Contribution de l'Imagerie SAR Satellitaire en Bande C pour la Simulation du Couvert Neigeux : vers une Amélioration du Modèle Météorologique Crocus Contribution of Spaceborne SAR imagery at C-band for Snow Cover Simulation: toward an Improvement of the Crocus Meteorological Model

Nicolas Longépé*, Sophie Allain** et Eric Pottier**

* Earth Observation Research Center, Japan Aerospace Exploration Agency, nicolas.longepe@jaxa.jp
** Institut d'Electronique et des Télécommunications de Rennes, Université de Rennes I, {sophie.allain}-{eric.pottier}@univ-rennes1.fr

Résumé

L'originalité de ce papier consiste en la combinaison de données RSO (Radar à Synthèse d'Ouverture) avec le modèle météorologique développé par Météo-France, Crocus, simulant le couvert neigeux. Dans le but de préserver l'information fournie par Crocus, un modèle Electromagnétique (EM) permettant de simuler la rétrodiffusion au dessus d'un couvert de neige est réalisé pour le canal co-polaire VV. Cependant, la faible résolution spatiale de Crocus limite ces simulations. Afin de caractériser la variabilité spatiale du manteau neigeux avec une résolution décamétrique, une nouvelle méthodologie est alors proposée. Les profils Crocus sont réorganisés spatialement par le biais d'une méthode basée sur les données SAR. Dans cette étude, la cartographie de la neige humide est réalisée pendant la fonte printanière 2004 pour le massif alpin des "Grandes Rousses" en France à l'aide des données du capteur ASAR/ENVISAT.

Abstract

The contribution of this paper consists in the combination of dual-polarization C-band Synthetic Aperture Radar (SAR) data with the meteorological model developed by "Météo France", namely Crocus, simulating complete snow profiles. In order to preserve all the information given by Crocus, a multi-layer snow Electromagnetic (EM) backscattering model is developed for the co-polarized VV channel. However, the limited segmentation of Crocus does not enable to simulate a refined snow EM backscattering. To characterize the spatial variability of alpine snowpack at SAR resolution, a new methodology is proposed. Crocus snow profiles are reorganized using an adequate SAR-based method. In this study, wet snow extents are successfully mapped from the beginning to the end of the melting period in 2004 over the French "Grandes Rousses" massif by means of data provided by ASAR/ENVISAT sensor.

Mots Clés: Télédétection, Radar à Synthèse d'Ouverture, Couvert neigeux, Modélisation Electromagnétique.

Keywords: Remote sensing, Synthetic Aperture Radar, Snow cover, Electromagnetic modeling.

Introduction

La cryosphère est un élément fondamental pour notre système climatique tant ses interactions sont importantes avec les flux d'humidité et d'énergie, les nuages, les précipitations ou les circulations océaniques et atmosphériques. Bien que des observations terrestres, maritimes et aériennes de la cryosphère s'effectuent depuis des dizaines d'années, elles ne permettent pas d'étudier les évolutions de ce milieu à l'échelle globale. D'un autre coté, la télédétection de l'environnement terrestre a connu un développement majeur depuis quelques décennies avec l'apparition des premiers radars imageurs au début des années 80. L'étude présentée dans ce document concerne la télédétection de la cryosphère et plus particulièrement celle du couvert neigeux saisonnier à l'aide de données SAR (Synthetic Aperture Radar) polarimétriques. Au delà de sa résolution métrique, cette technologie présente aussi l'avantage de pouvoir observer des zones difficilement accessibles quasi-indépendamment de la couverture nuageuse ou de la luminosité. Ce point est un atout non négligeable par rapport à l'imagerie optique pour la télédétection du couvert neigeux. La nébulosité moyenne atteint en effet près de 70% en hiver pour certaines régions du nord de l'Europe avec un raccourcissement important de la durée du jour avec la latitude.

Les caractéristiques des données acquises par les capteurs SAR sont liées aux propriétés du couvert neigeux, permettant alors l'extraction de certaines propriétés de la neige. Dans les domaines de fréquence des capteurs SAR satellitaires actuelles (bande L à 1.3 GHz, bande C à 5.3 GHz ou bande X à 9.7 GHz), la caractérisation du couvert neigeux n'est cependant pas aisée et de nombreuses méthodes ont été testées [1]. Dans cette étude, une nouvelle méthodologie est présentée. Son originalité consiste à utiliser conjointement des données SAR en bande C avec le modèle météorologique Crocus développé par Météo-France. En effet, depuis le début des années 90, Météo-France développe ce modèle afin de simuler le couvert neigeux à partir des informations météorologiques disponibles. Cependant, Crocus manque encore de précision au niveau de la variabilité spatiale.

La partie 1 introduit les différentes données utilisées dans cette étude, i.e les données SAR acquises par le capteur ASAR à bord du satellite ENVISAT, ainsi que le modèle Crocus. La deuxième partie est alors consacré à la modélisation de la rétrodiffusion électromagnétique (EM) d'un couvert neigeux. Des éléments théoriques sont présentés dans le but de comprendre l'ensemble des mécanismes de diffusion EM. Un modèle EM réaliste est alors mis en place. Enfin, ces deux sources d'information sont combinés à l'aide d'une méthodologie présentée dans la partie 3. Les améliorations réalisées sont alors illustrées.

1. Données

1.1. Chaîne météorologique SAFRAN/Crocus

Afin de simuler l'évolution du manteau neigeux, il est important de déterminer auparavant les paramètres météorologiques dont dépend l'évolution du manteau. Même si le réseau de mesures est relativement dense en France, il ne permet pas de caractériser les conditions météorologiques pour chaque versant d'un massif et pour une infinité d'altitudes. Le modèle SA-FRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) a été développé [2] afin d'extrapoler et/ou interpoler les données météorologiques mesurées localement. Les données proviennent des observations des différents réseaux de mesures (stations automatiques du réseau Nivose, réseau nivo-météorologique,...). Ce modèle réalise une spatialisation des données météorologiques observées pour 23 massifs des Alpes françaises en considérant la segmentation suivante :

- 6 orientations : Nord, Ouest, Sud Ouest, Sud, Sud Est et Est

11 altitudes : de 600 mètres à 3600 mètres d'altitude par pas de 300 mètres.
3 pentes : 0°, 20° et 40°

Suite à la spatialisation, une interpolation horaire de l'ensemble des paramètres est réalisée. En sortie de ce modèle, SAFRAN fournit les principaux paramètres affectant l'évolution du manteau neigeux tels que la température de l'air sous abri, les rayonnements infrarouge (ou thermique) et solaire ou les quantités et les phases des précipitations. Enfin, il est intéressant de noter que SAFRAN ne tient pas encore compte du transport de la neige par le vent à l'échelle du massif. Dans ce cadre, la télédétection SAR peut apporter une information sur la variabilité spatiale du manteau neigeux.

