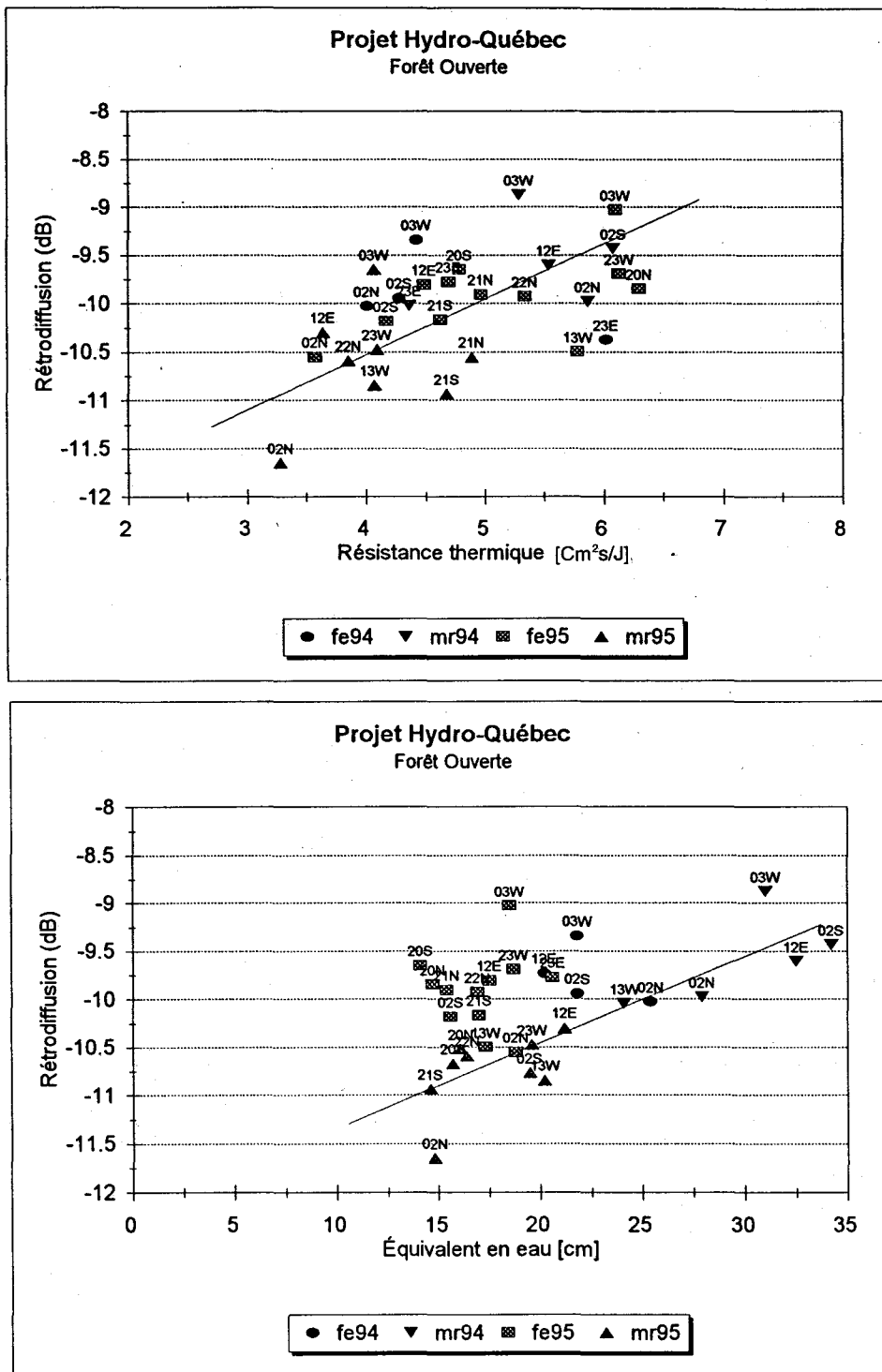


Figure 2.8: Relation entre le coefficient de rétrodiffusion moyen des sites expérimentaux et a) la résistance thermique du couvert de neige, b) l'équivalent en eau mesuré du couvert nival.

remarque que pour des résistances thermiques entre 3 et 6 °Cm²sJ⁻¹, l'étendue des rapports de rétrodiffusion est plus faible, soit moins de 2 dB alors qu'elle est de 4 dB entre 1 et 4 °Cm²sJ⁻¹. Si nous transposons les valeurs de résistance thermique en équivalent en eau, 3 à 6 °Cm²sJ⁻¹, correspondent à une étendue de 100 à 200 mm d'équivalent en eau selon la densité du couvert nival (figure 2.3).

Finalement, les coefficients de diffusion et de rétrodiffusion (en dB) du tableau 2.8 ont été estimés à partir des modèles théoriques présentés à la section 2.4.5 (Ulaby *et al.*, 1992 et 1986). Ce tableau 2.8 montre que RADARSAT (Pol: HH et $\theta = 45^\circ$) par ses possibilités d'ajuster les angles d'incidence offre une plus grande dynamique radiométrique qu'ERS-1 (Pol: VV; $\theta=23^\circ$). En effet, à un angle d'incidence de 45° la diffusion volumique à l'intérieur du couvert nival est plus grande qu'à 23° d'où une sensibilité de 2 à 3 dB par mètre d'épaisseur au lieu de 0.5 dB.

Tableau 2.8: Simulation de la rétrodiffusion d'un sol recouvert de neige

	Épaisseur neige (m) Équivalent en eau (m)	0,6 0,21	1,2 0,43	2,0 0,72	Sensi- bilité dBm ⁻¹
• Sol peu rugueux Pol: VV; $\theta = 23^\circ$	Diffusion volume (dB)	-16,98	-14,13	-12,26	3,4
	Atténuation	0,91	0,82	0,72	
	Rétrodiffusion surface (dB)	-10,30			
	Rétrodiffusion surf. + vol. (dB)	-9,86	-9,43	-9,01	
Pol: HH; $\theta = 23^\circ$	Diffusion volume (dB)	-16,98	-14,13	-12,26	3,4
	Atténuation	0,91	0,82	0,72	
	Rétrodiffusion surface (dB)	-11,14			
	Rétrodiffusion surf. + vol. (dB)	-10,45	-10,38	-9,76	
Pol: HH; $\theta = 45^\circ$	Diffusion volume (dB)	-17,02	-14,22	-12,40	3,3
	Atténuation	0,90	0,80	0,69	
	Rétrodiffusion surface (dB)	-17,07			
	Rétrodiffusion surf. + vol. (dB)	-14,26	-12,70	-11,48	
• Sol rugueux Pol: HH ou VV; $\theta = 23^\circ$	Diffusion volume (dB)	-16,98	-14,13	-12,26	3,4
	Atténuation	0,91	0,82	0,72	
	Rétrodiffusion surface (dB)	-5,08			
	Rétrodiffusion surf. + vol. (dB)	-5,20	-5,32	-5,47	
Pol: HH ou VV; $\theta = 45^\circ$	Diffusion volume (dB)	-17,02	-14,22	-12,40	3,3
	Atténuation	0,90	0,80	0,69	
	Rétrodiffusion surface (dB)	-26,2			
	Rétrodiffusion surf. + vol. (dB)	-16,57	-14,00	-12,28	

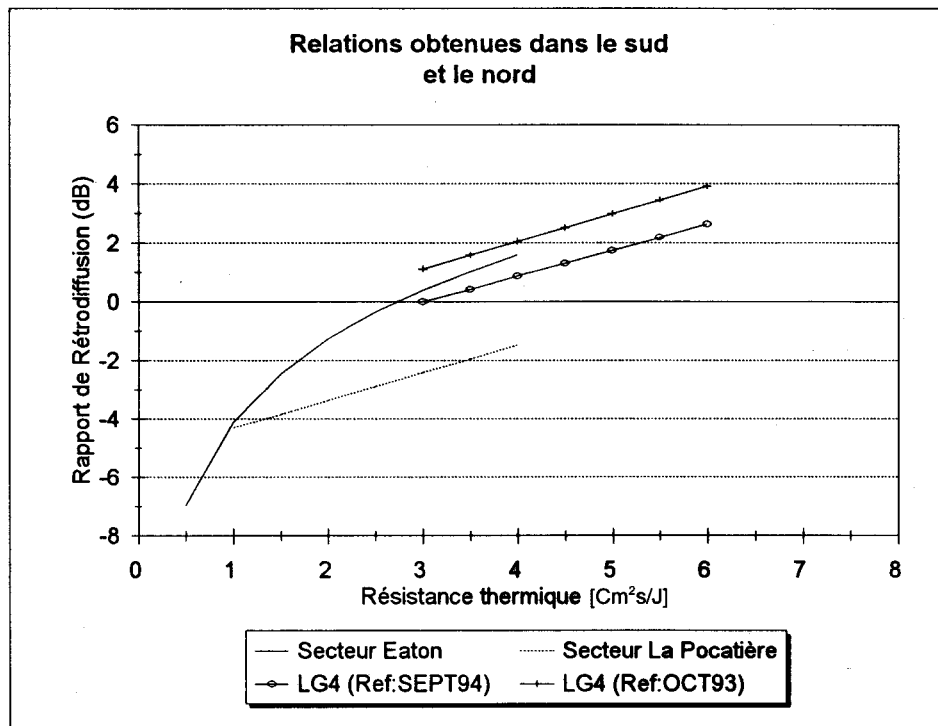


Figure 2.9: Relations entre les rapports de rétrodiffusion et la résistance thermique du couvert nival pour trois régions expérimentales.

