

Département de géomatique appliquée
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

Modélisation en bandes C et X de la rétrodiffusion de couverts de neige
sèche : Évaluation de l'apport de l'approximation quasi-cristalline pour les
milieux denses.

Francis Caron

Maîtrise en sciences géographiques
Profil télédétection

Juin 2016

© Francis Caron, 2016

Résumé

La compréhension et la modélisation de l'interaction de l'onde électromagnétique avec la neige sont très importantes pour l'application des technologies radars à des domaines tels que l'hydrologie et la climatologie. En plus de dépendre des propriétés de la neige, le signal radar mesuré dépendra aussi des caractéristiques du capteur et du sol. La compréhension et la quantification des différents processus de diffusion du signal dans un couvert nival s'effectuent à travers les théories de diffusions de l'onde électromagnétique.

La neige, dans certaines conditions, peut être considérée comme un milieu dense lorsque les particules de glace qui la composent y occupent une fraction volumique considérable. Dans un tel milieu, les processus de diffusion par les particules ne se font plus de façon indépendante, mais de façon cohérente. L'approximation quasi-cristalline pour les milieux denses est une des théories élaborées afin de prendre en compte ces processus de diffusions cohérents. Son apport a été démontré dans de nombreuses études pour des fréquences > 10 GHz où l'épaisseur optique de la neige est importante et où la diffusion de volume est prédominante. Par contre, les capteurs satellitaires radar présentement disponibles utilisent les bandes L (1-2GHz), C (4-8GHz) et X (8-12GHz), à des fréquences principalement en deçà des 10 GHz.

L'objectif de la présente étude est d'évaluer l'apport du modèle de diffusion issu de l'approximation quasi-cristalline pour les milieux denses (QCA/DMRT) dans la modélisation de couverts de neige sèches en bandes C et X. L'approche utilisée consiste à comparer la modélisation de couverts de neige sèches sous QCA/DMRT à la modélisation indépendante sous l'approximation de Rayleigh. La zone d'étude consiste en deux sites localisés sur des milieux agricoles, près de Lévis au Québec. Au total 9 champs sont échantillonnés sur les deux sites afin d'effectuer la modélisation.

Dans un premier temps, une analyse comparative des paramètres du transfert radiatif entre les deux modèles de diffusion a été effectuée. Pour des paramètres de cohésion

inférieurs à 0,15 à des fractions volumiques entre 0,1 et 0,3, le modèle QCA/DMRT présentait des différences par rapport à Rayleigh.

Un coefficient de cohésion optimal a ensuite été déterminé pour la modélisation d'un couvert nival en bandes C et X. L'optimisation de ce paramètre a permis de conclure qu'un paramètre de cohésion de 0,1 était optimal pour notre jeu de données. Cette très faible valeur de paramètre de cohésion entraîne une augmentation des coefficients de diffusion et d'extinction pour QCA/DMRT ainsi que des différences avec les paramètres de Rayleigh.

Puis, une analyse de l'influence des caractéristiques du couvert nival sur les différentes contributions du signal est réalisée pour les 2 bandes C et X. En bande C, le modèle de Rayleigh permettait de considérer la neige comme étant transparente au signal à des angles d'incidence inférieurs à 35°. Vu l'augmentation de l'extinction du signal sous QCA/DMRT, le signal en provenance du sol est atténué d'au moins 5% sur l'ensemble des angles d'incidence, à de faibles fractions volumiques et fortes tailles de grains de neige, nous empêchant ainsi de considérer la transparence de la neige au signal micro-onde sous QCA/DMRT en bande C. En bande X, l'augmentation significative des coefficients de diffusion par rapport à la bande C, ne nous permet plus d'ignorer l'extinction du signal. La part occupée par la rétrodiffusion de volume peut dans certaines conditions, devenir la part prépondérante dans la rétrodiffusion totale.

Pour terminer, les résultats de la modélisation de couverts de neige sous QCA/DMRT sont validés à l'aide de données RADARSAT-2 et TerraSAR-X. Les deux modèles présentaient des rétrodiffusions totales semblables qui concordent bien avec les données RADARSAT-2 et TerraSAR-X. Pour RADARSAT-2, le RMSE du modèle QCA/DMRT est de 2,52 dB en HH et 2,92 dB en VV et pour Rayleigh il est de 2,64 dB en HH et 3,01 dB en VV. Pour ce qui est de TerraSAR-X, le RMSE du modèle QCA/DMRT allait de 1,88 dB en HH à 2,32 dB en VV et de 2,20 dB en HH à 2,71 dB en VV pour Rayleigh.

Les valeurs de rétrodiffusion totales des deux modèles sont assez similaires. Par contre, les principales différences entre les deux modèles sont bien évidentes dans la répartition des différentes contributions de cette rétrodiffusion totale.

Table des matières

1	Introduction générale.....	1
1.1	Mise en contexte.....	1
1.2	État de l’art.....	2
1.3	Problématique.....	7
1.4	Objectifs :	8
1.5	Hypothèses	8
1.6	Plan du mémoire.....	9
2	Cadre théorique.....	10
2.1	Propriétés physiques de la neige sèche et phénomènes de métamorphisme	10
2.1.1	Effet du rayon de courbure	10
2.1.2	Gradient de température	11
2.1.3	Température	11
2.1.4	Vent	12
2.1.5	Métamorphisme de la neige sèche.....	12
2.1.6	Taille des grains et sa mesure	13
2.2	Modélisation micro-onde	15
2.2.1	Énoncé du problème du transfert radiatif	16
2.2.2	Théorie du transfert radiatif : Approximation de Rayleigh.....	18
2.2.3	Théorie du transfert radiatif pour les milieux denses : Approximation quasi-cristalline (QCA/DMRT)	20
2.2.4	Distribution de paires et facteur de structure	21
2.2.5	Approximation quasi-cristalline et paramètres de diffusion : Fondements théoriques	22
2.2.6	Modélisation de la contribution du sol.....	32
2.2.7	Modélisation d’un couvert de neige avec interfaces rugueuses	33
3	Zone d’étude	37
4	Données utilisées	39
4.1	Profils stratigraphiques de neige	39
4.1.1	Description des données.....	39
4.1.2	Analyse des données.....	43
4.2	Température et humidité du sol.....	44
4.2.1	Description des données.....	44
4.2.2	Analyse des données.....	50
4.3	Données auxiliaires	52
4.4	Images radar	52
4.4.1	Description des données.....	52

4.4.2	Conditions au sol lors des acquisitions radar.....	55
5	Méthodologie.....	61
5.1	Traitements des données radar.....	63
5.1.1	Calibration.....	63
5.1.2	Filtrage.....	63
5.1.3	Extraction des angles d'incidence.....	64
5.1.4	Orthorectification.....	64
5.1.5	Extraction des données de rétrodiffusion.....	64
5.2	Implémentation de modèles de transfert radiatif radar pour la neige.....	65
5.3	Extraction des paramètres de rugosité.....	65
5.4	Comparaison des paramètres du transfert radiatif modélisé sous QCA/DMRT et sous Rayleigh.....	67
5.5	Paramètre de cohésion optimal sous QCA/DMRT en bandes C et X.....	67
5.6	Conditions sous lesquelles le modèle QCA/DMRT diverge du modèle de Rayleigh en bandes C et X.....	69
5.7	Validation des résultats de modélisation à l'aide des données RADARSAT-2 et TerraSAR-X.....	70
6	Présentation et analyse des résultats.....	72
6.1	Comparaison des paramètres du transfert radiatif : QCA/DMRT vs Rayleigh..	72
6.2	Paramètre de cohésion optimal d'un couvert nival en bandes C et X.....	80
6.3	Partition du signal en fonction des caractéristiques du couvert nival.....	83
6.3.1	Proportions occupées par les contributions des modèles QCA/DMRT et Rayleigh en bande C.....	84
6.3.2	Proportions occupées par les contributions des modèles QCA/DMRT et Rayleigh en bande X.....	116
6.4	Comparaison de la modélisation avec les données RADARSAT-2 et TerraSAR-X.....	146
7	Conclusion et recommandations.....	157
8	Références.....	163
	Annexe A.....	170
	Annexe B.....	184

Liste des figures

Figure 1. Représentation du problème du transfert radiatif.....	17
Figure 2. Système de polarisation orthogonal pour le plan 1-2 de propagation de l'onde (Tsang et al., 2000b).....	29
Figure 3. Profondeur de pénétration théorique en fonction de la fréquence dans un couvert de neige sèche d'une densité de 300 kg/m ³ avec des particules de neige de 0,5, 2 et 5 mm de rayon (Bingham and Drinkwater, 2000).	32
Figure 4. Contributions à la rétrodiffusion totale d'un manteau neigeux sec (Besic et al., 2012)	33
Figure 5. Localisation des sites d'étude ainsi que des champs sélectionnés (en gris)	39
Figure 6. Mesures stratigraphiques récoltées à l'hiver 2011 retenues pour les champs Benneth1, Benneth2, Luga1 et Luga2. Les colonnes représentent les dates d'acquisitions et les lignes les champs.....	41
Figure 7. Mesures stratigraphiques récoltées à l'hiver 2011 retenues pour les champs Luga3, Luga4 et Montaye. Les colonnes représentent les dates d'acquisitions et les lignes les champs.	42
Figure 8. Mesures stratigraphiques récoltées à l'hiver 2012 retenues pour les Champ1 et Champ2. Les colonnes représentent les dates d'acquisitions et les lignes les champs. ..	43
Figure 9. Profondeur de pénétration du signal à plusieurs fréquences en fonction de la teneur en eau liquide pour un sol loameux. (Ulaby et al., 1996)	45
Figure 10. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Benneth1 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011	46
Figure 11. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Benneth2 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011	46
Figure 12. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Luga1 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011	47
Figure 13. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Luga2 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011	47
Figure 14. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Luga3 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011	48

Figure 15. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Luga4 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011	48
Figure 16. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Montaye (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011	49
Figure 17. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ1 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2012	49
Figure 18. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ2 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2012	50
Figure 19. Précipitations (horaire) et températures (horaire) mesurées aux moments des acquisitions radar et des mesures stratigraphiques, à la station Charny pour l'hiver 2011.	58
Figure 20. Précipitations (bi-quotidienne) et températures (horaire) mesurées aux moments des acquisitions radar et des mesures stratigraphiques, à la station de recherche d'Agriculture Canada pour l'hiver 2012.	60
Figure 21. Organigramme méthodologique général. Les chiffres sont relatifs aux 4 sous-objectifs identifiés.....	62
Figure 22. Organigramme méthodologique pour la détermination d'un paramètre de cohésion optimal pour la fonction de distribution de paires de QCA.	68
Figure 23. Organigramme méthodologique pour la comparaison des différentes contributions des modèles QCA/DMRT et Rayleigh.	70
Figure 24. Organigramme méthodologique pour la validation des résultats de modélisation à l'aide des données RADARSAT-2 et TerraSAR-X.	71
Figure 25. Coefficients de diffusion, d'absorption et d'extinction en fonction de la fraction de volume pour une fréquence de 5,405 GHz et pour des grains de 1,3mm de diamètre.....	74
Figure 26. Coefficients de diffusion, d'absorption et d'extinction en fonction de la fraction de volume pour une fréquence de 9,65 GHz et pour des grains de 1,3mm de diamètre.....	74
Figure 27. Coefficients de diffusion, d'absorption et d'extinction en fonction de la fraction de volume pour une fréquence de 5,405 GHz sans force adhésive entre les particules pour des tailles de grains de 0.5, 1, 2, 4 et 6 mm de diamètre.	75

