Télédétection, 2002, vol. 2, n° 3, p. 161-175
Des tirés à part sont disponibles auprès de l'éditeur
Droit de photocopie soumis à l'autorisation

© 2002 CONTEMPORARY PUBLISHING INTERNATIONAL
Publié sous l'enseigne *Éditions scientifiques GB*
Imprimé en France

Cartographie du gel saisonnier du sol en zone de taïga à partir d'images RSO de RADARSAT-1 et SSM/I de DMSP F-8

CATHERINE LAGACÉ, MONIQUE BERNIER* et YVES GAUTHIER

INRS-Eau, 2800, rue Einstein, C.P. 7500, Sainte-Foy (Québec), Canada G1V 4C7.
Téléphone : (418) 654-2585 ; télécopieur : (418) 654-2600.
Courriel : monique_bernier@inrs-eau.uquebec.ca

(soumis le 18 décembre 2000 ; révisé le 10 avril 2001 ; accepté le 24 avril 2001)

Cette étude a été réalisée dans le cadre du programme CRYSYS (*CRYospheric SYStem to monitor global change*) du Service canadien de l'environnement. Elle a pour objectif d'évaluer le potentiel des images RSO de RADARSAT-1 et des images SSM/I du satellite DMSP F-8 à cartographier le gel saisonnier du sol en zone de taïga. Le secteur à l'étude se situe dans le bassin de la rivière La Grande dans la région de la Baie-James au nord-ouest du Québec. L'analyse des changements des valeurs de rétrodiffusion des trois images RSO d'automne a été effectuée en faisant un rapport d'images. La baisse moyenne des coefficients de rétrodiffusion entre l'image du 7 octobre et celle du 24 novembre est de 2 dB. Une carte du gel du sol au 24 novembre 1996 montre une plus grande sensibilité des brûlis au refroidissement des températures de l'air, comparativement aux sols recouverts de lichens. Pour déterminer le gel du sol à partir des images SSM/I, un gradient spectral est appliqué sur les données d'émissivité à 37 GHz et 19,3 GHz. Ce gradient est pondéré en fonction de la proportion d'eau dans chaque pixel. Une cartographie réalisée pour plusieurs images acquises à l'automne 1996 fait ressortir un patron spécifique de la progression du gel. Celui-ci débute au nord-ouest, puis à l'ouest, pour finalement gagner le centre et le sud du territoire. L'étude démontre le potentiel des deux méthodes pour le suivi du gel saisonnier.

Mots-clefs : gel ; sol ; RADARSAT ; SSM/I ; taïga ; occupation du sol.

Mapping seasonal soil freezing in a taïga environnement using RADARSAT-1 SAR and DMSP F-8 SSM/I data

As part of the CRYSYS program (Cryospheric SYStem to monitor change in Canada) of the Canadian Environment Service, the goal of this study is to compare the potential of both RADARSAT-1 and SSM/I data to monitor the seasonal freezing of the soil in a taïga environment. The area of interest is located in the rivière La Grande basin, in northern Québec. This is a region of moderately dense to open black spruce forests with thousands of lakes and several large hydroelectric reservoirs.

Backscattering ratios were done with three RADARSAT standard mode images (30 m resolution) acquired in the fall of 1996. With active microwaves, the cooling of the soil temperatures has the effect of decreasing the soil dielectric constant and consequently, the backscattering coefficient. Field observations and measurements indicate that the soil is not frozen on October 7, partially frozen on October 31 and mostly frozen on November 24. Accordingly, image histograms show a mean 2 dB decrease between October 7 and November 24. It is lower than the values of 3 dB cited in the literature but these studies were conducted mostly on bare soils. The difference here is believed to be related to land occupation and vegetation type. In a taiga environment, water retaining lichens can significantly delay the freezing of the underlying soils and thus reduce the backscattering variations observed. Moreover, volume scattering in conifers can partially mask changes coming from the soil. These same trees can also cause a decrease in the backscattering signal as with shorter days, they reduce the water content of their needles and branches. This could explain why a stronger decrease of the backscattering coefficients occurs between October 7 and 31, where 75 % of the image pixels show a lowering of at least 0,5 dB. Consequently, a map of frozen soil on November 24 shows a greater sensitivity to frost for burned areas and a lesser sensitivity to frost for lichen-covered soils.

To determine soil freezing from SSM/I data (approx. 25 km resolution), a modified spectral gradient between two frequencies (37 GHz and 19,3 GHz) was used. The method is based on the fact that the volume scattering at 37 GHz is greater for frozen soil because in such conditions, the emissivity comes from a larger layer of the soil and because at this frequency, the wavelenght is closer to the size of the scatterers (soil particules). A freezing soil would show a negative spectral gradient. This gradient is weighted by the percentage of water in each pixel because the presence of lakes and reservoirs considerably decreases the radiometric value of this pixel, as showed by some sub-spectral analysis. The subsequent mapping of soil freezing for several images of the fall of 1996 clearly shows a specific freezing pattern for the area, consistent with the mean daily air temperatures in the area. This study showed the complementarity (scale vs frequency) of the two methods for the monitoring of soil freezing based on microwave data.

Keywords : soil freezing ; RADARSAT ; SSM/I ; taïga ; land use.

* Correspondant principal

1. INTRODUCTION

Les phénomènes liés aux cycles du gel et dégel du sol dans les régions situées dans les hautes latitudes influencent le fonctionnement des écosystèmes. Le gel du sol affecte les transferts d'énergie entre le sol et l'atmosphère en limitant l'évapotranspiration (England, 1990) et il influence la productivité annuelle et les échanges en dioxyde de carbone dans la forêt boréale (Way *et al.,* 1997). Le gel du sol réduit aussi la capacité d'infiltration des sols, ce qui contribue à modifier les conditions de ruissellement des eaux à la surface. L'objectif de cette étude est de développer une méthode permettant de déterminer le début du gel saisonnier du sol en zone de taïga et de cartographier sa progression. Ces éléments d'information permettront d'améliorer la compréhension des écosystèmes de ces régions. En outre, la réalisation d'une cartographie du gel saisonnier du sol sur une base annuelle permettra éventuellement un meilleur suivi de l'évolution de ce phénomène, contribuant ainsi aux études portant sur le réchauffement climatique. En effet, on s'attend à ce que le changement climatique mondial prévu mène à des diminutions prononcées du couvert nival saisonnier, du pergélisol et de la durée du gel saisonnier (Environnement Canada, 1996). Que ce soit d'un point de vue biologique, physique voire économique, ces changements auront indubitablement un impact important pour l'ensemble de la planète et particulièrement pour les régions froides.

Pour réaliser le suivi du gel saisonnier du sol à petite échelle, la télédétection représente un outil fort pertinent. De par leur sensibilité aux conditions d'humidité du sol en surface, les parties du spectre électromagnétique couvrant l'infrarouge thermique et les micro-ondes offrent le meilleur potentiel bien que, dans l'infrarouge thermique, la présence d'une couverture nuageuse contribue à masquer le signal de la surface terrestre. L'utilisation des hyperfréquences s'avère l'option la plus intéressante car les micro-ondes sont généralement indépendantes des contraintes atmosphériques et de l'éclairement solaire. En ce qui a trait aux micro-ondes passives, les travaux de Wegmüller (1990), de Zuendorfer *et al*. (1990), de England (1990), de Zuendorfer et England (1992), de Judge *et al*. (1997) et de Liou et England (1998) ont démontré que les cycles de gel/dégel ont un effet sur les températures de brillance, particulièrement pour des fréquences de 19,3 et 37 GHz. Du côté des micro-ondes actives, Rignot et Van Zyl (1993), Villasenor *et al*. (1993) et Way *et al*. (1997) ont constaté une baisse significative des coefficients de rétrodiffusion d'images RSO de ERS-1 lors du gel du sol. Bien que ces études aient permis de mieux comprendre les mécanismes inhérents au gel du sol et à ses signaux détectables par télédétection, la plupart d'entre elles ont été réalisées sur des sols nus. Puisque les régions situées en taïga sont exposées aux cycles de gel/dégel, il est essentiel que les méthodes de cartographie du gel du sol tiennent compte de l'effet de l'occupation du sol propre à ces régions.

L'objectif principal de cette recherche est donc de développer et de valider une approche pour suivre le gel saisonnier du sol dans une zone de taïga, grâce à l'utilisation d'images RSO de RADARSAT et d'images SSM/I du satellite DMSP F-8. Ceci peut se faire de manière opérationnelle, puisque les données RSO offrent une bonne résolution et que les données SSM/I permettent de couvrir un vaste territoire et de fournir des données sur une base journalière, l'utilisation de ces deux types d'images permet d'obtenir des informations complémentaires sur le territoire à l'étude.