2.5.5 Exemples de cartes d'équivalent en eau produites à partir d'images ERS-1

La section précédente a présenté l'état actuel des relations obtenues entre le rapport de rétrodiffusion et l'équivalent en eau du couvert, en passant ou non par la résistance thermique de ce dernier. Dans le but de fournir à Hydro-Québec un premier aperçu des cartes d'équivalent en eau dérivées des données Radar, nous avons préparé deux cartes à partir des relations provisoires que nous avons pu déterminer.

A titre d'exemple, nous avons choisi de cartographier l'équivalent en eau du secteur du lac des Voeux pour les deux dates de l'hiver 1994, soient les 12 février et 26 mars. Comme la scène du 25 septembre a été prise le soir pendant l'orbite ascendante tout comme les

scènes d'hiver 1994, ce sera celle-ci qui sera retenue pour calculer le rapport de rétrodiffusion σ_h^o/σ_a^o .

La figure 2.10 illustre la relation provisoire utilisée pour déterminer la résistance thermique du rapport de rétrodiffusion des sites dégagés:

$$R_{est} = 1.14 \sigma_h^o/\sigma_a^o + 3 \quad (6)$$

où 1.14 est la pente de la droite
3 est l'ordonnée à l'origine en $^{\circ}\text{Cm}^2\text{s j}^{-1}$

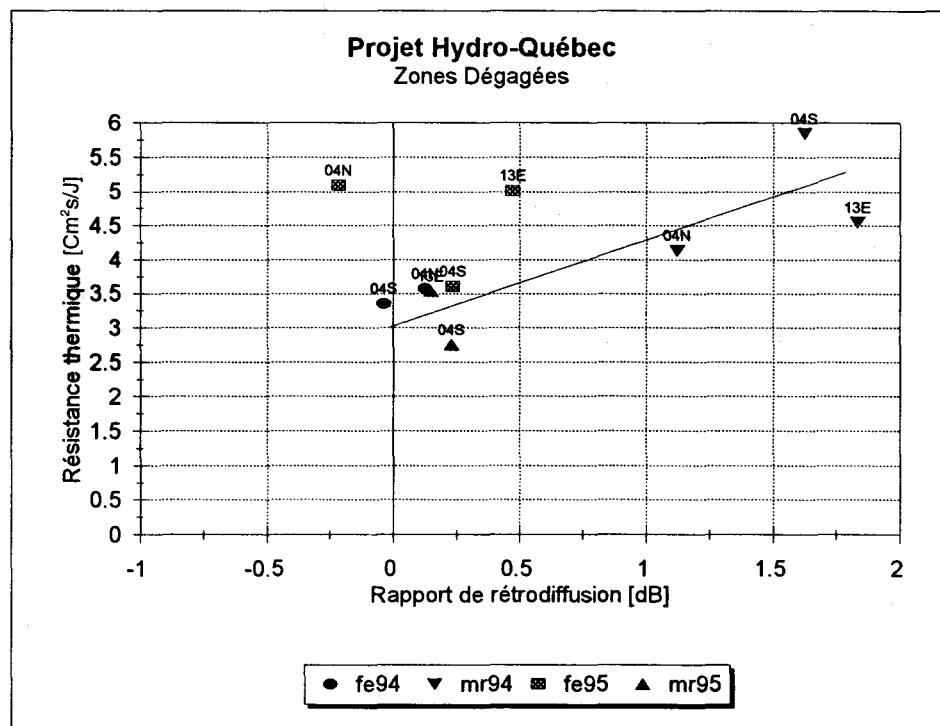


Figure 2.10: Relation entre la résistance thermique et le rapport de rétrodiffusion pour les secteurs dégagés. La droite illustre la relation linéaire utilisée pour estimer la résistance thermique à partir du rapport de rétrodiffusion.

En comparant l'évolution temporelle des rapports de rétrodiffusion (figure 2.11), on note qu'ils se classent en deux groupes d'utilisation du sol. Les rapports étant plus élevés d'un dB pour les forêts denses, les tourbières et les brulis que pour la forêt ouverte et les zones dégagées. Cela donne deux relations à appliquer pour déduire la distribution de la résistance thermique (équation 4). Nous avons donc utilisé l'équation 6 pour les sites dégagés et de forêt ouverte et l'équation 7 pour les autres occupations du sol.

$$R_{est} = 1.14 \sigma_h^o / \sigma_a^o + 4 \quad (7)$$

L'équivalent en eau a ensuite été déduit de la résistance thermique estimée (R_{est}) en utilisant la pente de la relation entre l'équivalent en eau mesuré et la résistance thermique calculée pour chacune des dates (Figure 2.3). Dans un cadre opérationnel, ces relations seront appliquées à toutes les images d'un sous-bassin de manière à obtenir une cartographie de l'équivalent en eau de la neige.

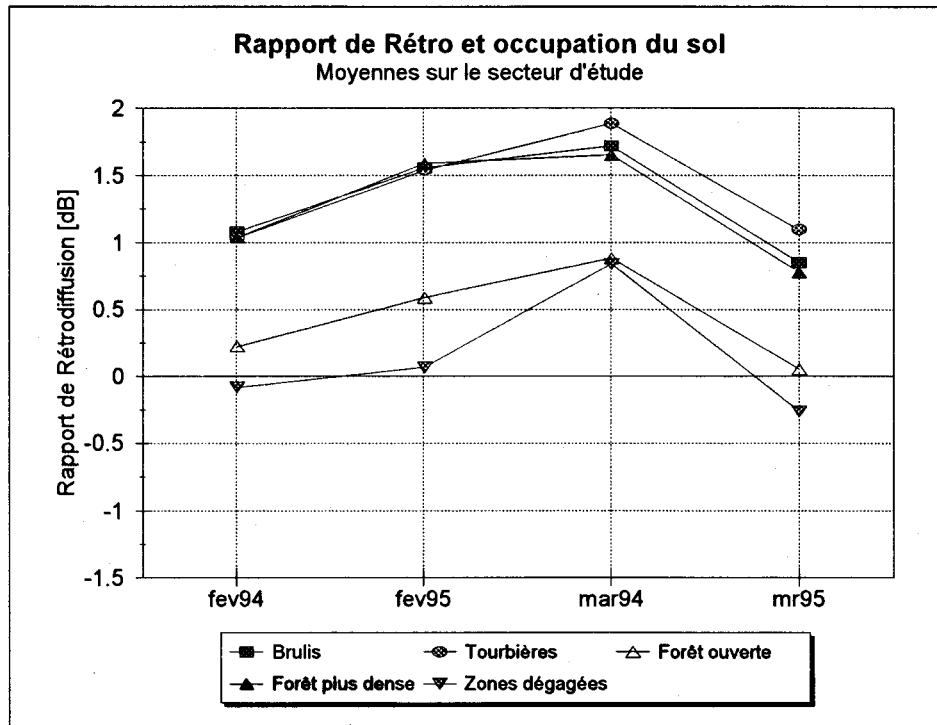


Figure 2.11: Évolution temporelle du rapport des coefficients de rétrodiffusion pour chaque occupation du sol.

La figure 2.12 compare les valeurs moyennes d'équivalent en eau estimées, en cm, aux valeurs moyennes mesurées pour les sites expérimentaux du secteur du lac des Voeux. En général, l'algorithme sous-estime de 2 à 4 cm la quantité moyenne de neige au sol. Toutefois, ces résultats sont très satisfaisants pour une première version de l'algorithme étant donné les problèmes discutés plus tôt en ce qui a trait à l'image de référence. Les figures 2.13 et 2.14 présentent les cartes produites pour les 12 février et 26 mars 1994. Les couleurs de la carte représentent les classes d'équivalent en eau suivantes:

- Noir: Non-calculé (lacs et rivières, route et gravières)
- Bleu: 1 à 15 cm
- Orangé: 16 à 25 cm
- Rouge: 26 à 40 cm
- Blanc: Plus de 40 cm

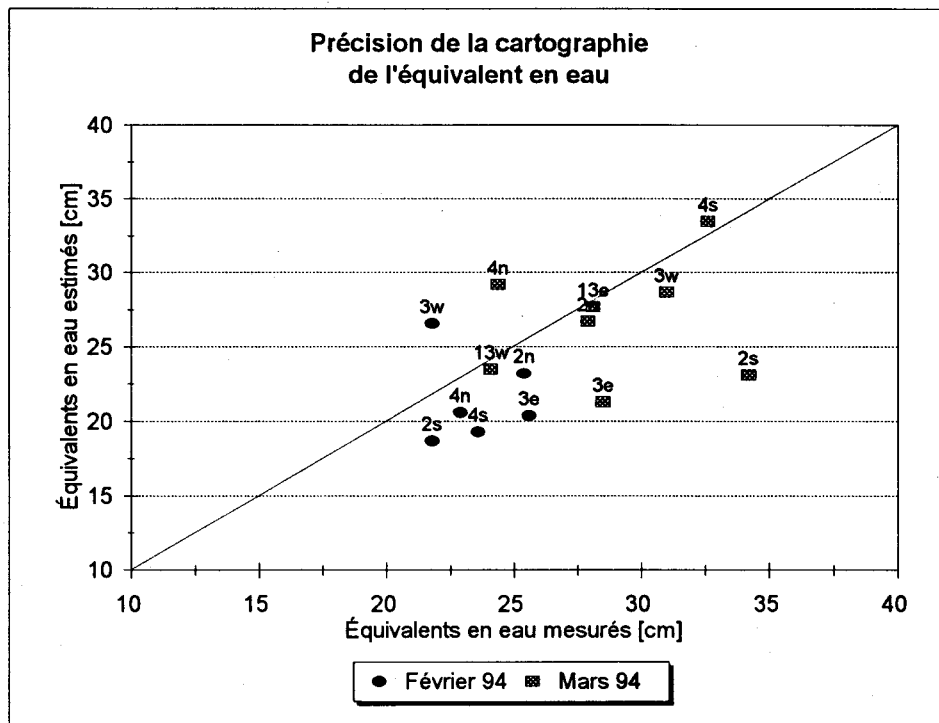


Figure 2.12: Évaluation de la précision de la cartographie de l'équivalent en eau pour les images du 12 février 1994 et du 26 mars 1994.