Figure 28. Matrice de phase normalisée pour la polarisation HH à 5,405 GHz; fraction volumique = 21% et diamètre de grains = 1,3 mm.....	77
Figure 29. Matrice de phase normalisée pour la polarisation VV à 5,405 GHz; fraction volumique = 21% et diamètre de grains = 1,3 mm.....	78
Figure 30. Matrice de phase normalisée pour la polarisation HH à 9,65 GHz; fraction volumique = 21% et diamètre de grains = 1,3 mm.....	79
Figure 31. Matrice de phase normalisée pour la polarisation VV à 9,65 GHz; fraction volumique = 21% et diamètre de grains = 1,3 mm.....	80
Figure 32. Erreur moyenne quadratique entre la modélisation de la rétrodiffusion de QCA/DMRT et les données RADARSAT-2 en fonction du paramètre de cohésion.	82
Figure 33. Erreur moyenne quadratique entre la modélisation de la rétrodiffusion de QCA/DMRT et les données TerraSAR-X en fonction du paramètre de cohésion.	83
Figure 34. % de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) par rapport à la rétrodiffusion totale à 5,405 GHz en fonction de l'épaisseur de neige et de l'angle d'incidence pour un couvert de neige virtuel de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues - - et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.....	86
Figure 35. Profil angulaire des contributions de sol, volume et surface pour le modèle de Rayleigh pour un couvert de neige virtuel de 100 cm d'épaisseur, de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre, à 5,405 GHz.	89
Figure 36. Profil angulaire des contributions de sol, volume et surface pour le modèle de QCA/DMRT pour un couvert de neige virtuel de 100 cm d'épaisseur, de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre, à 5,405 GHz.	90
Figure 37. Profil angulaire des contributions de surface de neige et de sol sans aucune atténuation du signal dans la neige, à 5,405 GHz.....	91
Figure 38. Différence entre les % de la contribution de volume (en haut) et du sol (en bas) par rapport à la rétrodiffusion totale de QCA et celles de Rayleigh à 5,405 GHz en fonction de l'épaisseur de neige et de l'angle d'incidence pour un couvert de neige virtuel de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues - - et les lignes continues –, respectivement.	92

Figure 39. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 20°. Le seuil de 95% est représenté par les lignes discontinues ... 94

Figure 40. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 20° 95

Figure 41. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et le seuil de 90% par les lignes continues – 96

Figure 42. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de ±5% sont représentés par les lignes discontinues 97

Figure 43. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 98

Figure 44. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 99

Figure 45. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 100

Figure 46. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de ±5% et ±10%

sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement.	101
Figure 47. Contributions de surface de neige et de sol sans aucune atténuation du signal dans la neige, en fonction de la fraction volumique, à un angle d'incidence de 20° et à 5,405 GHz.	103
Figure 48. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et le seuil de 90% par les lignes continues –.	105
Figure 49. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de ±5% et -10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement.	106
Figure 50. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.	107
Figure 51. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement.	108
Figure 52. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.	109
Figure 53. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement.	110

Figure 54. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 111

Figure 55. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 112

Figure 56. % de la contribution de volume(en haut) et de la contribution du sol (en bas) par rapport à la rétrodiffusion totale à 9,65 GHz en fonction de l'épaisseur de neige et de l'angle d'incidence pour un couvert de neige virtuel de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues - - et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 117

Figure 57. Profil angulaire des contributions de sol, volume et surface pour le modèle de Rayleigh pour un couvert de neige virtuel de 100 cm d'épaisseur, de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre, à 9,65 GHz. 119

Figure 58. Profil angulaire des contributions de sol, volume et surface pour le modèle de QCA/DMRT pour un couvert de neige virtuel de 100 cm d'épaisseur, de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre, à 9,65 GHz. 120

Figure 59. Profil angulaire des contributions de surface de neige et de sol sans aucune atténuation du signal dans la neige, à 9,65 GHz..... 121

Figure 60. Différence entre les % de la contribution de volume (en haut) et du sol (en bas) par rapport à la rétrodiffusion totale de QCA et celles de Rayleigh à 9,65 GHz en fonction de l'épaisseur de neige et de l'angle d'incidence pour un couvert de neige virtuel de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 124

Figure 61. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 126

Figure 62. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 127

Figure 63. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 128

Figure 64. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 129

Figure 65. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 131

Figure 66. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 132

Figure 67. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 133

Figure 68. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 134

Figure 69. Contributions de surface de neige et de sol sans aucune atténuation du signal dans la neige, en fonction de la fraction volumique, à un angle d'incidence de 20° et à 9,65 GHz. 136

Figure 70. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 137

Figure 71. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 138

Figure 72. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 139

Figure 73. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 140

Figure 74. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 141

Figure 75. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 142

Figure 76. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de

neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –. 143

Figure 77. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement. 144

Figure 78. Simulations (dB) de la rétrodiffusion par le modèle de diffusion de Rayleigh versus données (dB) de rétrodiffusions acquises par RADARSAT-2 et TerraSAR-X, représentées par o et +, respectivement. 148

Figure 79. Simulations (dB) de la rétrodiffusion par le modèle de diffusion QCA/DMRT versus données (dB) de rétrodiffusions acquises par RADARSAT-2 et TerraSAR-X, représentées par o et +, respectivement. 149

Figure 80. Profil angulaire de la modélisation des différentes contributions de la rétrodiffusion du champ Benneth2 ainsi que la rétrodiffusion RADARSAT-2 observée en date du 4 mars 2011. 153

Figure 81. Profil angulaire de la modélisation des différentes contributions de la rétrodiffusion du champ Benneth2 ainsi que la rétrodiffusion RADARSAT-2 observée en date du 25 février 2011. 154

Figure 82. Profil angulaire de la modélisation des différentes contributions de la rétrodiffusion du champ Benneth2 ainsi que la rétrodiffusion TerraSAR-X observée en date du 25 février 2011. 155

Figure 83. Profil angulaire de la modélisation des différentes contributions de la rétrodiffusion du champ Benneth1 ainsi que la rétrodiffusion TerraSAR-X observée en date du 27 février 2011. 156

Liste des tableaux

Tableau 1. Caractéristiques géographiques des champs à l'étude	37
Tableau 2. Liste des images RADARSAT-2 acquises.....	54
Tableau 3. Liste des images TerraSAR-X acquises	55
Tableau 4. Correspondance entre les profils stratigraphiques et les images radar. Les numéros d'images ont leur correspondance aux Tableau 5 et Tableau 6	56
Tableau 5. Conditions du sol au moment de l'acquisition des données RADARSAT-2 pour l'hiver 2011	57
Tableau 6. Conditions du sol au moment de l'acquisition des données TerraSAR-X pour l'hiver 2011	57
Tableau 7. Correspondance entre les profils stratigraphiques et les images radar. Les numéros d'images ont leur correspondance aux Tableau 8 et Tableau 9	59
Tableau 8. Conditions du sol au moment de l'acquisition des données RADARSAT-2 pour l'hiver 2012	59
Tableau 9. Conditions du sol au moment de l'acquisition des données TerraSAR-X pour l'hiver 2012	59
Tableau 10. Liste des images utilisées pour l'inversion des paramètres de rugosité du sol en 2011 et 2012.	66
Tableau 11. Paramètres de rugosité optimisés s (cm) et l (cm) pour chaque champ ainsi que l'erreur associée en dB entre les images radar et les simulations ILEM.....	67
Tableau 12. Statistiques d'erreur entre les rétrodiffusions simulées et les données RADARSAT-2.....	150
Tableau 13. Statistiques d'erreur entre les rétrodiffusions simulées et les données TerraSAR-X	150

Remerciements

Vu la longueur de cette maîtrise, la liste des personnes que je devrais remercier risque de nécessiter un document à lui seul. Je tenterai donc de remercier les principales personnes qui m'ont aidé ou appuyé dans ce long processus.

J'aimerais tout d'abord remercier ma directrice Ramata Magagi, qui m'a soutenu, conseillé, encadré et encouragé tout au long de ce parcours. Malgré mon parcours particulier, elle a toujours su être là pour moi.

Je tiens aussi à remercier la Financière Agricole du Québec ainsi que le programme de bourses MITACS Accélération qui ont contribué financièrement à une partie de la réalisation de ce projet. Merci à Agriculture et Agroalimentaire Canada pour avoir fourni des images RADARSAT-2 et des données météorologiques pour la réalisation de ce projet. Merci à l'agence spatiale canadienne ainsi qu'à l'agence spatiale allemande (DLR) pour avoir fourni les images RADARSAT-2 et TerraSAR-X à travers les projets SOAR-5098 et HYD0979, respectivement.

J'aimerais également remercier ma famille qui m'a supporté moralement malgré leur questionnement quant à la pertinence du nombre d'années que j'ai passé à l'Université. Ils ont toujours su être présents pour moi, dans les bons, comme dans les mauvais moments.

Pour terminer, j'aimerais remercier mes amis pour leurs questions incessantes sur la date de fin de ma maîtrise. Leurs questionnements et commentaires sarcastiques sur la durée de ce mémoire m'ont fourni une source de motivation sans précédents.

Données et produits de RADARSAT-2 © MacDonald, Dettwiler and Associates Ltd. (2010-2011) – Tous droits réservés. RADARSAT est une marque de commerce officielle de l'Agence spatiale canadienne.

1 Introduction générale

1.1 Mise en contexte

La cryosphère est définie comme étant la portion de la surface terrestre où l'eau se retrouve sous sa forme solide. Elle est constituée de la glace de mer, de la glace de rivière et de lac, de la calotte polaire, des glaciers, des sols gelés ainsi que des manteaux neigeux. En termes de superficie, la couverture nivale est le deuxième élément le plus important de la cryosphère, avec une étendue spatiale maximale annuelle d'environ 47 millions de km² (Armstrong and Brun, 2008). Au Québec, la neige peut avoir une influence considérable sur les activités humaines, dont l'agriculture entre autres. En effet, les conditions hivernales peuvent occasionner des dommages, et par le fait même, des pertes de productivité des cultures pérennes dues au gel du sol (Bélanger et al., 2002). Les chutes de neige permettent d'atténuer les variations de température au niveau du sol. La survie des plants est donc étroitement liée à la quantité de neige présente lors des grands froids (Khaldoune, 2006). De plus, les accumulations de précipitations solides au sol créent une importante rétention des ressources en eau liquide. Cette eau est libérée lors de la fonte des neiges, ruisselle et contribue de façon significative à l'érosion des sols. Elle entraîne une dégradation de la productivité naturelle des sols qui donne lieu à une augmentation significative de la charge en matières en suspension, de pesticides, de nutriments et de pathogènes dans les eaux de surface (Froese et al., 1999).

L'importante étendue et variabilité spatiale de la neige, combinée dans certains cas à la difficulté d'y accéder (éloignement, voies d'accès et conditions météorologiques) limite souvent nos capacités à étudier cette composante de la cryosphère directement sur le terrain. La télédétection satellitaire, particulièrement dans le domaine fréquentiel des micro-ondes, peut pallier à ce problème en fournissant des observations des milieux enneigés sur d'importantes superficies (Longépé, 2008). Dans le domaine des micro-ondes, les données radars notamment, peuvent être intéressantes vu leur résolution

spatiale de l'ordre de quelques mètres, permettant une caractérisation de la couverture nivale à l'échelle locale et régionale.

