

Estimation de l'équivalent en eau du couvert nival au moyen d'images radar satellitaires

Estimation of the water equivalent of a snowpack using spaceborne radar images

M. Bernier, J. P. Fortin, Y. Gauthier, R. Gauthier, J. L. Bisson and P. Vincent

Volume 12, Number 2, 1999

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/705358ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/705358ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Université du Québec - INRS-Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE)

ISSN

0992-7158 (print)

1718-8598 (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Bernier, M., Fortin, J. P., Gauthier, Y., Gauthier, R., Bisson, J. L. & Vincent, P. (1999). Estimation de l'équivalent en eau du couvert nival au moyen d'images radar satellitaires. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 12(2), 407–423. <https://doi.org/10.7202/705358ar>

Article abstract

The goal of this study was to evaluate the potential of synthetic aperture radar (SAR) images for estimating the snow water equivalent (SWE) on the La Grande river watershed (James Bay area, Québec). This information is of major interest for Hydro-Québec, which exploits many hydroelectric complexes throughout this subarctic region. The La Grande watershed is composed of moderately dense to opened black spruce forests, opened areas, burned areas and peat bogs. Over two years (1994-1995), six field campaigns were carried out on a study site located between the LG4 and Lafarge1 reservoir, in the center of the La Grande river watershed. The field measurements were of two types: 20 snow lines (depth, snow water equivalent (SWE), density) and 8 snow profiles (depth, density, grain size, temperature, dielectric constant). With these data, the thermal resistance of the snowpack was calculated for every test-site, using the depth, density and thermal conductivity of each layer.

Concurrently, more than 10 SAR images (European Satellite ERS-1) of the study site were acquired, calibrated and georeferenced. The backscattering coefficients of all winter images were extracted. Using a reference image (snow-free), backscattering ratios were calculated. They are the difference between a winter image and a snow-free image. This process is used to reduce the impact of vegetation and topography. Then, the relationship between the backscattering ratios and the snowpack thermal resistance of february and march 1994 are established, as the first part of an algorithm developed to estimate the snow water equivalent. The second part of the algorithm infers the snowpack water equivalent from its thermal resistance and density, based on the physical relationship established with field data. This approach is based on studies conducted by INRS-Eau in a southern Quebec agricultural area (BERNIER and FORTIN (1998)). The hypothesis are based on the following:

- The snowpack characteristics influence the underlying soil temperature;
- The dielectric constant of the soil varies with the soil temperature under 0°C;
- The radar signal is influenced by the soil dielectric constant;
- Thus, the snowpack characteristics (thermal resistance) influence the radar signal.

However, due to variations of soil humidity on the date of the reference image (september 1994), two slightly different relationships were obtained. One for open areas and open forests and one for burned areas and peat bogs. This shows the importance of using a good reference image, with homogeneous soil conditions. It could be better to obtain an image later in the fall, when the soil is frozen.

The relationships established here are preliminary, as they use a small dataset. It is estimated that a better regression should be obtained with the acquisition of more images and with a greater range of snow characteristics. However, the algorithm is applied to test the applicability of the method.

First, the algorithm was applied on the test-sites, using the images from February and March of 1994 and 1995. The mean error on the estimation of the snow water equivalent is 2% to 3% (5 to 7mm), with a deviation of 14% to 19% (35 to 45mm). The results are comparable for both years, even if the algorithm is based on 1994 data only. Secondly, the algorithm is applied on the whole images. A classification of a Landsat-TM image is used to identify the land cover of every pixel, which determines the regression and the snow density to be used in the algorithm. Four maps of the SWE are produced and resampled to a resolution of 500m. These are compared with the field measurements from the four nearest Hydro-Quebec snow survey sites. The SWE measured by Hydro-Quebec are all within the most dominant SWE class of each map. Further validation of the results will be possible when the algorithm can be applied on a sub-watershed, which is the actual scale used by Hydro-Quebec.

However, the results of this study were sufficiently promising to Hydro-Quebec to support a follow up research with data from the canadian satellite RADARSAT (operational since april 1996). Meanwhile, to improve the algorithm, it is important to obtain a good and homogeneous reference image, to better assess the impact of the land cover and to acquire a dataset with a greater range of snow characteristics.

Estimation de l'équivalent en eau du couvert nival au moyen d'images radar satellitaires

Estimation of the water equivalent of a snowpack using spaceborne radar images

M. BERNIER^{1*}, J.-P. FORTIN¹, Y. GAUTHIER¹,
R. GAUTHIER², J.-L. BISSON² et P. VINCENT³

Reçu le 18 juin 1997, accepté le 17 novembre 1998**.

SUMMARY

The goal of this study was to evaluate the potential of synthetic aperture radar (SAR) images for estimating the snow water equivalent (SWE) on the La Grande river watershed (James Bay area, Québec). This information is of major interest for Hydro-Québec, which exploits many hydroelectric complexes throughout this subarctic region. The La Grande watershed is composed of moderately dense to opened black spruce forests, opened areas, burned areas and peat bogs. Over two years (1994-1995), six field campaigns were carried out on a study site located between the LG4 and Laforge1 reservoir, in the center of the La Grande river watershed. The field measurements were of two types: 20 snow lines (depth, snow water equivalent (SWE), density) and 8 snow profiles (depth, density, grain size, temperature, dielectric constant). With these data, the thermal resistance of the snowpack was calculated for every test-site, using the depth, density and thermal conductivity of each layer.

Concurrently, more than 10 SAR images (European Satellite ERS-1) of the study site were acquired, calibrated and georeferenced. The backscattering coefficients of all winter images were extracted. Using a reference image (snow-free), backscattering ratios were calculated. They are the difference between a winter image and a snow-free image. This process is used to reduce the impact of vegetation and topography. Then, the relationship between the backscattering ratios and the snowpack thermal resistance of february and march 1994 are established, as the first part of an algorithm developed to estimate the snow water equivalent. The second part of the algorithm infers the

1. INRS-EAU, Université du Québec, 2800, rue Einstein, CP 7500, Sainte-Foy (Québec), Canada/G1V 4C7/monique_bernier@inrs-eau.quebec.ca
2. Hydro-Québec, Prévisions et ressources hydriques, Direction Plans et programmes d'équipement de production, Complexe Desjardins, CP 10 000, Montréal (Québec), H2Z 1A4.
3. VIASAT Géo-technologie inc., 419, boulevard Rosemont, Montréal (Québec), H2S 1Z2.

* Correspondance.

** Les commentaires seront reçus jusqu'au 30 décembre 1999.

snowpack water equivalent from its thermal resistance and density, based on the physical relationship established with field data. This approach is based on studies conducted by INRS-Eau in a southern Quebec agricultural area (BERNIER and FORTIN (1998)). The hypothesis are based on the following:

- The snowpack characteristics influence the underlying soil temperature.
- The dielectric constant of the soil varies with the soil temperature under 0°C.
- The radar signal is influenced by the soil dielectric constant.
- Thus, the snowpack characteristics (thermal resistance) influence the radar signal.