A partir des données fournies par SAFRAN, le modèle numérique Crocus [3] calcule l'évolution de l'énergie et de la masse du couvert neigeux. Il simule quotidiennement la température, la densité, l'humidité mais aussi la stratification du manteau neigeux. Pour cela, Crocus opère sans réinitialisation, des premières chutes de neige jusqu'à la fonte printanière. L'inconvénient de cette méthode repose sur le fait que les erreurs peuvent s'accumuler tout au long de la saison, sans correction possible. En effet, la forte variabilité du manteau neigeux, à la fois spatiale mais aussi en profondeur, rend difficile une assimilation de mesures *in situ* dans la modélisation. L'originalité de Crocus par rapport aux autres modèles existants réside dans sa capacité à tenir compte du métamorphisme. Un nouveau formalisme y est introduit : la dendricité et la sphéricité [4]. La chaîne SAFRAN/Crocus a été validée à de nombreuses reprises et est actuellement utilisée en mode opérationnel pour la prédiction d'avalanches grâce au module MEPRA [5].

1.2. Données SAR

Pour cette étude, des données en polarisation double VH et VV du capteur ASAR/ENVISAT sont disponibles pour les Alpes françaises. La zone d'intérêt est représentée sur la figure 1. La zone se situe près du massif des "Grandes Rousses" (45.1° N, 6.25° E) avec une taille d'approximativement 26 km \times 25 km. Cette zone est partiellement couverte par des pâturages, des graviers ainsi que par des glaciers d'altitude tels que "La meije" (3987 m) ou "Les Grandes Rousses" (3473 m). La proportion de forêt est estimée à environ 15%. Une zone de test a donc été choisie dans cette zone de 650 km2 où la portion de forêt est négligeable. Celle-ci correspond au col du Lautaret situé à 2056 m.



FIG. 1 – (Gauche) Massifs des Grandes Rousses et de l'Oisans dans les Alpes françaises. (Centre) Projection du MNT dans le plan radar du capteur ASAR ascendant. (Droite) Projection du MNT pour la zone de test.

Sept acquisitions ASAR/ENVISAT ont été réalisées de février à juillet 2004 sur cette zone. Les caractéristiques principales de ces données SAR sont indiquées dans le tableau 1. L'ensemble de ces données est apparié avec un Modèle Numérique de Terrain (MNT) préalablement projeté dans le plan radar. Les angles d'incidences locaux sont calculés en fonction de la topographie et des caractéristiques du radar ASAR/ENVISAT pour chaque pixel. De même, afin de calibrer ces données, l'effet de la topographie est pris en compte par le biais de la méthode présentée par Van Zyl et al. [6]. Enfin, un filtrage du phénomène du chatoiement est réalisé en utilisant la méthode de Lee sur les données multi-vues [7].

2. Modèle Electromagnétique

Avant de pouvoir caractériser le couvert neigeux, il convient au préalable d'étudier et de comprendre les interactions des ondes électromagnétiques (EM) avec la neige. Le comportement diélectrique de la neige varie en effet en fonction de nombreux paramètres tels que la densité,

Produits ASARImage complexe mono-vue à polarisation alternéeFrequence (GHz) Canaux 5.331 Nagle d'incidence (deg) VV / VH Dates d'acquisition en mode ascendant16 février, 22 mars , 26 avril, 31 mai, 5 juilletDates d'acquisition en distance (m) Resolution en azimut (m) 8.42 ± 0.13	Parametre	Valeur
Nombre de vues en distance1Nombre de vues en azimut4Précision calibration (dB)-0.08 \pm 0.95Equivalent bruit σ^0 / σ^0_{-1} (dB)-20 0 / -21 8	Produits ASAR Frequence (GHz) Canaux Angle d'incidence (deg) Dates d'acquisition en mode ascendant Dates d'acquisition en distance (m) Resolution en distance (m) Resolution en azimut (m) Nombre de vues en distance Nombre de vues en azimut Précision calibration (dB) Equivalent bruit σ^0 / σ^0 , (dB)	Image complexe mono-vue à polarisation alternée 5.331 VV / VH 40.927 16 février, 22 mars , 26 avril, 31 mai, 5 juillet 8 avril, 13 mai 8.42 ± 0.13 4.83 ± 1.76 1 4 -0.08 ± 0.95 -20.0 / -21.8

TAB. 1 – Caractéristiques des données ASAR/ENVISAT utilisées dans cette étude.

la taille des particules de glace ou la proportion d'eau liquide. La théorie du Transfert radiatif est la méthode la plus répandue pour estimer la rétrodiffusion EM d'un milieu constitué d'un ensemble de particules indépendantes [8]. Cependant, la neige est un milieu dense où les particules spatialement corrélées engendrent des phénomènes de diffusion cohérente. La théorie du transfert radiatif est alors modifiée en utilisant soit la théorie de la DMRT (Dense Media Radiative Transfer) soit celle de la SFT (Strong Fluctuation Theory) [9].

2.1. Transfert radiatif scalaire et vectoriel

La détermination de la diffusion EM d'un milieu hétérogène comme la neige est un problème connu. Le transfert radiatif est la méthode la plus utilisée pour la modélisation de la réponse EM d'un volume diffusant comme la végétation ou le couvert neigeux. Elle est basée sur la conservation du flux d'énergie à travers un volume élémentaire. Lorsqu'une onde EM traverse un volume élémentaire cylindrique de section unitaire et de longueur ds, les diffuseurs modifient l'intensité de l'onde comme schématisé sur la figure 2.



FIG. 2 – Schéma de la conservation d'énergie au sein d'un volume élémentaire par la théorie du transfert radiatif.