1.2 État de l'art

Plusieurs auteurs ont tenté par le passé de mettre en relation la rétrodiffusion micro-onde avec les paramètres d'un couvert nival sec. Mais jusqu'à la fin des années 1990, les tentatives pour y parvenir, plus particulièrement en ce qui concerne l'équivalent en eau de la neige sèche, ont donné lieu à des relations contradictoires, variant d'une étude à une autre selon les conditions du milieu dans lesquelles elles ont été réalisées (Bernier and Fortin, 1998; Shi and Dozier, 2000a). L'incohérence de ces résultats a mis en évidence le fait que les relations qui lient la rétrodiffusion aux caractéristiques de neige sont complexes et qu'il était nécessaire d'améliorer la compréhension des interactions des micro-ondes avec la couverture de neige (Shi and Dozier, 2000a).

Au début des années 2000, la télédétection radar a été utilisée dans de nombreuses études afin d'extraire différentes propriétés du couvert nival. Elle a notamment été utilisée pour la cartographie des caractéristiques de la neige telles que : son contenu en eau liquide (Longepe et al., 2009; Ventura et al., 2011), son étendue spatiale (Longépé et al., 2008), son équivalent en eau (Parrella et al., 2012; Rott et al., 2012b; Shi, 2006), sa densité (Li et al., 2001; Snehmani et al., 2010) et son épaisseur (Jaruwatanadilok et al., 2004; Shi and Dozier, 2000a). Le point commun de ces études est qu'elles soient basées sur une bonne compréhension, aussi bien de l'interaction du signal avec le milieu que de sa modélisation. Les résultats obtenus sont plus ou moins, particulièrement pour l'équivalent en eau et l'épaisseur de la neige. Du travail reste à faire afin d'obtenir une relation consistante entre le signal radar et certaines caractéristiques de neige.

La mise en relation du signal micro-onde avec les caractéristiques du couvert nival n'est pas triviale. Le signal mesuré dépend en effet de plusieurs caractéristiques de la neige (épaisseur, densité, taille, forme et distribution des grains, teneur en eau liquide, température, rugosité et humidité de l'interface air/neige) et du capteur (fréquence,

polarisation, angle d'incidence). Lors de l'utilisation de fréquences suffisamment basses permettant la pénétration totale de la couverture de neige, le signal interagira aussi avec le sol (teneur en eau liquide, température, texture, rugosité), ajoutant à la complexité de l'interaction du signal avec le couvert de neige (Armstrong and Brun, 2008; Du et al., 2010; Tsang et al., 2000b; Xu et al., 2012).

La sensibilité d'une fréquence donnée aux paramètres de neige dépend principalement de deux propriétés de l'interaction du signal avec la couverture neigeuse (Shi, 2004).

- Profondeur de pénétration dans la couverture nivale :

Afin d'obtenir de l'information sur toute l'épaisseur de neige, la profondeur de pénétration du signal doit être suffisante pour permettre au signal d'interagir avec la couverture nivale.

- Interaction avec la couverture de neige :

Le signal provenant de l'interaction avec la neige doit être assez important afin de fournir de l'information de premier ordre sur le couvert nivale.

Dans les nombreuses études qui ont été réalisées afin de mettre en relation les paramètres de neige et la rétrodiffusion radar, plusieurs fréquences et/ou combinaisons de fréquences ont été utilisées. Une des importantes analyses multi-fréquentielle réalisée en radar, consistait en l'utilisation des bandes L (1-2GHz), C (4-8GHz) et X (8-12,5GHz) du Shuttle Imaging Radar-C (SIR-C) pour l'estimation de la densité, l'épaisseur ainsi que la taille des grains de neige (Shi and Dozier, 2000a, 2000b). L'approche basée sur l'utilisation d'un modèle de rétrodiffusion, a donné des estimations d'équivalent en eau de la neige raisonnable comparativement aux données *in situ*. Par contre, l'incertitude sur les estimations était relativement élevée, possiblement à cause de la faible sensibilité de certaines fréquences utilisées par SIR-C aux caractéristiques de neige (Yueh et al., 2009).

Au cours des cinq dernières années, un engouement particulier pour l'utilisation de la bande Ku (12,5-18GHz) a été observé, en partie à cause de la sélection du projet de satellite *Cold REgion Hydrology High-resolution Observatory* (CoReH₂O) pour une étude

scientifique et technique dans le cadre du programme *Earth Explorer* de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) (Rott et al., 2012a). Malheureusement, le projet *Biomass*, qui opère en bande P (Helie et al., 2014) a été retenu aux dépens de *CoReH₂O* (ESA, 2014). En bande Ku, la profondeur de pénétration peut aller de 0,5 à 10 m dépendamment des caractéristiques de neige, générant une part significative de diffusion de volume 5 fois plus importante qu'en bande X et plus de 40 fois supérieure qu'en bande C (Nghiem and Tsai, 2001), rendant cette bande optimale pour la détection des paramètres de neige (Shi, 2004). Par contre, les satellites radar actuellement en orbite n'opèrent qu'en bande L, C et X, nous limitant à des fréquences peu ou non-optimales pour la détection de la neige.

Les interactions du signal avec la neige peuvent être estimées par l'entremise de modèles de diffusion empiriques ou théoriques. Ces modèles de diffusion permettent entre autres de calculer les coefficients radiatifs qui régissent l'absorption et la diffusion du signal en fonction des caractéristiques physiques et électromagnétiques du couvert nival (Thomas and Stamnes, 1999; Tsang et al., 2000b). Aussi, comme la neige est constituée de particules de glace dont la distance entre particules voisines est beaucoup plus faible que les longueurs d'onde utilisées en micro-ondes, elle peut être considérée comme un milieu dense dans certaines conditions de fréquences et de tailles de grains de neige (Grody, 2008). Dans un tel milieu, il est nécessaire de prendre en compte la diffusion multiple et l'interaction cohérente entre les particules (Tsang et al., 2000b). Dans ce type de milieu, les processus de diffusion par les particules ne sont plus indépendants, mais cohérents (Tsang et al., 2000b).

Il existe plusieurs modèles empiriques ou théoriques qui permettent de modéliser la diffusion d'une onde électromagnétique à l'intérieur d'un couvert de neige. Parmi ces modèles, on retrouve :

- La théorie de diffusion indépendante :

La théorie de diffusion indépendante repose sur l'hypothèse selon laquelle les particules composant un milieu aléatoire diffusent de façon indépendante. L'intensité diffusée résultante est alors égale à la somme des intensités

diffusées par chacune des particules (Chandrasekhar 1960; Liang et al. 2006; Tsang et al. 2007). Bien que ce modèle ne permette pas de modéliser les processus de diffusion cohérents introduits précédemment, ce modèle a tout de même été utilisé avec succès en basses fréquences (Koskinen et al., 2000; Magagi and Bernier, 2003) En effet, lorsque le coefficient de diffusion est très faible, la théorie de diffusion indépendante peut être utilisée pour la modélisation d'un couvert de neige malgré les processus de diffusion cohérents.

- La théorie des fluctuations fortes :

La théorie des fortes fluctuations (SFT) introduit par (Stogryn, 1984) propose une approche, basée sur la permittivité effective, qui permet de prendre en compte les diffusions multiples entre les particules de glace. Selon cette théorie, une couche non homogène représentée par une permittivité effective sera modélisée comme un milieu continu aléatoire, défini par une fonction de corrélation (Phan et al., 2013).

- L'approximation Quasi-Cristalline :

L'approximation quasi-cristalline pour les milieux denses (QCA/DMRT) est un modèle théorique qui peut être utilisé afin de prendre en compte les phénomènes de diffusions cohérentes entre les particules, lorsque celles-ci sont à des distances l'une de l'autre, beaucoup plus faible que la longueur d'onde utilisée. Cette approximation de la théorie des milieux denses a l'avantage d'utiliser des paramètres d'entrées simples qui peuvent être facilement mesurables sur le terrain (densité et taille des grains) et d'être basée sur de solides bases théoriques. De plus, les résultats de cette approximation possèdent une bonne concordance avec les simulations de Monte Carlo basées sur les solutions exactes des équations de Maxwell (Grody, 2008; Liang et al., 2006; Tsang et al., 2000b). Par contre, des problèmes

de conservation d'énergie ont été notés dans la résolution de cette approximation. Ces problèmes peuvent assez facilement être contournés comme nous le verrons à la section 2.2.3.

- L'approximation Quasi-Cristalline avec Potentiels-Cohérents :

L'introduction des potentiels cohérents peut être considérée comme une approximation non linéaire dans la solution de l'approximation quasi-cristalline (Tsang and Kong, 2001; Tsang et al., 2000a). Les potentiels cohérents permettent entre autres une importante simplification des expressions utilisées comparativement à l'approximation Quasi-Cristalline, tout en évitant les problématiques de conservation d'énergie liées à la résolution numérique des expressions de l'approximation quasi-cristalline. À elles seules, ces deux propriétés en font, un modèle de diffusion très attrayant. Par contre, comme énoncé précédemment, l'approximation quasi-cristalline avec potentiels cohérents est basée sur une approximation non linéaire dont la solution n'est applicable qu'à des particules de faibles tailles comparativement à la longueur d'onde. Ce faisant, contrairement à l'approximation Quasi-Cristalline, la matrice de phase dérivée de cette approximation est la même que pour l'approximation de Rayleigh (Tsang and Kong, 2001; Tsang et al., 2000a)

Parce qu'il repose sur de solides bases théoriques et que ses paramètres d'entrées sont facilement mesurables sur le terrain, le modèle de diffusion QCA/DMRT a été retenu dans le cadre de cette étude, pour évaluer l'interaction entre l'onde et le couvert nival.

Par rapport à la théorie classique de diffusion indépendante de Rayleigh, ce modèle de diffusion QCA/DMRT présente les différences suivantes (Liang et al., 2006) :

1. Le coefficient de diffusion a une dépendance à la fréquence qui est plus faible que la puissance 4.

2. Le coefficient de diffusion ne présente pas une relation linéaire avec la fraction de volume. Il augmente vers un maximum puis décroît par la suite avec l'augmentation de la fraction de volume des particules.
3. La matrice de phase de QCA présente plus de prodiffusions (diffusion dans la direction de propagation de l'onde) et moins de rétrodiffusions que la théorie classique.

1.3 Problématique

La théorie des milieux denses a été utilisée dans de nombreuses études en micro-ondes passives (Brucker et al., 2011; Liang et al., 2008; Roy et al., 2013; Tsang et al., 2000a; Xu et al., 2010) et en micro-ondes actives (Ding et al., 1996; Liang et al., 2008; Shih et al., 1997; Tsang et al., 2007a; Xu et al., 2012). Par contre, la plupart de ces études portent sur des fréquences supérieures à 10 GHz où, pour la neige sèche, la diffusion de volume présente un apport considérable dans la rétrodiffusion totale (Brogioni et al., 2011). Or les capteurs radar satellitaires présentement opérationnels utilisent les bandes L, C et X, soit des fréquences principalement en deçà des 10 GHz.

À ces basses fréquences, la profondeur de pénétration dans la couverture nivale peut être très importante rendant ces fréquences peu ou non-optimales pour l'étude de la neige sèche (Mätzler, 2006). Il existe une certaine ambiguïté dans la littérature concernant la sensibilité des bandes C et X aux paramètres de la neige sèche, plus particulièrement en bande C. En effet, en basses fréquences certaines études ont appliqué avec succès des modèles de diffusions indépendantes (Koskinen et al., 2000; Magagi and Bernier, 2003), tandis que d'autres études négligent même l'effet de la neige sèche sur le signal (Khaldoune et al., 2011, 2008). Afin de caractériser des milieux en présence de neige sèche, il est important de quantifier l'interaction du signal avec le couvert de neige. Or, cette quantification passe par la modélisation des processus de diffusion et d'absorption de l'onde électromagnétique. Le choix d'un modèle devient donc crucial afin d'obtenir une quantification adéquate des interactions du signal avec la neige sèche.