However, due to variations of soil humidity on the date of the reference image (september 1994), two slightly different relationships were obtained. One for open areas and open forests and one for burned areas and peat bogs. This shows the importance of using a good reference image, with homogeneous soil conditions. It could be better to obtain an image later in the fall, when the soil is frozen.

The relationships established here are preliminary, as they use a small dataset. It is estimated that a better regression should be obtained with the acquisition of more images and with a greater range of snow characteristics. However, the algorithm is applied to test the applicability of the method.

First, the algorithm was applied on the test-sites, using the images from February and March of 1994 and 1995. The mean error on the estimation of the snow water equivalent is 2% to 3% (~5 to 7 mm), with a deviation of 14% to 19% (~35 to 45 mm). The results are comparable for both years, even if the algorithm is based on 1994 data only. Secondly, the algorithm is applied on the whole images. A classification of a Landsat-TM image is used to identify the land cover of every pixel, which determines the regression and the snow density to be used in the algorithm. Four maps of the SWE are produced and resampled to a resolution of 500 m. These are compared with the field measurements from the four nearest Hydro-Quebec snow survey sites. The SWE measured by Hydro-Quebec are all within the most dominant SWE class of each map. Further validation of the results will be possible when the algorithm can be applied on a sub-watershed, which is the actual scale used by Hydro-Quebec.

However, the results of this study were sufficiently promising to Hydro-Quebec to support a follow up research with data from the canadian satellite RADAR-SAT (operational since april 1996). Meanwhile, to improve the algorithm, it is important to obtain a good and homogeneous reference image, to better assess the impact of the land cover and to acquire a dataset with a greater range of snow characteristics.

Key-words: snow water equivalent, snow, remote sensing, radar, SAR.

RÉSUMÉ

L'objectif de cette étude est de vérifier le potentiel des images radar à synthèse d'ouverture (RSO) pour estimer l'équivalent en eau du couvert nival sur le bassin de la rivière La Grande (Baie de James, Québec). Il s'agit d'un milieu dominé par une forêt ouverte d'épinettes noires, des brûlis et des tourbières. Cette information intéresse grandement Hydro-Québec qui gère plusieurs installations hydro-électriques dans cette région subarctique. Durant deux ans, six campagnes de terrain ont été réalisées sur le bassin de la rivière La Grande et une dizaine d'images RSO du satellite européen ERS-1 ont été acquises, étalonnées et géoréférencées, afin de déterminer la relation entre les coefficients de rétrodiffusion des images radar (hiver et automne) et la résistance thermique du couvert nival. Cette relation constitue la première partie d'un algorithme d'estimation de l'équivalent en eau. Elle utilise plus spécifiquement le

rapport de rétrodiffusion, qui est la différence entre une image avec neige et une image sans neige. La deuxième partie de cette algorithmme déduit l'équivalent en eau du couvert de neige à partir de sa résistance thermique et de sa densité, en se basant sur la relation physique établie par les mesures de terrain. L'équivalent en eau du couvert nival a donc été estimé pour quatre images de février et mars 1994 et 1995. L'erreur moyenne sur l'estimation de l'équivalent en eau de la neige au sol est de 2 % à 3 % (~ 5 à 7 mm) sur l'ensemble des sites d'échantillonnage avec un écart-type de 14 à 19 % (~ 35 à 45 mm). Ces résultats ont encouragé Hydro-Québec à poursuivre la recherche avec les données du satellite canadien RADARSAT (opérationnel depuis le 1^{er} avril 1996) et à développer un prototype pour la cartographie de l'équivalent en eau du couvert nival à partir d'images radar.

Mots clés : *équivalent en eau, neige, télédétection, radar, RSO.*

INTRODUCTION

Cette étude découle de l'intérêt d'Hydro-Québec en ce qui a trait à la vérification du potentiel des images radar pour estimer l'équivalent en eau du couvert nival sur les grands bassins hydrographiques. Son objectif est d'estimer l'équivalent en eau de la neige au sol sur le bassin de la rivière La Grande (Région de la baie de James, Québec) à l'aide du Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) du satellite européen ERS-1. Ce premier satellite de télédétection de l'Agence spatiale européenne a été lancé en 1991. Il transporte plusieurs instruments, dont un appareil actif à micro-ondes (AMI) permettant l'imagerie radar. En mode Image, AMI fournit des données à haute résolution de la surface terrestre (environ 25 m), en bande C (5,2 GHz) et en polarisation verticale (VV). Les données du RSO de ERS-1 peuvent aider considérablement au développement des méthodologies de traitement des données du satellite canadien RADARSAT (opérationnel depuis avril 1996), et ce, malgré certaines différences techniques entre les deux satellites (*tableau 1*).

Tableau 1 Comparaison des radars imageurs des satellites ERS-1 et RADARSAT (tiré de BONN et ROCHON (1993)).

Table 1 Comparison between ERS-1 and RADARSAT SAR sensor (from BONN et ROCHON (1993)).

Satellites	ERS-1	RADARSAT
Origine	Agence spatiale européenne	Agence spatiale canadienne
Capteur	Active Microwave Instrumentation (AMI)	Radar à synthèse d'ouverture (RSO)
Fréquence	5,2 GHz	5,3 GHz
Polarisation	VV	HH
Résolution spatiale	22 par 26 m	25 par 28 m
Dimension des pixels	12,5 m	12,5 m
Largeur du couloir	100 km	100 km*
Angle d'incidence	19° - 26°	20° - 49°
Nombre de visées	3	4

Cette étude s'inscrit dans le 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 FORTIN (1998), BAGHDADI *et al.* (1997) DE SÈVE *et al.* (1997), BERNIER *et al.* (1994)). 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. Des expériences européennes (GUNIERRISSEN (1997), KOSKINEN *et al.* (1997), MÄTZLER (1987), ROTT et NAGLER (1995)) et américaines (SHI *et al.* (1994)) réalisées dans les années quatre-vingt et quatre-vingt-dix, ont montré qu'un couvert de neige humide se distingue d'un couvert de neige sèche ou bien d'un terrain sans couverture de neige à partir d'un radar opérant en bande C (5 Ghz). Toutefois, selon ROTT *et al.* (1988), les possibilités d'estimer l'équivalent en eau d'un couvert de neige sèche en n'utilisant qu'une seule polarisation demeurent incertaines. Par contre, l'étude de BERNIER (1991) suggéra l'existence d'une méthode pour évaluer la distribution spatiale de l'équivalent en eau de la neige au sol sous certaines conditions environnementales. Les études subséquentes menées à l'INRS-Eau avec des images du sud-est du Québec prises par le satellite ERS-1, ont permis de développer une méthodologie pour cartographier l'équivalent en eau à partir de la différence de signal entre une scène d'hiver et une scène de référence (sans couverture neigeuse) et de la densité moyenne du couvert nival (BERNIER *et al.* (1994)).