L'énergie représentée par l'intensité spécifique $I(\mathbf{r}, \hat{s})$ de direction de propagation \hat{s} et de vecteur de position \mathbf{r} subit des modifications de deux types : l'absorption et la diffusion. L'absorption

est responsable d'une perte d'énergie : ce mécanisme est lié au terme κ_a . A partir de l'onde incidente se propageant dans la direction \hat{s} , les particules provoquent aussi un effet de diffusion dans toutes les directions ce qui induit une perte d'énergie dans la direction d'intérêt \hat{s} . Ce phénomène est modélisé par le paramètre κ_s . *A contrario*, l'ensemble des intensités provenant des directions $\hat{s'}$ peuvent se diffuser dans la direction d'intérêt. La terme de phase *P* permet de décrire cette relation. Ainsi, si l'on définit l'angle solide $d\Omega$, la variation d'énergie au sein de ce volume élémentaire peut s'écrire :

$$\frac{dI(\mathbf{r},\hat{s})}{ds} = -\kappa_a I(\mathbf{r},\hat{s}) - \kappa_s I(\mathbf{r},\hat{s}) + \int_{4\pi} P(\mathbf{r},\hat{s'})I(\mathbf{r},\hat{s'})d\Omega'$$
(1)

Dans le cas de la télédétection active, le rayonnement thermique lié à la loi de Planck est négligé. Les pertes totales s'expriment par le coefficient d'extinction κ_e qui est égal à la somme des coefficients de diffusion κ_s et d'atténuation κ_a . Dans cette section, la diffusion des particules est indépendante. Les propriétés d'extinction et de diffusion de ce milieu sont respectivement égales à $\kappa_e = n_{part}\sigma_e$ et $\kappa_s = n_{part}\sigma_s$ dans le cas de particules sphériques où n_{part} est le nombre de particules par unité de volume. L'albédo est alors défini comme le rapport entre les pertes par diffusion et les pertes totales :

$$\omega = \frac{\kappa_s}{\kappa_e} \tag{2}$$

L'équation vectorielle du transfert radiatif énoncée par l'équation (1) peut être résolue numériquement ou analytiquement. La méthode analytique permettant de mettre en évidence les différents phénomènes physiques est choisie dans cette étude.

2.2. Limitations de la diffusion indépendante

En considérant la diffusion comme indépendante, il peut être montré que l'extinction et la diffusion sont directement proportionnelles à la densité de particule n_{part} mais aussi à la taille de particules r_{part} . Dans le cas de particules sphériques, les matrices de phase et d'extinction sont respectivement proportionnelles à r_{part}^6 et r_{part}^3 . Des expériences consistant à faire varier en laboratoire la concentration en particules d'un milieu et à en mesurer la diffusion ont montré que certains phénomènes sont inexplicables avec cette approche théorique [10]. Ces données indiquent que pour un milieu dense avec des petites particules, le taux d'atténuation cohérente et les intensités bistatiques augmentent avec la fraction volumique des particules jusqu'à un maximum, puis diminuent quand la fraction volumique augmente encore [11]. Deux hypothèses précédemment utilisées ne sont alors plus valides :

- Les champs diffusés par une particule peuvent influencer le processus de diffusion des autres particules environnantes : l'hypothèse sur le champ incident avec l'approximation de Born n'est plus valide. Lorsque les particules sont séparées par une faible distance, voire agglomérées, chacune est soumise à la fois au champ incident mais aussi aux champs diffusés par les autres particules. L'hypothèse de diffusion indépendante entre particules n'est plus valable.
- Par ailleurs, l'hypothèse sur la distribution aléatoire des particules était nécessaire afin de justifier l'addition incohérente des intensités. Cependant, si nous considérons que ces particules sont réparties spatialement d'une manière non aléatoire, les interférences entre les champs diffusés doivent être prises en compte. La diffusion est dite "cohérente". Pour les systèmes denses, cette approximation semble nécessaire car les positions des particules sont corrélées.

Afin de calculer le champ total diffusé cohérent, une méthode exacte est difficilement réalisable : elle supposerait de calculer l'ensemble des champs excitants et des couplages pour chaque particule. Dans le cas de la neige, la proportion de glace varie de 20 à 60 % et celle de l'eau liquide de 0 à 10%. De plus, les tailles des particules de glace varient de quelques dixièmes de mm à 1-2 mm. Avec un milieu dense tel que la neige où les particules occupent une fraction volumique non négligeable, une modélisation de la rétrodiffusion EM basée sur la forme classique du transfert radiatif et les intensités n'est plus justifiée en bande C. Afin de tenir compte de ces effets, la notion de milieux effectifs est introduite dans la partie suivante.

2.3. Propriétés diélectriques d'un milieu aléatoire continu

Dans cette partie, le milieu hétérogène n'est plus considéré comme un système discret avec des particules dans un milieu hôte mais comme un milieu aléatoire continu.

2.3.1. Cas des fluctuations faibles

Soit un milieu aléatoire continu de permittivité $\epsilon(\mathbf{r}) = \epsilon_m + \epsilon_f(\mathbf{r})$ où ϵ_m est la permittivité moyenne $\langle \epsilon(\mathbf{r}) \rangle$ et $\epsilon_f(\mathbf{r})$ représente les fluctuations de permittivité avec $\langle \epsilon_f(\mathbf{r}) \rangle = 0$. L'équation de l'onde EM dans ce milieu suit la relation suivante :

$$\vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times \mathbf{E}(\mathbf{r}) - \frac{k_0^2}{\epsilon_0} \epsilon_m \mathbf{E}(\mathbf{r}) = \frac{k_0^2}{\epsilon_0} \epsilon_f(\mathbf{r}) \mathbf{E}(\mathbf{r})$$
(3)

Dans le cas où les fluctuations de permittivité sont faibles avec une variance $\delta \ll 1$, l'approximation de Born peut être utilisée. Quelque soit le vecteur de position \mathbf{r} , le champ dans le milieu $\mathbf{E}(\mathbf{r})$ est très proche du champ incident. Dans ce cas, le champ diffusé s'écrit en champ lointain sous la forme d'une onde plane selon :

$$\mathbf{E}_{\mathbf{s}}(\mathbf{r}) = (\hat{v_s}\hat{v_s} + \hat{h_s}\hat{h_s}) \cdot (\hat{v_i}E_{vi} + \hat{h_i}E_{hi})\frac{We^{jk_m\mathbf{r}}}{r}$$
(4)

avec :

$$W = \frac{k_0^2}{4\pi} \int_{\Delta V} d\mathbf{r}' \epsilon_f(\mathbf{r}') \mathrm{e}^{jk_m(\hat{k}_i - \hat{k}_s)\mathbf{r}'}$$
(5)