1.4 Objectifs :

L'objectif principal de cette étude est une meilleure compréhension de la modélisation de couverts de neige sèche en bandes C et X à travers l'évaluation de l'apport du modèle de diffusion basé sur l'approximation quasi-cristalline pour les milieux denses (QCA/DMRT).

Plus spécifiquement l'étude visera à :

- Comparer les coefficients radiatifs du modèle de diffusion QCA/DMRT à ceux du modèle classique de diffusions indépendantes de Rayleigh;
- Déterminer un paramètre de cohésion optimal pour la modélisation en bandes C et X à partir de QCA/DMRT;
- Déterminer les conditions de couverts de neige et les caractéristiques des capteurs en bandes C et X pour lesquelles le modèle de diffusion QCA/DMRT diverge du modèle de Rayleigh.
- Valider les modèles de rétrodiffusion QCA/DMRT et Rayleigh à l'aide des données satellitaires RADARSAT-2 et TerraSAR-X.

1.5 Hypothèses

Dans le cadre de l'étude, nous faisons l'hypothèse que l'utilisation de l'approximation QCA/DMRT permettra d'augmenter l'extinction du signal dans la neige et la part de la contribution de volume dans la rétrodiffusion totale.

L'utilisation de l'approximation quasi-cristalline suppose également que la matrice de phase diffère de celle de Rayleigh (Tsang et al., 2007b). Nous posons l'hypothèse que cette différence dans la matrice de phase aura aussi une influence sur la contribution de volume.

Comparée au modèle théorique de diffusions indépendantes de Rayleigh, l'approximation Quasi-Cristalline devrait alors modifier de façon non-négligeable les différentes contributions de la rétrodiffusion totale de couverts de neige sèche.

1.6 Plan du mémoire

Le présent mémoire est divisé en 7 chapitres. Le premier chapitre a déjà introduit le sujet et présenté la problématique, les objectifs et les hypothèses du sujet de recherche.

Le second chapitre exposera les bases théoriques sur lesquelles repose le projet. Il y sera tout d'abord discuté les propriétés physiques de la neige. Après avoir fait une description du milieu, nous exposerons les concepts théoriques de la modélisation micro-onde de la neige, plus particulièrement les théories de diffusion de Rayleigh et de l'approximation Quasi-Cristalline pour les milieux denses. Un modèle de transfert radiatif multicouche pour la neige et le sol intégrant les modèles de diffusion présentés précédemment sera finalement présenté.

Dans le 3^e chapitre, une description détaillée de la zone d'étude sera effectuée. Le chapitre 4 présentera les données utilisées lors de l'étude et ainsi qu'une analyse de celles-ci.

L'aspect méthodologique de l'étude sera quant à lui discuté dans le chapitre 5. Les traitements sur les données, l'implémentation des modèles utilisés ainsi que la détermination des paramètres de rugosité seront abordés. Pour terminer, une description de la méthodologie utilisée pour l'atteinte des 4 objectifs spécifiques de l'étude sera effectuée.

Le 6^e chapitre présentera les résultats de l'étude en fonction de chacun des objectifs spécifiques. Ces résultats y seront également analysés. Le chapitre 7 conclura le document; il intégrera les perspectives de recherche et les recommandations découlant de la présente étude.

2 Cadre théorique

2.1 Propriétés physiques de la neige sèche et phénomènes de métamorphisme

La neige peut être définie comme un ensemble de cristaux de glaces qui s'accumulent et se déposent au sol. Lors du dépôt, la géométrie des cristaux dépend principalement des conditions météorologiques rencontrées. Peu de temps après leur dépôt au sol, la structure de ces cristaux est rapidement modifiée suivant les relations thermodynamiques entre les différentes phases de l'eau présentes dans cette couche de neige. Ces modifications de structure dues aux transferts de masse entre les éléments constitutifs du couvert nival sont appelées phénomènes de métamorphisme. À cause de ces changements de structure, chaque nouvel événement de chute de neige apportera une nouvelle couche dont les propriétés seront souvent différentes des précédentes. Chacune de ces nouvelles couches est définie par ses propres caractéristiques telles que sa température, épaisseur, densité, humidité, ainsi que la taille et la forme de grains (Armstrong and Brun, 2008). Pour un couvert de neige sèche, les transferts de masse que subissent ces couches sont plus ou moins influencés par l'effet des rayons de courbures des cristaux, le gradient de température, la température et le vent comme suit :

2.1.1 Effet du rayon de courbure

La forme des cristaux joue un rôle important dans le métamorphisme de la neige. La quantité de vapeur d'eau pouvant être contenue dans l'air à pression constante, ne dépend que de la température (Ancey, 1996). Par contre, si cette quantité d'air est en contact avec une surface de glace, sa pression de vapeur saturante dépend alors aussi du rayon de courbure de l'interface air/glace (Armstrong and Brun, 2008). Plus le rayon de courbure d'un élément est petit, c'est-à-dire plus cet élément est convexe, plus sa pression de vapeur saturante sera élevée.

Les différences de pression de vapeur causées par les rayons de courbure génèrent des gradients de pression locaux qui amènent des transferts de masse des parties convexes vers les parties les plus concaves des cristaux (Armstrong and Brun, 2008).

2.1.2 Gradient de température

Combinée à l'isolation thermique qu'apporte la neige, l'énergie stockée par le sol au cours de l'été contribue à limiter l'amplitude des variations de sa température, gardant ainsi les couches de neiges inférieures généralement près du point de congélation. Les températures des couches supérieures de la couverture nivale sont quant à elles fortement influencées par la température de l'air ambiant avec laquelle elles sont plus directement en contact (McClung and Schaerer, 2006). Ces différences de températures peuvent entraîner des gradients verticaux de température dans la neige.

Dans le cas où un tel gradient est présent dans la couverture nivale, les variations locales de pression de vapeur saturante sont principalement influencées par les variations de température. En effet, la pression de vapeur saturante augmente avec la température. Comme les pores du manteau neigeux sont habituellement saturés en vapeur d'eau, la pression de vapeur sera donc plus élevée dans les zones aux températures élevées (DeWalle and Rango, 2008). Ceci entraîne un transfert de vapeur des zones chaudes aux zones plus froides. Les transferts de masses dus au gradient de température ont souvent tendance à donner lieu à l'apparition d'angularité sur les cristaux (Ancy, 1996).

2.1.3 Température

La température du milieu est très importante dans les relations thermodynamiques entre les phases solides et gazeuses. À température constante, plus la température du milieu sera près du point d'équilibre entre les trois phases, c'est-à-dire environ 0°C, plus les transferts entre les phases se feront facilement (Ancy, 1996; Colbeck, 1983). Les

processus de métamorphismes seront donc accélérés pour des températures se rapprochant de 0°C.

2.1.4 Vent

Contrairement aux variables énoncées précédemment qui ont une influence thermodynamique sur la neige, le vent exerce une influence mécanique sur celle-ci. En effet, les cristaux qui sont transportés par le vent sont souvent brisés en plus petites particules suite aux différentes collisions (McClung and Schaerer, 2006).

Le transport par le vent a aussi pour effet une perte de masse des cristaux transportés. En effet, lorsque des cristaux sont détachés du couvert nival par l'action du vent, ceux-ci se retrouvent avec une plus grande surface exposée et sont sujets à une convection plus importante, ce qui entraîne une propension à la sublimation (DeWalle and Rango, 2008).

À noter que l'effet de la teneur en eau liquide dans les transferts de masse n'est pas discuté dans ce document puisque notre intérêt porte uniquement sur la neige sèche. Son métamorphisme implique les phases solide et gazeuse de l'eau.

2.1.5 Métamorphisme de la neige sèche

La neige est dite sèche, lorsque ses pores sont remplis d'air et ne contiennent aucune eau liquide. Vu l'importance de la surface spécifique de l'interface air/glace de ce milieu, l'air contenu à l'intérieur des pores est la plupart du temps saturé en vapeur d'eau, facilitant ainsi les transferts de masses (Armstrong and Brun, 2008); la surface spécifique étant définie comme le rapport entre la surface et une unité de masse (Gallet et al., 2009). Dans le cas de la neige sèche, deux types de métamorphismes sont principalement observés, soient le métamorphisme isothermique et le métamorphisme de gradient.

Métamorphisme isothermique

Lorsque les variations de température du milieu sont quasi-constantes ($<5^{\circ}\text{C}/\text{m}$), les variations de pression de vapeur saturante sont principalement dues à la forme des cristaux (Armstrong and Brun, 2008; McClung and Schaerer, 2006). Ce type de métamorphisme a pour effet un arrondissement progressif de la forme des cristaux ainsi que la croissance des liens entre les cristaux adjacents. Les cristaux dont le rayon de courbure est plus petit auront aussi tendance à se sublimer et alimenter la croissance des cristaux de plus grande taille, dont le rayon de courbure est plus faible.

Métamorphisme de gradient

Dans le cas où un gradient de température est présent dans la couverture nivale, les variations locales de pression de vapeur saturante sont principalement influencées par les variations de température. L'effet de ce type de métamorphisme sur la forme des cristaux dépend de la force du gradient de température (Armstrong and Brun, 2008).

Pour des gradients moyens ($>5^{\circ}\text{C}/\text{m}$ et $<20^{\circ}\text{C}/\text{m}$), l'effet du rayon de courbure est toujours visible, mais l'effet du gradient de température est dominant. Ce processus donne lieu à des cristaux à faces planes et anguleux.

Pour des gradients de température forts ($>20^{\circ}\text{C}/\text{m}$), l'effet du gradient de température sur le métamorphisme est très marqué. Il cause un transfert de masse rapide dans le sens du gradient vers les cristaux voisins, ce qui donne lieu à la formation de particules sous forme pyramidale striée (Ancey, 1996).

2.1.6 Taille des grains et sa mesure

La plupart des caractéristiques physiques de la neige sèche (celle qui nous intéresse) sont clairement définies et peuvent facilement être mesurables sur le terrain (densité, température, épaisseur). Par contre, la taille et la géométrie des grains de neige sont des mesures qui peuvent être difficiles à réaliser et dont la définition même ne fait pas

l'unanimité (Armstrong and Brun, 2008; Fierz et al., 2009; Huang et al., 2012; Mitchell, 2002). Les techniques actuelles utilisées pour la mesure de la taille des grains peuvent être divisées en deux grandes catégories, soit les mesures directes et les mesures indirectes. Les mesures directes comprennent l'estimation à partir d'une loupe (Fierz et al., 2009), de la tomographie rayon X (Chen and Baker, 2010), de mesures par traitement d'images 2D (Lesaffre et al. 1998) et de la stéréologie (Matzl and Schneebeli, 2010). Les mesures dites indirectes incluent pour leur part, la photographie dans le proche infrarouge (Langlois et al., 2010; Matzl and Schneebeli, 2006), la mesure de réflectance utilisant une sphère intégrante (Gallet et al., 2009; Montpetit et al., 2012) ainsi que la spectroscopie locale (Painter et al., 2007).

La forme et la structure complexe des cristaux de neige rendent difficile la caractérisation de la texture de la neige (Fierz et al., 2009) définie par deux paramètres : sa densité et la taille de ses grains. Dans le domaine de la télédétection, la forme et la structure des cristaux de neige sont très souvent représentées par un regroupement de sphères de glaces afin de simplifier les expressions caractérisant l'interaction de l'onde électromagnétique avec les cristaux (Grenfell and Warren, 1999; Langlois et al., 2010; Nolin et al., 1993). Pour un couvert nival dont les cristaux sont de formes arrondies, cette représentation n'est pas problématique, ce qui n'est pas le cas lorsque les cristaux possèdent des formes complexes (Grenfell and Warren, 1999; Langlois et al., 2010).