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Sélection du bassin et des sites expérimentaux

Le bassin expérimental choisi est le bassin de la rivière La Grande dans la région de la Baie de James au nord-ouest du Québec. Le bassin est compris dans la région climatique continentale froide, de type subarctique. Celle-ci est caractérisée par des étés doux et courts, ainsi que par des hivers longs et rigoureux. La température moyenne annuelle enregistrée à la station de Nitchequon (considérée comme la plus représentative de la région) est de $-3,8^{\circ}\text{C}$. Les valeurs moyennes des précipitations annuelles (pluie et neige) sont de 765 mm d'eau. Mentionnons que les deux tiers des précipitations tombent sous forme liquide et que le reste est accumulé sous forme solide.

En fonction des facilités d'accès et des moyens logistiques disponibles, le secteur à l'est du barrage de LG4 (*figure 1*) a été choisi comme secteur expérimental (centre d'image : $54^{\circ} 00'N$ et $72^{\circ} 12'O$). Ce secteur est caractérisé par un relief ondulé recouvert de dépôts fluvio-glaciaires. L'amplitude du relief est relativement faible, variant de 15 à 20 m par rapport à la plaine. Le plateau est parsemé de lacs et sillonné par d'importantes rivières. Ce secteur d'une superficie de 85 km \times 85 km 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 celui de Brisay. Une quinzaine de sites expérimentaux y ont été sélectionnés en fonction de la géomorphologie du terrain, de la topographie et de la couverture végétale, de manière à être représentatifs des conditions environnementales de la région.

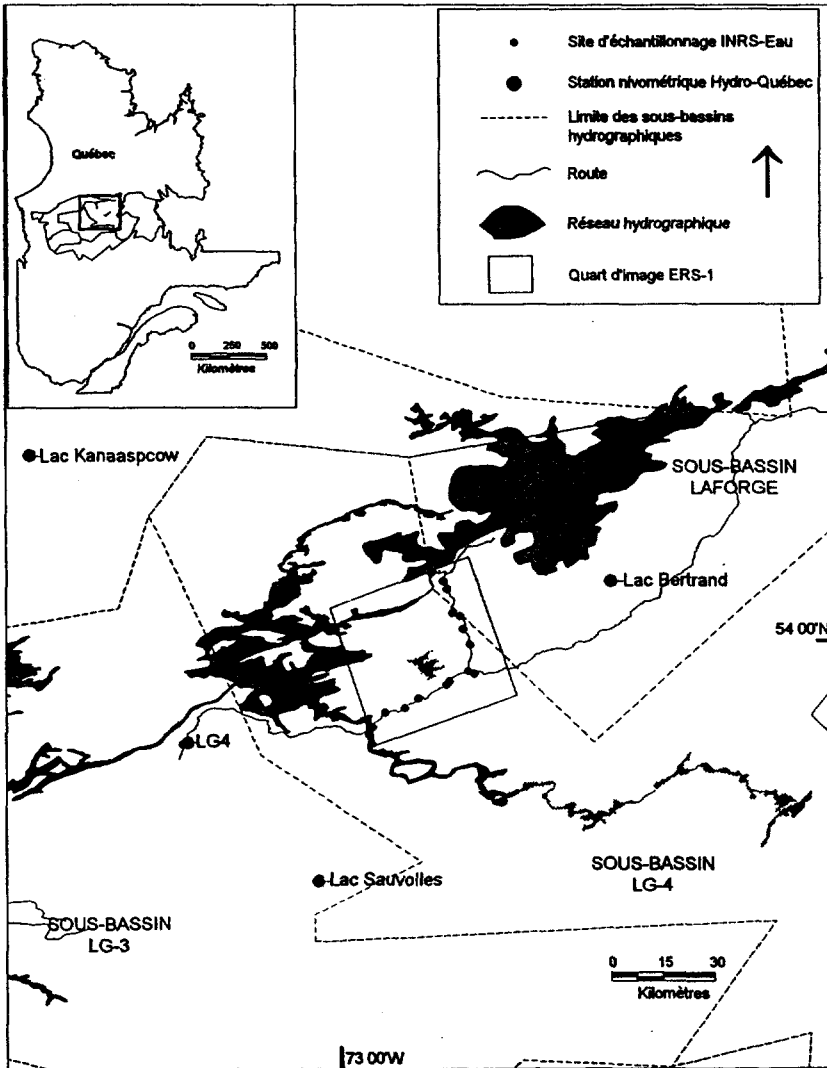


Figure 1 Carte de localisation du site d'étude.
Localisation of the study area.

Données ERS-1 acquises

Onze images ERS-1 ont été acquises sur le secteur de LG4 dans le cadre de cette étude. Le tableau 2 donne les dates et les heures locales d'acquisition des images, ainsi que le type d'orbite. Pour les images d'hiver (de février à mai) et pour l'image de septembre 1994, des données de contrôle au sol ont été acquises simultanément ou à deux jours près. 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 d'août et octobre 1993,

Tableau 2 Campagnes de mesure pour les années 1993, 1994 et 1995 à la Baie James.**Table 2** Field campaigns in 1993, 1994 and 1995 to James Bay area.

Dates et heures d'acquisition des images ERS-1	Campagne de Terrain	État du sol	État du couvert nival	Equivalent en eau moyen
16 août 1993 10 h 49 (orbite descendante)	–	Dégelé, peu de pluie depuis 7 jours	–	–
25 oct. 1993 10 h 49 (orbite descendante)	–	Gelé	Sec	< 20 mm (d'après station climatologique)
12 fév. 1994 21 h 50 (orbite ascendante)	14-18 fév.	Gelé (moy. - 1,6 °C)	Sec et stratifié	218 mm
26 mars 1994 21 h 50 (orbite ascendante)	21-24 mars	Gelé (moy. 0 °C)	Sec et stratifié	279 mm
4 mai 1994 11 h 15 (orbite descendante)	2-5 mai	Gelé (moy. 0 °C)	Légèrement humide en surface (1 à 3 %)	266 mm
10 juin 1994 11 h 15 (orbite descendante)	–	Dégelé	Humide mais partiel	< 250 mm (d'après station climatologique)
25 sept. 1994 21 h 52 (orbite ascendante)	26 au 29 sept.	Dégelé	–	–
08 nov. 1994 10 h 48 (orbite descendante)	–	Dégelé	Trace	0 mm
3 février 95 21 h 50 (orbite descendante) 10 février 95 10 h 15 (orbite descendante)	6-10 février	Gelé (moy. - 3 °C)	Sec et stratifié	170 mm
12 mars 95 21 h 51 (orbite ascendante)	13-17 mars	Gelé (moy. - 3 °C)	Sec et stratifié	180 mm

Note : Les changements d'heures de passage du satellite au-dessus de la région pour les scènes de jour comme pour celle de nuit s'expliquent par des changements prévus de mode d'opération du satellite ERS-1 en décembre 1993 et en avril 1994.

de même que celles de juin et novembre 1994 ont été acquises sans données exhaustives de contrôle au sol et serviront à comparer l'apparence des sites sans couverture neigeuse, avec une couverture de neige mince et avec une couverture partielle. Toutes ces images sont centrées sur la même coordonnée géographique, mais le territoire couvert varie selon l'axe de l'orbite. Puisqu'elles sont toutes acquises selon la même orbite ascendante, les images suivantes seront utilisées pour le développement de l'algorithme d'estimation de l'équivalent en eau du couvert de neige : 25 septembre 1994 (image sans neige), 12 février 1994, 26 mars

1994, 3 février 1995 et 12 mars 1995. Dépendamment de la pente et de la rugosité du terrain, la direction de visée du satellite peut en effet influencer la valeur des coefficients de rétrodiffusion (GAUTHIER *et al.* (1998)) et il est alors préférable de ne travailler qu'avec des images provenant de la même orbite.