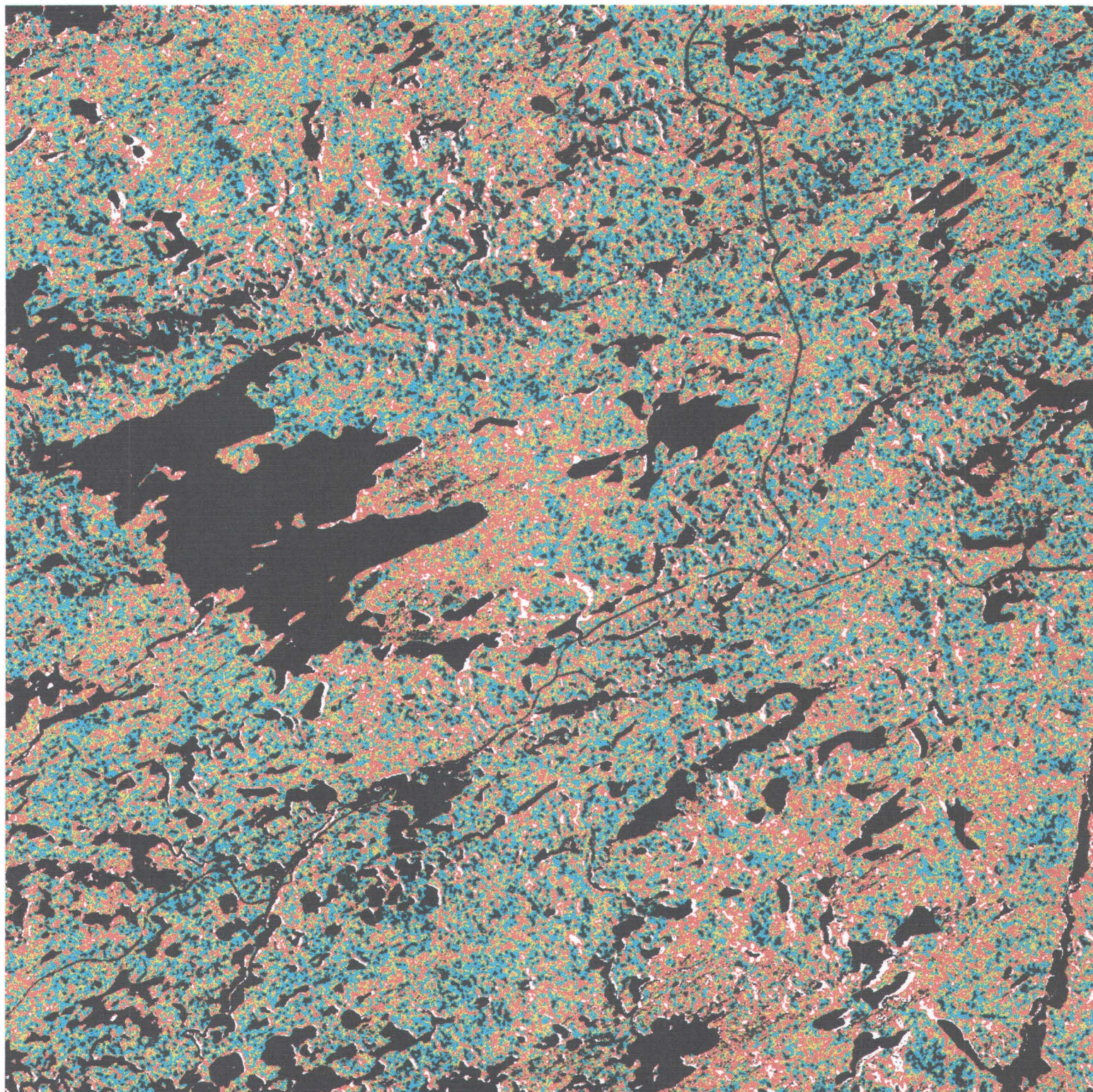


Figure 2.13: Carte des équivalents en eau estimés à partir de l'image ERS-1 du 12 février 1994.

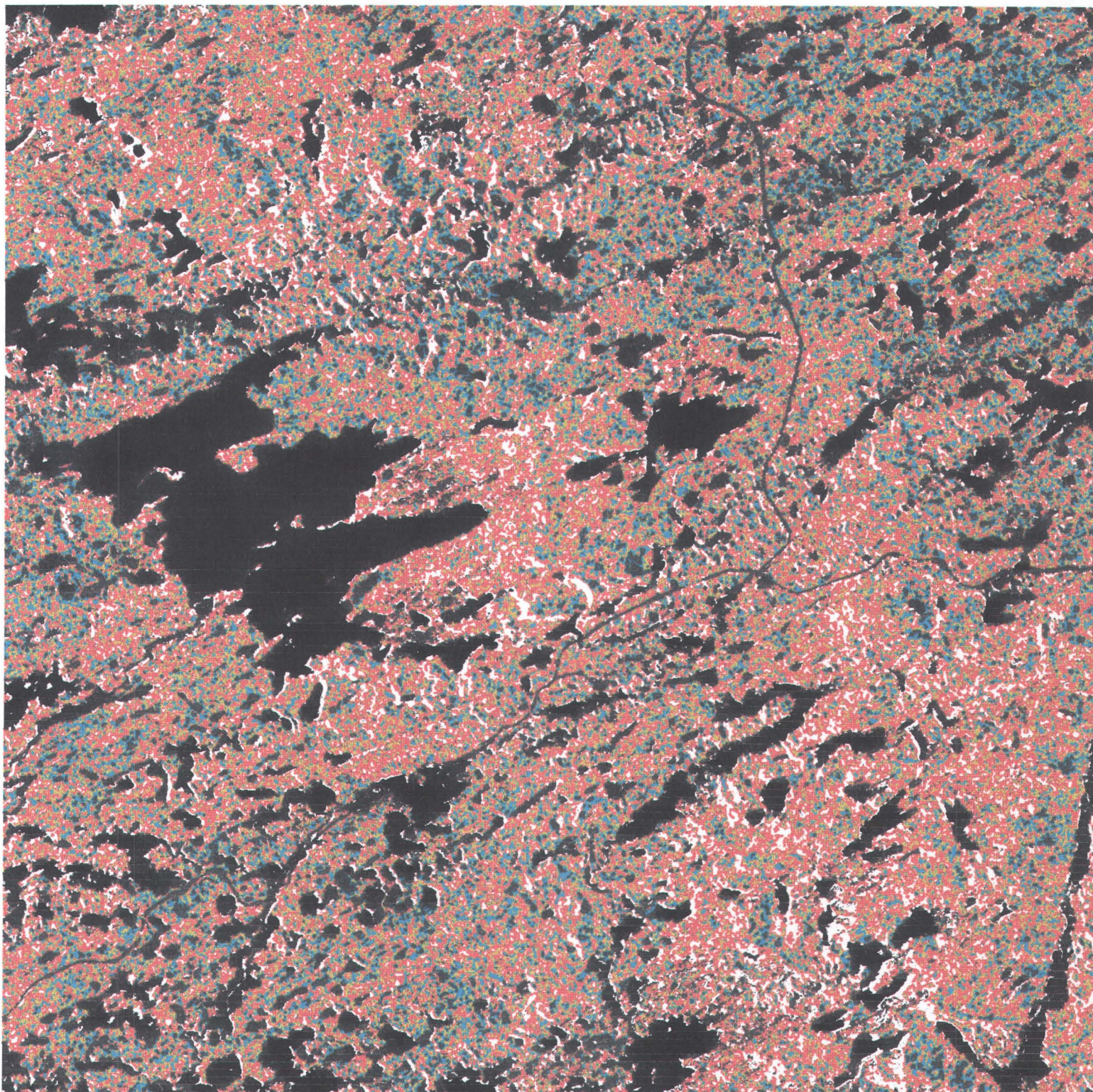


Figure 2.14: Carte des équivalents en eau estimés à partir de l'image ERS-1 du 26 mars 1994.

2.5.6 Etapes suggérées pour la production des cartes d'équivalent en eau dans un cadre opérationnel

Dans un cadre opérationnel, nous considérons que la production d'une carte ferait intervenir deux types de personnes, d'une part le télédéacteur, d'autre part l'hydrologue.

Les tâches assumées par le télédéacteur pourraient être réalisées par une firme spécialisée en télédétection (Viasat, par exemple) ou bien un employé d'Hydro-Québec qui utiliserait le logiciel de traitement d'images (Easy-Pace de PCI Inc.) de la Vice-Présidence Environnement et qui aurait la formation pertinente. Si Hydro-Québec choisit de faire effectuer les tâches de télédétection par l'industrie privée, cette option ne requiert pas d'investissement en système et en formation de sa part. Si Hydro-Québec choisit de faire effectuer les tâches de télédétection par son personnel, il faudra vérifier si le système de traitement d'image de la Vice-Présidence Environnement possède l'ensemble des modules nécessaires pour la réalisation des tâches (par exemple, la correction géométrique à partir des paramètres du satellite et d'un MNA) et a la capacité de traiter plusieurs images. Quelle que soit l'option choisie, Hydro-Québec et l'INRS-Eau devront mettre au point une procédure pour transférer les valeurs d'équivalent en eau des sous-bassins au modèle hydrologique, actuel et futur, tout en utilisant les systèmes informatiques du Service des Prévisions.