La méthode qui présente de plus en plus d'intérêt pour représenter ces cristaux de forme complexe consiste à modéliser ceux-ci par une collection de sphères possédant le même ratio surface/volume. Ce ratio est aussi connu sous le nom de surface spécifique (SSA) (Domine et al., 2006). Dans le domaine du visible et du proche infrarouge, il a été démontré que la taille de grains de neige effective inversée à partir de mesure de réflectance correspondait aux tailles de grains calculées à partir de la SSA (Domine et al., 2006; Nolin et al., 1993). Cette correspondance entre les tailles de grains effectives dans le domaine du visible et du proche infrarouge et celle issues de la SSA a permis de mettre en place des méthodes indirectes, rapides et relativement précises de détermination de

la taille des grains effective à partir de données de réflectance dans le domaine du proche infrarouge (Gallet et al., 2009; Langlois et al., 2010).

Ces tailles de grains effectives dans le domaine du proche infrarouge ont aussi été utilisées dans le domaine des micro-ondes avec un succès mitigé dû à l'application d'un facteur de correction (Brucker et al., 2011; Roy et al., 2013).

Nolin et al. (1993) ont démontré que la taille de grain de neige effective dans le proche infrarouge diffère significativement de celle calculée dans le domaine des micro-ondes lorsque l'étendue de la distribution des tailles de grains retrouvées dans un couvert de neige est prise en compte. Les différences observées entre les tailles de grains effectives calculées dans le proche infrarouge et dans les micro-ondes sont de l'ordre d'environ 30% (Nolin et al., 1993). L'utilisation d'une taille de grain unique peut donc, dans certains cas, amener des différences considérables entre la taille de grain effective estimée dans l'infrarouge comparativement à celle estimée dans le domaine micro-onde (Nolin et al., 1993).

Des recherches sont toujours en cours afin de mettre en place une méthode facilement utilisable qui permet d'obtenir une taille de grain effective précise dans le domaine des micro-ondes.

2.2 Modélisation micro-onde

Un milieu aléatoire discret tel que la neige peut être décrit comme un arrangement de diffuseurs dispersés aléatoirement dans un milieu hôte (Thomas and Stamnes, 1999; Tsang et al., 2000b). La propagation d'une onde électromagnétique dans un tel milieu dépend alors des caractéristiques géométriques et électromagnétiques des diffuseurs ainsi que des caractéristiques électromagnétiques du milieu hôte (Thomas and Stamnes, 1999). Pour un manteau de neige sèche, les diffuseurs peuvent être représentés par une collection de sphères de glace aléatoirement disposées dans un milieu hôte composé d'air sec. La propagation d'une onde électromagnétique dans un tel milieu dépendra alors des

processus de diffusion et d'absorption résultant de l'interaction de l'onde avec les particules de glace.

2.2.1 Énoncé du problème du transfert radiatif

Les propriétés physiques et électromagnétiques du couvert nival peuvent être utilisées afin de caractériser et quantifier les processus par lesquels l'onde électromagnétique se propage dans un milieu aléatoire tel que la neige. Ces processus de propagation et de diffusion de l'onde électromagnétique dans un couvert de neige sont mis en relation dans la théorie du transfert radiatif (Tsang et al., 2000b).

Une onde électromagnétique d'intensité spécifique $I(\vec{r}, \hat{s})$ traversant un volume élémentaire cylindrique $dV = dl dA$ d'un milieu composé de particules aléatoirement disposées verra son intensité $I(\vec{r} + dl, \hat{s})$ modifiée par deux types d'interactions, soit l'absorption et la diffusion (figure 1).

L'absorption définit les pertes d'énergie qui seront engendrées par l'interaction de l'onde avec les particules. La perte d'intensité due à l'absorption est proportionnelle au coefficient d'absorption κ_a . Pour ce qui est de la diffusion, puisque celle-ci est rarement isotropique, il convient d'introduire une matrice de phase $P(\hat{s}', \hat{s})$ qui exprime la relation de la redistribution directionnelle de la diffusion de la direction incidente \hat{s} vers la direction \hat{s}' .

Dans le cas de la diffusion, celle-ci agira sur l'onde électromagnétique de deux façons :

- (i) Diffusion de la direction \hat{s} vers toutes les autres directions \hat{s}' , engendrant une diminution de l'intensité spécifique $I(\vec{r}, \hat{s})$. Cette perte d'intensité est proportionnelle au coefficient de diffusion $\kappa_s = \int_{4\pi} P(\hat{s}', \hat{s}) d\Omega'$, où $d\Omega'$ est l'unité d'angle solide dans la direction \hat{s}' .

- (ii) Diffusion de l'ensemble des intensités $I(\vec{r}, \hat{s}')$ provenant des directions \hat{s}' vers la direction \hat{s} , engendrant un gain de l'intensité spécifique $I(\vec{r}, \hat{s})$. Elle s'exprime par $\int_{4\pi} P(\hat{s}, \hat{s}') I(\vec{r}, \hat{s}') d\Omega'$

L'équation du transfert radiatif prend la forme suivante :

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

où κ_e est le coefficient d'extinction; il est défini comme la somme des pertes d'énergie par absorption et diffusion ($\kappa_a + \kappa_s$) lors de la traversée du volume dV par l'onde électromagnétique. À partir de κ_s et κ_e , est défini l'albédo de simples diffusions $\alpha = \kappa_s / \kappa_e$. Il représente l'importance de la diffusion par rapport à l'absorption.

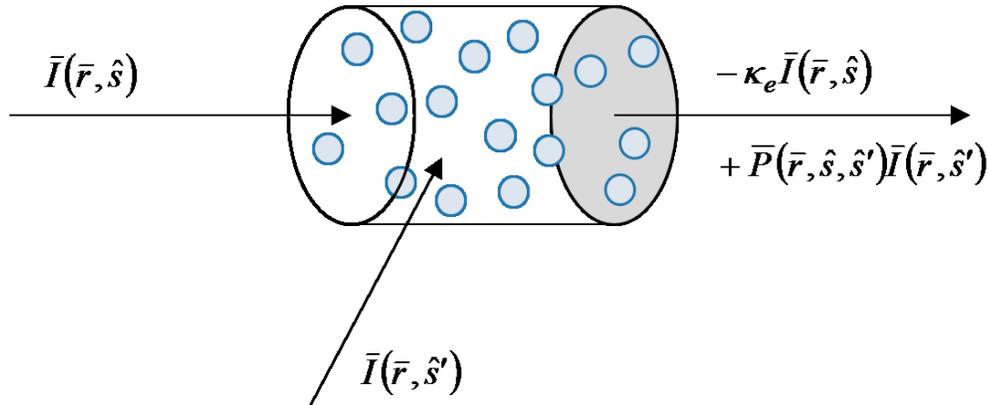


Figure 1. Représentation du problème du transfert radiatif

Plusieurs méthodes existent pour déterminer les solutions de l'équation du transfert radiatif (éq. 1) régissant les processus de propagation de l'onde électromagnétique dans un milieu. Notre étude est essentiellement basée sur les solutions issues de

l'approximation de Rayleigh et de la théorie des milieux denses, plus spécifiquement l'approximation quasi-cristalline (QCA/DMRT). Nous décrivons brièvement dans ce qui suit, les fondements de ces deux approches de même que les paramètres radiatifs du milieu qui sont en jeu à savoir les coefficients d'absorption, de diffusion et d'extinction ainsi que la matrice de phase.

2.2.2 Théorie du transfert radiatif : Approximation de Rayleigh

La théorie classique du transfert radiatif dans l'approximation de Rayleigh repose sur l'hypothèse selon laquelle les particules composant un milieu aléatoire diffusent de façon indépendante. Sous cette hypothèse, l'intensité diffusée résultante est alors égale à la somme des intensités diffusées par chacune des particules (Chandrasekhar 1960; Liang et al. 2006; Tsang et al. 2007).

Lorsque le diamètre b des particules est beaucoup plus petit que la longueur d'onde λ ($b \ll \lambda$), ceci nous permet d'utiliser l'approximation de Rayleigh pour le calcul des paramètres du transfert radiatif (Thomas and Stamnes, 1999; Tsang et al., 2000b). Cette limite correspond à des longueurs d'onde inférieures à 3 cm (fréquences < 10 GHz) pour des diamètres maximaux de grains d'environ 3 mm (Chen et al., 2000a). Sous cette approximation, les sections efficaces de diffusion σ_s et d'absorption σ_a d'une particule sphérique sont données par (Tsang et al., 2000b) :

$$\sigma_s = \frac{8\pi}{3} k^4 a^6 \left| \frac{\varepsilon_p - \varepsilon}{\varepsilon_p + 2\varepsilon} \right|^2 \quad (2)$$

$$\sigma_a = k \frac{\varepsilon_p''}{\varepsilon} \frac{4\pi a^3}{3} \left| \frac{3\varepsilon}{\varepsilon_p + 2\varepsilon} \right|^2 \quad (3)$$

où k est le nombre d'onde, ε_p la permittivité diélectrique des particules, ε la permittivité de l'air et a le rayon des particules. Comme nous sommes sous l'hypothèse de diffusion indépendante, les coefficients de diffusion et d'absorption sont calculés en multipliant les

sections efficaces de diffusion et d'absorption par le nombre de particules par unité de volume n_0 . Le nombre de particules par unité de volume n_0 peut être relié à la fraction volumique f par la relation suivante :

$$n_0 = \frac{3f}{4\pi a^3} \quad (4)$$

où la fraction volumique f est donnée par le rapport de la densité du couvert de neige sur la densité de la glace pure (917 kg/m³).

Les coefficients de diffusion et d'absorption sont donc donnés par :

$$\kappa_s = n_0 \frac{8\pi}{3} k^4 a^6 \left| \frac{\varepsilon_p - \varepsilon}{\varepsilon_p + 2\varepsilon} \right|^2 = 2fk^4 a^3 \left| \frac{\varepsilon_p - \varepsilon}{\varepsilon_p + 2\varepsilon} \right|^2 \quad (5)$$

$$\kappa_a = n_0 \frac{4\pi}{3} a^3 k \frac{\varepsilon_p''}{\varepsilon} \left| \frac{3\varepsilon}{\varepsilon_p + 2\varepsilon} \right|^2 = kf \frac{\varepsilon_p''}{\varepsilon} \left| \frac{3\varepsilon}{\varepsilon_p + 2\varepsilon} \right|^2 \quad (6)$$

La matrice de phase sous l'approximation de Rayleigh, est quant à elle donnée par l'équation suivante (Thomas and Stamnes, 1999; Tsang et al., 2000b) :

$$\begin{bmatrix} f_{HH} & f_{HV} \\ f_{VH} & f_{VV} \end{bmatrix} = k^4 a^6 \left| \frac{\varepsilon_p - \varepsilon}{\varepsilon_p + 2\varepsilon} \right|^2 \cdot \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & \cos(\Theta) \end{bmatrix} \quad (7)$$

où Θ est l'angle entre la direction de l'onde incidente et la direction de l'onde diffusée dans le plan de diffusion. Il est à noter que dans l'équation du transfert radiatif (Équation 1), la matrice de phase utilisée doit être normalisée par rapport au coefficient de diffusion κ_s (Rees, 2005; Tsang et al., 2007b, 2000b). Bien que par la suite, la matrice de phase doive être normalisée, l'expression *matrice de phase* tout simplement sera utilisée afin d'alléger le texte.