Campagnes de terrain

À l'hiver 1994, nous nous sommes rendus à trois reprises sur le secteur d'étude, soit à la mi-février, à la fin mars, et au début mai (*tableau 2*). Ces périodes coïncident avec les dates des relevés nivométriques d'Hydro-Québec : 3 février, 17 mars et 28 avril 1994. Afin de déterminer l'équivalent en eau de la neige, 20 carottes de neige ont été relevées à chacun des sites expérimentaux. L'échantillonnage est effectué sur deux lignes d'environ 270 m de longueur et les carottes sont recueillies tous les 30 mètres.

Huit fosses (puits) ont aussi été creusées pour déterminer le profil du couvert nival : 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 illustre des profils typiques du couvert nival. La densité moyenne du couvert en février 1994 était de 250 kg/m³ et la température du sol était en-dessous du point de congélation (-1 °C à -3 °C). En mars 1994, nous avons constaté pour l'ensemble des sites une augmentation substantielle de l'épaisseur de neige d'où une augmenta-

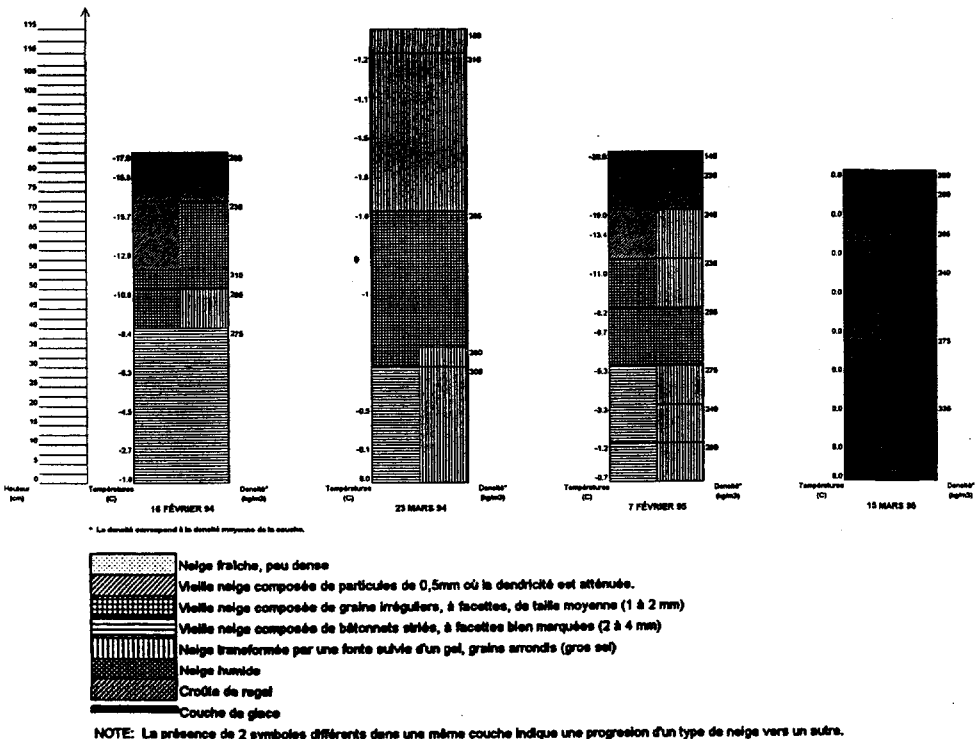


Figure 2 Comparaison des profils du couvert nival pour l'hiver 1994 et 1995.
Comparison between snow profiles of winter 1994 and 1995.

tion de l'équivalent en eau et de la résistance thermique du couvert nival. Quant à la température du sol, elle avoisine 0 °C pour l'ensemble des sites. Cela reflète l'augmentation de la résistance thermique du couvert mais aussi le réchauffement de 10 à 15 °C des températures moyennes de l'air entre les deux dates. L'écart de température entre la surface du couvert et le sol était de l'ordre de 14 °C le 12 février et de l'ordre de 2 °C le 26 mars, alors que les grains de neige avaient été transformés par la fonte. En mai, 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.

Une quatrième campagne de terrain a eu lieu à la fin de septembre 1994. Cette campagne a permis de vérifier le type et la densité de la couverture végétale au sol et d'installer huit sondes thermiques (à 1 cm dans le sol) afin de mesurer la température exacte à la surface du sol de différents sites lors des relevés de terrain subséquents.

À l'hiver 1995, les deux campagnes hivernales ont eu lieu au début février et à la mi-mars. Lors de la campagne de février, 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 170 mm. Durant la campagne de terrain du mois de mars, 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 et inhabituelle 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 170 mm. 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 avant le réchauffement des températures, alors que la neige était encore sèche et le sol gelé (-3 °C).

Traitement numérique des images

Selon la procédure adoptée, les images ERS-1 sont d'abord 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. Le coefficient de rétrodiffusion (σ^0) compare la puissance reçue à celle prévue pour une surface d'un mètre carré et est définie par rapport au plan horizontal. Il est habituellement exprimé en dB. L'étalonnage comprend donc la 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 (valeur numérique) en coefficient de rétrodiffusion. Le programme utilisé a été développé par LIVINGSTONE *et al.* (1992) au Centre Canadien de Télédétection. Selon LAUR (1992), la précision du capteur d'ERS-1 est de $\pm 0,8$ dB (écart type) d'une image à l'autre.

Afin d'obtenir des images superposables et ayant la même projection qu'une carte de type UTM (Universal Transverse Mercator), 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 (de l'ordre de 1 à 2 pixels, c'est-à-dire 12,5 à

25 m) 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 des images. Elle a été réalisée par la firme montréalaise VIA-SAT Géo-Technologie Inc au moyen d'un logiciel qu'elle a mis au point et dont les algorithmes sont issus des travaux de TOUTIN (1994).