Les tâches assumées par l'hydrologue seraient réalisées par le personnel de la section Prévision des Apports sur leur propre système d'opération.

L'ensemble des tâches se divise en deux catégories:

- 1- Les tâches de base, qui ne seront réalisées qu'une fois c'est-à-dire uniquement durant l'année d'implantation de la méthodologie pour un sous-bassin. Ces tâches seront réalisées par le télédéacteur.
- 2- Les tâches récurrentes qui seront réalisées pour chaque nouvelle image radar.

2.5.6.1 Les tâches de base

- Production d'un Modèle Numérique d'Altitude à la résolution spatiale nécessaire pour l'ensemble du bassin. Ce MNA servira à la correction géométrique des images. Dans le cadre du présent contrat le MNA des cartes 33H et 33I a déjà été réalisé.
- Production d'une carte de l'utilisation du sol pour tout le bassin de la rivière La Grande. Cette carte d'utilisation du sol est produite à partir d'une classification dirigée d'une image LANDSAT TM préalablement corrigée géométriquement. Les étapes de production sont décrites au tableau 2.6. Dans le cadre du présent contrat, une image LANDSAT récente (juin 1995) a déjà été achetée. Pour l'ensemble du bassin La Grande, huit à dix images seront nécessaires. Toutefois, Hydro-Québec possède déjà des images moins récentes (1987 ou 1988) du bassin.
- A partir de la classification des images Landsat, production du masque des lacs et des routes afin de faciliter la localisation. Les autres thèmes (classes d'utilisation du sol) seront utilisés dans une étape ultérieure.
- Production des limites hydrologiques pour lesquelles, l'équivalent en eau moyen sera désiré, soit à partir du MNA, soit importé d'ailleurs.
- Sélection des images RADAR de référence. Plusieurs images de référence devront être choisies pour couvrir l'ensemble du bassin de la rivière La Grande (2 images SCANSAR (500 x 500 km) ou 32 images de type standard (100 x 100 km)). Ces images de référence seraient valides pour la durée de vie du satellite ou tant qu'il n'y aura pas de changement majeur dans le secteur.

2.5.6.2 Les tâches récurrentes:

- A chaque automne, l'hydrologue prépare une commande à la firme RSI Inc de Vancouver (distributeur) demandant l'acquisition des images RADAR pour les périodes désirées. Par exemple, la couverture d'un sous-bassin entre le 1er et le 15 février, et une couverture totale du bassin de La Grande entre le 15 et le 30 mars, ces périodes coïncidant avec les campagnes de mesure des lignes de neige. Les images en mode standard pourront être pré-étalonnées par RSI inc.

- Dès leur réception, les images seront géocodées par le télédécteur en tenant compte des paramètres du satellite et de la topographie (MNA). Les images seront aussi filtrées pour éliminer le chatoiement.
- Les images étant géocodées, le télédécteur calcule automatiquement le rapport de rétrodiffusion entre la nouvelle image et l'image de référence. Il extrait ensuite les valeurs des rapports de rétrodiffusion des sites où l'on retrouve les lignes de neige et transmet cette information à l'hydrologue.
- A partir des données fournies par les lignes de neige, l'hydrologue établit la relation entre le rapport de rétrodiffusion et l'équivalent en eau de la neige en passant ou non par le biais de la résistance thermique. Au besoin, une relation pourra être déterminée pour l'ensemble ou chacun des groupes d'utilisation du sol.
- La relation est ensuite appliquée par l'hydrologue lui-même ou le télédécteur sur l'ensemble des images radar pour chaque pixel. On obtient ainsi une carte numérique (fichier) qui peut être habillée par le masque des lacs, les limites des sous-bassins etc. Les équivalents en eau pourront être affichés par classe pour obtenir une cartographie plus uniforme. Toutefois, les valeurs de chaque pixel seront conservées pour les calculs, comme celui de la valeur de l'équivalent en eau moyen pour chaque unité hydrologique que l'hydrologue aura lui-même définie.

Cette étape peut se faire sur un logiciel de traitement d'images ou sur PHYSITEL le logiciel parent d'HYDROTEL ou sur un Système d'Information Géographique (SIG).

- Par la suite, les valeurs d'équivalent en eau calculées pourront servir à la mise à jour de chacune des unités (sous-bassins) hydrologiques. Les valeurs d'équivalent en eau pourront être transférées à la main dans le modèle hydrologique ou le fichier sera importé directement si un modèle spatial de type HYDROTEL est utilisé.

Les étapes ci-dessus sont des suggestions et pourront être modifiées en fonction des besoins et des choix technologiques du Service des Prévisions.

D'autre part, afin de réduire les coûts d'implantation de la méthodologie reliés à la production des MNA et la classification de l'utilisation du sol, on pourrait envisager d'implanter la méthodologie pour le bassin de la rivière La Grande par bassin ou sous-bassin.

3 VOLET RADAR - ACTIVITES COMPLÉMENTAIRES

3.1 Stratégie de détermination de l'équivalent en eau de la neige

Parce qu'elle pourrait impliquer la combinaison de données micro-ondes passives et actives et des données d'autres sources (NOAA par exemple), la stratégie de détermination de l'équivalent en eau de la neige, pour le territoire de la Baie James, ne sera effectivement réalisée qu'à la Phase II. Toutefois, dans le cadre de ce projet (Phase I), nous avons abordé la problématique. En effet, en septembre 1994, un étudiant au doctorat, Daniel Martin, s'est joint à notre équipe de recherche. Co-dirigé par Madame Bernier et Monsieur Sasseville, le thème de sa thèse est: *Gestion de l'incertitude économique dans l'exploitation des réservoirs hydroélectriques par l'utilisation des technologies satellitaires et aéroportées de mesure du couvert nival.*

Cette thèse se divise en trois parties: La première est une enquête de type Delphi destinée à connaître et à quantifier les attentes des utilisateurs des nouvelles technologies de mesure du couvert nival. La seconde partie est consacrée au développement de scénarios mettant en jeu les différentes technologies disponibles pour suivre la distribution spatiale de la neige et mesurer son équivalent en eau. Une analyse multicritères des capteurs satellitaires sera faite pour effectuer un tri préliminaire des capteurs ou familles de capteurs. La dernière partie est une analyse des coûts reliés à l'amélioration des capteurs hyperfréquences pour le suivi du couvert nival: idéalement celui du satellite canadien RADARSAT.

Dans un contexte de rationalisation et d'austérité budgétaire, ces préoccupations se justifient pleinement. En effet, les gestionnaires veulent une meilleure information à meilleur coût et, de ce fait, sont intéressés par tous les moyens permettant de diriger leurs choix vers les méthodes présentant le meilleur ratio coût/efficacité.

A notre avis, ce projet de thèse se distingue des autres travaux menés sur le territoire de la Baie James et, en particulier, de l'étude de DIGIM (1983) qui elle se concentrait sur les besoins en télédétection pour le suivi de la dynamique du couvert de glace dans l'estuaire de la Grande Rivière et de la zone de détournement Laforge. Il se distingue également, par son approche, des études de marché menées pour l'Agence Spatiale Canadienne (Hirose, 1992) et pour le Centre Canadien de Télédétection (RSI Inc., 1993) dans le cadre du projet RADARSAT.

L'enquête (1ere partie) se déroulera à l'hiver 1996 auprès des gestionnaires des entreprises hydroélectriques des pays où l'approvisionnement des réservoirs est constitué, en partie, par les eaux provenant de la fonte des neiges (Canada, États-Unis, France, Japon, pays scandinaves). Même si la thèse se limite au territoire de la Baie James, l'enquête DELPHI s'effectuera sur une base beaucoup plus large. De même, les résultats de l'analyse économique pourront être généralisés à d'autres bassins.

Les questionnaires, établis en français et en anglais et constitués d'environ *25 questions*, seront envoyés à une *centaine de personnes*. Nous envisageons de répéter l'opération à *3 reprises* afin de satisfaire aux conditions principales de validité d'une enquête de type *DELPHI*. Développée dans les années 1950 par Olaf Helmer à la Rand Corporation, la méthode DELPHI était, à l'origine, une procédure destinée à obtenir et à organiser les opinions d'un groupe de spécialistes sur des questions portant sur les probabilités d'apparition d'évènements futurs. La méthode DELPHI a également été utilisée avec profit pour l'évaluation de technologies. L'évaluation technologique est, de par nature, une navigation dans une brume épaisse. Même les "technologues" les mieux préparés ne peuvent avoir, *a priori*, une idée précise de l'impact de leurs investigations sur le développement du futur. Les questions porteront essentiellement sur les points suivants:

- 1) Les *coûts* attendus des technologies satellitaires et aéroportées (vs les technologies conventionnelles);

- 2) La *qualité* attendue des résultats : précision, répétitivité, etc.

- 3) L'*efficacité* attendue des nouvelles technologies : simplicité d'interprétation, efficacité managériale, possibilité d'utilisation des technologies sur une base continue, etc. Les résultats de cette enquête seront disponibles l'été prochain.