2. DESCRIPTION DU SECTEUR À L'ÉTUDE

Le secteur à l'étude se situe sur le bassin de la rivière La Grande, dans la région de la Baie-James (nord-ouest du Québec) (figure 1). D'un point de vue géologique, ce territoire est composé essentiellement de roches métamorphiques et intrusives et d'un socle rocheux de granite et de gneiss. Ce territoire est caractérisé par un relief ondulé d'amplitude relativement faible (15 à 20 m). Il est parsemé de nombreux petits lacs et comporte quelques rivières ainsi que d'importants réservoirs hydroélectriques. Quant aux matériaux géologiques de surface qui recouvrent le secteur, on y trouve du till à 90 %.

Ce bassin, situé dans la région climatique dite continentale froide de type subarctique, est caractérisé par des étés doux et courts et des hivers longs et rigoureux. La température moyenne annuelle est de –3,8 ºC et les précipitations moyennes (pluie et neige) sont de 765 mm (SEBJ, 1987). Il s'agit donc d'une région de transition entre la taïga et la toundra où la végétation dominante est composée d'épinettes noires et de lichens. Plusieurs secteurs ont été affectés par d'importants incendies, donnant aux brûlis et aux landes en regénération une importance significative.

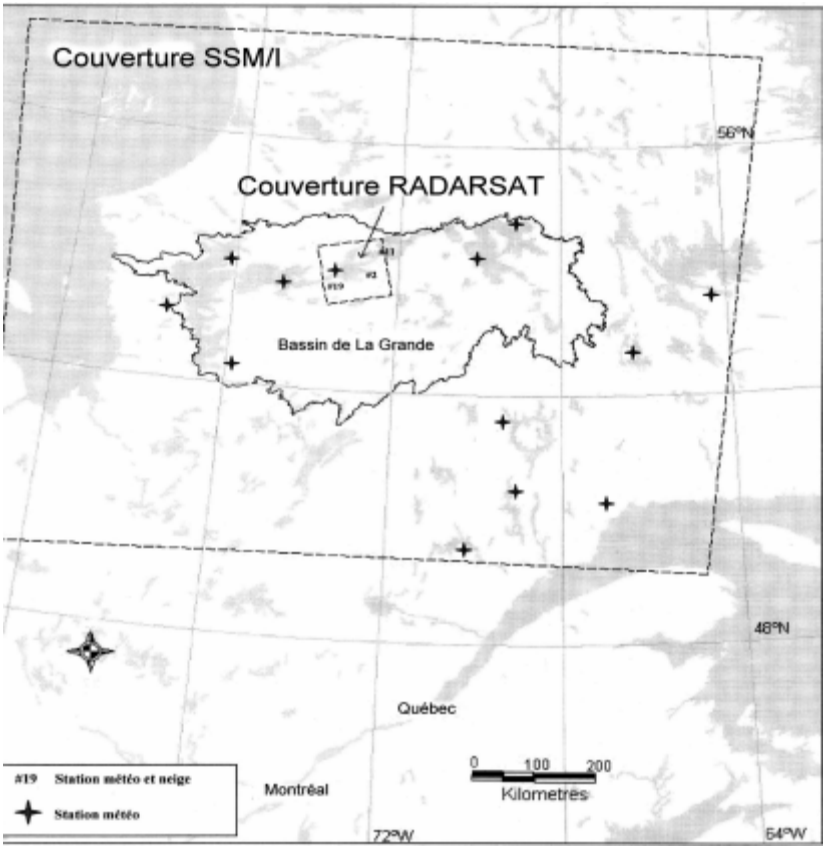


FIGURE 1 Carte de localisation du territoire d'étude et couverture des images RSO de RADARSAT et SSM/I de DMSP F-8. *Map of the study area and coverage of RADARSAT and SSM/I images.*

3. DONNÉES UTILISÉES ET MÉTHODOLOGIE

Pour l'étude des micro-ondes actives, trois images du RSO de RADARSAT-1 (C-HH) en mode S1 ($\theta = 20$ à 27º) ont été acquises sur le centre du territoire d'étude (54ºN, 72º30'O), lors de la période habituelle de gel (début octobre à la fin novembre 1996). Les trois images ont été acquises à 18 h 00 (heure locale) et selon la même géométrie de visée. L'étendue des images est de 100 km × 100 km et la résolution au sol est de 30 m. Les valeurs des images ont été extraites en puissances et les coefficients de rétrodiffusion sont exprimés en dB. Selon Srivastava *et al.* (1999), la précision radiométrique du RSO de RADARSAT en mode standard est inférieure à 1 dB. Chaque image a été corrigée géométriquement et filtrée à l'aide d'un filtre Gamma 5 × 5 (Lopes *et al.*, 1990).

Du côté des micro-ondes passives, une dizaine d'images du capteur SMM/I du satellite américain DMSP F-8 ont été retenues. Ces images ont été acquises entre le 4 octobre et le 29 novembre de la même année. Elles couvrent un territoire de 1394 km × 1394 km, ce qui permet d'obtenir des images tous les jours. La résolution spatiale du pixel SSM/I est assez faible et varie en fonction de la fréquence utilisée (tableau 1). Pour les besoins de l'étude, les fréquences retenues sont de 19,3 GHz et de 37 GHz en polarisation verticale et la résolution spatiale est, respectivement, de 69 km × 42 km et de 37 km × 28 km. L'angle d'incidence des images est de 53,1°. L'erreur moyenne de positionnement des données SSM/I est estimée à 7 km (Poe and Conway, 1990). Les valeurs mesurées sont des températures de brillance (K).

TABLEAU 1 Caractéristiques du capteur SSM/I. *SSM/I characteristics.*

Fréquence (GHz)	19,3	22,2	37	85,5
Polarisation	H et V	V	H et V	H et V
Résolution spatiale (km)	69 × 43	60 × 40	37 × 28	15 × 13
Fauchée (km)	1394			

Afin de déterminer l'influence de l'occupation du sol sur le signal radar, deux cartes ont été utilisées. La première est une classification générale de l'occupation du sol réalisée à partir d'images TM du satellite Landsat-5 (30 m de résolution) acquises de 1995 à 1997 et validée par des relevés de terrain au sol (Bernier *et al.*, 1998). Elle couvre le secteur des images RSO. La seconde est une classification de l'occupation du sol réalisée à partir d'images AVHRR (1,1 km de résolution) de NOAA et couvrant le même secteur que les images SSM/I. Cette cartographie a été réalisée par le Centre canadien de télédétection et le Service canadien des forêts à partir d'images AVHRR de 1995 (Cilhar et Beaubien, 1998).

Finalement, une campagne de terrain menée sur le bassin de la rivière La Grande à l'automne 1996 a permis de recueillir des mesures concernant la température de l'air et du sol et le type de recouvrement végétal du territoire sur 19 sites d'échantillonnage, inclus dans le secteur couvert par l'image RSO. Trois stations météorologiques automatiques de la société Hydro-Québec ont fourni des données en continu sur la température de l'air et de la surface du sol pour le même territoire. Enfin, 12 autres stations météorologiques ont permis d'obtenir des mesures des températures de l'air journalières sur l'ensemble du territoire couvert par les images SSM/I.

4. ANALYSE DES RÉSULTATS

L'analyse des changements de rétrodiffusion entre les différentes images RSO d'automne a été effectuée en faisant un rapport entre les images, c'est-à-dire une différence des coefficients de rétrodiffusion exprimés en dB (échelle logarithmique). Ce rapport permet d'éliminer des bruits indésirables dont l'origine provient souvent du capteur et permet aussi de minimiser l'impact de certains paramètres tels que la rugosité et la topographie du territoire. De cette façon, le nombre de composantes à traiter est réduit et l'interprétation est ainsi facilitée. Dans le cas des données SSM/I, l'erreur de positionnement et la basse résolution ne permettant pas une correction géométrique adéquate, les images seront analysées séparément, sans superposition.

4.1. Détermination du gel du sol à partir des données RSO

Les trois images RSO ont été acquises sur des orbites ascendantes les 7 octobre, 31 octobre et 24 novembre 1996. Cette période coïncide généralement avec la période du gel du sol sur le secteur centre du bassin de la rivière La Grande. Les données météorologiques disponibles à trois stations de mesures automatiques réparties sur le secteur couvert par les images permettent de constater que la température moyenne journalière de l'air fluctue de part et d'autre du point de congélation en octobre, alors qu'en novembre, elle demeure presque constamment sous 0 ºC (figure 2). En conséquence, la température à la surface du sol suit le même patron. Le couvert de neige pour la même période est généralement inférieur à 10 cm et ne joue alors qu'un faible rôle au niveau de l'isolation thermique.

Aux fréquences inférieures à 6 GHz (bande C), la neige est dite transparente (Ulaby *et al.*, 1986) et elle ne devrait pas influencer outre mesure le signal radar en provenance du sol. En outre, puisque les images radar ont été prises à 18 h 00 (heure locale) et que les données des températures de l'air et du sol à cette heure de la journée sont inférieures à 0 °C, on suppose que la neige présente au sol est sèche pour les trois dates d'acquisition, ce qui a été confirmé par des mesures sur le terrain pour l'image du 31 octobre. L'ensemble de ces données tend donc à démontrer que le sol est dégelé au début d'octobre, qu'il peut être partiellement gelé à la fin d'octobre et qu'il est principalement gelé à la fin de novembre.

