

Développement d'une Approche Pour Faire le Suivi du Gel Saisonnier du Sol sur le Bassin de la Rivière La Grande à Partir de l'Utilisation Conjointe d'Images SSM/I et RADARSAT

CATHERINE LAGACÉ¹ AND MONIQUE BERNIER¹

ABSTRACT

This study has been done as part of the CRYSYS program (CRYospheric SYStem to monitor change in Canada) of the Canadian Environment Service and is about the seasonal soil freezing of the La Grande River watershed with SSM/I and RADARSAT images. The objectives were 1) determine the potential of SSM/I and RADARSAT images to map the seasonal soil freezing during the fall; 2) establish the influence of the land cover on the microwaves; 3) develop an approach to use both SSM/I and RADARSAT images.

For the RADARSAT data, it is important to remind that the cooling of the soil temperatures has the effect of decreasing the soil dielectric constant and then the backscattering radar signal. In this study, the decline of the backscattering coefficients (2 to 3 dB) observed in the fall, coincides with the general drop of the soil temperature. The radar images have also been superposed to a LADSAT image classification, in order to evaluate the influence of each land cover type on the radar signal. Then, the coniferous forest, the open forest and the lichen woodlands have been the first three types to show a drop in the backscattering signal as a result of the cooling of the air temperature. The bare soils and the burned forest seem to freeze later during the fall.

For SSM/I data, a spectral gradient between two frequencies (37 GHz–19,3 GHz/df) was applied. The freezing soil shows a negative spectral gradient. The SSM/I data have also been superposed to an NOAA/AVHRR classification in order to determine the influence of the land cover on the brightness temperature. Effectively, the presence of lakes or reservoirs in a pixel decrease considerably the radiometric value of this pixel. In this way, to improve the mapping precision, the spectral gradient has been weighed with the percentage of lakes and reservoirs in the pixel.

Finally, the mapping results done for the same date but with two different captors have been compared. Both sensors give equivalent soil freezing maps. This comparison allows the estimation of the soil freezing date in the La Grande river watershed. Therefore, it is possible to study, with those satellite images, the long-term effects of a climatic change in northern Québec.

Key Words: Mapping, RADARSAT, SSM/I, Soil freezing

¹ Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-eau), 2800 rue Einstein,
CP 7500, Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7, CANADA

RÉSUMÉ

Cette étude a été réalisée dans le cadre du programme CRYSYS (CRYospheric SYStem to monitor global change) du Service Canadien de l'environnement dont les principaux objectifs sont de développer des moyens pour surveiller et mieux comprendre les variations dans les principales composantes de la cryosphère. Ainsi, cette étude avait pour but d'évaluer le potentiel des micro-ondes à faire le suivi du gel saisonnier du sol sur le bassin de la rivière La Grande, situé au nord du Québec. Plus spécifiquement, les objectifs de cette étude sont: 1) Déterminer le potentiel des images RADARSAT à détecter le gel du sol sur une base mensuelle; 2) Déterminer le potentiel des images SSM/I à détecter le gel du sol sur une base hebdomadaire (voir même journalière); 3) Évaluer l'influence de l'occupation du sol sur le signal micro-ondes; 4) Développer une approche d'utilisation conjointe des images SSM/I et RADARSAT.

INTRODUCTION

Les phénomènes liés aux cycles de gel et dégel du sol dans les régions situées dans les hautes latitudes jouent un rôle important dans 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 influence la productivité annuelle et les échanges en dioxyde de carbone dans la forêt boréale (JoBea, 1997). Ainsi, la connaissance du début et de la durée de la période de gel permet d'acquérir une meilleure compréhension des écosystèmes de ces régions et dans une plus large mesure, contribue au développement des études portant sur le réchauffement climatique.

Des études récentes avaient déjà démontré le potentiel des micro-ondes actives et passives à détecter le gel du sol. Du côté des micro-ondes actives, Rignot et Van Zyl(1993), Villasenor *et al.* (1993) et Way *et al.* (1997) ont démontré qu'en utilisant deux images radar prises à deux dates successives en automne et en effectuant un rapport entre ces images, il était possible de visualiser les changements dans les conditions hydriques des sols. Selon ces études, une baisse du signal radar entre 3 et 4 dB correspondait à une baisse des propriétés diélectriques de sol. L'analyse des données physiques, climatologiques et hydrologiques laissait croire que cette baisse des coefficients de rétrodiffusion résultait du gel du sol. Du côté des micro-ondes passives, Wegmüller (1990) a mené une étude dont le but était d'évaluer l'effet des cycles de gel/dégel sur la signature spectrale dans les micro-ondes. Ensuite, Zuendorf *et al.* (1990), England (1990) et Judge *et al.* (1997) ont réalisé des études dont le but était de réaliser une cartographie du gel du sol. Pour ce faire, l'utilisation d'une fréquence à 37 GHz combinée à l'utilisation d'un gradient spectral comme discriminant a permis déterminer le gel du sol. Ainsi, un gradient spectral négatif et des températures de brillance à 37 GHz sous le point de congélation signifiait un gel du sol.

L'ensemble de ces recherches a permis de mieux comprendre les mécanismes inhérents au gel du sol et à ses signaux détectables par télédétection. Cependant, la majorité des études portant sur le gel du sol ont été réalisées à partir de sols nus. Or, dans la région du bassin de la Rivière La Grande, le sol est souvent recouvert de végétation, ce qui peut contribuer à modifier considérablement le signal micro-ondes reçu au capteur. C'est pourquoi, dans le cadre de ce projet, il devenait intéressant de porter une attention particulière à l'impact de l'occupation du territoire sur le signal micro-ondes afin de développer une approche qui tient compte de cette particularité.

TERRITOIRE À L'ÉTUDE

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 (Canada). D'un point de vue géologique, ce territoire est composé essentiellement de roches métamorphiques et intrusives et d'un socle rocheux composé de granite et de gneiss. Il est caractérisé par un relief ondulé d'amplitude relativement faible (15 à 20 mètres), parsemé de nombreux petits lacs et comporte quelques rivières ainsi que d'importants

réservoirs. Quant aux matériaux géologiques de surface qui recouvrent le secteur, on trouve le till (90%), les dépôts fluvio-glaciaires correspondant aux eskers (6%) et finalement, les dépôts organiques sous forme de tourbières ombrotrophes (1%).