A partir de cette formulation du champ diffusé, la matrice de phase est proportionnelle à $\langle |W|^2 \rangle$. Dans le cas où les fluctuations de permittivité sont radiales, ce facteur multiplicatif est égale à :

$$\langle |W|^2 \rangle = \frac{k_0^4}{16\pi^2} \int_{\Delta V} d\mathbf{r}' \int_{\Delta V} d\mathbf{r}'' \langle \epsilon_f(\mathbf{r}') \epsilon_f^*(\mathbf{r}'') \rangle \mathrm{e}^{jk_m(\hat{k}_i - \hat{k}_s)(\mathbf{r}' - \mathbf{r}'')} \tag{6}$$

Ce terme est alors dépendant de la fonction de covariance dans ce milieu aléatoire homogène tel que

$$\langle \epsilon_f(\mathbf{r}')\epsilon_f^*(\mathbf{r}'')\rangle = \delta\epsilon_m^2 R(r) \tag{7}$$

où R(r) est la fonction de corrélation spatiale du milieu. En supposant R(r) de forme exponentielle avec une longueur de corrélation L, la constante de propagation effective dans ce milieu se calcule par le biais de l'approximation bilocale de la manière suivante [8] :

$$k_{eff}^2 = k_m^2 - \frac{\delta}{3}k_m^2 + \frac{2}{3}\delta k_m^4 L^2 (1 + 2jk_m L)$$
(8)

Ce résultat est valide dans le cas où $k_{eff} \approx k_m$, i.e. pour des fluctuations très faibles $\delta \ll 1$. Ce critère est restrictif lorsqu'il s'agit de modéliser un milieu naturel tel que la neige. En effet, les permittivités de la glace et de l'eau liquide ont respectivement leur partie réelle proche de $3.15\epsilon_0$ et $80\epsilon_0$ en bande L/C. Les fluctuations de permittivité ne peuvent pas être considérées comme négligeables et cette théorie ne peut pas être utilisée dans le cas de la neige.

2.3.2. Cas des fluctuations fortes

Dans le cas où le milieu présente de fortes variations de permittivité, la notion de permittivité quasi-statique ϵ_g est introduite et sa valeur est choisie de telle manière que la permittivité effective calculée par l'approximation bilocale soit proche de ϵ_g . La différence $\epsilon_{eff} - \epsilon_g$ est dépendante de la taille des particules et est nulle pour des fréquences très basses. On introduit alors le paramètre ξ défini par :

$$\xi(\mathbf{r}) = 3\frac{\epsilon_g}{\epsilon_0} \left[\frac{\epsilon(\mathbf{r}) - \epsilon_g}{\epsilon(\mathbf{r}) + 2\epsilon_g} \right]$$
(9)

 $\xi(\mathbf{r})$ représente les fluctuations de permittivité dans le milieu caractérisées par une variance δ_{ξ} et une fonction de corrélation normalisée $R_{\xi}(|\mathbf{r}|)$.

Partie imaginaire de la permittivité

En accord avec la théorie des fortes fluctuations (en anglais Strong Fluctuation Theory - SFT), la permittivité effective de la neige peut donc s'écrire [12] :

$$\epsilon_{eff} = \epsilon_g + j \frac{2}{3} \delta_{\xi} k_0^2 k_g \epsilon_0 \int_0^\infty R_{\xi}(|\mathbf{r}|) r^2 dr \tag{10}$$

où le paramètre k_g est le nombre d'onde dans le milieu de permittivité ϵ_g . La constante diélectrique quasi-statique ϵ_g se calcule en considérant que la moyenne des fluctuations de $\xi(\mathbf{r})$ est nulle :

$$\langle \xi(\mathbf{r}) \rangle = 0 \quad \Longleftrightarrow \quad 3\frac{\epsilon_g}{\epsilon_0} \left[f_{part} \frac{\epsilon_{part} - \epsilon_g}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_g} + (1 - f_{part}) \frac{\epsilon_0 - \epsilon_g}{\epsilon_0 + 2\epsilon_g} \right] = 0 \tag{11}$$

où f_{part} est la fraction volumique des particules constituant le milieu et ϵ_{part} leur permittivité. Il est intéressant de constater que cette formule est équivalente à celle de Polder Van Santen ce qui signifie que ϵ_g ne prend pas en compte le mécanisme d'atténuation lié à la diffusion cohérente. La variance des fluctuations δ_{ξ} est égale à :

$$\delta_{\xi} = 9 \frac{\epsilon_g^2}{\epsilon_0^2} \left[f_{part} \left(\frac{\epsilon_{part} - \epsilon_g}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_g} \right)^2 + (1 - f_{part}) \left(\frac{\epsilon_0 - \epsilon_g}{\epsilon_0 + 2\epsilon_g} \right)^2 \right]$$
(12)

En supposant que la corrélation spatiale des particules suit une distribution exponentielle sphérique, la permittivité effective de la neige sèche peut être approximée en bande L ou C par [13] :

$$\epsilon_{ds} \equiv \epsilon_{eff} = \epsilon_g + j \frac{4}{3} \delta_{\xi} k_0^2 k_g \epsilon_0 \cdot L^3 \tag{13}$$

où *L* est la longueur de corrélation du milieu [14]. Afin de prendre en compte l'atténuation du milieu liée à la diffusion cohérente, le coefficient d'extinction est défini selon :

$$\kappa_e = 2\Im\mathfrak{m}(k_{eff}) = 2k_0\Im\mathfrak{m}(\sqrt{\epsilon_{eff}}) \tag{14}$$

La figure 3 montre l'influence de la taille des particules de glace sur l'atténuation lorsque la longueur de corrélation de Stogryn $L = 4/3r_{part}(1 - f_{part})$ est utilisée avec la SFT. A titre de comparaison, le modèle empirique de Tiuri et l'approche de Polder Van Santen sont aussi représentés.



FIG. 3 – Rapport entre la partie imaginaire de la permittivité de la neige et celle de la glace en fonction de la densité de la neige en bande C.