Un rapport des coefficients de rétrodiffusion a été effectué entre l'image du 7 octobre et celle du 31 octobre, entre l'image du 31 octobre et celle du 24 novembre ainsi qu'entre l'image du 7 octobre et celle du 24 novembre, pour vérifier si ces changements sont visibles sur les images radar. L'histogramme correspondant à chaque résultat est présenté à la figure 3. On y constate, dans le premier cas, où l'on passe d'un sol dégelé à un sol partiellement gelé, que 75 % des pixels ont subi une baisse de rétrodiffusion supérieure à 0,5 dB alors que 14 % sont demeurés stables (0 à 0,5 dB). Dans le deuxième cas, où l'on passe d'un sol partiellement gelé à un sol principalement gelé, seulement 51 % des pixels ont subi une baisse de rétrodiffusion supérieure à 0,5 dB alors que 27 % sont demeurés stables (0 à 0,5 dB). Il semble donc que les changements au sol détectés par le radar soient plus importants entre le début et la fin d'octobre. La campagne de terrain menée entre les

29 et 31 octobre indique que bien que le sol soit encore humide et dégelé dans la plupart des cas, la température du sol est tout de même très près du point de congélation. Cette campagne confirme également qu'il n'y a pas de neige humide au sol. Toutefois, des études ont démontré que la diminution de la durée du jour à l'automne entraîne une baisse significative du pourcentage d'eau contenu dans les aiguilles et dans les tiges des conifères (Bigras *et al.*, 2000). Donc, puisque les coefficients de rétrodiffusion mesurés sont à la fois un mélange de la diffusion du sol et des arbres, il est possible de noter une baisse du signal plus importante durant cette période d'acclimatation, particulièrement pour les zones boisées (Magagi and Bernier, 2000).

Pour sa part, le troisième cas de la figure 3 illustre le changement global, où l'on passe d'un sol dégelé (7 octobre) à un sol principalement gelé (24 novembre). Dans ce cas, on observe que 82 % des pixels ont subi une baisse de rétrodiffusion supérieure à 0,5 dB et que 8 % sont demeurés stables (0 à 0,5 dB). La baisse de rétrodiffusion moyenne est de 2 dB et serait attribuable à une baisse généralisée des températures du sol et de ses propriétés diélectriques. En effet, le gel contribue à diminuer la valeur de la constante diélectrique (Ulaby *et al.*, 1986). Ainsi, puisque le contraste diélectrique entre le sol et l'air est plus faible lorsque le sol est gelé, il y a moins d'énergie diffusée à la surface.

Une cartographie de la baisse de rétrodiffusion entre les images du 7 octobre et du 24 novembre est présentée à la figure 4. On y voit la baisse moyenne de 2 dB du coefficient de rétrodiffusion et on y distingue clairement certains secteurs relativement homogènes où la baisse est plus marquée (3 à 5 dB). Des études réalisées dans les années 1990 indiquent qu'une baisse de 3 dB du coefficient de rétrodiffusion correspond à un gel du sol et de la végétation (Rignot and Van Zyl, 1993 ; Villasenor *et al.*, 1993; Way *et al.*, 1997). En utilisant ce critère de décision, une carte du gel du sol au 24 novembre 1996 est présentée à la figure 5. Les zones classées comme gelées sont principalement des brûlis, où la couverture du sol est principalement composée d'une croûte dense de lichen brûlé et où le sol est jonché de multiples arbres morts. Les propriétés de rétention d'eau et de transfert thermique de ces sols sont mal connues mais il est certain que leur rétrodiffusion est plus élevée à l'automne. Cet exemple illustre l'importance de l'occupation du sol pour la cartographie du gel du sol. On sait, en effet, que les variations des propriétés thermiques de différents matériaux influencent grandement la vitesse de propagation du gel du sol.

Ces propriétés thermiques dépendent de la nature du milieu (composition minérale, texture, structure, couvert végétal, topographie), de la portion d'eau contenue dans les sols et de la température (Musy et Soutter, 1991). En fait, elles déterminent en grande partie la répartition et la profondeur du gel du sol à l'automne. Par exemple, en plus d'exercer une influence majeure sur la rétrodiffusion du signal radar, la végétation agit directement sur le gel du sol. Les propriétés thermiques de la végétation déterminent la quantité et les flux de chaleur présents dans le sol. L'influence du type de couverture du sol sur le gel du sol se reflète dans la rétrodiffusion du signal radar. On peut constater cet effet sur la figure 6, où l'on présente la baisse du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la couverture du sol. On y remarque que la rétrodiffusion moyenne des brûlis est significativement plus élevée en octobre et qu'elle se rapproche des autres classes en novembre, lorsque le sol est vraisemblablement gelé. À l'inverse, les affleurements rocheux demeurent relativement stables. Ces surfaces sont généralement peu poreuses et contiennent une très faible quantité d'eau, ce qui implique que la baisse des températures de l'air n'influence pas outre mesure les propriétés thermiques de ce matériel. En effet, bien que l'influence de la température de l'air soit déterminante en présence d'eau, cette influence devient négligeable en son absence et se limite à une certaine contraction thermique du gneiss granitique. De même, puisque la constante diélectrique varie proportionnellement avec la quantité d'eau présente dans le matériel, on s'attend à ce qu'un matériel sec comporte une très faible constante diélectrique. Donc, malgré une baisse des températures, les changements de la constante diélectrique demeurent négligeables, ce qui se traduit par de faibles variations des coefficients de rétrodiffusion. En outre, précisons que puisque cette étude porte sur le gel du sol, les zones de lacs et de rivières ont été exclues de notre analyse.

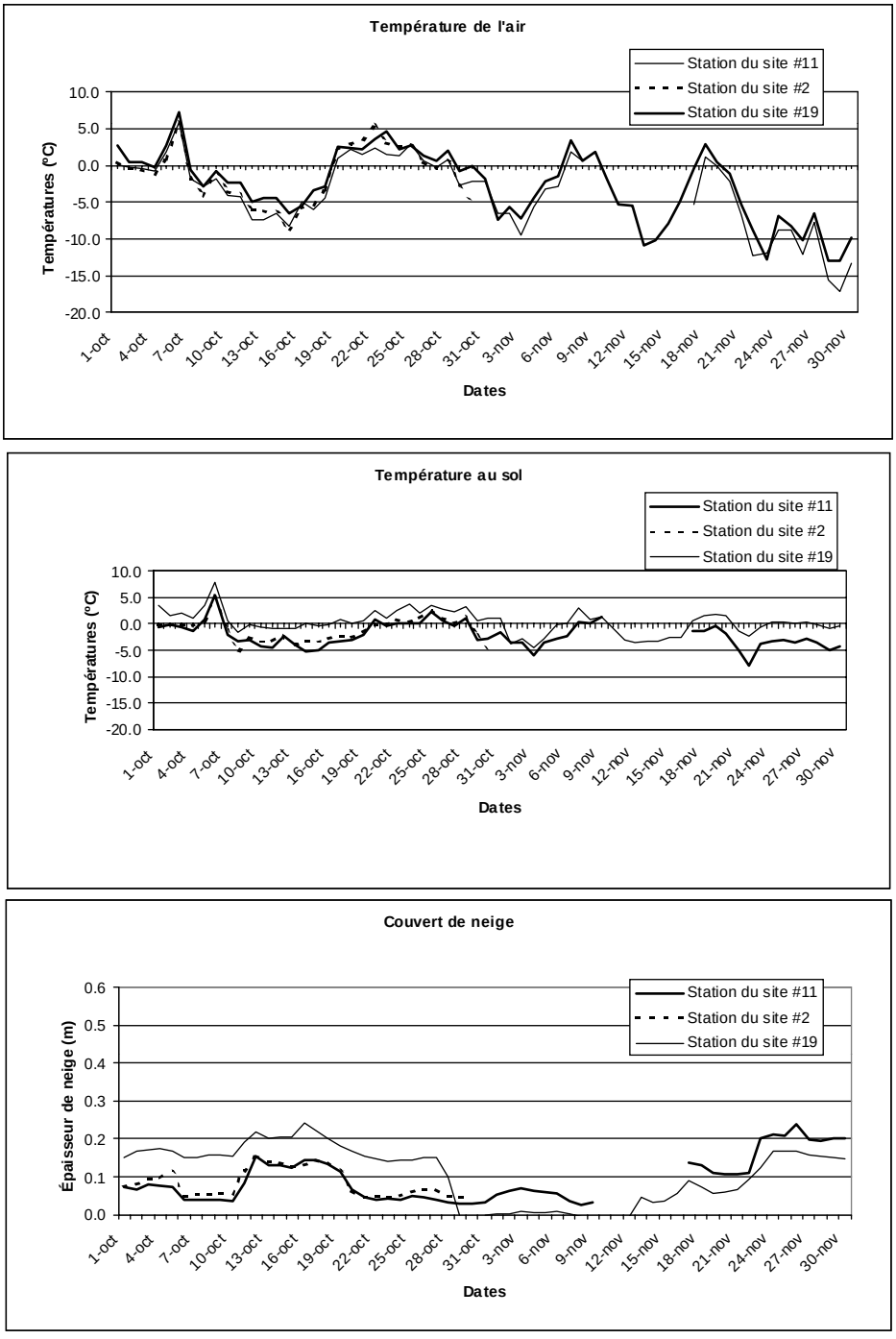


FIGURE 2 Conditions météorologiques et environnementales sur le territoire d'étude en octobre et en novembre 1996. *Meteorological and environmental conditions in the study area in October and November 1996.*