3.2 Proposition soumise au programme ADRO

3.2.1 Objectifs du projet de recherche proposé

Durant les mois de février et mars 1995 nous avons défini avec nos partenaires d'Hydro-Québec les objectifs d'une poursuite de cette étude pour 1996 et 1997 à l'aide des données RADAR (RSO) du satellite RADARSAT. Une proposition de recherche a ainsi été préparée par l'INRS-Eau et soumise au programme ADRO le 31 mars 1995. Une copie de cette proposition a été envoyée à nos partenaires d'Hydro-Québec et de VIASAT inc.

Essentiellement, la proposition demande à l'Agence Spatiale Canadienne de fournir, sans frais, 28 images du satellite RADARSAT pour réaliser les objectifs suivants:

- 1) Estimation de la distribution spatiale, à une date donnée:
 - a) du couvert de neige (présence vs absence);
 - b) de l'équivalent en eau du couvert nival;
 - c) de la neige humide (neige sèche vs neige humide);
 - d) du sol gelé; et cela à des fins de prévision hydrologique pour la gestion des stocks énergétiques, la planification de la production hydroélectrique et la détermination des risques d'inondation.

- 2) Détermination du produit ou de la combinaison de produits du satellite RADARSAT susceptible(s) de fournir les estimations définies ci-dessus avec la précision souhaitée.

Plus spécifiquement, la méthodologie mise au point dans ce projet servira de base à l'élaboration d'une stratégie d'évaluation de l'équivalent en eau du couvert de neige partout où c'est possible sur un bassin versant, de façon à en déduire la répartition spatiale sur l'ensemble de ce bassin, en utilisant à la fois les informations déduites de la télédétection (images RSO, données micro-ondes passives) et celles provenant des données au sol (lignes de neige ou épaisseurs aux stations), lorsqu'elles sont disponibles.

De plus, l'utilisation des données RSO devrait réduire les coûts d'estimation de l'équivalent en eau tout en augmentant leur précision. Toute augmentation de la précision d'estimation de l'équivalent en eau du couvert nival se traduira par un meilleur rendement des diverses centrales et des effets financiers importants. Le but ultime de ce projet ADRO est qu'il soit suivi d'une phase pré-opérationnelle où les nouvelles méthodes utilisant les produits RADARSAT seraient intégrées au système de prévision hydrologique d'Hydro-Québec.

3.2.2 Description des images RSO demandées

Les tableaux 3.1a et 3.1b présentent le nombre, le mode et les orbites (ascendante ou descendante) des images RSO qui devront être acquises lors de chaque campagne de terrain. La période totale d'acquisition s'étend de février 1996 à octobre 1997, soit environ 18 mois. Cette période est nécessaire pour obtenir un minimum d'information permettant la mise au point et la vérification de notre méthode sur au moins deux saisons hivernales, sachant que les conditions d'accumulation et de fonte du couvert nival peuvent varier grandement d'un hiver à l'autre.

Nous avons retenu deux modes d'acquisition pour les données RSO, le Mode 1 (faisceaux standard) et le Mode 5 (SCANSAR large). Le principal avantage du Mode Standard réside dans le fait que ce type de données pourra être étalonné dans les premiers mois suivant le lancement de RADARSAT. En effet, afin d'évaluer l'équivalent en eau de la neige, nous avons besoin de déterminer le coefficient de rétrodiffusion du couvert nival et par conséquent d'images étalonnées.

Par contre, nous croyons que la résolution de 100m du mode SCANSAR large sera suffisante pour suivre l'évolution du couvert nival dans ce territoire relativement peu morcelé et que nous pourrions utiliser ce mode pour déterminer la couverture de neige humide. Toutefois, les données SCANSAR large ne pourront vraisemblablement pas être étalonnées par l'agence chargée de leur distribution avant plusieurs mois après le lancement, de sorte qu'il pourra s'avérer impossible d'en extraire des informations quantitatives suffisamment précises à court terme. Comme le Mode 5 couvre une superficie beaucoup plus grande que celle des images de Mode 1, ce mode devrait permettre de réduire les coûts d'acquisition de la couverture RSO d'un très grand territoire (Bassin La Grande, environ 100 000 km²), rendant possible des économies additionnelles pour l'utilisateur final. L'enjeu économique est par conséquent suffisamment important

Tableau 3.1a: Plan d'acquisition des données de RADARSAT (première année)

Période	Nombre d'images	Mode	Heure locale	Angle d'incidence	Campagnes de terrain	Variables étudiées
Automne 1995	-	-	-	-	Installation de sondes thermiques et diélectriques	-
Hiver 1996						
Début février	1	Standard	6:00	<30°	T[°C] et Constante diélectrique du sol; Caractéristiques du couvert de neige (fosses); Mesure de l'équivalent en eau (carottage)	Équivalent en eau du couvert nival
	1	SCANSAR	6:00 ou 18:00			
Fin mars	1	Standard	6:00	<30°	T[°C] et Constante diélectrique du sol; Caractéristiques du couvert de neige (fosses); Mesure de l'équivalent en eau (carottage)	Équivalent en eau du couvert nival
	1	SCANSAR	6:00 ou 18:00			
Printemps 1996						
Fin avril (début de la fonte)	2	SCANSAR à 3 jours d'intervalle	18:00		T[°C] et Constante diélectrique du sol; Caractéristiques du couvert de neige (fosses); Mesure de l'équivalent en eau (carottage) Teneur en eau de la neige	Neige sèche vs neige humide
Fin mai	2	SCANSAR à 3 jours d'intervalle	18:00		Distribution de l'équivalent en eau; Teneur en eau de la neige; Teneur en eau du sol; T[°C] et Constante diélectrique du sol;	Discrimination neige vs sol nu (couvert partiel)
Automne 1996						
Début octobre	1	Standard	6:00	<30°	T[°C], humidité et constante diélectrique du sol; Vérification de l'installation des sondes.	Répartition spatiale du gel
	1	SCANSAR	6:00 ou 18:00			
Mi-octobre	1	Standard	6:00	<30°	T[°C], humidité et constante diélectrique du sol.	Répartition spatiale du gel
	1	SCANSAR	6:00 ou 18:00			
Fin octobre	1	Standard	6:00	<30°	T[°C], humidité et constante diélectrique du sol.	Répartition spatiale du gel
	1	SCANSAR	6:00 ou 18:00			

Tableau 3.1b: Plan d'acquisition des données de RADARSAT (deuxième année)

Période	Nombre d'images	Mode	Heure locale	Angle d'incidence	Campagnes de terrain	Variables étudiées
Hiver 1997						
Début février	1	Standard	6:00	<30°	T[°C] et Constante diélectrique du sol; Caractéristiques du couvert de neige (fosses); Mesure de l'équivalent en eau (carottage)	Équivalent en eau du couvert nival
	1	SCANSAR	6:00 ou 18:00			
Fin mars	1	Standard	6:00	<30°	T[°C] et Constante diélectrique du sol; Caractéristiques du couvert de neige (fosses); Mesure de l'équivalent en eau (carottage)	Équivalent en eau du couvert nival
	1	SCANSAR	6:00 ou 18:00			
Printemps 1997						
Fin avril (début de la fonte)	2	SCANSAR à 3 jours d'intervalle	18:00		T[°C] et Constante diélectrique du sol; Caractéristiques du couvert de neige (fosses); Mesure de l'équivalent en eau (carottage); Teneur en eau liquide de la neige.	Neige sèche vs neige humide
Fin mai	2	SCANSAR à 3 jours d'intervalle	18:00		Distribution de la neige; Teneur en eau de la neige; Teneur en eau du sol; T[°C] et Constante diélectrique du sol;	Discrimination neige vs sol nu (couvert partiel)
Automne 1997						
Début octobre	1	Standard	6:00	<30°	T[°C], humidité et constante diélectrique du sol; Vérification de l'installation des sondes.	Répartition spatiale du gel
	1	SCANSAR	6:00 ou 18:00			
Mi-octobre	1	Standard	6:00	<30°	T[°C], humidité et constante diélectrique du sol.	Répartition spatiale du gel
	1	SCANSAR	6:00 ou 18:00			
Fin octobre	1	Standard	6:00	<30°	T[°C], humidité et constante diélectrique du sol.	Répartition spatiale du gel
	1	SCANSAR	6:00 ou 18:00			
TOTAL	28					

pour que nous souhaitions vérifier le potentiel des données SCANSAR (Mode 5). C'est pourquoi, nous demandons les deux types de données pour l'hiver et l'automne.

3.2.3 Organisation du projet

L'INRS-Eau sera le maître-d'oeuvre du projet. Le Dr Monique Bernier, professeure à l'INRS-Eau, assurera la responsabilité administrative et scientifique du projet. Elle sera secondée dans cette tâche par le Dr. Jean-Pierre Fortin. La recherche et le développement seront essentiellement faits par l'équipe de l'INRS-Eau.

Hydro-Québec sera à la fois l'utilisateur final des méthodologies développées et le pourvoyeur de fonds pour le développement des méthodologies. En tant qu'utilisateurs des méthodologies Messieurs Bisson et Weyman nous aviseront de leurs besoins et de leurs contraintes techniques et financières tout au long de la recherche, ce qui favorisera le développement d'outils utiles et pertinents. Madame Diane Thibault, comme coordonnatrice de la télédétection à Hydro-Québec, s'assurera que l'expertise gagnée par ce projet sera conservée au sein de l'organisation. D'autre part, Hydro-Québec financera les coûts associés à cette recherche pour l'INRS-Eau, les coûts de transport à la zone d'étude et les coûts de séjour sur place. De plus, le personnel d'Hydro-Québec participerait à la cueillette des données de terrain, ce qui faciliterait la logistique et permettra des échanges d'idées entre le personnel de l'INRS-Eau et celui d'Hydro-Québec.