Pour une densité de neige proche de 0.3 et des tailles de particules de glace d'environ 1 mm, la partie imaginaire de la permittivité de la neige sèche devient supérieure à celle de la glace. Ce phénomène est caractéristique de la SFT et de la prise en compte de l'atténuation liée à la diffusion cohérente. Les théories classiques telles que celle de Polder Van Santen ou les formules empiriques ne calculent en effet que l'absorption du milieu avec :

$$\mathfrak{Im}(\epsilon_0) = 0 \le \mathfrak{Im}(\epsilon_{ds}) \le \mathfrak{Im}(\epsilon_{glace}) \tag{15}$$

Matrice de phase

Par analogie avec la section 2.3.1, le terme multiplicatif pour la matrice de phase devient égal à :

$$\langle |W|^2 \rangle = \frac{\pi \delta_{\xi} k_{eff}^4}{2} \Phi(k_{eff}(\hat{k}_i - \hat{k}_s)) \tag{16}$$

où Φ est égale à la transformée de Fourier 3D de la fonction de corrélation $R(\mathbf{r})$ telle que :

$$\Phi(\mathbf{k}) = \frac{1}{8\pi^3} \int_{-\infty}^{+\infty} d^3 \mathbf{r} R(\mathbf{r}) \mathrm{e}^{j\mathbf{k}\mathbf{r}}$$
(17)

Cette intégration peut être transformée en un cas unidimensionnel puis résolue analytiquement en fonction des angles d'incidence et de diffusion [15]. Cette modification de la SFT sur le terme scalaire de la matrice de phase dans le cas d'un milieu isotrope influe sur le diagramme de diffusion du milieu car le terme Φ est dépendant de l'élévation angulaire. De même, les évolutions de la matrice de phase en fonction de la densité de la neige et de la taille des particules vont être différentes. La matrices de phase pour le modèle de Rayleigh dépend de la taille des particules selon r_{part}^6 ou $r_{part}^3 f_{part}$. Dans le cas de la SFT, le terme scalaire dépend de la variance des fluctuations δ_{ξ} . Son comportement vis à vis de la densité ou de la taille des particules est plus complexe.

Cas de la neige humide

Dans le cas de la neige humide, on suppose qu'une fine couche homogène d'eau liquide se forme sur chaque particule. Par cette hypothèse de sphéricité, la fonction de corrélation radiale de forme exponentielle peut être utilisée dans les formulations précédentes. Dans ce cas, le rayon extérieur de ces nouvelles particules est égale à celui de l'eau liquide tel que :

$$r_{part} \equiv r_{eau} = r_{glace} \left(1 + \frac{f_{eau}}{f_{glace}} \right)^{\frac{1}{3}}$$
(18)

et leur fraction volumique totale est égale à la somme des fractions volumiques f_{eau} et f_{glace} . La permittivité de la particule équivalente "glace+eau" est calculée à l'aide de [16] :

$$\frac{\epsilon_{part} - \epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0} = \frac{(\epsilon_{eau} - \epsilon_0)(\epsilon_{glace} - 2\epsilon_{eau}) + \gamma(\epsilon_{glace} - \epsilon_{eau})(\epsilon_0 + 2\epsilon_{eau})}{(\epsilon_{eau} + 2\epsilon_0)(\epsilon_{glace} + 2\epsilon_{eau}) + 2\gamma(\epsilon_{glace} - \epsilon_{eau})(\epsilon_{eau} - \epsilon_0)}$$
(19)

avec $\gamma = \left(1 - \frac{f_{eau}}{f_{glace}}\right)^{-1}$. Les équations (11), (11), (13) et (16) sont alors reprises afin de calculer les propriétés diélectriques de la neige. Finalement, la transformation ϵ - ξ liée à l'utilisation de la SFT permet de transformer le milieu aléatoire de permittivité $\epsilon(\mathbf{r})$ en un milieu de permittivité ϵ_g contenant des diffuseurs $\xi(\mathbf{r})$, la polarisabilité moyenne d'un diffuseur unique étant nulle $\langle \xi(\mathbf{r}) \rangle = 0$. Quelque soit l'humidité de la neige, cette modélisation est schématisée sur la figure 4.



FIG. 4 – Equivalence "milieu hétérogène - milieu homogène aléatoire" avec fortes fluctuations de permittivité.

2.4. Implémentation du modèle EM multi-couches

On considère un manteau neigeux constitué de *n* couches distinctes. Du fait de ses propriétés bio- et géo-physiques (taille des particules de glace r_{glace}^k , densité ρ^k et humidité f_{eau}^k), chaque couche *k* possède des propriétés EM différentes pour la diffusion, l'atténuation ou la réfraction. Un modèle EM adapté à la bande C et issu de la solution itérative à l'ordre un de l'équation (1) peut se formalisé selon le schéma présenté par la figure 5. Le système restant à couches discrètes, les variables dépendant de *z* restent constantes par partie. Il est alors possible de discrétiser le domaine d'intégration des équations du transfert radiatif.



FIG. 5 – Modélisation EM de la rétrodiffusion d'un couvert neigeux composé de différentes couches pour la solution itérative à l'ordre un du transfert radiatif.

En considérant une transmission cohérente à l'interface "air-neige" et en négligeant les effets de réflection liés à la différence de permittivité entre couches adjacentes, la rétrodiffusion du sol à travers la neige peut se calculer par :

$$\sigma_{g}^{0} = \cos\theta_{0} \mathbf{Att}_{up}\left(n\right) \frac{\mathbf{R}\left(\theta_{n}\right)}{\cos\theta_{n}} \mathbf{Att}_{down}\left(n\right)$$
(20)

où $\mathbf{R}(\theta_n)$ correspond à la rétro-diffusion du sol qui dépend de l'angle d'incidence au sol ainsi que de sa rugosité et de sa constante diélectrique. Ce terme \mathbf{R} est estimée par le biais de la théorie de l'Integral Equation Model (IEM) [17]. θ_k est l'angle de réfraction dans la couche de neige k lié à celui de la couche adjacente k+1 par la loi de Snell-Descartes. θ_0 représente l'angle d'incidence dans l'air. $\mathbf{Att}_{up}(n)$ et $\mathbf{Att}_{down}(n)$ sont respectivement l'atténuation de propagation de l'onde EM du sol vers l'air, et de l'air vers le sol. Ces deux termes se calculent selon :

$$\mathbf{Att}_{up}\left(k_{end}\right) = \prod_{k=1}^{k_{end}} \mathbf{T}_{(k-1)k} e^{-\frac{\kappa_{e}^{k} d^{k}}{\cos \theta_{k}}}$$
(21)

$$\mathbf{Att}_{down}\left(k_{end}\right) = \prod_{k=1}^{k_{end}} e^{-\frac{\kappa_{e}^{k}d^{k}}{\cos\theta_{k}}} \mathbf{T}_{k(k-1)}$$
(22)

où $\mathbf{T}_{(k-1)k}$ est la matrice de transmission de Fresnel de la couche k à (k-1) et d^k est l'épaisseur de la couche k. La contribution du mécanisme du volume σ_{vol}^0 se met sous la forme suivante :

$$\sigma_{vol}^{0} = 4\pi \cos\theta_{0} \times \sum_{k=1}^{n} \operatorname{Att}_{up}\left(k-1\right) \mathbf{T}_{(k-1)k} \frac{1-e^{-\frac{2\kappa_{e}^{k}d^{k}}{\cos\theta_{k}}}}{2\kappa_{e}^{k}} \mathbf{P}^{k}\left(\theta_{k}\right) \mathbf{T}_{k(k-1)} \operatorname{Att}_{down}\left(k-1\right)$$
(23)

avec les atténuations $\operatorname{Att}_{up}(0)$ et $\operatorname{Att}_{down}(0)$ égales à 1. La rétrodiffusion de la surface de la neige σ_{as}^0 est calculée par le biais de l'IEM, seulement si la couche supérieure est humide. Dans le cas contraire, sa valeur est négligeable. Pour des régions montagneuses, la rugosité de cette surface varie de l'échelle millimétrique (proche de la taille des grains <1mm) à une