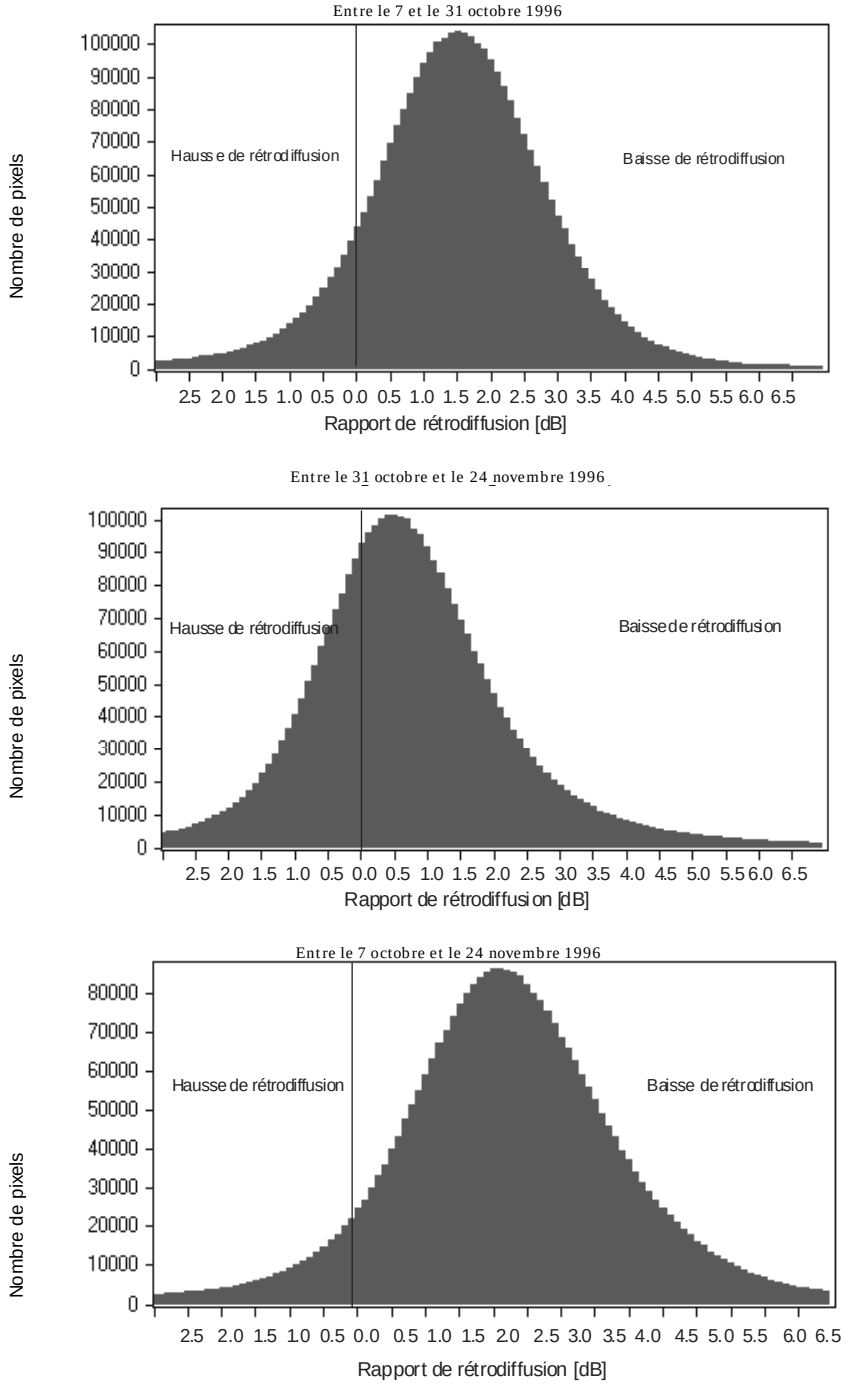


FIGURE 3 : Histogrammes montrant la baisse de rétrodiffusion entre les images du RSO de RADARSAT acquises le 7 octobre, le 31 octobre et le 24 novembre 1996. *Histogram showing the backscattering decrease between RADARSAT images acquired on October 7, October 31 and November 24, 1996.*

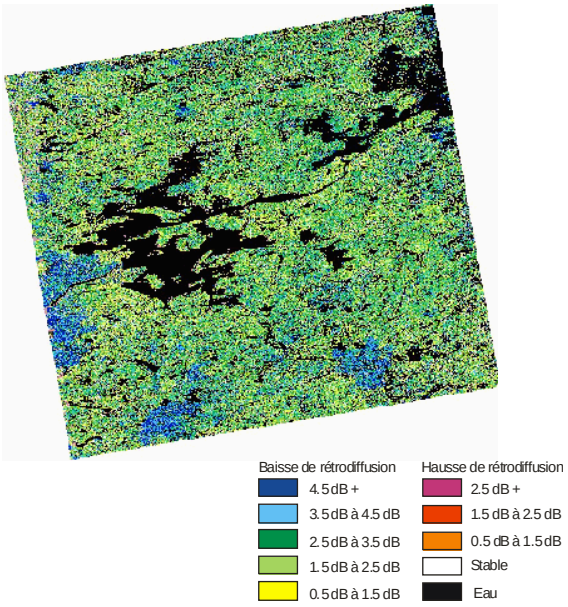


FIGURE 4 Cartographie du changement des coefficients de rétrodiffusion entre les images RSO de RADARSAT acquises le 7 octobre et le 24 novembre 1996. *Mapping of the backscattering changes between RADARSAT images acquired on October 7 and November 24, 1996.*

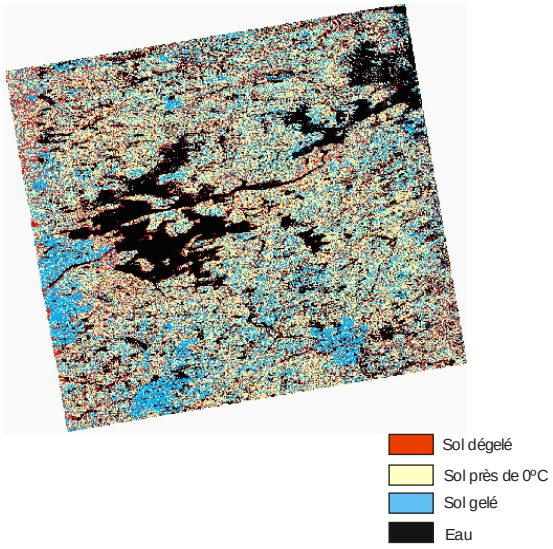


FIGURE 5 Cartographie du gel du sol au 24 novembre 1996, effectuée à partir des images RSO de RADARSAT. *Mapping of the frozen soil on November 24 1996, as determined from RADARSAT images.*

En ce qui concerne les trois autres classes de couverture du sol, le sol est principalement recouvert d'une couche plus ou moins épaisse de lichens et de nombreux arbustes. La densité d'arbres, en majorité des épinettes noires, varie de 0 à 10 % pour les landes, de 10 à 25 % pour les forêts ouvertes et de 25 à 40 % pour les forêts de conifères. Les lichens possèdent généralement une grande capacité de rétention d'eau car ils ont non seulement la capacité d'absorber l'eau à partir des précipitations mais aussi à partir de la vapeur atmosphérique (Brown, 1969). Ils agissent en fait comme une couche protectrice sur les sols, ce qui contribue à réduire le réchauffement du sol en été et à conserver les températures du sol plus chaudes en automne. Ainsi, la présence de tourbe et de lichens dans le profil est en grande partie responsable du retard du gel du sol à l'automne (Brown, 1969). La longue période pendant laquelle la température demeure près du point de congélation résulte de la dissipation de la chaleur latente de fusion et sa durée est fonction de la teneur en eau (Bouchard, 1990). Ainsi, puisque les températures du sol et les conditions hydriques du sol restent plus stables en présence de lichens, il est tout à fait normal d'observer de plus faibles variations dans le signal rétrodiffusé pour ces trois classes d'occupation du sol, particulièrement entre le 31 octobre et le 24 novembre (figure 6).