2.2.3 Théorie du transfert radiatif pour les milieux denses : Approximation quasi-cristalline (QCA/DMRT)

Lorsque la fraction volumique occupée par les particules augmente, la distance inter-particulaire tend aussi à diminuer. Lorsque la distance entre particules voisines devient beaucoup plus petite que la longueur d'onde, le champ interne des particules est alors affecté par le champ proche des particules voisines; dans ces conditions l'hypothèse de diffusion indépendante est alors brisée (Grody, 2008; Tsang et al., 2000b). On caractérisera alors un tel milieu comme étant un milieu dense (West et al., 1994). Comme les particules de glace composant la neige sèche présentent généralement des fractions volumiques entre 10 et 40% (Woodhouse, 2006), correspondant à des distances inter-particulaires beaucoup plus faible que les longueurs d'ondes utilisées en micro-ondes, la neige sèche peut être considérée comme un milieu dense sous certaines conditions de tailles de grain et de fréquences (Ding et al., 1994).

Tout comme l'approximation quasi-cristalline avec potentiels cohérents (QCA-CP), qui n'est pas utilisée dans ce projet, l'approximation quasi-cristalline (QCA) permet de prendre en compte le positionnement et la structure des particules dans un milieu par l'entremise d'une fonction de distribution de paires (Tsang and Kong, 2001; Tsang et al., 2000a; Zurk et al., 1997). Ces deux approximations de la théorie des milieux denses ont l'avantage d'utiliser des paramètres d'entrées simples qui peuvent être facilement mesurables sur le terrain (densité et taille des grains) et aussi, elles reposent sur de solides bases théoriques. Ces approximations présentent également une bonne concordance avec les simulations de Monte Carlo basées sur les solutions exactes des équations de Maxwell et ce, jusqu'à des fractions volumiques occupées par la glace de 20 %, pour des fréquences de 19 et 37 GHz (Liang et al., 2006; Tsang et al., 2000a).

Contrairement à l'utilisation de potentiels cohérents, l'approximation quasi-cristalline permet de prendre en compte l'effet de multipôles d'ordres supérieurs et ainsi d'être applicable à des particules de tailles moyennes comparativement à la longueur d'onde

(Tsang et al., 2000a). L'inclusion de multipôles d'ordre supérieurs permet aussi d'obtenir une matrice de phase qui présente moins de rétrodiffusion et plus de prodiffusion que sous Rayleigh. La principale limitation de cette approximation provient des problèmes de conservations d'énergie. Par contre, ceux-ci sont contournables en utilisant uniquement la partie réelle de la constante de propagation effective pour le calcul des paramètres de l'équation du transfert radiatif (Détails dans la section 2.2.5). Comme annoncé dans la section 1.2, c'est l'approximation quasi-cristalline qui sera utilisée dans le cadre de ce mémoire. Avant de présenter ses fondements théoriques, nous décrivons la fonction de distribution de paires de particules.

2.2.4 Distribution de paires et facteur de structure

Afin de prendre en compte les processus de diffusion cohérente entre les particules, il est d'abord nécessaire d'obtenir de l'information sur le positionnement relatif des particules ainsi que la structure de leur organisation. Dans l'approximation quasi-cristalline, cette information provient de la fonction de distribution de paires. Elle décrit la distribution des distances entre les paires de particules contenues dans un volume donné et est proportionnelle à la fonction de densité de probabilité combinée de deux particules (Ding et al., 2000; Tsang et al., 2000a).

Dans le cas de la neige, les différents processus de métamorphismes des grains ont tendance à former des liens entre particules voisines, créant ainsi des agrégats de particules de glaces (Armstrong and Brun, 2008; Ding et al., 1994). Cette agrégation entre les particules peut être modélisée dans la fonction de distribution de paires de Percus-Yevick pour particules cohésives. La force de cohésion entre les particules est paramétrée par l'entremise d'un paramètre τ , qui contrôle le degré d'agrégation des particules. L'inverse de τ mesure la force d'attraction entre les grains, pour $\tau^{-1} = \infty$, la force de cohésion sera infinie tandis que pour $\tau^{-1} = 0$, la force de cohésion sera nulle (Ding et al., 2000). Les détails numériques de la fonction de distribution de paires Percus-Yevick sont présentés dans (Ding et al., 1994, 2000).

Le paramètre de cohésion τ est un paramètre qui peut avoir une influence considérable sur le résultat de la modélisation micro-onde des milieux denses. En effet, l'agrégation des particules donne lieu à des particules de tailles effectives supérieures et donc à une augmentation de la diffusion surtout lorsque les longueurs d'ondes sont faibles comparativement à la taille des particules (Ding et al., 1994; Tsang et al., 2007b). Par contre, sa mise en relation avec les caractéristiques de la neige n'a pas encore été effectuée et aucun consensus n'existe actuellement sur la valeur à utiliser pour ce paramètre (Liang et al., 2006; Roy et al., 2013; Shih et al., 1997; Xu et al., 2012). D'où notre intérêt à déterminer une valeur optimale de ce paramètre pour la modélisation QCA/DMRT en bandes C et X (voir objectifs spécifiques, section 1.4).

2.2.5 Approximation quasi-cristalline et paramètres de diffusion : Fondements théoriques

Dans cette section, une présentation des équations les plus importantes pour la compréhension et l'implémentation de l'approximation quasi-cristalline est réalisée. Les détails peuvent être retrouvés dans Tsang and Kong (2001).

Dans un milieu composé de N_p particules sphériques, le champ excitant de la particule j est la somme de l'onde incidente et des ondes diffusées par toutes les autres particules l ($l \neq j$). L'équation de Foldy-Lax pour la diffusion multiple sous sa forme matricielle, permet d'exprimer le champ excitant comme suit :

$$\bar{w}^{(j)} = \sum_{\substack{l=1 \\ l \neq j}}^{N_p} \bar{\sigma}(kr_j r_l) \bar{T}^{(l)} \bar{w}^{(l)} + e^{i\bar{k}_i \cdot \bar{r}_j} \bar{a}_{inc} \quad (8)$$

où $\bar{\sigma}(kr_j r_l)$ est la matrice qui permet la translation d'un système d'onde sphérique centré sur la $l^{ième}$ particule, à un système centré sur la $j^{ième}$ particule; \bar{a}_{inc} est le vecteur des coefficients du champ incident; et \bar{T} est la matrice de transfert (matrice-T) qui met

linéairement en relation les coefficients des champs diffus et des champs excitants. Pour des particules sphériques, la matrice-T est définie comme suit (Tsang et al., 2000b):

$$\overline{\overline{T}} = \begin{bmatrix} T_n^{(M)} & 0 \\ 0 & T_n^{(N)} \end{bmatrix} \quad (9)$$

$$T_n^{(N)} = -\frac{k_p^2 a^2 j_n(k_p a) [k a j_n(ka)]' - k^2 a^2 j_n(ka) [k_p a j_n(k_p a)]'}{k_p^2 a^2 j_n(k_p a) [k a h_n(ka)]' - k^2 a^2 h_n(ka) [k_p a j_n(k_p a)]'} \quad (10)$$

$$T_n^{(M)} = -\frac{j_n(k_p a) [k a j_n(ka)]' - j_n(ka) [k_p a j_n(k_p a)]'}{j_n(k_p a) [k a h_n(ka)]' - h_n(ka) [k_p a j_n(k_p a)]'} \quad (11)$$

où j_n est la fonction de Bessel sphérique et h_n est la fonction de Hankel sphérique, a est le rayon de la particule, k_p est le nombre d'onde à l'intérieur de la particule et k est le nombre d'onde dans le milieu hôte.

En prenant constante la moyenne conditionnelle en r_j de l'équation (8), les champs excitants moyens conditionnels sous l'approximation quasi-cristalline sont donnés par :

$$\overline{w}(\overline{r}_j) = n_0 \int d\overline{r}_l g(\overline{r}_l - \overline{r}_j) \overline{\overline{\sigma}}(k \overline{r}_j \overline{r}_l) \overline{\overline{T}}^{(1)} \overline{w}(\overline{r}_l) + e^{i\overline{k}_i \cdot \overline{r}_j} \overline{a}_{inc} \quad (12)$$

où n_0 est le nombre de particules par unité de volume et $g(\overline{r}_l - \overline{r}_j)$ est la fonction de distribution de paires.

Cette équation intégrale peut être résolue par l'entremise d'une expansion en ondes sphériques vectorielles. La résultante donne un système d'équations homogène, connu

sous le nom de loi de Lorenz-Lorentz, qui met en relation les ν coefficients des champs excitants $X^{(M)}$ et $X^{(N)}$:

$$X_{\nu}^{(M)} = -2\pi n_0 \sum_{n=1}^{N_{\max}} \sum_{p=|n-\nu|}^{|n+\nu|} (2n+1) \times [L_p(k, K/b) + M_p(k, K/b)] \times \left\{ \begin{array}{l} T_n^{(M)} X_n^{(M)} a(1, n/-1, \nu/p) \times A(n, \nu, p) + \\ T_n^{(N)} X_n^{(N)} a(1, n/-1, \nu/p, p-1) \times B(n, \nu, p) \end{array} \right\} \quad (13)$$

$$X_{\nu}^{(N)} = -2\pi n_0 \sum_{n=1}^{N_{\max}} \sum_{p=|n-\nu|}^{|n+\nu|} (2n+1) \times [L_p(k, K/b) + M_p(k, K/b)] \times \left\{ \begin{array}{l} T_n^{(M)} X_n^{(M)} a(1, n/-1, \nu/p, p-1) \times B(n, \nu, p) + \\ T_n^{(N)} X_n^{(N)} a(1, n/-1, \nu/p) \times A(n, \nu, p) \end{array} \right\} \quad (14)$$

où k est le nombre d'onde dans le milieu hôte, K est la constante de propagation effective, b est le diamètre des particules et les coefficients $L_p(k, K/b)$, $M_p(k, K/b)$, $a(1, n/-1, \nu/p)$, $a(1, n/-1, \nu/p, p-1)$, $A(n, \nu, p)$, $B(n, \nu, p)$ sont donnés par les équations (15), (16), (17), (18), (19), (20), respectivement. La constante de propagation effective (K) est définie comme étant le ratio de l'amplitude de l'onde à la source sur l'amplitude de l'onde à une distance x , habituellement à 1 mètre (Tsang and Kong, 2001).

$$L_p(k, K/b) = -\frac{b^2}{(K^2 - k^2)} \times [kh'_p(kb) j_p(Kb) - Kh_p(kb) j'_p(Kb)] \quad (15)$$

$$M_p(k, K/b) = \int_b^{\infty} r^2 [g(r) - 1] h_p(kr) j_p(Kr) dr \quad (16)$$

où r est la distance inter-particule, j_p et j'_p sont respectivement la fonction de Bessel sphérique ainsi que sa dérivée et h_p et h'_p sont respectivement la fonction de Hankel sphérique ainsi que sa dérivée.

Dans les équations (17) et (18), qui expriment les coefficients $a(1, n/-1, v/p)$ et $a(1, n/-1, v/p, p-1)$, les deux derniers termes entre parenthèses sont les symboles 3j de Wigner (Edmonds, 1957).

$$a(m, n/\mu, v/p) = (-1)^{m+\mu} (2p+1) \left[\frac{(n+m)!(v+\mu)!(p-m-\mu)!}{(n-m)!(v-\mu)!(p+m+\mu)!} \right]^{1/2} \begin{pmatrix} n & v & p \\ m & \mu & -(m+\mu) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} n & v & p \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (17)$$

$$a(m, n/\mu, v/p, q) = (-1)^{m+\mu} (2p+1) \left[\frac{(n+m)!(v+\mu)!(p-m-\mu)!}{(n-m)!(v-\mu)!(p+m+\mu)!} \right]^{1/2} \begin{pmatrix} n & v & p \\ m & \mu & -(m+\mu) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} n & v & q \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (18)$$

$$A(n, v, p) = \frac{v(v+1) + n(n+1) - p(p+1)}{n(n+1)} \quad (19)$$

$$B(n, v, p) = \frac{1}{n(n+1)} \left[(n+v+p+1)(v+p-n)(n+p-v)(n+v-p+1) \right]^{1/2} \quad (20)$$

Afin de limiter le nombre de coefficients (v) des équations (13) et (14) et de rendre le système solvable, v est limité à $N_{\max} = [kb] + 1$, où $[kb]$ représente le plus petit entier près de $k \times b$.