La compagnie VIASAT Inc sera essentiellement responsable de la correction géométrique des images RSO, images qui seront ensuite analysées à l'INRS-Eau. Monsieur Pierre Vincent, associé et professionnel en télédétection, conseillera aussi l'équipe de l'INRS-Eau sur le développement de méthodes opérationnelles.

3.2.4 Acceptation de l'Agence spatiale canadienne

Le 6 décembre dernier, le bureau de coordination ADRO a informé l'INRS-Eau que notre proposition a été sélectionnée et nous a assuré de leur collaboration pour la durée du programme ADRO. Le coordonnateur du programme, Monsieur Salvatore Carboni, nous a assuré que nous pouvions compter sur une vingtaine d'images RADARSAT gratuites (28 avaient été demandées) et que nous pourrions obtenir des images dès la fin de février. Une seconde lettre nous sera envoyée sous peu pour confirmer le tout.

Par la suite, en janvier, le bureau de coordination ADRO nous enverra un formulaire de commande d'images à remplir. Il serait souhaitable que la commande d'images soit accompagnée d'une lettre d'Hydro-Québec confirmant le financement du projet.

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 épaisse 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 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.

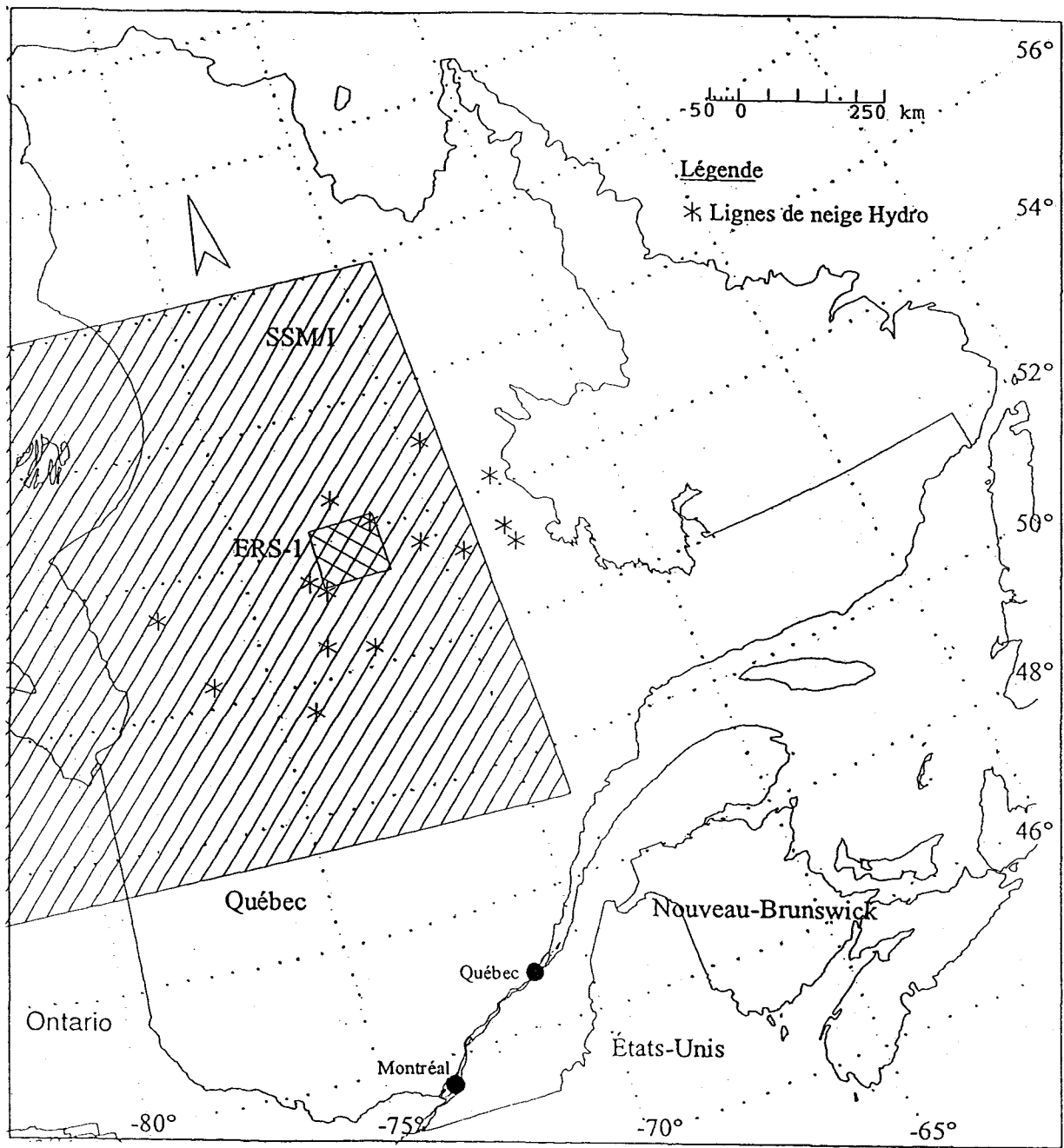


Figure 4.1 Zones couvertes par les images SSM/I et ERS-1.

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 diminuer l'effet de la neige et des surfaces:

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

où:

T_{18H} et $T_{37H (W_{eq})}$: sont les températures de brillance ([K]) en polarisation horizontale d'une surface couverte de neige à 18 et 37 GHz,

T_{18H} et $T_{37H (W_{eq}=0)}$: sont les températures de brillance ([K]) en polarisation horizontale d'une surface sans neige à 18 et 37 GHz.

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.

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

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

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:

$$\text{GTV} = (\text{TB}_{37v} - \text{TB}_{18v}) / 18 \quad (6)$$

où:

TB_{37v} et TB_{18v} : températures de brillance en polarisation verticale à la fréquence 37 Ghz et 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'Hallikaïnen, l'équivalent en eau estimé est calculé à partir d'une relation empirique entre le GT et l'équivalent en eau mesuré.

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

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, ainsi 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

Il est bon de rappeler ici que le volet micro-ondes passives est réalisé en collaboration avec madame Anne Walker, la collaboratrice de monsieur Barry 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 l'hiver 1995. Ces données permettront de procéder à l'évaluation plus approfondie du comportement de la radiométrie de la neige, de même que les 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.

4.5.1 Premiers résultats obtenus à partir de quelques images

SSM/I

Une première évaluation des algorithmes d'Hallikainen (équations (5a) et (5b)) et de celui de Goodison (équation 7) 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 Hallikainen en 1994 et en 1995. Pour le mois de mars 1995, les valeurs

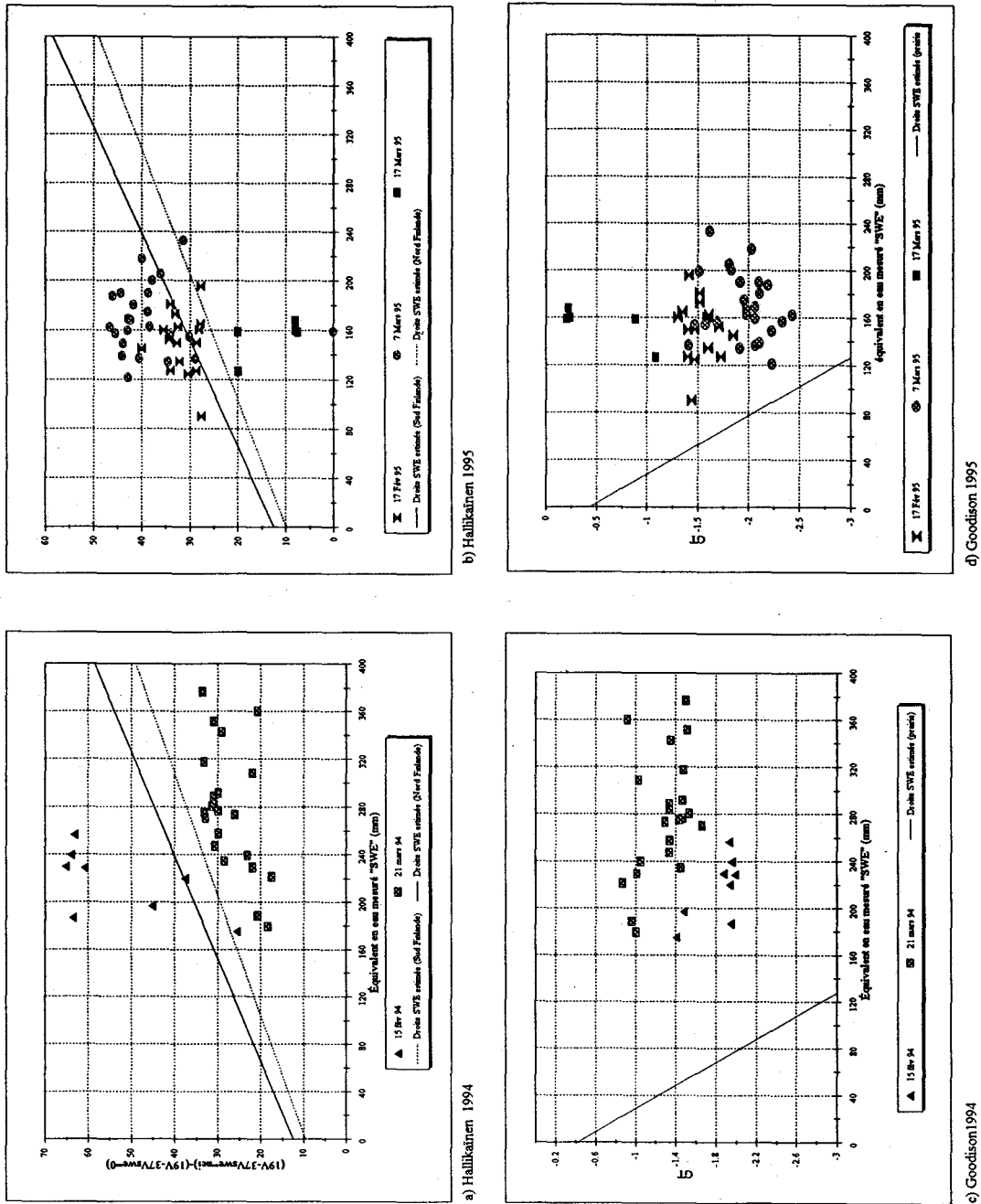


Figure 4.2 Relations entre les points expérimentaux et les régressions de Goodison et d'Hallikainen en 1994 et 1995.