Ce bassin se trouve dans la région climatique dite continentale froide de type subarctique et est caractérisé par des étés doux et courts et des hivers longs et rigoureux. La température moyenne annuelle est de $-3,8^{\circ}\text{C}$ et les précipitations moyennes (pluie et neige) sont de 765 mm. 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.

DONNÉES SATELLITES ET DONNÉES DE TERRAIN

La base de données utilisée qui comporte les informations de micro-ondes actives est issue du satellite canadien RADARSAT. En conséquence, trois images Standard en mode S1 de RADARSAT ont été acquises pour l'automne 1996. La première image a été acquise au début du mois d'octobre, la seconde à la fin de ce même mois et la dernière à la fin du mois de novembre. Les images RADARSAT sont acquises dans la bande C, l'angle d'incidence des images Standard en mode S1 varie entre 20° et 27° , et il s'agit d'une polarisation HH. L'étendue du territoire couvert par ces images est de 100Km X 100Km et la résolution au sol est de 30 mètres.

Quant aux données comprenant les informations sur les micro-ondes passives, elles sont issues du capteur SMM/I du satellite américain DMSP F-8. Ces images de l'automne 1996 couvrent un très vaste territoire (1394Km X 1394Km), ce qui permet d'obtenir des images à tous les jours. L'angle d'incidence est de $53,1^{\circ}$ et la résolution spatiale du pixel SMM/I est très grande et variable selon la fréquence utilisée soit 19.3 GHz, 22.1 GHz et 37 GHz. De même, la polarisation varie en fonction de la fréquence. Le tableau 1 illustre les différentes caractéristiques de ce capteur.

Tableau 1. Caractéristiques du capteur SMM/I / Characteristics of SSM/I sensor.

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
Largeur du faisceau (Km)	1394			

Tiré de: Estimation de l'équivalent en eau de la neige au sol dans un milieu de taïga à l'aide des données SSM/I, revue TÉLÉ DÉTECTION, DeSève *et al.* (*sous presse*)

Afin de déterminer l'influence de l'occupation du sol sur le signal radar, une carte d'occupation du sol créée à partir d'images LANDSAT d'une résolution de 30 m a été utilisée. Pour les images SSM/I, une image générée à partir des données AVHRR de NOAA d'une résolution de 1100 mètres produite dans le cadre d'un projet coopératif entre le Centre Canadien de Télédétection et le Service canadien des forêts a été utilisée.

Finalement, une étude sur le terrain menée à l'automne 1996 sur 19 sites d'échantillonnages a permis de recueillir des mesures concernant la température de l'air et du sol, la constante diélectrique, la teneur en eau et le recouvrement végétal du sol. Aussi, sur trois de ces sites, une station climatologique fournit des données en continue sur la température de l'air et de la surface du sol. Douze stations météorologiques automatiques réparties sur l'ensemble de territoire entre la Baie-James et la ville de Shefferville ont permis d'obtenir une information quotidienne sur les températures de l'air enregistrées sur l'ensemble de ces régions.

MÉTHODOLOGIE

a) Traitement des images RADARSAT

Tableau 2. Le traitement des images RADARSAT.

Étape	Description
1	Lecture des images
2	Calcul des angles d'incidence
3	Transformation des valeurs numériques brutes en amplitudes
4	Correction géométrique des images
5	Filtrage
6	Calcul du rapport des coefficients de rétrodiffusion
7	Superposition d'images RADARSAT et une image LANDSAT d'occupation du sol

Ainsi, la visualisation des changements des valeurs de rétrodiffusion entre les différentes images d'automne s'est effectué en faisant un rapport entre les images RADARSAT. Ce rapport de bande permet de se débarrasser des bruits indésirables et multiplicatifs dont l'origine provient souvent du capteur et de plus, il permet d'ignorer 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.

b) Images SSM/I

Tableau 3 : Traitement des images SSM/I

Étape	Description
1	Projection des données dans le système de projection Lambert conique conforme (LCC)
2	Interpolation des données
3	Intégration des données dans un système d'information géographique
4	Superposition des données SSM/I et une image NOAA/AVHRR d'occupation du sol

Dans le cas des données SSM/I, il était impossible de réaliser une superposition d'images puisque l'orbite du satellite est variable et l'erreur de positionnement peut être importante. Donc, chaque image SSM/I a été traitée individuellement afin de permettre l'application de critères de décision permettant de réaliser une cartographie du gel du sol sur chacune des images d'automne. La figure 1 résume la démarche méthodologique.

RÉSULTATS

a) Détermination du gel du sol à partir des données RADARSAT

La figure 2 présente les résultats du rapport d'images effectué sur les images radar. Comme on pouvait s'y attendre, ce rapport d'images montre bel et bien une baisse progressive des coefficients de rétrodiffusion aux trois dates d'acquisition. En effet, entre le début et la fin du mois d'octobre, on note une baisse moyenne du signal de l'ordre de 1,5 dB et entre le début du mois d'octobre et la fin de novembre, la baisse moyenne de signal calculée est de 2 dB. Sur ces figures, le vert, le bleu et bleu foncé indiquent une baisse des coefficients de rétrodiffusion tandis que les

teintes allant du jaune au rouge foncé indiquent une hausse de ces coefficients. Les secteurs qui présentent une hausse des coefficients de rétrodiffusion correspondent en grande partie aux lacs et réservoir présents sur le territoire à l'étude. En effet, les forts vents que connaît la région à cette époque de l'année causent des vagues sur le réservoir et sur les lacs, augmentant ainsi la rugosité apparente de ces surfaces. Il en résulte une augmentation de la rétrodiffusion radar car la présence de ces vagues a pour effet de créer de nombreux petits centres de diffusion.