Une fois les images géométriquement corrigées et superposées, tous les sites où des mesures ont été effectuées sont localisés sur l'image. La valeur moyenne du signal (coefficient de rétrodiffusion) de chaque site (500 pixels et plus) est automatiquement extraite pour chacune des images. On calcule ensuite, pour chaque site, le rapport entre le signal d'une scène enneigée et le signal d'une scène sans couverture de neige (rapport des coefficients de rétrodiffusion). Comme la scène du 25 septembre 1994 a été prise le soir pendant l'orbite ascendante, tout comme les scènes d'hiver 1994 et 1995, ce sera celle-ci qui sera retenue pour calculer le rapport de rétrodiffusion.

Parallèlement, la classification de l'occupation générale du sol du territoire d'étude a été effectuée à partir d'une image dans le domaine du visible et du proche-infrarouge prise le 14 juin 1995 par le capteur Thematic Mapper (TM) du satellite américain Landsat (bandes TM 3, 4, 5). Elle servira à établir l'impact de la végétation sur le signal de rétrodiffusion du couvert de neige. En effet, dans le secteur de la rivière La Grande, le sol est homogène (majoritairement morainique), mais la densité du couvert forestier et le type de végétation basse varient.

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_i [kg/m³]) de chaque couche homogène de neige. Puis, la conductivité thermique (J/°Cms) correspondante, pour un couvert de neige sèche, est calculée selon l'équation suivante (BERNIER *et al.* (1994) :

$$k_i = A\rho_i^2 + B\rho_i + C \quad (1)$$

où $A = 2,83056 \times 10^{-6}$, $B = -9,09947 \times 10^{-5}$ et $C = 0,0319739$. Ce polynôme a été déterminé à partir des données de conductivité thermique du couvert nival tirées de RAUDKIVI (1979). La résistance thermique de chaque couche (R_i [°Cm²sJ⁻¹]) est calculée selon :

$$R_i = \frac{h_i}{k_i} \quad (2)$$

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. L'étendue des valeurs des résistances thermiques est de 3,5 à 7 °Cm²sJ⁻¹ pour février 1994 et atteint 5 à 8 °Cm²sJ⁻¹ pour mars 1994, suite à plusieurs chutes de neige. En février 1995, la résistance thermique varie de 4,5 à 8 °Cm²sJ⁻¹ et se stabilise entre 5 et 6 °Cm²sJ⁻¹ en mars 1995, suite à une augmentation de la densité du couvert et à l'absence de chutes de neige majeures.

Estimation de l'équivalent en eau des couverts neigeux

Cette étape consiste essentiellement à développer l'algorithme 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^0) des surfaces enneigées aux caractéristiques physiques de la neige et du sol sous-jacent a été développé par BERNIER (1991) et détaillé par BERNIER et FORTIN (1998). Le modèle se présente sous la forme d'un rapport du coefficient de rétrodiffusion d'une surface enneigée [σ_h^0] extrait d'une image hivernale, sur le coefficient d'un sol sans couverture nivale [σ_a^0], extrait d'une image d'automne.

$$\frac{\sigma_h^0}{\sigma_a^0} = \frac{\sigma_{nv}^0 + F \times (A(\epsilon_{sh}) \times B(r))}{(A(\epsilon_{sa}) \times B(r))} \quad (3)$$

où :

- σ_{nv}^0 représente la diffusion de volume à l'intérieur du couvert de neige (milieu hétérogène) ;
- F est un facteur tenant compte de la perte totale d'énergie (aller-retour) à l'intérieur du couvert de neige et dépendant de la constante diélectrique de chacune des couches de neige. Si F = 1, la transmission est totale, si F = 0, la transmission est nulle ;
- ϵ_{sh} et ϵ_{sa} sont les constantes diélectriques du sol en hiver (avec neige) et en automne (sans neige) ;
- r est la rugosité de l'interface neige/sol ;
- $A(\epsilon_s)$ est la réflectivité de Fresnel, fonction de la constante diélectrique du sol et de l'angle d'incidence ;
- B(r) est fonction de la rugosité de l'interface neige/sol et de l'angle d'incidence.

La diffusion de volume (σ_{nv}^0) n'a toutefois pas été détectée pour des couverts de neige sèche de faible profondeur (< 65 cm) par un RSO aéroporté opérant en bande C et peut donc être ignorée (BERNIER et FORTIN (1998)). Le signal de rétrodiffusion de tels couverts (σ_h^0) provient essentiellement du sol sous-jacent, puisque la valeur de F dans l'équation 3 vaut encore 0,95. Par temps froid, plus le couvert de neige est mince et dense (faible résistance thermique), plus la température des premiers centimètres du sol descend sous le point de congélation (figure 3). Cela entraîne une baisse des propriétés diélectriques de ce sol (ϵ_{sh}) et par conséquent, une baisse de la rétrodiffusion (σ_h^0). Ainsi, le rapport des coefficients de rétrodiffusion (σ_h^0/σ_a^0) diminue en fonction de la chute de la température des premiers centimètres du sol et la variabilité spatiale de ce rapport représente la variabilité spatiale de la résistance thermique du couvert nival.

L'algorithme d'estimation de l'équivalent en eau comporte donc deux étapes. Dans un premier temps (équation 4), nous estimons la résistance thermique (R_{est}) du couvert de neige à partir des rapports des coefficients de rétrodiffusion de l'image radar.

$$R_{est} = m(\sigma_h^0/\sigma_a^0) + b \quad (4)$$

où :

- σ_h^0/σ_a^0 est le rapport des coefficients de rétrodiffusion ;
- m et b sont la pente et l'ordonnée à l'origine de la relation linéaire entre la résistance thermique et le rapport de rétrodiffusion.

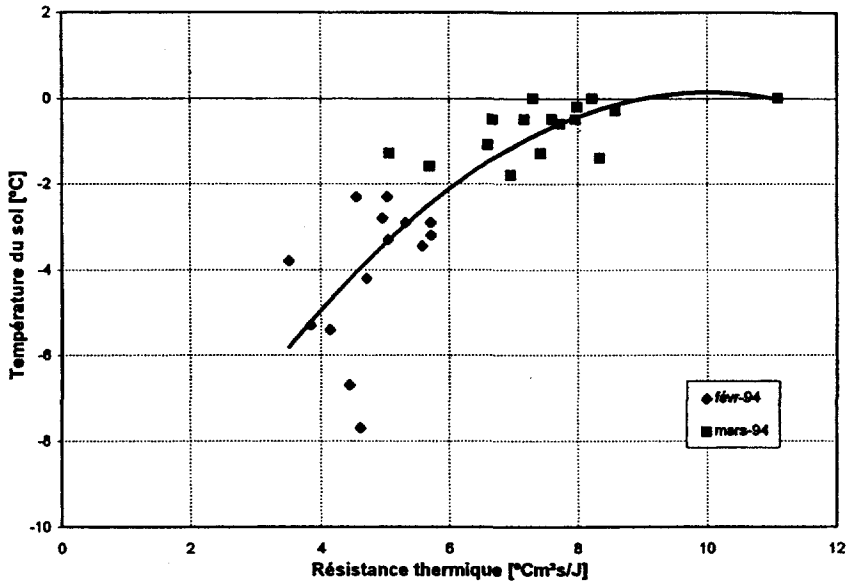


Figure 3 Relation entre la résistance thermique du couvert de neige et la température du sol à l'hiver 1994.