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 Hallikainen 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'Hallikainen 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 épaisse. 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).

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 (Matzler, 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 pour les hivers 1994-1995 correspondaient à la courbe de Mätzler. Parallèlement, nous avons aussi vérifié la concordance des données pour le début de l'hiver 1995 (série temporelle) pour lesquels nous avons simulé les équivalents en eau. Ces derniers ont été simulés approximativement à partir des données météorologiques (précipitations, températures, vents) fournies par Hydro-Québec. 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 hivers. 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.

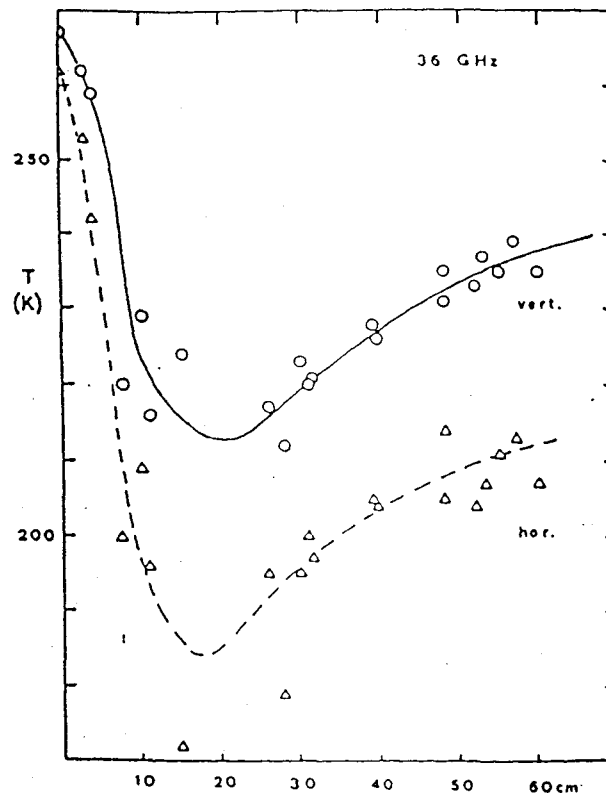


Figure 4.3 Relation entre la température de brillance à 36GHz et l'équivalent en eau du couvert nival d'après Mätzler (1994).

4.5.3 Effet de l'occupation du sol

L'occupation du sol influence fortement 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

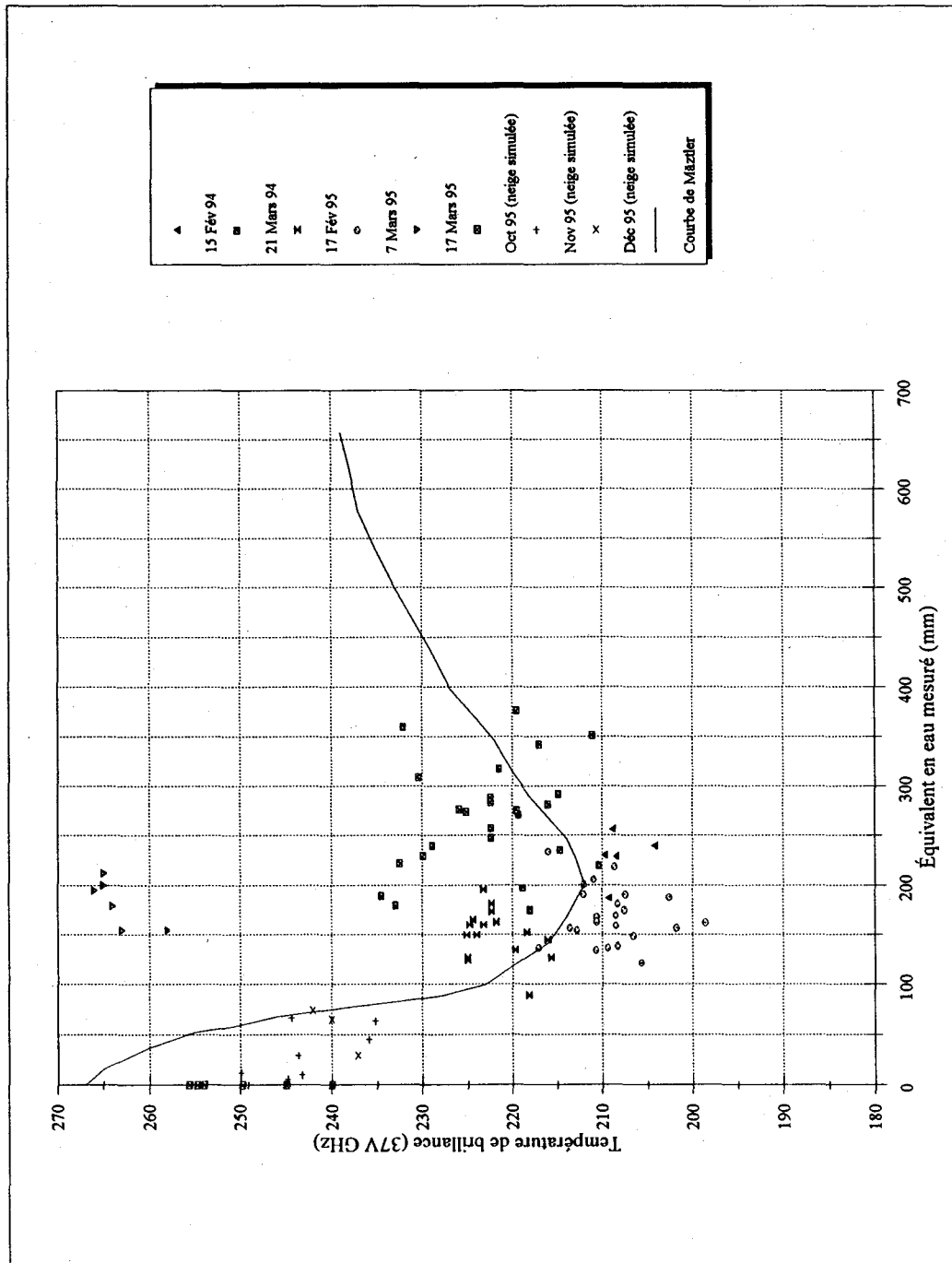


Figure 4.4 Relation entre la température de brillance du capteur SSM/I à 37GHz en polarisation verticale et l'équivalent en eau du couvert nival et comparaison avec la courbe de Mätzler (1994).

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, 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 km, 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

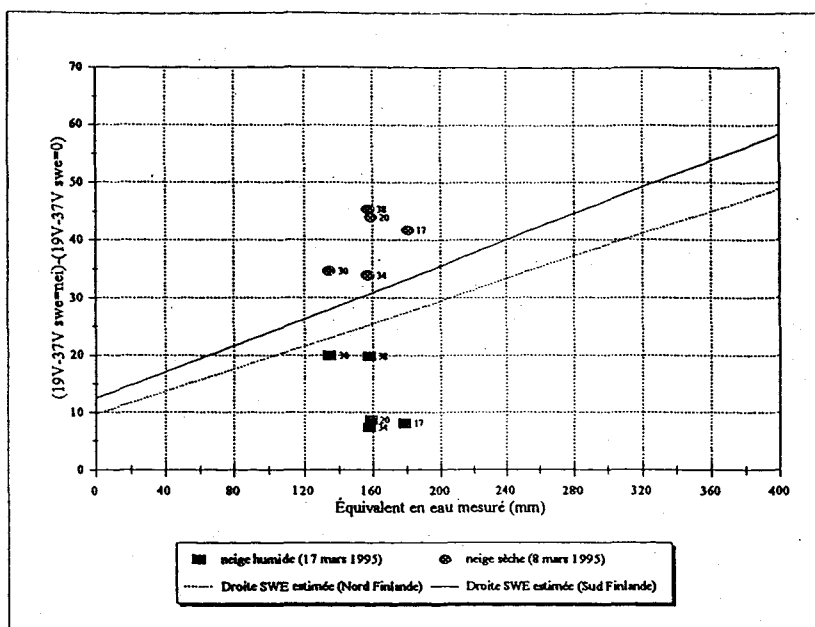
Les algorithmes de Goodison et d'Hallikainen ont été développés pour des conditions de neige sèche. Lorsque la neige devient humide, ceux-ci deviennent inefficaces pour déterminer l'équivalent en eau du couvert de neige. Toutefois, ils demeurent utiles pour identifier ce type de neige. En effet, la présence 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