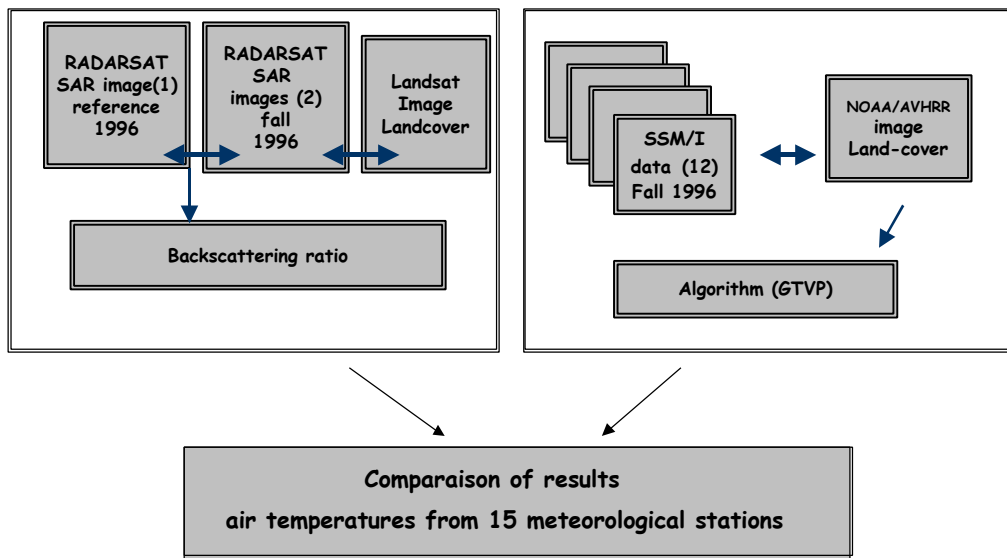
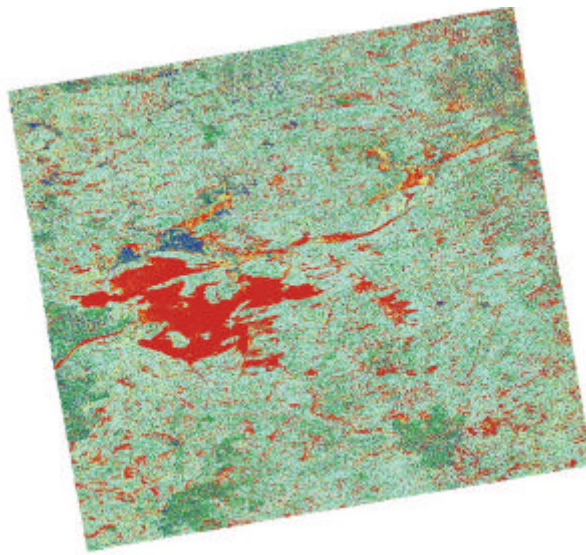


Figure 1. Methodology/Méthodologie.



Legend

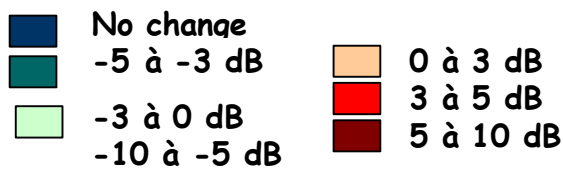




Figure 2. Mapping of the soil freezing using RADARSAT images ratio between October 7 and November 23 1996. / Cartographie du gel du sol réalisée à partir du rapport entre les images RADARSAT du 7 octobre et du 24 novembre 1996.

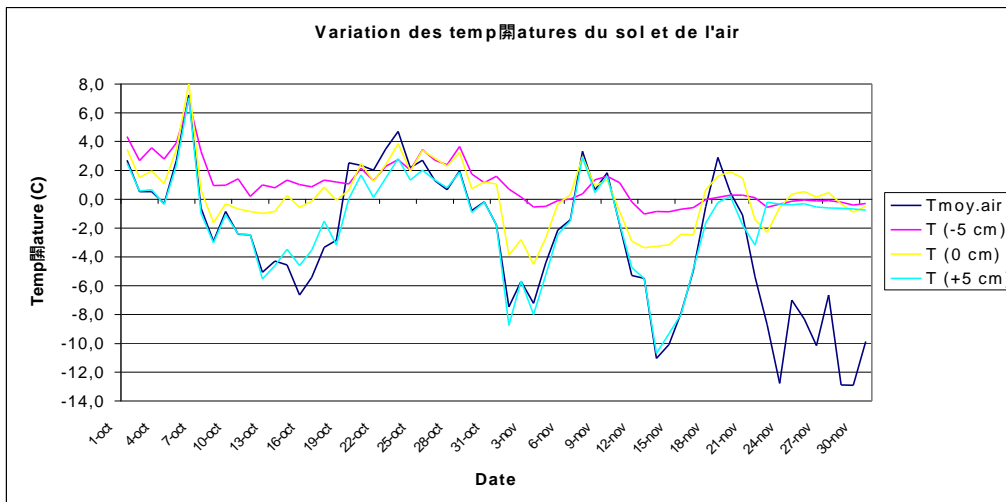


Figure 3. Daily mean of the soil and air temperature for October and November/Moyenne journalière des températures du sol et de l'air pour les mois d'octobre et de novembre aux trois stations météorologiques.

Il est important de rappeler que ces résultats sont issus d'un rapport d'images et qu'on peut supposer qu'il n'y a pas de changements majeurs sur le territoire observé entre les différentes dates d'acquisition. En conséquence, les paramètres liés à la rugosité et à la topographie du territoire sont sensiblement les mêmes et c'est pourquoi, on peut affirmer que cette baisse des coefficients de rétrodiffusion reflète le gel progressif du sol. En fait, cette baisse est attribuable à une baisse des températures du sol et de la constante diélectrique. En effet, le gel réduit l'énergie de rotation des molécules et contribue alors à diminuer la valeur de la constante diélectrique. Ainsi, puisque le contraste diélectrique entre le sol et l'air est plus faible avec le gel du sol, il y a moins d'énergie réfléchi à la surface.