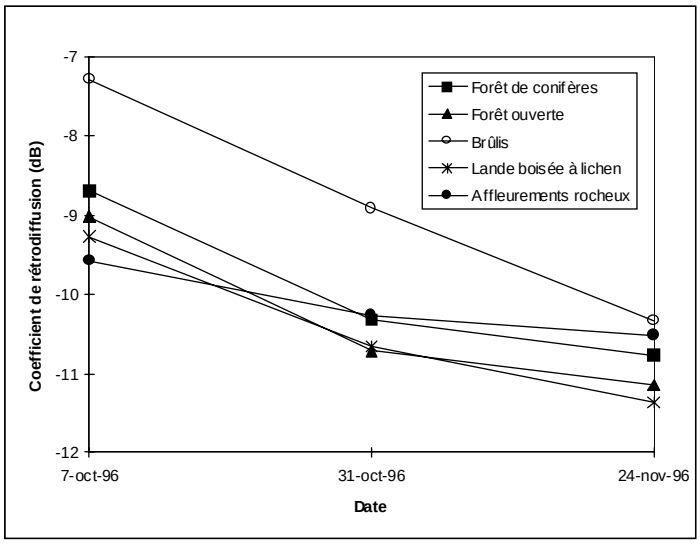


FIGURE 6 Variation temporelle des coefficients de rétrodiffusion des images RSO de RADARSAT en fonction du type d'occupation du sol. *Temporal variation of the backscattering coefficients in relationship to land occupation.*

Sur cette même figure, on observe également que la variation de rétrodiffusion des forêts et des forêts ouvertes demeure plus stable que celle des landes entre le 31 octobre et le 24 novembre. Il est vrai que le couvert forestier tempère les températures de l'air alors que le milieu ouvert enregistre les extrêmes, étant plus exposé au vent. Précisons aussi que les forêts de conifères sur le territoire du bassin de la rivière La Grande ne sont pas assez denses pour masquer la totalité du signal en provenance du sol. En effet, malgré la présence de végétaux, la relation entre

l'humidité du sol et la diffusion de l'onde demeure très significative (Le Toan *et al.*, 1984 ; Ulaby, 1981). D'ailleurs, une étude approfondie sur les mécanismes d'interaction des ondes radar avec l'épinette noire dans un milieu de taïga a été réalisée à l'INRS-Eau (Magagi *et al.*, 2001). D'après le modèle, lorsque la densité de la forêt est faible (< 20 %), le signal en mode S1 (20º-27º) provient essentiellement du sol. Lorsque la densité de la forêt est plus importante (40 %), le signal perd de la sensibilité aux propriétés du sol. Toutefois, même pour des sols secs ou gelés, la contribution du sol domine celle de la végétation jusqu'à un angle d'incidence de 35º.

D'après le modèle, la diminution de la constante diélectrique du sol et l'augmentation de la transmissivité de la végétation (baisse de la constante diélectrique des épinettes noires) durant la saison froide entraîne une baisse du signal total. Ainsi, la baisse des coefficients de rétrodiffusion observée sur les images RSO de RADARSAT à l'automne pourrait correspondre à la fois à la baisse du pourcentage d'eau contenu dans les aiguilles et dans les tiges des conifères (Bigras *et al.*, 2000) et à une baisse des températures du sol.

4.2. Détermination du gel du sol à partir des données SSM/I

Dans la littérature, deux principaux critères de décision sont généralement utilisés afin de déterminer le gel du sol à partir des données de micro-ondes passives (England, 1990 ; Zuendorfer and England, 1992 et Judge *et al.*, 1997). Dans un premier temps, un gradient spectral est appliqué sur les données d'émissivité à 37 GHz et 19,3 GHz (ou 37 GHz et 10,7 GHz dans le cas des données SSMR). Un gradient spectral négatif signifie que la diffusion de volume d'un sol gelé à 37 GHz est plus élevée qu'à 19,3 GHz et, qu'en conséquence, l'émissivité est moins importante à 37 GHz. La diffusion de volume devient plus importante à 37 GHz lorsque le sol est gelé car l'émissivité provient d'une plus grande couche du sol et que la longueur d'onde à cette fréquence se rapproche de la taille des diffuseurs (c'est-à-dire les particules contenues dans le sol). Un gradient spectral négatif exprime donc un sol gelé. À ce critère, on doit en ajouter un deuxième. Puisque les températures de brillance à 37 GHz suivent de très près les températures de la surface terrestre, on doit s'assurer que les températures de brillance à 37 GHz ne dépassent pas 274 K (England, 1990 ; Zuendorfer *et al.*, 1990). En résumé, on peut affirmer qu'un sol est gelé si :

1. $Tb_{37GHzV} < 274$ K (1)

2. GTV(K/GHz) < 0

$\rightarrow$ GTV (K/GHz) = $(Tb_{37GHzV} - Tb_{19GHzV})/df$ (2)

où :

Tb_{37GHzV} = la température de brillance à 37 GHz en polarisation verticale (K) ;

Tb_{19GHzV} = la température de brillance à 19 GHz en polarisation verticale (K) ;

GTV = le gradient spectral ;

df = différence de fréquence (37 GHzV – 19,3 GHzV).

Toutefois, en vertu de la dimension d'un pixel SSM/I (> 25 km) et de l'erreur de positionnement, le gradient spectral sera influencé par les classes d'occupation du sol présentes dans le pixel. Cette situation est particulièrement vraie en zone de taïga puisque le paysage y est très hétérogène (De Sève, 1999). La forêt d'épinettes présente une variation constante de densité d'arbres (10-40 %) et elle est entrecoupée de landes et de milliers de lacs. En général, les grands brûlis et les réservoirs hydro-électriques présentent une surface plus homogène. Nous présentons à la figure 5, la moyenne des températures de brillance à 37 GHz et 19 GHz pour des pixels relativement homogènes et représentatifs des grands types d'occupation du sol présents sur le territoire. Il ressort de cette figure que les forêts de conifères, les forêts ouvertes et les landes boisées à lichens ont des signatures plutôt semblables. Par contre, l'eau et les brûlis ont des températures de brillance de 5 K à 13 K plus faibles que les autres classes. La faible valeur des températures de brillance des surfaces d'eau enregistrées au capteur résulte de la baisse des températures de l'eau en surface et de la réflexion spéculaire à l'interface eau/air (Ulaby *et al.*, 1986). Il est également possible que l'atmosphère affecte les températures de brillance à ces fréquences, ce qui se traduit généralement par une surestimation de l'émissivité, variant en fonction des régions et des saisons. L'impact des effets atmosphériques diminue avec l'augmentation des Tb (Jackson and Hsu, 2001), donc il est plus visible sur l'eau que pour les autres occupations du sol. L'utilisation d'un gradient entre deux fréquences permet alors d'éliminer une bonne partie des effets atmosphériques.

Suivant ces observations (figure 7) et selon la théorie des mélanges spectraux, si un pixel contient par exemple une forte proportion de lacs et de réservoirs, la radiométrie de ce pixel se voit alors diminuée. Pour le démontrer, nous présentons à la figure 8 la moyenne des températures de brillance à 37 GHz et 19 GHz, en fonction du pourcentage de la classe « Lacs et réservoirs » à l'intérieur de chaque pixel de l'image SSM/I du 4 novembre 1996. Ce

pourcentage a été calculé à partir d'une superposition des images SSM/I à la carte d'occupation du sol de 1 km de résolution. Bien que l'erreur de positionnement possible de 7 km soit toujours présente, on constate, qu'à l'automne avant l'accumulation de neige au sol, les températures de brillance diminuent considérablement lorsque le pourcentage de lacs et de réservoirs augmente.

La présence des lacs et réservoirs à l'intérieur d'un pixel a donc pour effet d'influencer sa valeur radiométrique. Cette situation contribue, dans une certaine mesure, à diminuer l'efficacité du gradient spectral utilisé par England (1990), Zuendorfer et England (1992) et Judge *et al.* (1997). Puisque le nord du Québec comporte de nombreux lacs et réservoirs et que la majorité des pixels se trouvent influencés par cette présence, on doit trouver une solution permettant de minimiser l'impact de l'eau dans le pixel.