Le système de $2N_{max}$ équations homogènes issus de la loi de Lorenz-Lorentz (équations (13) et (14)) peut être résolu en amenant le déterminant du système à zéro. Pour ce faire, il est possible d'utiliser un algorithme de recherche du zéro d'une fonction afin de déterminer la constante de propagation effective K qui permettra d'obtenir un déterminant nul. Comme la constante de propagation effective est complexe, la méthode de Muller convient au problème, puisqu'elle permet d'obtenir des racines complexes (Press, 2007). Cet algorithme de recherche de zéro est basé sur la méthode de la sécante mais utilise une approximation quadratique basée sur 3 points au lieu de l'approximation linéaire basée sur 2 points. Afin de minimiser le temps de convergence, les 3 points de départ ont été choisis comme suit, de manière à se rapprocher le plus possible de la solution optimale :

La première approximation est la solution pour un milieu dont les particules sont éparées. Dans ce cas, le champ excitant sera approximativement égal au champ incident. La solution pour la constante de propagation dans le cas d'une très faible concentration de particules est donnée par :

$$K = k - \frac{\pi i n_0}{k^2} \sum_{n=1}^{N_{max}} (2n+1) (T_n^{(M)} + T_n^{(N)}) \quad (21)$$

La seconde et la troisième approximations proviennent de la solution de l'approximation quasi-cristalline pour les basses fréquences. En utilisant la distribution de paires de Percus-Yevick (Tsang and Kong, 2001), la constante de propagation effective est donnée par :

$$K^2 = k^2 + \frac{3fk^2y}{1-fy} \left[1 + i \frac{2}{3} k^3 a^3 y \frac{(1-f)^4}{(1-fy)(1+2f)^2} \right] \quad (22)$$

où f est la fraction volumique et y est le facteur diélectrique donné par :

$$y = \frac{\varepsilon_s - \varepsilon}{\varepsilon_s + 2\varepsilon} \quad (23)$$

où ε_s est la permittivité des diffuseurs et ε est la permittivité du milieu hôte.

La seconde approximation utilise la constante de propagation donnée par l'équation (22), tandis que la troisième approximation utilise sa partie réelle seulement.

Lorsque la constante de propagation effective (K) a été déterminée par la méthode de Muller, le système de $2N_{max}$ équations donnée par la loi de Lorentz-Lorenz peut être résolu en remplaçant une des équations par le théorème d'Ewald-Oseen donné par :

$$K - k = \frac{\pi i n_0}{k^2} \sum_{n=1}^{N_{max}} \left(T_n^{(M)} X_n^{(M)} + T_n^{(N)} X_n^{(N)} \right) (2n+1) \quad (24)$$

Les coefficients des champs excitants $X^{(M)}$ et $X^{(N)}$ (équations (13) et (14)) sont donc ainsi obtenus. La constante de propagation effective peut être divisée en partie réelle (K') et en partie imaginaire (K'').

Normalement, le coefficient d'extinction pourrait être calculé directement à partir de la partie imaginaire de la constante de propagation ($\kappa_e = 2K''$). Par contre, dans le cas où la partie imaginaire de la constante de propagation est très faible comparativement à sa partie réelle ($K' \gg K''$), comme c'est le cas pour la neige, K'' peut ne pas avoir la précision désirée vu la méthode de calcul utilisée pour son estimation. De plus, la partie imaginaire de la constante de propagation est influencée par la distribution de paires qui, pour la distribution de Percus-Yevick pour les particules cohésives, possède des variations très abruptes qui peuvent être difficiles à évaluer numériquement (Tsang and Kong, 2001; Tsang et al., 2000a).

Afin de s'assurer de la conservation de l'énergie des paramètres du transfert radiatif, le coefficient d'extinction est calculé en additionnant les coefficients d'absorption et de diffusion qui eux, ne dépendent que de la partie réelle de la constante de propagation. Le coefficient d'absorption est donné par l'équation suivante :

$$\kappa_a = \frac{k}{K'} \frac{2\pi}{k^2 |1-R|^2} n_0 \cdot \sum_{n=1}^{N_{\max}} (2n+1) \times \left[|X_n^{(M)}|^2 \left(-\text{Re} T_n^{(M)} - |T_n^{(M)}|^2 \right) + |X_n^{(N)}|^2 \left(-\text{Re} T_n^{(N)} - |T_n^{(N)}|^2 \right) \right] \quad (25)$$

Où R est donné par l'équation (26) et le préfixe Re représente la partie réelle du paramètre qui le suit.

$$R = \frac{\pi i n_0}{k^2 (k + K')} \sum_{n=1}^{N_{\max}} (-1)^n (2n+1) \times \left(T_n^{(M)} X_n^{(M)} + T_n^{(N)} X_n^{(N)} \right) \quad (26)$$

Afin de simplifier l'expression de la matrice de phase, celle-ci est exprimée dans le plan de propagation de l'onde (ou plan 1-2) qui contient les directions de l'onde incidente \hat{k}_i et diffusée \hat{k}_s . Dans ce plan, l'angle entre \hat{k}_i et \hat{k}_s est défini par Θ , les vecteurs de polarisation unitaire $\hat{1}_i = \hat{1}_s$ sont perpendiculaires au plan de diffusion, $\hat{2}_i$ est perpendiculaire à \hat{k}_i et $\hat{1}_i$, et $\hat{2}_s$ est perpendiculaire à \hat{k}_s et $\hat{1}_s$ (Tsang et al., 2007b, 2000b).

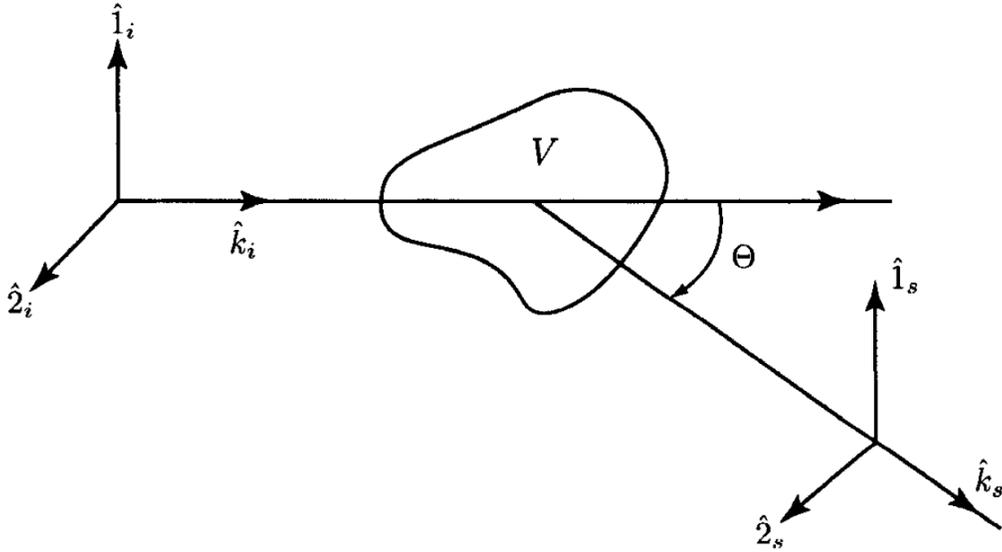


Figure 2. Système de polarisation orthogonal pour le plan 1-2 de propagation de l'onde (Tsang et al., 2000b)

Dans ce plan de propagation, la matrice de phase lie les paramètres de Stockes incidents et diffusés sous QCA selon :

$$\begin{bmatrix} I_{1s} \\ I_{2s} \\ U_{12s} \\ V_{12s} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} P_{11}(\Theta) & 0 & 0 & 0 \\ 0 & P_{22}(\Theta) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_{33}(\Theta) & P_{34}(\Theta) \\ 0 & 0 & P_{43}(\Theta) & P_{44}(\Theta) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} I_{1i} \\ I_{2i} \\ U_{12i} \\ V_{12i} \end{bmatrix} \quad (27)$$

Les composantes de cette matrice sont données par :

$$P_{11}(\Theta) = |f_{11}(\Theta)|^2 q(\Theta) \quad (28)$$

$$P_{22}(\Theta) = |f_{22}(\Theta)|^2 q(\Theta) \quad (29)$$

$$P_{33}(\Theta) = \text{Re}(f_{11}(\Theta) \cdot f_{22}(\Theta)) q(\Theta) \quad (30)$$

$$P_{44}(\Theta) = P_{33}(\Theta) \quad (31)$$

$$P_{34}(\Theta) = -\text{Im}\left(f_{11}(\Theta) \cdot f_{22}^*(\Theta)\right)q(\Theta) \quad (32)$$

$$P_{43}(\Theta) = -P_{34}(\Theta) \quad (33)$$

où $f_{11}(\Theta)$ et $f_{22}(\Theta)$ sont donnés par :

$$f_{11}(\Theta) = -\frac{i}{(1-R)} \sqrt{\frac{1}{kK_r}} \sum_{n=1}^{N_{\max}} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \times \left[T_n^{(M)} X_n^{(M)} \tau_n(\cos \Theta) + T_n^{(N)} X_n^{(N)} \pi_n(\cos \Theta) \right] \quad (34)$$

$$f_{22}(\Theta) = -\frac{i}{(1-R)} \sqrt{\frac{1}{kK_r}} \sum_{n=1}^{N_{\max}} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \times \left[T_n^{(M)} X_n^{(M)} \pi_n(\cos \Theta) + T_n^{(N)} X_n^{(N)} \tau_n(\cos \Theta) \right] \quad (35)$$

$\pi_n(\cos \Theta)$ et $\tau_n(\cos \Theta)$ sont les fonctions de dépendance angulaire. Elles sont définies dans Bohren and Huffman (1983) et van de Hulst (2012).

Il est à noter que $f_{11}(\Theta)$ et $f_{22}(\Theta)$ ne sont pas les amplitudes de diffusion. Un terme supplémentaire, $q(\Theta)$, tenant compte de la distribution de paires, est aussi présent dans la définition des composantes de la matrice de phase. Ce terme $q(\Theta)$ est donné par :

$$q(\Theta) = n_0 \left(1 + n_0 (2\pi)^3 H(\Theta) \right) \quad (36)$$

où $H(\Theta)$ est la transformée de Fourier de la distribution de paires moins 1, $g(\bar{r}) - 1$:

$$\begin{aligned}
H(\Theta) &= \frac{1}{(2\pi)^3} \int_{-\infty}^{\infty} d\bar{r} (g(\bar{r}) - 1) e^{-i\bar{p}\bar{r}} \\
&= \frac{1}{2\pi^2 p} \int_0^{\infty} dr (g(r) - 1) \sin pr
\end{aligned} \tag{37}$$

où $p = \sqrt{\text{Re}(K)^2 + k^2 - 2k \text{Re}(K) \cos(\Theta)}$.