Ensuite, si on compare les résultats obtenus des images RADARSAT aux données de températures prises sur le terrain, on remarque que la baisse générale des coefficients de rétrodiffusion correspond à la baisse des températures enregistrées sur le territoire. À cet effet, la figure 3 présente les variations des températures près du sol couvrant la période allant du début septembre à la fin décembre. Ainsi, on remarque que bien que les températures pendant cette saison fluctuent énormément d'une journée à l'autre, on observe tout de même une baisse moyenne progressive des températures près de la surface du sol tout au long de cette période. L'ensemble de ces observations, mis en relation avec les données de températures enregistrées aux stations météorologiques ainsi que les informations recueillies lors de la campagne de terrain, ont permis de définir le critère de décision suivant:

$$\text{Si } \sigma_a - \sigma_r \geq 3\text{dB alors, le sol est gelé} \quad (1)$$

σ_a = Coefficient de rétrodiffusion de l'image à analyser à 5,3 GHz (dB)

σ_r = Coefficient de rétrodiffusion de l'image d'automne de référence à 5,3 GHz (dB)

b) Influence de l'occupation du sol sur les données RADARSAT

On sait que les variations des propriétés thermiques de différents matériaux influenceront grandement la vitesse de propagation du gel du sol. Ces propriétés thermiques dépendent, entre autre, de la nature du milieu et de la végétation présente sur le territoire. Donc, la végétation, en plus d'exercer une influence majeure sur la rétrodiffusion du signal radar, agit directement sur le gel du sol. La superposition d'une image d'occupation du sol (réalisée à partir de données LANDSAT) aux images RADARSAT a donc permis de déterminer si l'influence de l'occupation du sol sur le gel du sol en automne était perceptible par le signal radar. La figure 4 présente les

différences entre les moyennes des coefficients de rétrodiffusion calculées pour chaque type d'occupation du sol entre les différentes dates d'acquisition.

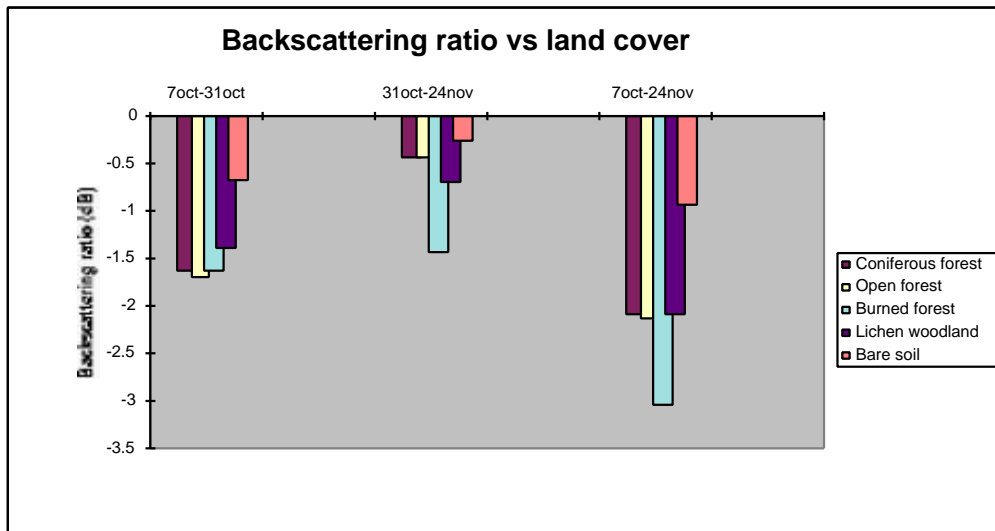


Figure 4. Land cover effect on backscattering coefficients ratio / Différence des rapports de rétrodiffusion entre les images selon le type d'occupation du sol .

La figure 4 montre que les brûlis subissent la baisse la plus prononcée du signal radar, suivis des forêts ouvertes, des forêts de conifères et des landes boisées à lichen. Quant aux sols nus, on remarque peu de changements dans la rétrodiffusion du signal radar.

Les raisons à l'origine de la variation des coefficients de rétrodiffusion entre les différents types d'occupation du sol sont nombreuses. Pour les sols nus, il s'agit de surfaces composées en partie de roches consolidées qui contiennent une très faible quantité d'eau, ce qui implique que les effets de la chaleur latente sont minimales. Donc, la baisse des températures de l'air n'influence pas, outre mesure, les propriétés thermiques de ce matériel. Les changements de la constante diélectrique sont négligeables et les variations de la rétrodiffusion radar sont faibles.

En ce qui concerne les landes boisées, l'épaisse couche de lichen qui recouvre ces surfaces agit comme couche protectrice sur les sols, ce qui contribue à conserver les températures de l'air plus chaude à l'automne et retarde le gel du sol (Brown, 1969). C'est pourquoi les variations des coefficients de rétrodiffusion sont faibles au début de l'automne. Quant à l'impact de la présence d'une forêt au-dessus de la surface du sol sur le signal rétrodiffusé, on remarque que les changements observés pour les forêts ouvertes et les forêts de conifères sont presque les mêmes. En fait, pour ce territoire d'étude, la distinction entre ces deux types de forêt repose sur la densité des peuplements et l'âge des conifères qu'on y trouve. Les sols de ces régions présentent les mêmes caractéristiques et contiennent la même quantité de matières organiques. C'est pourquoi, dans un cas comme dans l'autre, les baisses de signal observées en automne sont pratiquement identiques.

On remarque également que les secteurs recouverts de forêts ont une baisse des coefficients de rétrodiffusion plus marquée au mois d'octobre qu'au mois de novembre. Ce phénomène s'explique par le fait que lors de la baisse de températures de l'air au début de l'automne, le pourcentage d'eau contenu dans les aiguilles et dans les tiges de conifères diminue (Bernier, 1991). Ainsi, puisque les coefficients de rétrodiffusion mesurés sont à la fois un mélange du sol et de la végétation, il est normal de noter une baisse plus hâtive du signal au dessus de ces régions en automne car la teneur en eau des conifères diminue à cette période (Bigras *et al. sous presse*).