échelle métrique induite par la topographie. De même, elle peut être très lisse après une chute de neige ou un épisode venteux, ou bien très rugueuse lors d'épisodes de "gel-regel". Dans l'ensemble de cette étude, la rugosité de cette surface sera supposée constante avec un écart type des hauteurs $\sigma_{air-nei} = 5$ mm et une longueur de corrélation spatiale $L_{air-nei} = 100$ mm.

2.5. Couplage du modèle EM multi-couches avec les profils Crocus

A l'aide de l'angle d'incidence θ_0 , des paramètres de sol estimés par les données SAR acquises sans neige en juillet et des profils de neige estimés par Crocus, il est possible de simuler la rétrodiffusion EM du manteaux neigeux alpin à l'échelle du massif pour le canal co-polaire VV¹. Le modèle EM étant défini et adapté au cas d'un sol nu (ou recouvert d'une très faible végétation en bande C), les résultats pour la zone de test sont illustrés sur la figure 8. Il apparaît que le modèle EM multi-couches couplé aux profils Crocus permet de donner une première estimation de la rétrodiffusion EM à l'échelle du massif lors de la période de fonte. Sur cette zone, environ 70 % des pixels simulés diffèrent des données mesurées de moins de 3 dB quelque soit la date d'acquisition (cf. Figure 6). Cependant, les simulations EM avec les profils Crocus en entrée peuvent dévier d'une manière conséquente. En effet, la segmentation spatiale de Crocus à l'échelle du massif induit un manque de précision spatiale pour le manteau neigeux par rapport aux données SAR. Ce phénomène est nettement visaible lors de l'acquisition du mois de mars.



FIG. 6 – Histogramme cumulatif du rapport absolu entre le coefficient de rétrodiffusion simulé σ_{vvsim}^0 utilisant les profils Crocus et celui mesuré par ASAR σ_{vv}^0 pour la zone de test pour le 16 février (---), 22 mars (---), 26 avril (···) et le 31 mai 2004 (-·--). La signification de τ est discutée dans la section suivante.

3. Réorganisation spatiale des profils Crocus

Afin de résoudre les problèmes liés à la faible segmentation de Crocus par rapport aux systèmes SAR, une interpolation des profils Crocus en fonction de l'altitude, de l'exposition ou de la pente pourrait être envisagée. Cependant, elle impliquerait de nombreuses erreurs du fait de phénomènes non-linéaires liés au vent (erosion, accumulation ...). Une nouvelle méthode basée sur le modèle EM multi-couche, les données ASAR en polarisation double et les simulations Crocus est alors proposée dans cette partie. L'idée générale est de réorganiser spatialement les profils stratigraphiques Crocus par le bias d'une minimisation de la différence entre les données EM simulées et mesurées [18]. Cette méthodologie est réalisée pour chaque pixel de l'image où l'angle d'incidence est inférieur à 55°. Cette angle correspond à la limite de validité de l'IEM, et par conséquent du modèle EM multi-couches. L'organigramme de la procédure est donné par la figure 7. Sa description divisée en trois sous-ensembles est brièvement donnée dans la section suivante.

Finalement, il peut être noté que les nouveaux profils estimés p_{final} ne contraignent pas l'estimation des profils Crocus p_{init} . Les données ASAR ont seulement un impact au moment de

¹En effet, en considérant la neige comme un milieu isotrope de correlation spatiale sphérique, la solution à l'ordre un du transfert radiatif est inappropriée pour simuler les canaux en polarisation croisée [8].



FIG. 7 – Organigramme de la méthodologie proposée.

l'observation : les sorties de Crocus sont totalement indépendantes des données SAR. Ce point pourra faire l'objet d'une étude ultérieure.

3.1. Méthodologie

L'étape initiale de cette méthode consiste à sélectionner certains profils stratigraphiques selon leur capacité à simuler la rétrodiffusion EM. Une proportion de pixels sur l'image SAR est donc initialement sauvegardée afin de servir comme référence pour les étapes suivantes. De part les résolutions décamétriques des capteurs SAR et la segmentation du modèle Crocus, un compromis est choisi. On considérera par la suite que $\tau \approx 30\%$ des pixels possèdent initialement un profil identique à celui estimé par Crocus. Ce principe peut être utilisé pour définir une décision adaptée à chaque acquisition de données SAR. Un exemple est illustré sur la figure 6. L'ensemble des pixels validant cette inéquation servira par la suite d'information *a priori*.

Pour les autres pixels, un profil stratigraphique adéquate est retrouvé par le biais des trois sousétapes suivantes.

L'approche utilisée est basée sur la réorganisation spatiale des profils proposés par Crocus.
 Pour chaque pixel erroné, une liste de profils candidats est construite en fonction des caractéristiques spatiales. Un profil dont les caractéristiques géographiques sont relativement proches de celles du pixel considéré est candidat. En combinant les trois caractéristiques des

profils Crocus (orientation, altitude et pente), un ensemble fini de profils candidats $\{p_{cand}\}$ est sauvegardé.