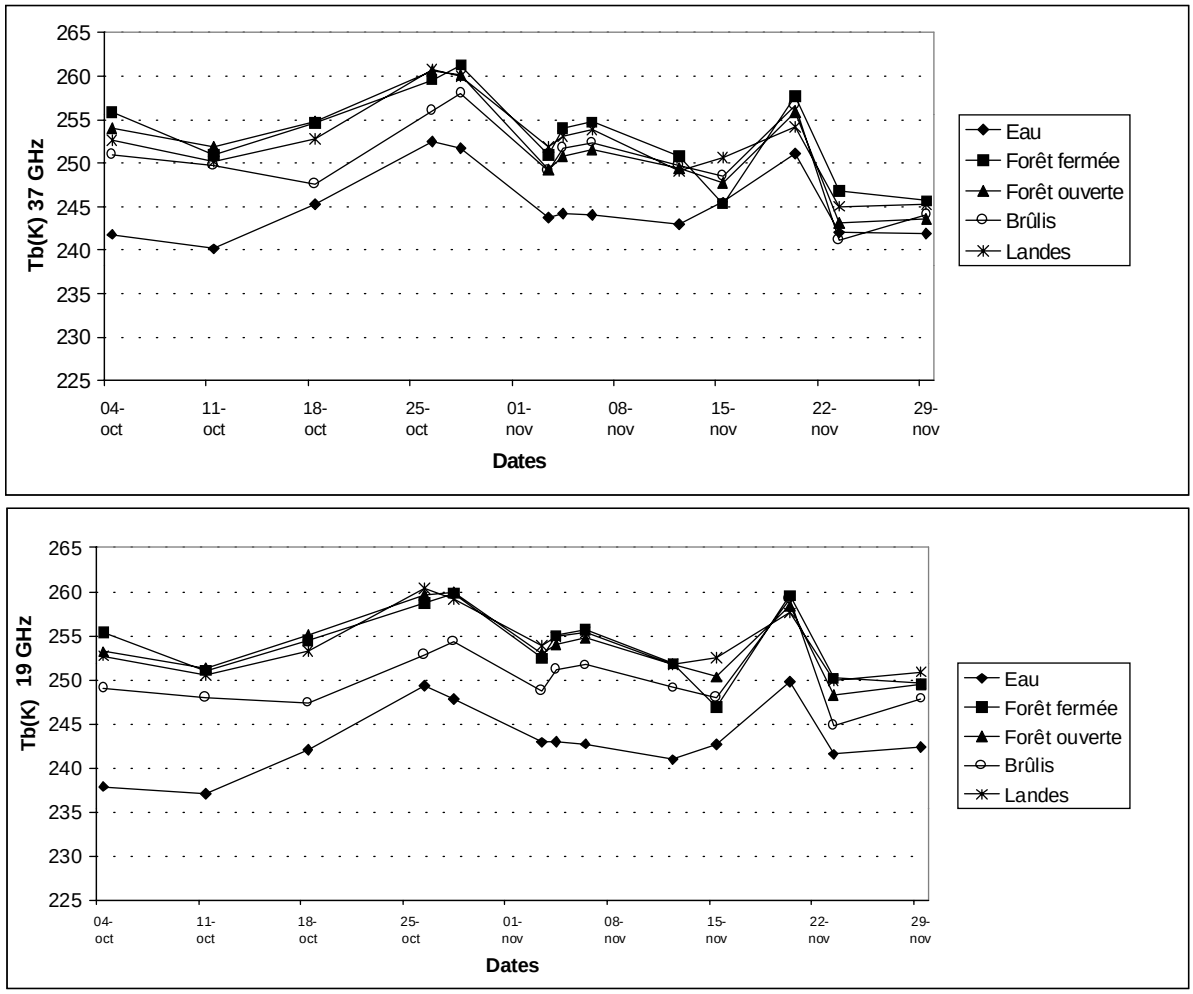


FIGURE 7 Variation temporelle des températures de brillance des images SSM/I de DSMP F-8 en fonction du type d'occupation du sol. *Temporal variation of the brigthness temperatures in relationship to land occupation.*

Dans son étude, portant sur l'élaboration d'une méthode permettant d'estimer l'équivalent en eau de la neige à partir d'images SSM/I dans le nord de Québec, De Sève (1999) a développé un algorithme permettant de remédier au problème d'hétérogénéité des pixels. L'approche développée par De Sève *et al.* (2001) consiste à ajouter un facteur de pondération dans l'utilisation d'un gradient spectral. Ainsi, un algorithme appliqué aux données de températures de brillance à 37 GHz et à 19 GHz permet de diminuer l'influence des lacs et réservoirs sur la radiométrie des pixels. Ce réajustement des données permet de tenir compte de la relation qui existe entre la

variation des valeurs de Tb et l'augmentation du pourcentage de recouvrement des classes contaminant les pixels.

À partir de ces travaux, il devient possible de réaliser une cartographie du gel du sol pour des régions de taïga en modifiant le gradient spectral utilisé par England (1990), Zuendorfer et England (1992) et Judge *et al.*, 1997 en fonction du gradient spectral pondéré développé par De Sève (1999). La méthode utilisée consiste à appliquer un facteur de pondération aux températures de brillance à 37 GHz et 19,3 GHz afin de minimiser l'influence des lacs et réservoirs sur la radiométrie des pixels.

Le facteur de pondération a été établi à l'aide de la droite de régression linéaire illustrant les variations des températures de brillance en fonction du pourcentage de recouvrement des lacs et des réservoirs dans le pixel à 37 GHz et à 19,3 GHz (figure 8). Le calcul de la pente donne une indication du taux de variation des températures de brillance lorsque le recouvrement de la classe « Lacs et réservoirs » passe de 0 % à 100 %. Le facteur de pondération est déterminé de la façon suivante :

$$a_i = m_{LR} * Pj$$

où

a_i = le facteur de pondération pour la classe « Lacs et réservoirs » pour la fréquence i ;

m_{LR} = la valeur de la pente de la classe « Lacs et réservoirs » ;

Pj = le pourcentage de recouvrement de la classe « Lacs et réservoirs ».

Les critères de décision en fonction du facteur de pondération deviennent donc les suivants :

1. $Tb_{37GHzV} < 274$ K

$$\rightarrow Tb_{37GHzV}\,(K) = Tb_{37GHzV} * m_{LR} \quad (3)$$

2. GTVP < 0

$$\rightarrow GTVP(K/GHz) = \{ (Tb_{37GHzV} - a_i) - (Tb_{19GHzV} - a_i)\} / df \quad (4)$$

où

Tb_{37GHzV} = la température de brillance à 37 GHz en polarisation verticale (K) ;

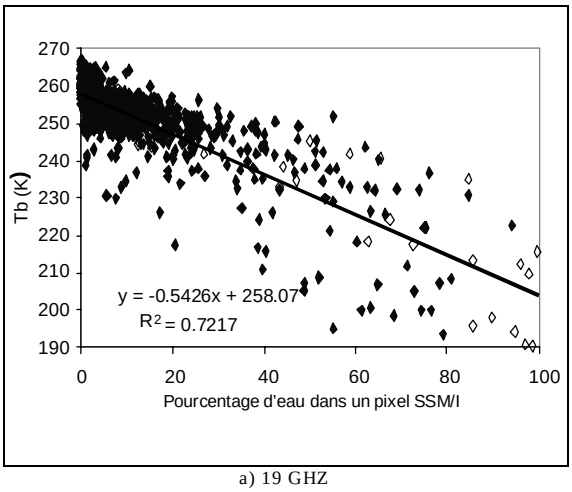
Tb_{19GHzV} = la température de brillance à 19 GHz en polarisation verticale (K) ;

a_i = le facteur de pondération pour la classe « Lacs et réservoirs » pour la fréquence i ($m_{LR} * P_j$) ;

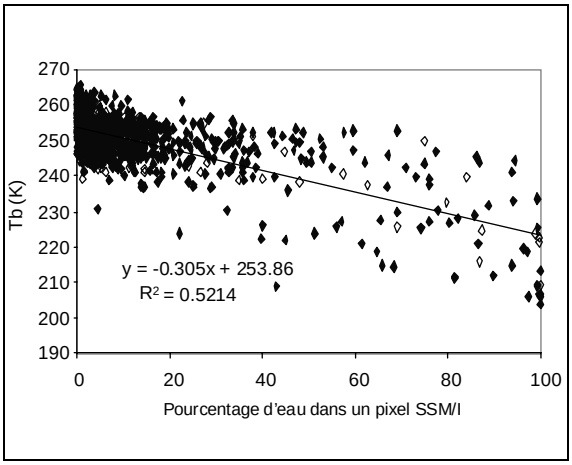
m_{LR} = la valeur de la pente de la classe « Lacs et réservoirs » (LR) ;

Pj = le pourcentage de recouvrement de la classe « Lacs et réservoirs » ;

df = différence de fréquence (37 GHzV-19,3 GHzV).