En ce qui a trait aux brûlis, il s'agit de sols généralement très humides et recouverts de débris, ce qui a pour effet d'accroître la rugosité apparente de ces surfaces. En conséquence, le signal

radar de retour de ces types de surface est généralement très élevé. Quant au gel du sol au dessus de ces secteurs, malgré la forte baisse des coefficients de rétrodiffusion enregistrée, il demeure difficile d'affirmer leur propension à répondre au refroidissement des températures car leur structure est fort complexe et l'humidité de ces sols est variable en automne.

c) 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 (England, 1990; Zuendorfer *et al.* 1992 et Judge *et al.* 1997). Dans un premier temps, un gradient spectral est appliqué sur les données d'émissivité à 37GHz et 19 GHz (ou 37GHz 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 GHz et qu'en conséquence, l'émissivité est moins importante à 37 GHz. Rappelons que la diffusion de volume devient plus importante à 37 GHz lorsque le sol est gelé car l'émissivité provient d'une plus grande épaisseur du sol et que la longueur d'onde à cette fréquence se rapproche de la taille des diffuseurs (i.e. particules contenues dans le sol). Un gradient spectral négatif se traduit donc par le gel du sol. À ce critère, on doit ajouter un deuxième critère. En effet, 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 273K (England 1990, et Zuendorfer *et al.* 1991). En résumé, on peut affirmer qu'un sol est gelé si:

$$1. P_{37}(K) < 247 K \quad (2)$$

$$2. P_{GS}(K/GHz) < 0 \quad (3)$$

où

$P_{37}(K)$ = température de brillance à 37 GHz

$P_{GS}(K/GHz)$ = gradient spectral (37 GHz – 19,3 GHz/df).

À partir de ces critères, England (1990), Zuendorfer (1991) et Judge (1997) ont réalisé avec succès une cartographie du gel du sol à partir des données SSMR et SSM/I. Or, les territoires qui ont permis la réalisation de ces travaux sont des sols nus.

d) Influence de l'occupation du sol sur les données SSM/I

La superposition d'une image d'occupation du sol (réalisée à partir du capteur NOAA/AVHRR) sur les données SSM/I a permis d'évaluer la variabilité des températures de brillance à 37 GHz et 19 GHz en fonction du pourcentage de superficie qu'occupe chacun des différents type d'occupation du sol présent sur le territoire (Figure 5). Ce graphique démontre qu'à l'automne, avant l'accumulation de neige au sol, les températures de brillance des lacs et réservoirs sont faibles à 19,3 GHz et 37 GHz. Ces faibles valeurs des températures de brillance enregistrées par le capteur sur les surfaces d'eau est le résultat de la réflexion spéculaire à l'interface eau/air (Ulaby, 1986).

Les images SSM/I répondent à la théorie des mélanges spectraux (De Sève, 1999). Selon ce principe, si un pixel contient une forte proportion de lacs et réservoirs, la radiométrie de ce pixel se voit diminuer. À cet effet, la variabilité des températures de brillance à 37 GHz et 19 GHz a été évaluée en fonction du pourcentage de recouvrement des lacs et réservoirs pour chacun des pixels (Figure 6).

La présence des lacs et réservoirs à l'intérieure d'un pixel a donc pour effet de "contaminer" sa valeur radiométrique. Cette situation contribue dans une certaine mesure à diminuer l'efficacité du gradient spectral utilisé par England (1990), Zuendorfer (1991) et Judge (1997). Puisque le nord du Québec comporte de nombreux lacs et réservoirs et que la majorité de pixels se trouvent contaminés par cette présence (Figure 6), on doit trouver une solution permettant de minimiser l'impact de la classe LR dans le pixel.

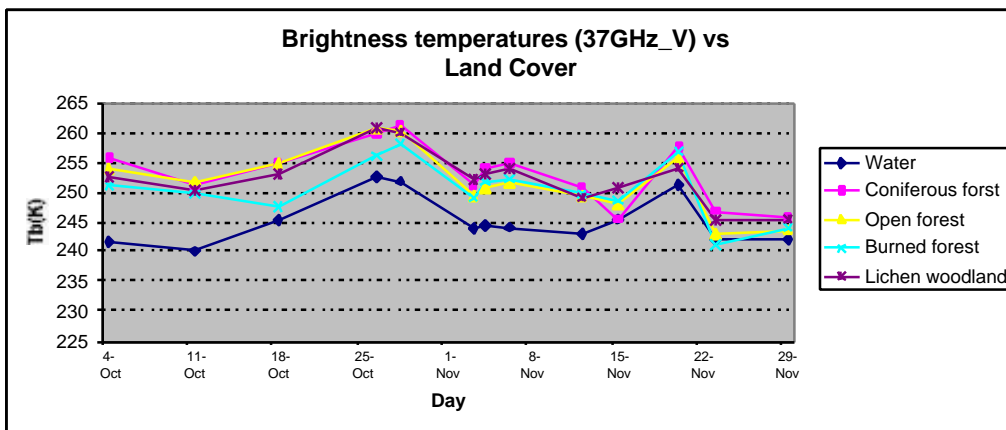
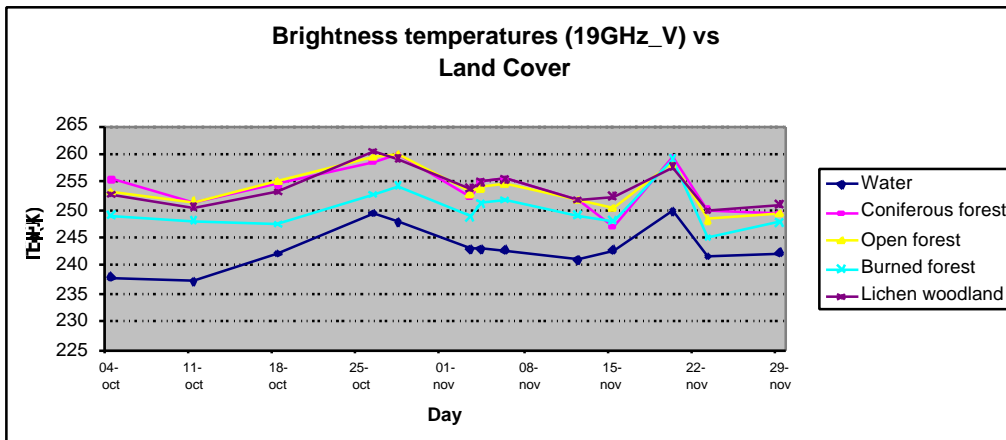


Figure 5. Land cover effect on Brightness Temperature (Tb) at 19,3 GHz and 37 GHz. / Variation des Tb en fonction du type d'occupation du sol à 19,3 GHz et 37 GHz.