- Une fois ces profils candidats sélectionnés, leur pertinence polarimétrique par rapport au pixel considéré est mesurée par le biais d'une variable $\overline{\omega_p}$. Ce terme mesure la distance entre les rétrodiffusions EM du pixel considéré ($\sigma_{vh_{mes}}^0$ et $\sigma_{vv_{mes}}^0$) et celles des pixels précédemment validés ayant le profile stratigraphique $p \in \{p_{cand}\}$.
- Pour chaque profil stratigraphique parmi la liste des profils candidats, la rétrodiffusion EM est simulée à l'aide du modèle multi-couches. Puis, la minimisation de l'erreur entre ces rétrodiffusions simulées $\sigma_{vv_{sim}}^0$ et la mesure ASAR $\sigma_{vv_{mes}}^0$ permet d'estimer un profil plus adapté. Pour chaque pixel erroné, un profil adapté p_{adapt} est sélectionné parmi les profils candidats { p_{cand} } selon la relation suivante :

$$p_{adapt} = \underset{p \in \{p_{cand}\}}{\operatorname{arg\,min}} \left(\left(1 + \beta \overline{\omega_p} \right) \cdot \left| \sigma_{vv_{sim}}^0 \left(p \right) - \sigma_{vv_{mes}}^0 \right| \right)$$
(24)

où β est un scalaire (>0) permettant de relativiser l'importance de l'information polarimétrique fournie par $\overline{\omega_p}$ par rapport à la modélisation EM. Ce scalaire peut être considéré comme un indicateur de confiance entre analyse quantitative et qualitative.

Pour chaque pixel erroné dont le profil stratigraphique n'a pas été modifié suite à l'équation (24), une étape supplémentaire est réalisée. Tout d'abord, un paramètre de neige (densité, taille des particules, épaisseur ou humidité) est sélectionné par l'opérateur : celui-ci peut correspondre au paramètre présentant les erreurs d'estimation les plus évidentes suite à une comparaison avec des données *in situ*. Une fois ce paramètre sélectionné, l'erreur entre mesure et simulation EM est minimisée en modifiant cette variable dans le profil initial Crocus.

3.2. Résultats

La rétrodiffusion EM du manteau neigeux est simulée avec les profils stratigraphiques estimés avec cette nouvelle méthode et représentée sur la figure 8. Les simulations EM du modèle multi-couche et les données ASAR pour le canal VV montrent une excellente similarité. Les performances globales de cette méthodologie sont calculées pour cette zone de test et résumées dans le tableau 2. Au delà du biais et de l'erreur quadratique RMSE, le coefficient de détermination est aussi indiqué. Il est égale au carré du degrée de corrélation entre les données et les simulations.

Il apparaît clairement que d'importantes améliorations ont été réalisées. Par le biais de cette réorganisation spatiale du manteau neigeux, le biais et l'erreur RMS diminuent alors que le coefficient de détermination augmente. Cependant, différentes tendances peuvent être observées selon la date d'acquisition. Le biais et le coefficient de détermination sont améliorés pour les trois premières dates alors que cette tendance est moindre pour le 26 avril et le 13 mai 2004. Trois raisons principales peuvent expliquer ce point :

- Suite à l'équation (24), certains pixels de l'image peuvent avoir été optimisés avec des profils de neige inadaptés. A partir des données *in situ*, il apparaît que le manteau neigeux est particulièrement humide pour certaines zones après le 26 avril avec une fraction volumique d'eau liquide f_{eau}^k supérieure à 5%^{vol}. Aucun profil Crocus ne propose une telle humidité à cette période. Ainsi une mauvaise estimation initiale du modèle Crocus entraîne une incapacité d'amélioration par une réorganisation spatiale.
- Le nombre de profils Crocus tend à diminuer au fur et à mesure de la fonte. Pour les pixels près de la ligne de neige, le faible nombre de profils disponibles engendre une perte des capacités de la méthode.
- A la fin de la période de fonte, la réponse du milieu sous-jacent (naturel ou non) peut devenir importante comme indiquée sur le panel du bas (figure 8). Étant donné que les propriétés du sol sont calculées à partir de l'image acquise le 5 juillet 2004, certaines caractéristiques du sol peuvent variées. Alors que la rugosité peut raisonnablement être supposée constante, l'humidité du sol varie probablement entre avril-mai et juillet. Cependant, même si les données d'humidité ne sont pas disponibles pour cette étude, l'humidité du sol est probablement supérieure en avril-mai du fait de la fonte. Il en résulte une augmentation de la permittivité du sol en avril-mai engendrant alors une augmentation de la rétrodiffusion EM par rapport à l'acquisition de juillet. Le couvert neigeux ne pouvant provoquer un tel mécanisme, la classification neige/ sans neige reste *a priori* correcte.



FIG. 8 – Coefficient de rétrodiffusion EM pour la zone de test pendant la fonte printanière 2004 : ASAR σ_{vv}^0 (Gauche), simulé $\sigma_{vv_{sim}}^0$ avec les profils Crocus p_{init} (Centre) et simulé $\sigma_{vv_{sim}}^0$ avec les profils finaux p_{final} (Droite). La signification des encadrés noirs est expliquée dans le corps de texte.

3.3. Cartographie de la Teneur en Eau Liquide

Les profils estimés par cette méthodologie proviennent du modèle Crocus : ils sont par conséquent réalistes d'un point de vue météorologique. Les cartographies de l'Equivalent en Eau de la Neige, de la Teneur en Eau Liquide ou de l'épaisseur de neige peuvent être alors réalisées. Cependant, les données radar ASAR/ENVISAT sont acquises en bande C : la rétrodiffusion EM de la neige à cette fréquence est largement sensible à la présence de l'eau liquide. C'est ainsi que les applications possibles avec ces données ASAR concernent raisonnablement l'estimation de l'humidité de la neige. La TEL² du manteau neigeux pour la fonte printanière de 2004

²La Teneur en Eau Liquide est égale à la somme, sur l'ensemble des couches k, du produit entre l'épaisseur d^k et la fraction volumique d'eau liquide f_{eau}^k .

Date	Bias (en dB)	RMSE (en dB)	\mathbf{R}^2
16 février	-0.117 / +0.022	3.034 / 1.441	0.249 / 0.624
22 mars	-0.305 / -0.042	3.146 / 1.954	0.173 / 0.719
8 avril	+1.410 / -0.033	3.935 / 1.458	0.194 / 0.695
26 avril	+0.599 / +0.512	2.632 / 1.803	0.105 / 0.345
13 mai	+1.801 / +0.976	3.729 / 2.241	0.045 / 0.285
31 mai	-0.676 / -0.277	3.767 / 2.408	0.109 / 0.590

TAB. 2 – Performances de la méthodologie : les données ASAR σ_{vv}^0 sont comparées aux simulations $\sigma_{vv:im}^0$ avec les profils p_{init} / p_{final} .

est donc cartographiée pour la zone test sur la figure 9. Une comparaison avec la méthode SAR habituellement utilisée pour la détection de la neige humide [19] et l'estimation initiale de Crocus y est aussi représentée. Il peut être observé qu'un compromis entre ces deux méthodes a été trouvé.