Relationship between the snow thermal resistance and the soil temperature for winter 1994.

La deuxième étape de l'algorithme (équation 5) calcule l'équivalent en eau (E_{est}) à partir de la résistance thermique estimée (R_{est}) du couvert de neige et d'une densité représentative du secteur.

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

La relation entre l'équivalent en eau et la résistance thermique de la neige est linéaire, mais la pente de la régression (α) varie en fonction de la densité de la neige. Cette variation provient du calcul de la conductivité thermique (équation 1).

RÉSULTATS ET DISCUSSION

La première partie de l'algorithme d'estimation de l'équivalent en eau de la neige dépend de la régression entre la résistance thermique du couvert de neige et le rapport des coefficients de rétrodiffusion extraits de l'image radar (équation 4). Toutefois, les rapports de rétrodiffusion moyens sur l'ensemble des images diffèrent selon la classe d'occupation du sol. En effet, la figure 4 montre que les brûlis et les tourbières ont des comportements différents des autres occupations. Dans les deux cas l'humidité du sol à l'automne y est plus élevée. Lors du gel du sol, la chute de la constante diélectrique et la baisse de rétrodiffusion sont

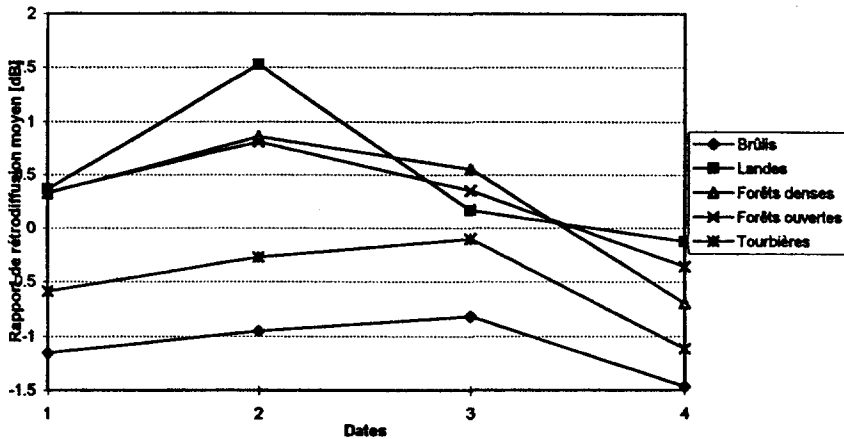


Figure 4 Variation temporelle du rapport de rétrodiffusion moyen pour chaque classe d'occupation du sol sur l'ensemble de l'image.

Temporal evolution of the mean backscattering ratio for each land cover type on the whole image.

alors plus marquées pour ces classes d'occupation du sol. Une image de référence acquise plus tard à l'automne, alors que le sol est gelé partout, réduirait l'écart entre les groupes. Néanmoins, pour tenir compte de toutes les classes d'occupation du sol, il est dans ce cas nécessaire d'établir deux relations linéaires pour déduire la distribution de la résistance thermique (équation 4).

Comme le montre la figure 5, les données de février et de mars 1994 permettent de discerner une tendance entre la résistance thermique du couvert de neige et le rapport de rétrodiffusion pour les sites de landes et de forêts ouvertes. Un plus grand nombre d'images et un plus grand éventail de conditions du couvert nival devraient permettre de préciser et de resserrer la régression, comme ce fut le cas lors des travaux de développement de la méthode, effectués en zone agricole (COLLECTIF (1996)). C'est donc une régression préliminaire qui est utilisée afin de vérifier l'applicabilité de la méthode (figure 5). Cette régression diffère légèrement dans le cas des tourbières et brûlis, en raison des rapports de rétrodiffusion plus faibles.

Une fois la résistance thermique du couvert de neige estimée (R_{est}), l'équivalent en eau est calculé à partir des coefficients de rétrodiffusion des sites-test de février 1994, mars 1994, février 1995 et mars 1995, selon l'équation 5 et à partir de la densité moyenne de la neige au sol pour chaque occupation du sol, telles que mesurées sur le terrain. La figure 6 compare les valeurs estimées par l'algorithme et les valeurs mesurées sur chaque site d'échantillonnage. L'erreur moyenne sur l'estimation de l'équivalent en eau de la neige au sol est globalement de 2 % (~ 5 mm) sur les sites de landes et de forêts ouvertes, avec un écart-type de 14 % (~ 35 mm) (tableau 3). Dans le cas des sites de tourbières et de brûlis, l'erreur globale est de 3 % (~ 7 mm), avec un écart-type plus élevé à 19 % (~ 45 mm). Les fortes variations locales de l'humidité du sol sur ces sites peuvent expliquer cette différence. Comme le confirme aussi le tableau 3, les résultats obtenus sur les images de février et mars 1995 sont comparables à

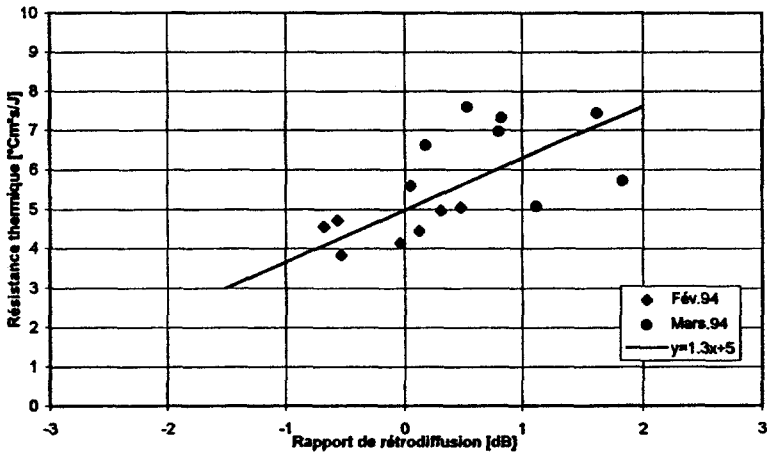


Figure 5 Relation entre le rapport de rétrodiffusion et la résistance thermique de la neige pour les sites de landes et de forêts ouvertes.

Relationship between the backscattering ratio and the thermal resistance of the snow for sites of open areas.