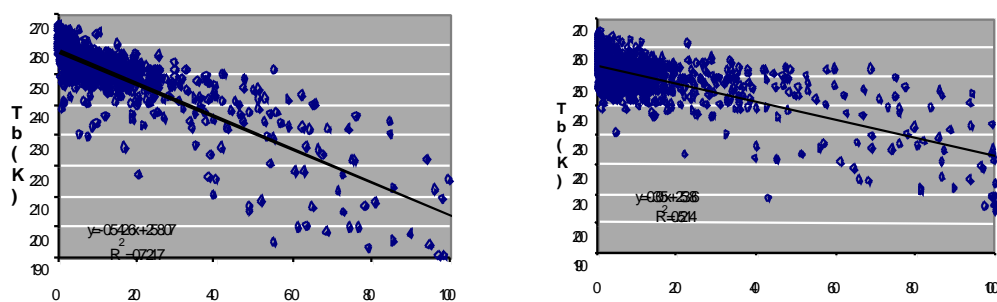


Figure 6. Relationship between Brightness Temperature and the percentage of lakes and reservoirs in a pixel / Variation des Tb en fonction du pourcentage de lacs et réservoirs présents dans le pixel.

Dans son étude portant sur l'élaboration d'une méthode permettant d'estimer EEN à partir d'images SSM/I dans le nord de Québec, DeSève (1999) a développé un algorithme permettant de remédier au problème d'hétérogénéité des pixels. L'approche développée par DeSève consiste à ajouter un facteur de pondération dans l'utilisation d'un gradient spectral. 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 contaminants les pixels. En d'autres mots, cet algorithme permet de s'affranchir de l'effet perturbateur de ces classes sur la radiométrie des 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, Zuendorf et Judge en se basant sur le gradient spectral pondéré développé par DeSève.

Les critères de décisions deviennent donc les suivants:

$$1. Tb_{37_V} < 273 \text{ K} ? \quad Tb_{37_V} (\text{K}) = Tb_{37_V} * m_{LR}$$

$$2. GTVP < 0 ? \quad GTVP(\text{K/GHz}) = \{ (Tb_{37\text{GHz}_V} - a_i) - (Tb_{19\text{GHz}_V} - a_i) \} / 18$$

où

Tb_{37_V} = température de brillance à 37 GHz en polarisation verticale (Kelvin)

$Tb_{19\text{GHz}_V}$ = température de brillance à 19 GHz en polarisation verticale (Kelvin)

a_i = facteur de pondération pour la classe LR pour la fréquence i ($m_{LR} * P_j$)

m_{LR} = la valeur de la pente de la classe lacs et réservoirs (LR)

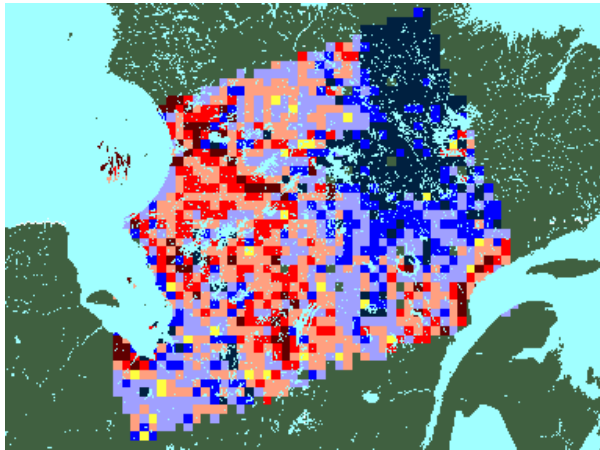
P_j = pourcentage de recouvrement de la classe (LR).

La figure 7 présente la cartographie du gel du sol réalisée à partir de ces critères de décision. La légende accompagnant la cartographie du refroidissement du sol présente le résultat du gradient spectral pondéré. Un gradient spectral positif illustré par les teintes de rouge indique un sol non gelé. Quant aux teintes de bleu, elles représentent un gel du sol qui résulte d'un gradient spectral négatif et d'une température de brillance inférieure à 273K. Finalement, les secteurs en jaune représentent des régions difficilement qualifiables puisque leur gradient spectral est près de zéro.

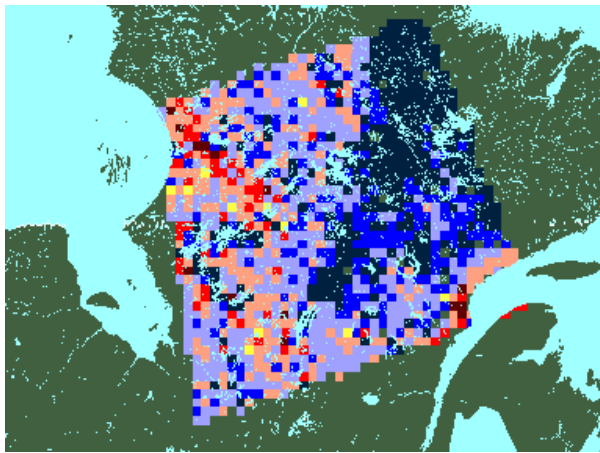
La figure 8 présente la moyenne des températures de l'air enregistrées aux stations météorologiques à l'automne pour le territoire du nord du Québec. On remarque que les variations des températures de l'air observées au cours de l'automne se reflètent sur la cartographie du gel du sol réalisée à partir des données SSM/I. Selon les données de température, le gel du sol serait survenu vers le 24 novembre et un gel complet du territoire a été cartographié à la fin novembre (29 novembre). Notons également que cette cartographie indique que le gel du sol débute dans la partie nord-est du Québec, puis dans l'ouest près de la Baie d'Hudson pour finalement s'étendre au centre et au sud du territoire. Or, les régions les plus en altitude sont situées dans la partie nord-est du Québec. Ainsi, l'ensemble des cartes réalisées du début octobre à la fin novembre comparé aux données de températures démontre qu'il est possible de faire un suivi du gel saisonnier du sol pour cette région à partir des données SSM/I.