La méthode proposée permet de détecter la neige humide en début de fonte lorsque la TEL est inférieure à 10 mm en février. Pour cette date, de nombreux profils présentent en effet des couches légèrement humides près du sol à cause des flux géo-thermiques. Les couches sèches supérieures induisent alors une rétrodiffusion EM relativement forte qui ne permet pas à la méthode classique de détecter cette humidité. Du fait de l'association de Crocus avec le modèle EM multi-couches, la méthode proposée permet de confirmer la présence de ces couches humides. Au cours de la période de fonte, la variabilité spatiale du couvert neigeux estimée semble plus conforme à la réalité du terrain. La segmentation trop rigide de Crocus est améliorée en mars-avril. Enfin, des résultats similaires avec la méthode SAR pour le mois de mai permet de conclure sur l'utilité de la méthodologie pour la classification de la neige humide. La méthode classique [19] et la méthode proposée sont en accord pour l'estimation des zones enneigées humides. Cependant, l'information apportée par Crocus sur la structure verticale du manteau neigeux permet de distinguer deux zones bien distinctes. Une discrimination entre les zones en fin de fonte (en bleu avec TEL < 20 mm) et celles en début/milieu de fonte (en orangé avec TEL > 35 mm) est même possible.

Conclusion

Ce papier propose une nouvelle méthode de caractérisation du couvert neigeux sur les milieux alpins en période de fonte. Elle se base sur l'utilisation conjointe du modèle météorologique Crocus avec les données ASAR/ENVISAT acquises en bande C sur les Alpes en 2004. Afin de combiner ces deux sources d'information, un modèle EM multi-couches permettant de tenir compte des phénomènes EM connus de diffusion et d'atténuation cohérentes a été développé. Il s'avère alors que la segmentation limitée de Crocus ne permet pas de simuler la rétrodiffusion EM d'une manière précise. C'est pourquoi une nouvelle méthodologie est mise en place. Cette méthode associe le modèle EM multi-couches, les profils Crocus ainsi que les données ASAR/ENVISAT. L'idée générale consiste à réorganiser les profils stratigraphiques Crocus par le biais d'une minimisation de la différence entre les simulations EM et les données ASAR pour le canal co-polaire. Les données en polarisation croisée ASAR sont tout de même utilisées dans cette approche. Les profils estimées semblent pertinents d'un point de vue géographique : la segmentation limitée de Crocus semble résolue. Des cartographies de la Teneur en Eau Liquide sont finalement présentées pour la fonte printanière de 2004 pour le massif des Grandes Rousses.



FIG. 9 – Cartographie de la probabilité de la neige humide par [19] (Gauche), de la TEL estimée par Crocus (Centre) et par cette méthodologie (Droite) pour la zone test durant la fonte printanière 2004.

Références

- [1] M. Hallikainen, J. Pulliainen, J. Praks, and A. Arslan, "Progress and challenges in radar remote sensing of snow," in 3rd Int. Symp. Retrieval Bio- Geophysical Param. from SAR data for land applications, Sheffield (UK), 2001, pp. 185–192.
- [2] Y. Durand, E. Brun, L. Mérindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre, and E. Martin, "A meteorological estimation of relevant parameters for snow model," *Ann.Glaciol.*, vol. 18, pp. 65–71, 1993.
- [3] E. Brun, E. Martin, V. Simon, C. Gendre, and C. Coleou, "An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting," *J. Glaciol.*, vol. 35, no. 121, pp. 333–342, 1989.
- [4] E. Brun, P. David, M. Sudul, and G. Brunot, "A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting," *J. Glaciol.*, vol. 38, no. 128, pp. 13–22, 1992.
- [5] Y. Durand, G. Giraud, E. Brun, L. Mérindol, and E. Martin, "A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting," *J. Glaciol.*, vol. 45, no. 151, pp. 469–484, 1999.
- [6] J. J. V. Zyl and B. D. Chapman, "The effect of topography on sar calibration," IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol. 31, no. 5, pp. 1036–1043, 1993.
- [7] J.-S. Lee, M. Grunes, and G. de Grandi, "Polarimetric sar speckle filtering and its implication for classification," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 37, no. 5, pp. 2363–2373, Sep 1999.
- [8] L. Tsang, J. Kong, and R. Shin, *Theory of microwave remote sensing*. Wiley-Interscience publication, New-York, 1985.
- [9] M. Tedesco and E. Kim, "Intercomparison of electromagnetic models for passive microwave remote sensing of snow," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 44, no. 10, pp. 2654– 2666, Oct. 2006.
- [10] A. Ishimaru and Y. Kuga, "Attenuation constant of coherent field in a dense distribution of particles," J. Optical Society America, vol. 72, pp. 1317–1320, 1982.
- [11] B. Wen, L. Tsang, D. Winebrenner, and A. Ishimaru, "Dense medium radiative transfer theory : Comparison with experiment and application to microwave remote sensing and polarimetry," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 28, no. 1, pp. 46–59, 1990.
- [12] A. Stogryn, "The bilocal approximation for the effective dielectric constant of an isotropic random media," *IEEE Trans. Ant. Propa.*, vol. 32, no. 5, pp. 517–520, 1984.
- [13] W. Huining, J. Pulliainen, and M. Hallikainen, "Effective permittivity of dry snow in the 18 to 90ghz range," *Prog. Electromagn. Res.*, vol. 24, pp. 119–138, 1999.
- [14] C. Mätzler, "Relation between grain-size and correlation length of snow," J. Glaciol., vol. 48, no. 162, pp. 461–466, 2002.
- [15] H. Wang, J. Pulliainen, and M. Hallikainen, "Application strong fluctuation theory to microwave emission from dry snow," *Prog. Electromagn. Res.*, vol. 29, pp. 39–55, 2000.
- [16] A. Sihvola and I. Lindell, "Polarizability modeling of heterogeneous media," Prog. Electromagn. Res., vol. 6, pp. 101–151, 1992.
- [17] A. Fung, Z. Li, and K. Chen, "Backscattering from a randomly rough dielectric surface," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 30, no. 2, pp. 356–369, Mar 1992.
- [18] N. Longépé, S. Allain, L. Ferro-Famil, E. Pottier, and Y. Durand, "Snowpack characterization in mountainous regions using c-band sar data and a meteorological model," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 47, no. 2, pp. 406–418, Feb. 2009.
- [19] T. Nagler and H. Rott, "Retrieval of wet snow by means of multitemporal sar data," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 38, no. 2, pp. 754–765, March 2000.