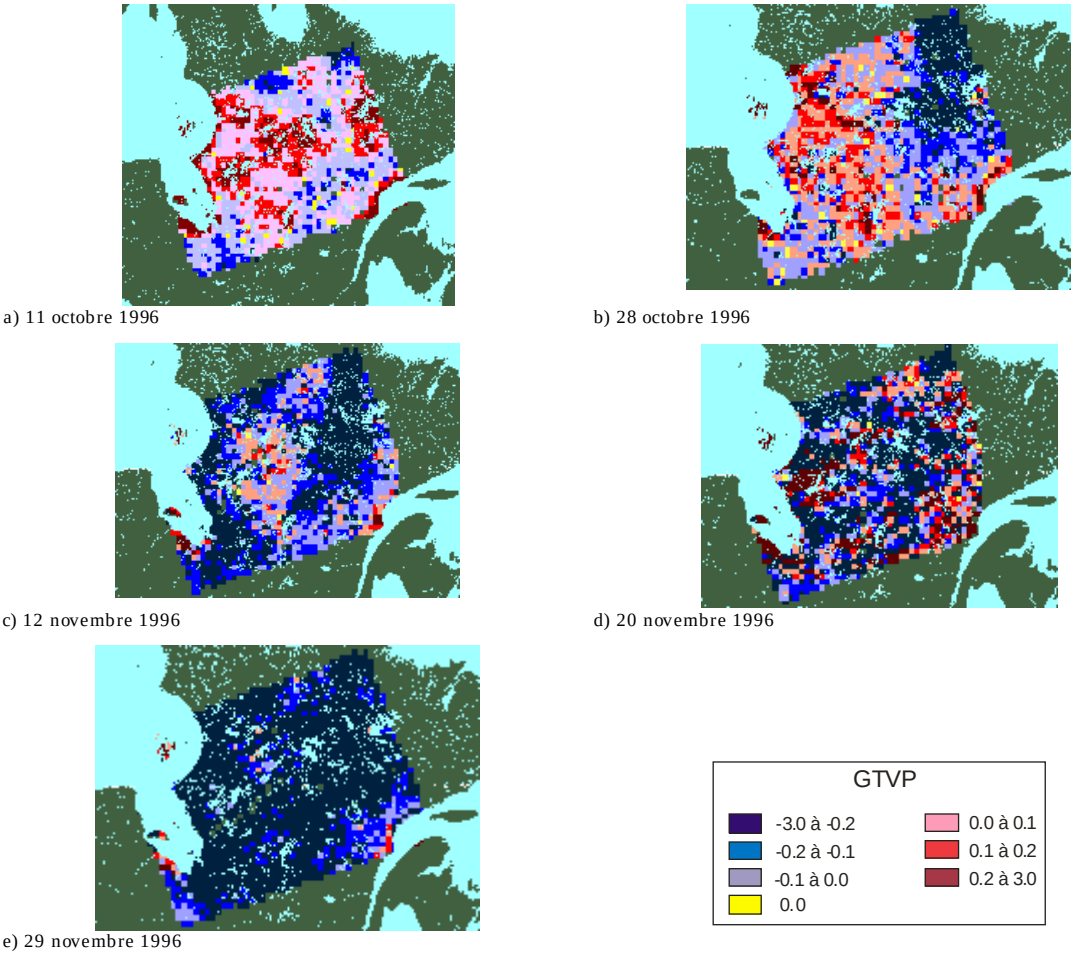
a) 19 GHZ



b) 37 GHZ

FIGURE 8 Variation des températures de brillance en fonction du pourcentage d'eau dans un pixel de SSM/I et selon la fréquence de a) 19 GHz et b) 37 GHz. *Variation of brigthness temperatures in relationship to the percentage of water in a pixel, at a) 19 GHz and b) 37 GHz.*

Le résultat du gradient spectral pondéré appliqué à cinq images SSM/I de la région de la Baie-James est présenté à la figure 9. Ces images sont représentatives des périodes d'acquisition de RADARSAT (début octobre, fin octobre et fin novembre). Un gradient spectral négatif et une température de brillance inférieure à 274 K indiquent un sol gelé. Cette cartographie démontre que le gel du sol débute dans la partie nord-est du Québec. Cette région se caractérise par un climat froid et sec où l'altitude peut atteindre jusqu'à 600 m. Par la suite, le gel s'étend dans l'ouest du Québec, près de la baie d'Hudson. Le climat y est froid et légèrement humide et l'altitude varie entre 150 et 300 m. Finalement, le gel du sol gagne le centre et le sud du territoire.



a) 11 octobre 1996

b) 28 octobre 1996

c) 12 novembre 1996

d) 20 novembre 1996

e) 29 novembre 1996

FIGURE 9 Cartographie du gradient pondéré des températures de brillance des images SSM/I. *Map of the weighted brigthness temperature gradient from SSM/I.*

Il s'agit de régions tempérées froides et humides où l'altitude varie entre 300 et 500 m et elles regroupent un nombre important de grands réservoirs. Le gel du sol est donc déterminé par l'altitude et le type de climat des différentes régions du nord du Québec. Les sols des régions en altitude qui présentent un climat froid et peu humide sont les premiers à geler. Les moyennes journalières automnales de la température de l'air enregistrées aux stations météorologiques pour le territoire (figure 10) montrent un refroidissement graduel de la température vers le point de congélation en octobre et des températures sous le point de congélation en novembre, ce qui explique le gel complet du sol à la fin de novembre.

5. DISCUSSION

Les résultats de cette recherche confirment qu'il est possible de cartographier et de faire le suivi du gel du sol à l'automne en zone de taïga à partir d'images RSO de RADARSAT. La méthode utilisée a été élaborée lors de travaux antérieurs (Rignot and VanZyl, 1993 ; Villasenor *et al.*, 1993). Il est cependant important de préciser que ces études portaient sur des territoires relativement homogènes.

Dans notre cas, le territoire à l'étude était situé en zone de taïga, avec forêts, landes à lichens et brûlis. Les résultats démontrent que la couverture végétale influence le gel du sol à l'automne. Le peu de données au sol disponibles n'a toutefois pas permis d'établir clairement la baisse de rétrodiffusion réellement associée au gel du sol, en fonction des différents types de couverture du sol.

Une plus grande série temporelle d'images, acquises lors de plusieurs automnes, est donc essentielle pour valider en zone de taïga le seuil de 3 dB préconisé par Rignot et Van Zyl (1993), Villasenor *et al.*, (1993) ou Way *et al.*, (1997) et appliqué pour la cartographie du 24 novembre 1996 (figure 5b). Par exemple, la présence de lichens particulière à ce type d'environnement, pourrait avoir un effet tampon que l'on ne retrouve pas sur les sols étudiés par les autres chercheurs. Un seuil spécifique à la zone de taïga pourrait être établi.

L'installation de sondes thermiques dans différents types d'occupation du sol serait donc nécessaire pour permettre de mieux comprendre les variations locales et environnementales du gel et, en conséquence, celles du signal radar. Il serait alors possible de déterminer avec précision le moment exact du gel du sol en fonction du type de couverture du sol et les conséquences sur la baisse du signal radar.

De plus, bien qu'un des avantages des images RSO en mode standard soit leur fine résolution (30 m), leur fréquence de passage (24 jours) ne permet pas un suivi adéquat du phénomène de gel du sol. Il serait donc pertinent d'analyser des images en mode ScanSAR, qui offrent une résolution convenable (50 m à 100 m), une plus grande couverture (500 km × 500 km) et surtout une fréquence de passage plus élevée. Il est effectivement possible, dans ce mode et à ces latitudes, de couvrir un même territoire tous les deux ou trois jours. L'impact d'utiliser différentes géométries de visée devrait toutefois être étudié. Il faut également tenir compte de la présence possible de neige humide.

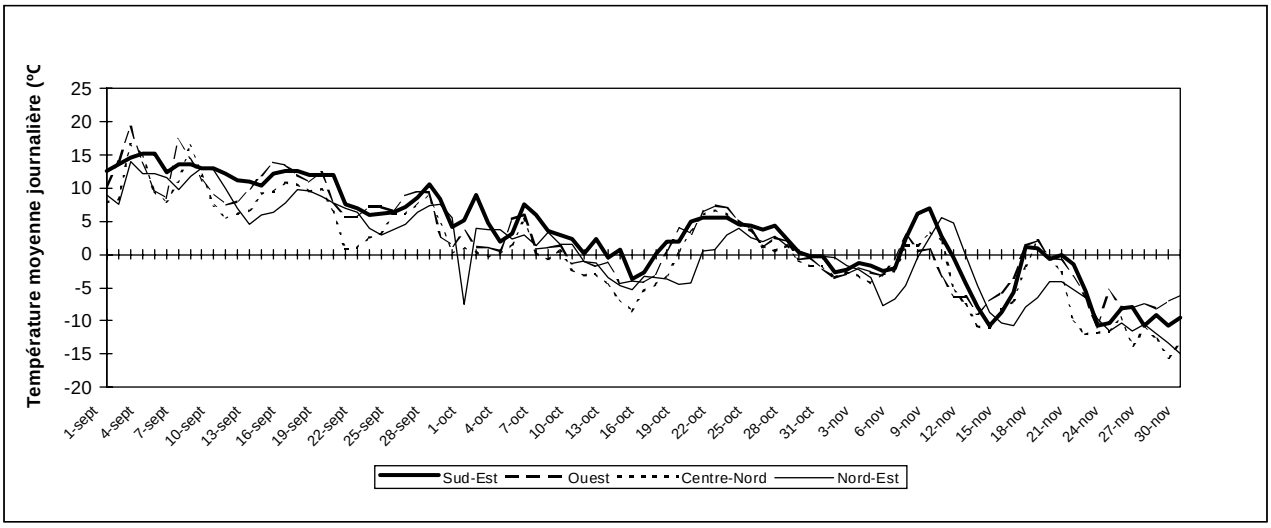


FIGURE 10 Température moyenne journalière de l'air pour quatre groupes de stations météorologiques du secteur d'étude entre le 1er septembre et le 30 novembre 1996. *Daily mean air temperature for four meteorological stations of the study area between September 1st and November 20th, 1996.*

Cette étude a de plus démontré qu'un suivi du gel saisonnier du sol pouvait être effectué à grande échelle à partir des données SSM/I du satellite DMSP F-8. Des études avaient déjà démontré la capacité des images SSMR et SSM/I du satellite DMSP F-8 à cartographier le gel du sol en appliquant un gradient spectral sur les données à 37 GHz et 19,3 GHz (Wegmüller, 1990 ; Zuendorfer *et al.*, 1990 ; England, 1992 ; Judge *et al.*, 1997). Toutefois, la plupart d'entre elles abordaient peu la question de l'influence du type de couverture au sol sur le signal micro-ondes.