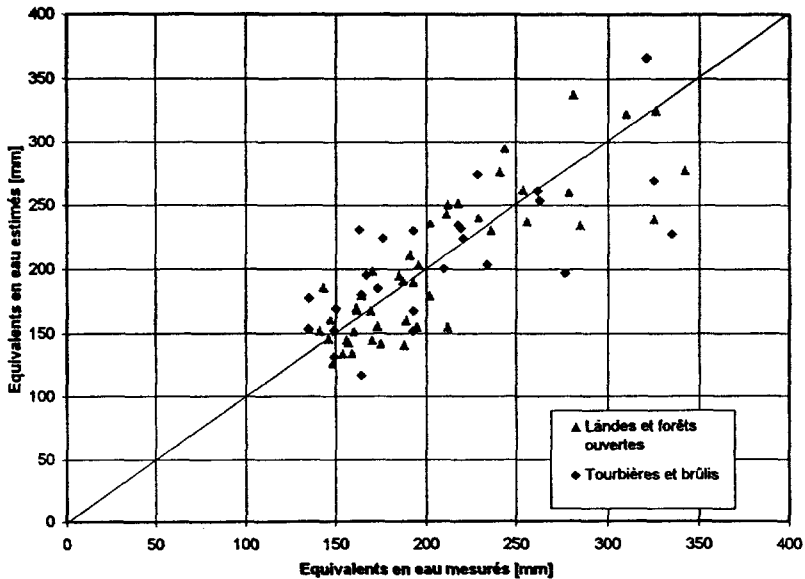


Figure 6 Comparaison entre les valeurs d'équivalent en eau estimées et les valeurs mesurées au sol par carottage sur les sites d'échantillonnage.

Comparison between the estimated Snow Water Equivalent values and the ground measurements on test-sites.

Tableau 3 Erreur sur l'estimation de l'équivalent en eau.**Table 3** Error on the snow water equivalent estimation.

		Erreur sur l'estimation de l'équivalent en eau				
		Févr-94	Mars-94	Févr-95	Mars-95	Total
Landes et forêts ouvertes	Moyenne	5 %	- 1 %	- 5 %	- 2 %	- 2 %
	Écart-type	10 %	18 %	12 %	16 %	14 %
Tourbières et brûlis	Moyenne	10 %	- 11 %	9 %	3 %	3 %
	Écart-type	14 %	22 %	17 %	21 %	19 %

ceux obtenus pour les images de 1994 et ce, même si l'algorithme a été établi à partir des données de 1994 seulement. Enfin, soulignons que c'est l'équivalent en eau moyen de la neige sur l'ensemble d'un sous-bassin qui est actuellement utilisée dans les modèles de crues et non des valeurs ponctuelles.

L'application des algorithmes sur une image complète est ensuite effectuée. La classification de l'image Landsat-TM permet de choisir l'algorithme à appliquer sur un pixel en particulier et la densité de neige moyenne à utiliser, puisque ces deux paramètres dépendent de l'occupation du sol. La figure 7 présente une cartographie de l'équivalent en eau pour les quatre images utilisées. Les cartes sont rééchantillonnées à 500 m afin de pouvoir être intégrées à un modèle hydrologique. Les plus fortes valeurs d'équivalents en eau se retrouvent en 1994 et pour chaque carte, une accumulation plus importante est observée dans le sud-est du territoire. Finalement, le tableau 4 compare les mesures d'équivalents en eau effectuées par Hydro-Québec aux quatre stations nivométriques les plus près de notre site d'étude, avec la classe dominante de chacune des cartes de la figure 7. On constate une très bonne concordance puisque les valeurs mesurées au sol se retrouvent à l'intérieur de cette classe d'équivalent en eau dominante.

Tableau 4 Mesures d'équivalents en eau de la neige d'Hydro-Québec pour les quatre stations les plus près de la zone d'étude.**Table 4** Hydro-Quebec Snow Water Equivalent measurements at the four nearest snow survey stations.

Station nivométrique	Distance du centre de la zone d'étude	Équivalent en eau (mm)			
		Fév-94	Mars-94	Fév-95	Mars-95
Lac Bertrand	54 km	249	377	150	-
Kanaaupscow	100 km	234	277	127	137
LG4	75 km	161	309	123	137
Lac Sauvolles	68 km	278	361	164	-
Classe d'équivalent en eau dominante (fig. 7)					
Cartes pour la zone d'étude		201-300	301-400	101-200	101-200

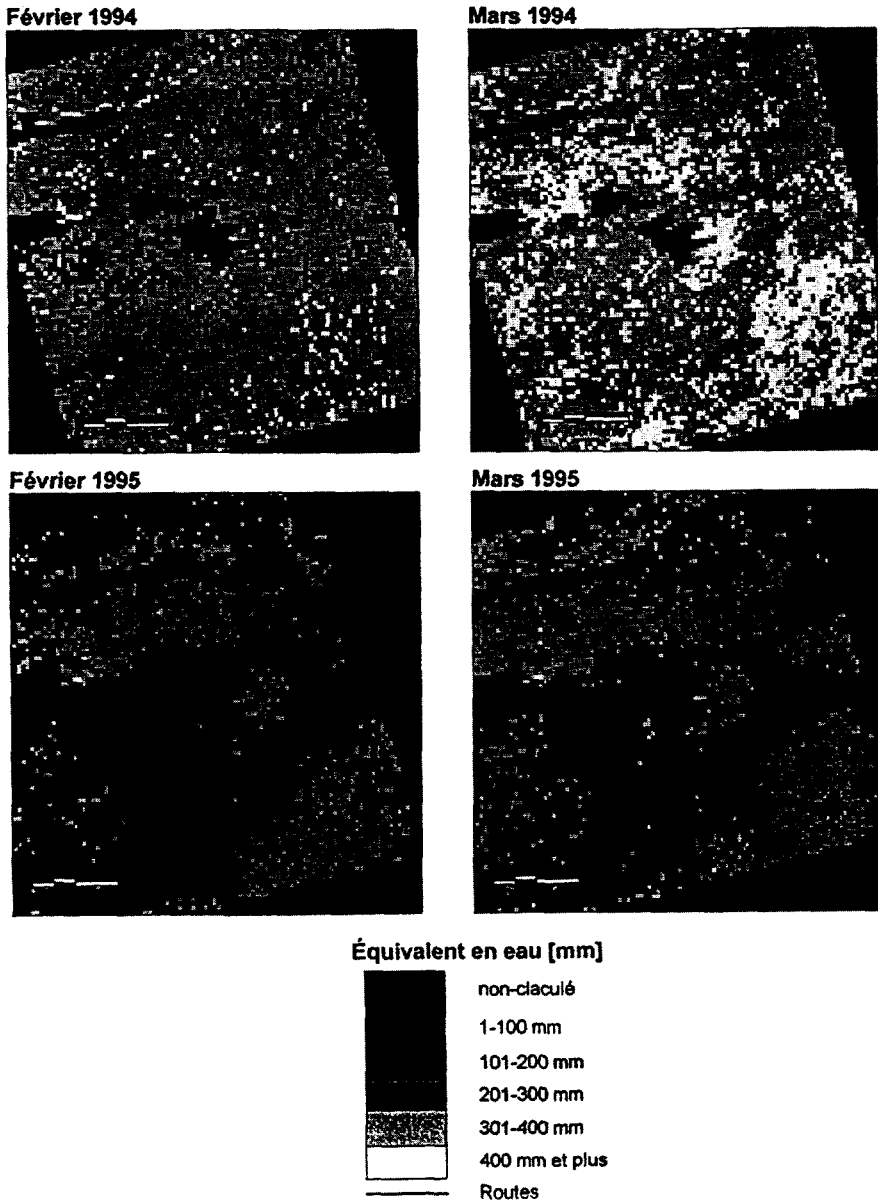


Figure 7 Carte des équivalents en eau estimés à partir des images ERS-1 du 12 février 1994, 26 mars 1994, 3 février 1995 et 12 mars 1995. Un rééchantillonnage à 500 m a été effectué.