e) Utilisation conjointe des images SSM/I et RADARSAT

L'intégration des deux types d'images, en plus de permettre de comparer les résultats de la cartographie du gel du sol pour un même territoire, permet d'améliorer l'interprétation des données. Ainsi, à la figure 9, l'image SSM/I du 23 novembre montre un gel du sol pour l'ensemble du territoire du bassin à l'étude. Quant à l'image RADARSAT, celle-ci indique des baisses de plus de 3 dB pour plus de la moitié du territoire. Ce qui signifie que pour cette période, la classification du gel du sol réalisée à partir des informations provenant des deux types de capteurs nous amène une information complémentaire. L'image SSM/I montrant un gel du sol pour l'ensemble du secteur ouest du Québec et l'image RADARSAT venant préciser ces résultats pour la région du bassin de la rivière La Grande.

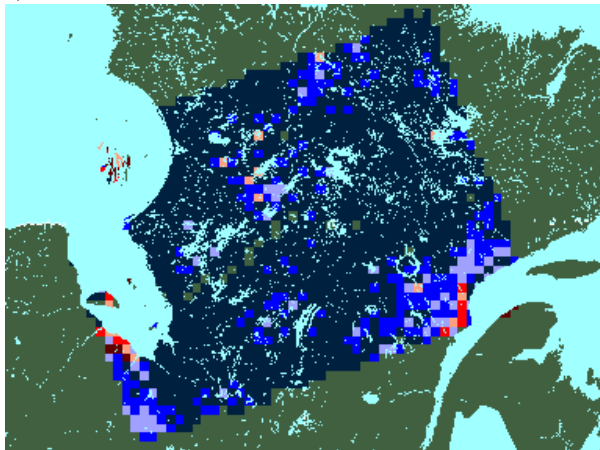


a) 28 octobre



b) 12 novembre

c) 29 novembre



Legend



Figure 7. Mapping of soil freezing using SSM/I data of a) October 28, b) November 12, and c) November 29.
/ Cartographie du gel du sol à partir des images SSM/I pour le a) 28 octobre, b) 12 novembre et c) 29 novembre.

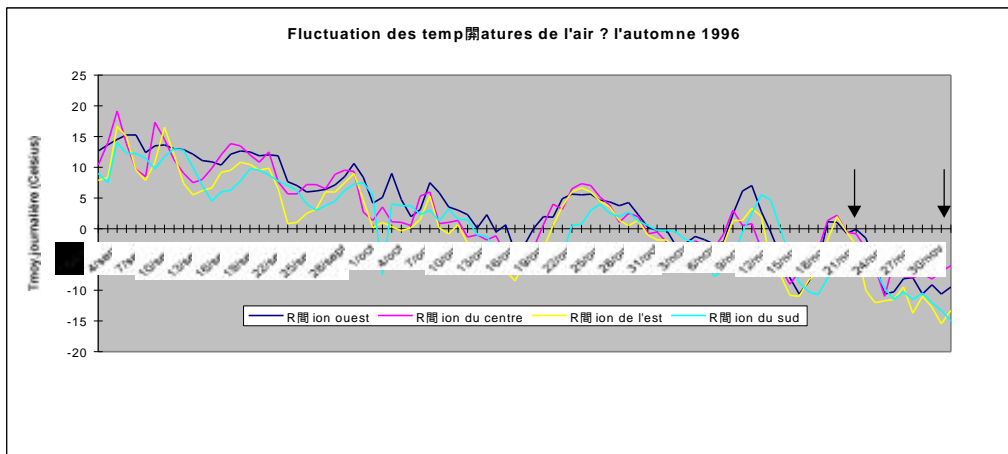


Figure 8. Variation of air temperatures in fall / Fluctuation des températures de l'air à l'automne.

Using RADARSAT and SSM/I data : November 23/24

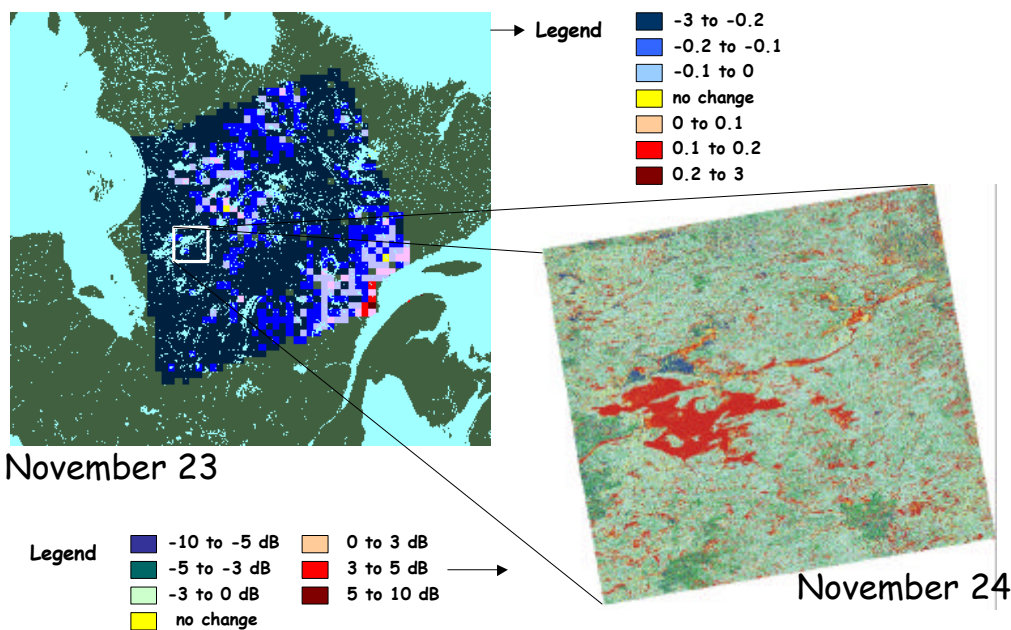


Figure 9. Mapping of soil freezing using both RADARSAT and SSM/I data. / Cartographie du gel du sol à partir des données RADARSAT et SSM/I.