Or, dans notre cas, les résultats démontrent que la présence de lacs et de réservoirs sur le territoire influence le signal micro-ondes. Pour cette raison, le gradient spectral utilisé a été pondéré de manière à réduire l'effet perturbateur de cette classe d'occupation du sol.

Il demeure toutefois difficile d'évaluer quantitativement l'amélioration apportée à la cartographie réalisée à partir du gradient spectral pondéré comparativement à celle réalisée à partir du gradient spectral. Le peu de données de terrain disponibles et, surtout, la faible résolution des pixels par rapport à ce que représente l'emplacement d'une station météorologique sur l'image rendent difficile cette évaluation. En comparaison, lors de travaux antérieurs, l'utilisation d'un gradient spectral pondéré pour

réduire l'effet perturbateur de certaines classes d'occupation du sol pour l'estimation de l'équivalent en eau de la neige au sol (De Sève, 1999) a permis une amélioration de la cartographie des équivalents en eau de près de 19 %.

De plus, rappelons que les résultats de la cartographie du gel du sol réalisés à partir des données de SSM/I du satellite DSMP F-8 ont été comparés aux températures de l'air. Bien que les données de températures de l'air donnent une idée générale de la baisse des températures du sol, il aurait été préférable d'utiliser ces dernières.

Enfin, l'erreur de positionnement de ces images rend plus difficile le calcul du pourcentage de chaque type d'occupation du sol dans un pixel et l'application d'un gradient pondéré. Une méthode devra être développée pour remédier à ce problème, puisqu'en région de taïga, la variabilité spatiale de l'environnement est un facteur dont on doit tenir compte.

6. CONCLUSION

L'analyse des images RSO en mode standard de l'automne 1996 a démontré que le coefficient de rétrodiffusion diminuait progressivement lors de la période de refroidissement et de gel du sol. La différence de rétrodiffusion moyenne entre le 7 octobre et le 24 novembre est de 2 dB. L'analyse des images radar a par ailleurs démontré que le type de couverture du sol pouvait influencer l'importance et le moment de cette baisse de rétrodiffusion.

L'analyse des images SSM/I a, pour sa part, confirmé que les températures de brillance des sols de la taïga à 37 GHz diminuent d'avantage que celles à 19,3 GHz, en période de refroidissement et de gel du sol. Un gradient spectral utilisant ces deux fréquences est donc approprié pour la cartographie du gel du sol. La présence d'innombrables lacs et d'importants réservoirs rend toutefois nécessaire l'utilisation d'un gradient spectral pondéré puisque l'eau a pour effet de diminuer la température de brillance mesurée au capteur. La cartographie effectuée pour les mois d'octobre et de novembre 1996 (figure 9) montre que le refroidissement et le gel du sol se font selon un patron débutant au nord-est, puis à l'ouest, pour finalement gagner le centre et le sud du territoire. Les images SSM/I sont donc tout à fait pertinentes pour les études régionales et l'apport d'informations aux modèles climatiques régionaux.

Les méthodes utilisées dans le cadre de cette étude ont l'avantage d'être rapides et efficaces pour la réalisation d'une cartographie du gel du sol. Pour des régions éloignées où les mesures de terrain sont difficiles et coûteuses, l'utilisation des ces méthodes permet de remédier au problème d'accessibilité. En outre, la mise en parallèle des informations provenant des deux types de capteur peut s'avérer intéressante. L'utilisation d'images RSO permet d'obtenir, tous les 24 jours, une information plus détaillée sur une partie du territoire du nord du Québec alors que les images à faible résolution du satellite SSM/I du satellite DMSP F-8 donne un aperçu général à une fréquence journalière du gel du sol à l'automne sur tout le nord du Québec.

Remerciements

Nous tenons à remercier pour leur bienveillante collaboration mesdames Anne Walker du Service météorologique du Canada (Toronto) et Francine Bigras, chercheur scientifique, au Service canadien des forêts (Sainte-Foy). Nous remercions le Service météorologique du Canada qui a financé cette étude et fourni les images SSM/I à travers le programme CRYSYS. Finalement, nous remercions le programme ADRO de l'Agence spatiale canadienne pour l'octroi des images RSO de RADARSAT.

Références

Bernier, M., Fortin, J.P., Gauthier, Y., Gendron, F. et Royer, A. (1998) Suivi du couvert nival à l'aide des données de RADARSAT. Rapport de recherche n° 523, INRS-Eau, 30 janvier 1998, 46 p.

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

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

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

Cihlar, J. et J. Beaubien. 1998. Land cover of Canada Version 1.1. Special Publication, NBIOME Project. Produit par le Centre canadien de télédétection et le Service canadien des forêts, Ressources naturelles Canada. Distribué sur CD ROM par le Centre canadien de télédétection, Ottawa, Ontario.

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

De Sève, D., Bernier, M., Fortin, J.-P. et Walker, A. (2001) Estimation de l'équivalent en eau de la neige au sol dans un milieu de taiga à l'aide des données SSM/I. Télédétection, vol. 2, n° 1, p. 13-28.

England, A.W. (1990) Radiobrightness of Diurnally Heated, Freezing Soil. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 28, n° 4, p. 464-476.

Environnement Canada (1999) CRYSYS Educational Outreach, http://www.crysys.uwaterloo.ca

Jackson T.J. and Hsu A.Y. (2001) Soil moisture and TRMM Microwave Imager Relationships in Southern Great Plains 1999 experiment. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 39, n° 8, p. 1632-1642.

Judge, J., Galantowicz, J.F., England, A.W. and Dahl P. (1997) Freeze/Thaw Classification for Prairie Soils Using SSM/I Radibrightnesses. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 35, n° 4, p. 827-831.

Le Toan, T., Lopes, A., Malavaud, A. (1984) Relations entre le coefficient de rétrodiffusion radar et les caractéristiques d'un couvert végétal ; considérations sur l'effet de la structure. Coll. Int. Signatures spectrales d'objets en télédétection, Bordeaux, 12-16 sept. 1983, Les colloques de l'INRA, n° 23, p. 601-607.

Liou, H. and England, A. (1998) A land-surface process/radiobrightness model with coupled heat and moisture transport for freezing soils. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 35, n° 2, p. 669-677.

Lopes, A., Touzi, R. and E. Nezry (1990) Adaptive speckle filters and Scene heterogeneity. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, vol. 28, n° 6, p. 992-1000.

Magagi, R. and Bernier, M. (2000) Understanding the vegetation effect on the backscattering coefficient of snow-covered areas : Using a multilayer forest model. Compte-rendu de IGARSS'2000, Honolulu, Hawai, 24-28 juillet 2000, p. 417-419.

Magagi, R., Bernier, M. and M.-C. Bouchard (2001) Use of ground observations to simulate the seasonal changes in the backscattering coefficient of the subarctic forest. IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing.

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

Poe, G. and Conway, R.W. (1990) A Study of the Geolocation Errors of the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 28, n° 5, p. 791-799.

Rignot, E. and Van Zyl, J. (1993) Change Detection Techniques for ERS-1 SAR Data. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 31, n° 4, p. 896-906.

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

Srivastava, S., Hawkins, R., Banik, B., Adamovic, M., Murnaghan, K., Lukowski, T. and Jefferies, W. (1999) RADARSAT-1 Image Quality - Update (1999) Proceedings from CEOS'99 SAR Workshop, 26-29 October 1999, TOULOUSE (France), 4 p.

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

Ulaby, F.T., Moore, R.K. and Fung, A.K. (1981) Microwave Remote Sensing Active and Passive : Fundamentals and radiometry, vol. I, Dedham, MA, Artech House Inc, 600 p.

Villasenor, J.F., Fatland, D.R. and Hinzman, L.D. (1993) Change Detection on Alaska's North Slope Using Repeat-Pass ERS-1 SAR Images. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 31, n° 1, p. 227-236.

Way, J.B., Zimmermann, R. and Rignot, E. (1997) Winter and Spring Thaw as Observed with Imaging Radar at BOREAS. Journal of Geophysical Research, vol. 102, n° D24, p. 673-684.

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

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

Zuendorfer, B. and England, A.W. (1992) Radiobrightness Decision Criteria for Freeze/Thaw Boundaries. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 30, n° 1, p. 89-102.