Map of the Snow Water Equivalent derived from the ERS-1 images of February 12, 1994, March 26, 1994, February 3, 1995 and March 12, 1995. A 500 m resampling was applied.

CONCLUSION

Nous avons dans cette étude, dérivé un algorithme pour estimer l'équivalent en eau de la neige à partir d'une image RSO d'hiver et d'une image d'automne en adaptant à un environnement nordique, l'approche développée dans le sud du Québec (BERNIER et FORTIN (1998)). Cette étude fait toutefois ressortir trois facteurs :

- 1) l'importance du type d'occupation du sol et de la densité de la végétation qui influencent à la fois les paramètres de l'algorithme, les caractéristiques de la neige au sol (densité) et la précision des résultats ;
- 2) la sensibilité de l'algorithme aux conditions du sol (teneur en eau, température) sur l'image de référence et donc l'importance que revêt le choix de cette image de référence d'où la nécessité d'acquérir 3 à 4 images d'automne dans une phase ultérieure de développement ;
- 3) la nécessité d'obtenir un plus grand éventail de conditions du couvert nival afin de préciser les paramètres et d'améliorer la fiabilité de l'algorithme.

Dans cette optique, les résultats obtenus sur les sites d'échantillonnage pour quatre images de 1994 et 1995 montrent une erreur moyenne faible sur l'estimation de l'équivalent en eau (< 5 %) mais un écart-type important (15 à 20 %). Il sera éventuellement possible de comparer la précision de ces estimés aux estimés d'Hydro-Québec lorsque la méthode sera étendue à un sous-bassin hydrographique complet. Ces résultats ont aussi encouragé Hydro-Québec à poursuivre le projet avec les données du satellite canadien RADARSAT dans le cadre du programme ADRO (1996-1998) de l'Agence spatiale canadienne. Ce projet permettra de déterminer la période optimale pour les images de référence, de spécifier le type de produit RADARSAT à utiliser et d'établir un algorithme pour les données de RADARSAT. Un prototype pour la cartographie de l'équivalent en eau à partir des images RSO de RADARSAT devrait être implanté chez Hydro-Québec d'ici l'an 2000.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le Centre Canadien de Télédétection (CCT) pour avoir fourni les images ERS-1 dans le cadre d'ententes de collaboration entre l'INRS-Eau et le CCT ainsi qu'Hydro-Québec et le programme CRSNG-Industrie du gouvernement canadien qui ont financé cette étude. Cette étude a aussi bénéficié de l'expérience acquise par l'analyse des données ERS-1 de la région de La Pocatière (Projet PREDIR) parrainée par le programme SYNERGIE du gouvernement du Québec.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BAGHDADI N., GAUTHIER Y., BERNIER M., 1997. Capability of Multi-Temporal ERS-1 SAR Data for Wet Snow Mapping. *Remote Sens. Environ.*, 60(2), 174-186.
- 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. Th. Doct. INRS-Eau, Université du Québec, 198 p.
- BERNIER M., FORTIN J.P., 1998. The Potential of Times Series of C-band SAR Data to Monitor Dry and Shallow Snow cover. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 36(1), 226-243.
- BERNIER M., FORTIN J.P., GAUTHIER Y., 1994. Suivi du couvert nival par le satellite ERS-1 : Résultats préliminaires obtenus dans l'est du Québec. *J. Can. télédétection*, 20(2), 138-149.
- BONN F., ROCHON, G., 1993. *Précis de télédétection, Volume I : Principes et Méthodes*. Presses de l'Université du Québec/AUPELF, Québec, 485 pages.
- COLLECTIF, 1996. *Projet de recherche sur l'exploitation des données images RADAR (PREDIR). Rapport final, Module 4*. Université Laval, INRS-Eau, Université de Sherbrooke, VIASAT Géo-Technologie inc., MIR Télédétection inc., Consultants TGIS inc., juin 1996, 104 pages.
- DE SÈVE D., BERNIER M., FORTIN J.-P. WALKER A., 1997. Preliminary analysis of snow microwave radiometry using SSM/1 passive microwave data : The case of the watershed of La Grande Rivière (Québec) *Ann. Glaciol.*, 25, 353-361.
- GAUTHIER Y., BERNIER M., FORTIN J.P., 1998. Aspect and Incidence Angle Sensitivity in ERS-1 SAR data. *Intern. J. of Rem. Sensing*, 19(10), 2001-2006.
- GUNERIUSSEN T., 1997. Backscattering Properties of a Wet Snow Cover Derived from DEM Corrected ERS-1 SAR Data. *Intern. J. of Rem. Sensing*, 18(2), 375-392.
- KOSKINEN J.T., PULLIAINEN J.T., HALLIKAINEN M.T., 1997. The Use of ERS-1 SAR Data in Snow Melt Monitoring. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 35(3), 601-610.
- LAUR H., 1992. ERS-1 SAR Calibration, Deviation of Backscattering Coefficient in ERS-1 SAR.PRI Products. *Rapport de l'Agence spatiale européenne*, n° 1, 17 octobre 1992, 16 p.
- LIVINGSTONE C.E., MAXWELL D., LAFONTAINE J.R.C., 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.
- MÄTZLER C., 1987. Application on the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sensing Reviews*, 2, 259-387.
- RAUDKIVI A.J., 1979. Hydrology : an observed Introduction to Hydrological Processes and Modelling. Pergamon Press.
- ROTT H., NAGLER T., 1995. Monitoring Temporal Dynamics of Snowmelt with ERS-1 SAR. Proc. of IGARSS'95, Firenze, Italy, 1747-1749.
- ROTT H., MÄTZLER C., STROBL D., BRUZZI S., LENHART K.G., 1988. Study on SAR Land Applications for Snow and Glacier Monitoring, *Rapport final*, Institut für Meteorologie end Geophysik Universität Innsbruck, 1985 p.
- SHI J., DOZIER J., ROTT H., 1994. Snow Mapping in Alpine Regions with Synthetic Aperture Radar. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 32(1), 152-158.
- TOUTIN T., 1994. Cartographie à partir d'images radar. *J. can. télédétection*, 20(2), 171-179.