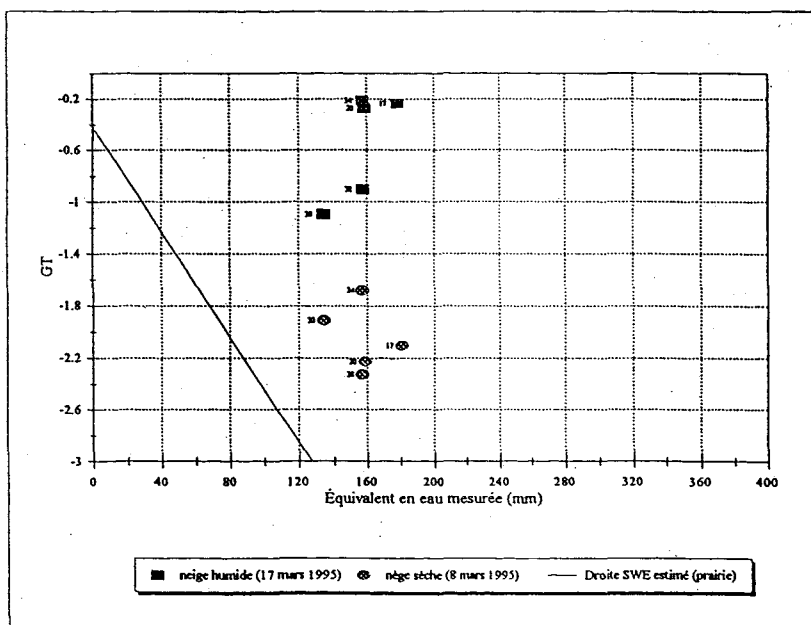
pour ces dates étaient donc relativement élevées (entre 250 et 270 K). Les points correspondants sont nettement différenciés des autres tant pour l'algorithme d'Hallikainen (figure 4.2b) que pour celui de Goodison (figure 4.2d). Certains de ces points sont identifiés sur la figure 4.5, de manière à bien 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 lorsque le couvert est 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 mars (neige sèche) et le 17 mars (neige mouillée) 1995.

4.6 VOLET SSM/I - ACTIVITES FUTURES

4.6.1 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.

4.6.2 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 SNTHERM89 développé au CRREC 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.

4.6.3 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.

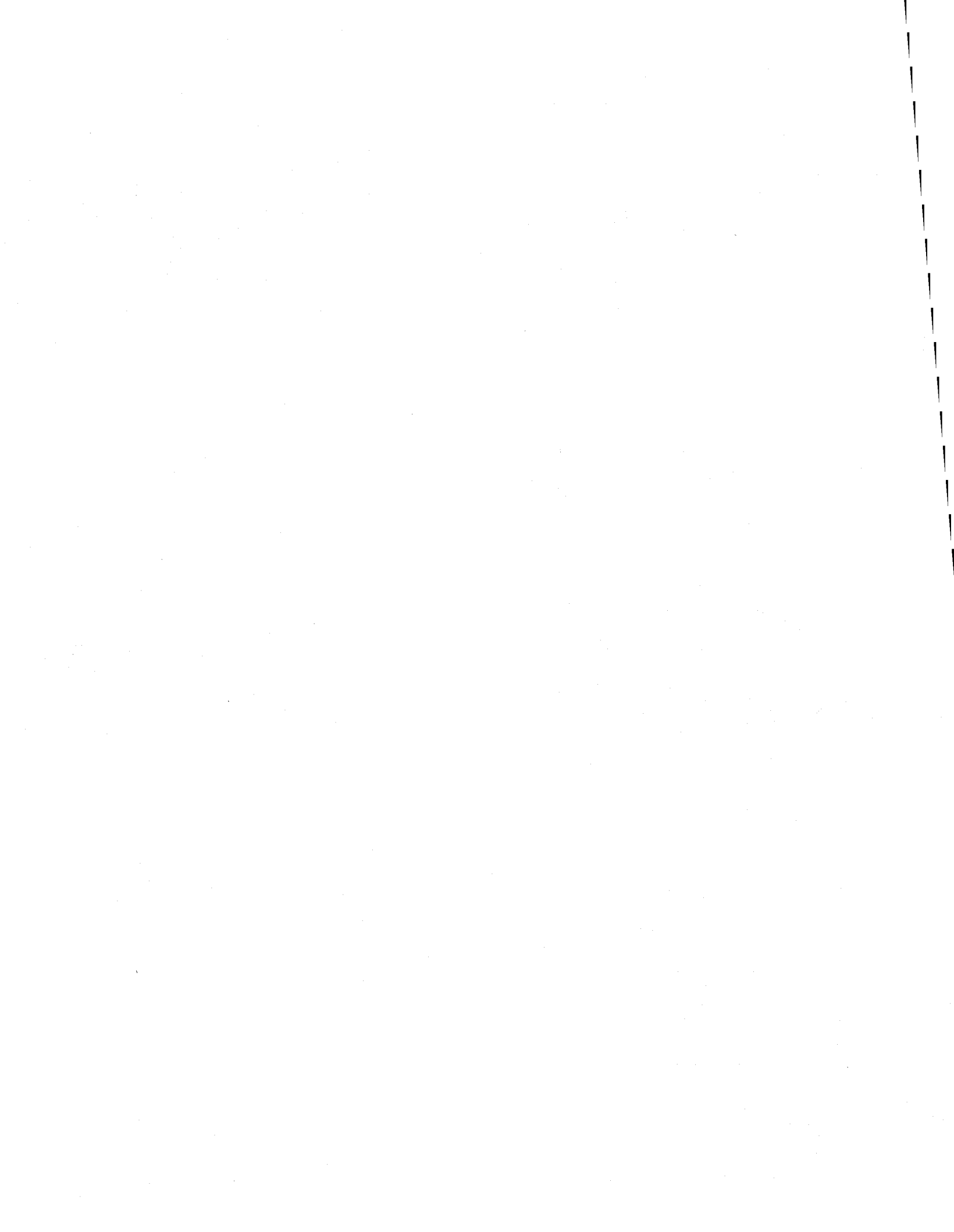
La procédure de validation sera la même que celle utilisée pour les premiers algorithmes comportant la comparaison avec des données observées ou simulées.

5 CONCLUSION

Les objectifs du projet ont été atteints. Pour le volet RADAR, l'objectif était d'évaluer le potentiel d'ERS-1 (et éventuellement RADARSAT) pour estimer l'équivalent en eau du couvert nival. Nous avons effectivement démontré que le modèle proposé s'appliquait à la région de la Baie James et qu'il était possible de dériver un algorithme pour estimer l'équivalent en eau à partir d'un rapport des coefficients de rétrodiffusion. Toutefois, étant donné que nous n'avons pas encore obtenu l'image de référence "idéale", cet algorithme est provisoire.

Deux exemples de cartes d'équivalent en eau ont aussi été produits pour le secteur du Lac des Voeux. La précision des cartes nous semble très satisfaisante étant donné les limites inhérentes à cet ensemble d'images ERS-1 (précision de l'étalonnage, image de référence). Nous avons aussi élaboré des scénarios pour la production des cartes d'équivalent en eau à partir des images RADAR. Ces scénarios pourront être adaptés en fonction des besoins et des choix technologiques d'Hydro-Québec. Finalement, à l'intérieur du programme ADRO (1996-1997), nous comptons préciser l'algorithme pour les données de RADARSAT (images de type Standard et/ou SCANSAR), déterminer la période optimale pour les images de référence, et implanter la méthodologie pour un sous-bassin de la rivière La Grande, nous suggérons le sous-bassin de LG4 (30 000 km²).

Pour le volet micro-ondes passives subventionné par le programme CRSNG-Industrie, l'objectif principal était 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. Ce volet n'ayant débuté qu'en mars 1995, les résultats de la première phase ne seront disponibles qu'à la fin de l'année 1996.



6 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., Fortin, J.P. et Y. Gauthier (1994). Suivi du couvert nival par le satellite ERS-1: Résultats préliminaires obtenus dans l'est du Québec. Journal canadien de télédétection, 20(2): 138-149.
- 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 pages.
- 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.
- DIGIM inc. (1983). Possibilité d'utilisation de la télédétection au complexe La Grande. Rapport présenté à la Direction de l'Environnement de la Société d'Énergie de la Baie James.
- 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). Determination 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). Freshwater Ice Thickness Observation Using Passive Microwave Sensor. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, GE-19 (4), pp. 189-193.

Hall, K.D., M. Sturm, C.S. Benson, A.T.C. Chan., J.L. Foster (1991). Passive Microwave Remote and in Situ Measurements of Arctic and Subarctic Snow Covers in Alaska. Remote Sensing of Environment, 38, pp.161-172.

Hallikainen, M.T (1984). Retrieval 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.

Hallikainen, 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.

Hallikainen, 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.

- Hallikainen, 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).
- Hirose, T. (1992). Reports on the evaluations of RADARSAT applications and state-of-preparedness of users in agriculture and hydrology disciplines. Préparé par Marcel St-Pierre, Bureau du projet RADARSAT, Agence spatiale canadienne.
- 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 Active 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.
- RADARSAT International inc. (1993). Assessment of the commercial applications of Canada's RADARSAT 1, Rapport soumis au Dr R. O'Neil.
- Raukivi, A.J. (1979). Hydrology: an observed Introduction to Hydrological Processes and Modelling. Pergamon Press, 479 pages.
- 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, 476 pages.
- 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. Adison-Wesley Publishing Company inc., II: 457-1064.