L'ensemble de ces observations montrent que dans un cas comme dans l'autre, la méthode permettant de classifier le gel du sol semble efficace. Ainsi, on peut penser que bien que le gel du sol sur le bassin de la rivière La Grande ait commencé vers la fin d'octobre pour des secteurs isolés, le gel du sol pour l'ensemble de ce territoire n'est apparu que peu après le 24 novembre.

CONCLUSION

Il est donc possible d'effectuer une cartographie du gel du sol à partir des données RADARSAT puisque la baisse des températures du sol fait diminuer la valeur de la constante

diélectrique des sols, ce qui conduit à une diminution de la rétrodiffusion radar. En effet, la baisse des coefficients de rétrodiffusion observée en automne coïncide avec la baisse des températures du sol. Par la suite, cette étude a permis d'évaluer l'influence de l'occupation du sol sur le signal radar.

Cette étude a également démontré qu'il était possible de réaliser une cartographie du gel du sol à partir des données SSM/I. Dans ce cas-ci, la présence des lacs et réservoirs dans le pixel avait comme conséquence de diminuer la valeur radiométrique du pixel et c'est pourquoi, l'utilisation d'un gradient spectral pondéré comme critère de décision a été retenu. L'utilisation de cette méthode permettait de palier à ce problème et ainsi, améliorer la précision de la cartographie.

Finalement, l'utilisation conjointe des deux types d'images a permis de déterminer avec plus d'exactitude la date du gel du sol pour le secteur du bassin de la rivière La Grande. Ainsi, selon les données recueillies, le sol aurait gelé vers le 23–24 novembre 1996.

REFERENCES

- Bernier, M., J-P. Fortin et A. Pesant (1992) *Utilisation de boisés de conifères pour étalonner des données radar (RAS)*, Journal canadien de télédétection, 1992, 18 (2), pp. 73–85.
- Bigras, F.J., Ryyppö, A., Lindstrom, A., Stattin, E. (sous presse) *Cold acclimation and deacclimation of shoots and roots of conifers*. In *Conifer cold hardiness*. Edited by F.J. Bigras and S.J. Colombo. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands.
- Brown, R.J.E. (1969) *Influence of Vegetation on Permafrost*, National Research Council of Canada, Ottawa, publication No.1287, pp. 20–24
- De Sève, D. (1999) *Développement d'un algorithme pour cartographier l'équivalent en eau de la neige au sol (EEN) dans un environnement de taïga à partir des données de micro-ondes passives du capteur SSM/I*, Thèse de Doctorat présentée à l'Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique INRS-Eau, 96 p.
- Dobson, M.C., F.T Ulaby (1986) *Active microwave soil moisture research*. IEEE Trans. Geosci. Rem. Sensing. Ge-24, pp. 23–36.
- Dubois, P.C., J. Van Zyl et T. Engman (1995) *Measuring Soil Moisture with Imaging Radars*. IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing. Vol. 33(4), pp. 915–926.
- England, A.W. (1990) *Radiobrightness of Diurnally Heated, Freezing Soil*. IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing. Vol. 28(4), pp. 464–476.
- England, A.W., J.F Galantowicz et B.W Zuendorfer (1991) *A volume scattering explanation for the negative spectral gradient of frozen soil*, in Proc. IGARSS, Espoo, Finlande, Juin 3–6, pp. 1175–1177.
- Engman, E.T. et N. Chauhan (1995) *Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing*, Remote Sensing Environment. Vol. 51, pp. 189–198.
- Hallikainen M.T., F.T Ulaby et M.C Dobson (1985) *Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil—Part I: Empirical Models and Experimental Observations*, IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing. Vol. 23(1), pp. 25–34.
- Judge, J., J.F Galantowicz, A.W England et P. Dahl (1997) *Freeze/Thaw Classification for Prairie Soils Using SSM/I Radibrightnesses*. IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing. Vol. 35(4), pp. 827–831.
- Rignot, E. et J. Van Zyl (1993). *Change Detection Techniques for ERS-1 SAR Data*. IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing. Vol. 31(4), pp. 896–906.
- Rignot, E. et J.B Way (1994) *Monitoring Freeze–Thaw Cycles along North–South Alaskan Transects Using ERS-1 SAR*. Remote Sensing Environ. Vol. 49, pp. 131–137.
- Schmugge, T.L., P.E O'Neill et J.R Wang (1986) *Passive microwave soil moisture research*, IEEE Trans. on Geos. and Remote Sensing, Vol. Ge-24, No. 1, pp. 12–22.
- Ulaby F.T., R.K Moore et A.K. Fung (1986) *Microwave Remote Sensing Active and Passive: From theory to applications*, Vol. III, Dedham, MA, Artech House, Inc., 1097 p.
- Villasenor, J.F., D.R Fatland, L.D Hinzman (1993) *Change Detection on Alaska's North Slope Using Repeat-Pass ERS-1 SAR Images*. IEEE Tans. Geos. Rem. Sensing. Vol. 31(1), pp. 227–236.

- Way, J.B., R. Zimmermann, E. Rignot *et al.* (1997) *Winter and Spring Thaw as Observed with Imaging Radar at BOREAS*. Journal of Geophysical Research. Vol. 102, no. D24, pp. 673–684.
- Wegmüller, U. (1990) *The Effect of Freezing and Thawing on the Microwave Signatures of Bare Soil*. Remote Sensing Environ. Vol. 33, pp. 123–135.
- Zuendorf B., A.W England, M.C Dobson et F.T Ulaby (1990) *Mapping freeze/thaw boundaries with SMMR data*, Agriculture and Forest Meteorology, Vol. 52, pp. 199–225.
- Zuendorf, B. et A.W England (1992) *Radiobrightness Decision Criteria for Freeze/Thaw Boundaries*, IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing, Vol. 30(1), pp. 89–102.