Le coefficient de diffusion κ_s peut ensuite être calculé à partir des composantes de la matrice de phase :

$$\kappa_s = \pi \int_0^{\pi} d\Theta (P_{11}(\Theta) + P_{22}(\Theta)) \sin \Theta \tag{38}$$

Considérant les Éq. (25) et (38), le coefficient d'extinction peut alors être calculé en sommant les coefficients d'absorption et de diffusion.

$$\kappa_e = \kappa_a + \kappa_s \tag{39}$$

La partie imaginaire de la constante de propagation effective K peut ensuite être ajustée avec la relation $K'' = \frac{\kappa_e}{2}$.

Les différents paramètres radiatifs ainsi que la matrice de phase calculée selon la théorie DMRT/QCA seront utilisés dans la section 2.2.7 pour modéliser la rétrodiffusion d'un couvert de neige multicouches.

2.2.6 Modélisation de la contribution du sol

Lorsque la profondeur de pénétration du signal est élevée, comme c'est le cas pour la neige sèche en bandes C et X (figure 3), le signal aura une interaction importante avec la surface sous-jacente. Lors de la modélisation micro-onde d'un couvert nival, il convient donc d'utiliser un modèle de rétrodiffusion pour la surface du sol. Le modèle privilégié ici est le modèle Improved Integral Equation Model (IIEM) tel que défini dans Fung (2010) et Fung et al. (2002). L'équation générale bistatique permettant de calculer la rétrodiffusion de surface est donnée par l'équation suivante :

$$\sigma_{IIEMpp}^0 = S(\theta, \theta_s) \frac{k^2}{2} \exp\left[-rms^2(k_z^2 + k_{sz}^2)\right] \times \sum_{n=1}^{\infty} rms^{2n} |I_{pp}^n|^2 \frac{W^{(n)}(k_{sx} - k_x, k_{sy} - k_y)}{n!} \quad (40)$$

Pour plus de détails sur les différents termes de l'équation (40) se référer à Fung (2010) et Fung et al. (2002).

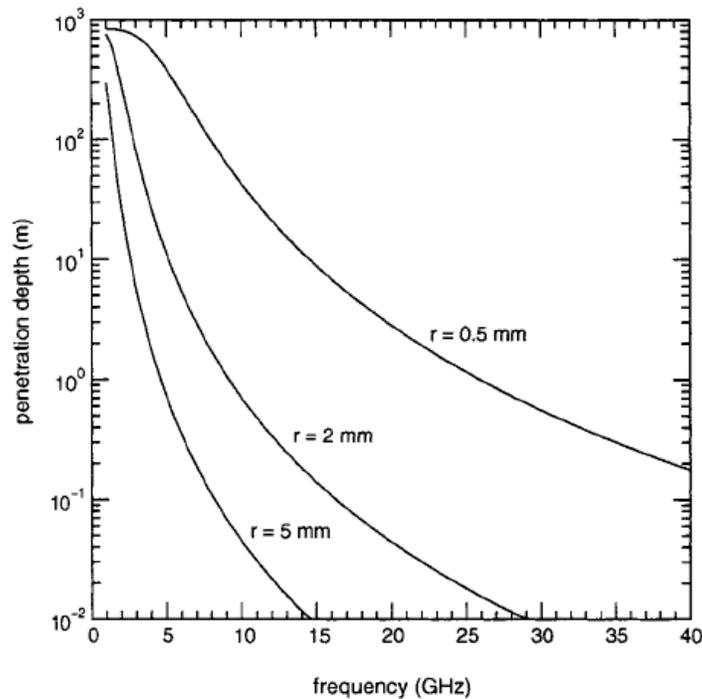


Figure 3. Profondeur de pénétration théorique en fonction de la fréquence dans un couvert de neige sèche d'une densité de 300 kg/m³ avec des particules de neige de 0,5, 2 et 5 mm de rayon (Bingham and Drinkwater, 2000).

2.2.7 Modélisation d'un couvert de neige avec interfaces rugueuses

La modélisation de la rétrodiffusion d'un couvert de neige multicouches peut être réalisée en utilisant une solution d'ordre 1 au problème du transfert radiatif (Fung, 2010, 1994; Magagi and Bernier, 2003) . Cette solution peut être exprimée comme étant la somme de quatre composantes (figure 4):

1. La diffusion de surface à l'interface air/neige (σ_{surf}^0)
2. La diffusion de surface à l'interface neige/sol (σ_{sol}^0)
3. La diffusion de volume dans la neige (σ_{vol}^0)
4. L'interaction entre le volume et le sol de neige ($\sigma_{vol/sol}^0$)

Dans ce modèle, les couches sont indexées de 1 pour la couche à la surface (interface air-neige) à N_c pour la dernière couche adjacente au sol, où N_c est le nombre total de couches de neige. Les concepts théoriques présentés dans cette section découlent de Fung (2010, 1994).

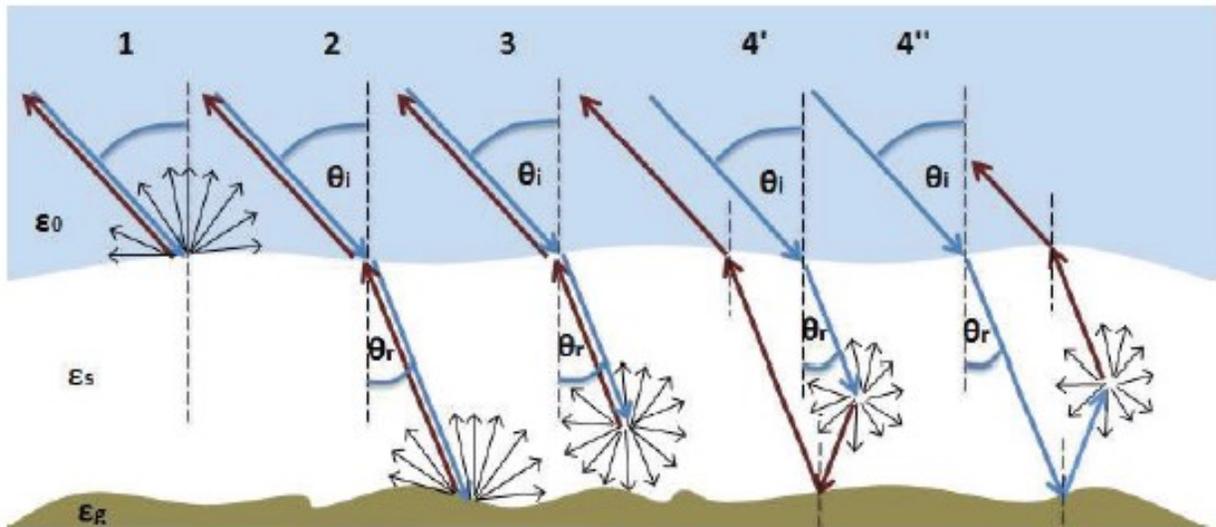


Figure 4. Contributions à la rétrodiffusion totale d'un manteau neigeux sec (Besic et al., 2012)

Les contributions de surfaces des interfaces neige/sol et air/neige peuvent être modélisées par l'entremise d'un modèle de rétrodiffusion de surface qui dépendra du contraste diélectrique entre les milieux en contact, la rugosité de surface ainsi que les paramètres du capteur. Les interfaces entre les différentes couches de neige sont quant à elles considérées comme lisses et sont modélisées par les équations de Fresnel.

Dans le cas du sol, il est aussi important de tenir compte de l'atténuation du signal due à sa traversée de la couverture de neige. L'atténuation du signal dépend de la transmissivité aux interfaces, des pertes dues aux mécanismes d'absorption et de diffusion par les particules, de l'épaisseur des couches traversées ainsi que des variations d'angle d'incidence dues aux processus de réfraction. L'atténuation totale due à ces facteurs peut être exprimée par l'équation suivante :

$$Att_{totale} = \prod_{n=1}^{N_c} T_{(n-1)n} T_{n(n-1)} \exp\left(\frac{-2\kappa_{e(n)} d_{(n)}}{\cos \theta_{t(n)}}\right) \quad (41)$$

où θ_t est l'angle de réfraction dans la couche n , $T_{n(n-1)}$ et $T_{(n-1)n}$ sont respectivement les coefficients de transmission de Fresnel de la couche n à la couche $n-1$ et de la couche $n-1$ à la couche n et d est l'épaisseur de la couche de neige.

La contribution du sol est donc donnée par le résultat du modèle de rétrodiffusion de surface σ_{IEMpp}^0 calculé avec le modèle IEM multiplié par le facteur d'atténuation Att_{totale} .

$$\sigma_{sol}^0 = Att_{totale} \sigma_{IEMpp}^0 \quad (42)$$

Pour ce qui est des contributions de volume et d'interaction volume/sol, celles-ci sont considérées comme étant la somme des contributions de chacune des couches de neige. La contribution de volume est donnée par la partie du signal qui est rétrodiffusée vers le

capteur lors de son interaction avec les particules de glace. Donc pour chaque couche de neige m , l'atténuation de l'onde due au chemin parcouru pour se rendre à la couche et revenir au capteur est calculée. Similairement à l'équation (41), l'atténuation pour un trajet aller et le retour de l'onde arrivant sur une couche m est donnée par :

$$Att(m) = \prod_{n=1}^{m-1} T_{(n-1)n} T_{n(n-1)} \exp\left(\frac{-2\kappa_{e(n)} d_{(n)}}{\cos \theta_{t(n)}}\right) \quad (43)$$

La contribution de volume d'une couche est ensuite calculée comme suit :

$$\sigma_{vol}^0 = \sum_{n=1}^{N_c} Att(n-1) \times 0.5 T_{(n-1)n} T_{n(n-1)} \cos \theta_{i(n)} \alpha_n \left[1 - \exp\left(\frac{-2\kappa_{e(n)} d_{(n)}}{\cos \theta_{t(n)}}\right) \right] P_{pp(n)}(\pi) \quad (44)$$

où θ_i est l'angle d'incidence sur l'interface de la couche n , $P_{pp(n)}(\pi)$ est la matrice de phase en rétrodiffusion pour la couche n et pour la polarisation pp (HH ou VV), et α_n est l'albédo de la couche n , défini comme le rapport du coefficient de diffusion sur le coefficient d'extinction.

Finalement pour l'interaction volume/sol, celle-ci est donnée par l'équation suivante :

$$\sigma_{vol/sol}^0 = \sum_{n=1}^{N_c} Att_{totale} \times \cos \theta_i^n T_{(n-1)n} T_{n(n-1)} R_{sol} \alpha_n \left(\frac{\kappa_{e(n)} d_{(n)}}{\cos \theta_{i(n)}}\right) \exp\left(\frac{-2\kappa_{e(n)} d_{(n)}}{\cos \theta_{t(n)}}\right) 2P_{pp(n)}(2\theta_{i(n)}) \quad (45)$$

où R_{sol} est la réflectivité de Fresnel du sol et $P_{pp(n)}(2\theta_{i(n)})$ est la matrice de phase pour l'angle $2\theta_{i(n)}$, pour la polarisation pp (HH ou VV).

3 Zone d'étude

La zone d'étude est constituée de deux sites (Figure 5) couverts par des acquisitions d'images satellitaires RADARSAT-2 (bande C) et TerraSAR-X (bande X). Sur chaque site, des champs ont été sélectionnés afin de conduire l'échantillonnage terrain des mesures de caractéristiques de neige et la modélisation des signaux rétrodiffusés en bandes C et X. Le premier site, utilisé au cours de l'hiver 2011, est localisé dans la municipalité de Lévis, plus précisément sur les anciens territoires des villes de Saint-Nicolas et Saint-Étienne de Lauzon. Il présente une élévation moyenne de 88 m et sept champs agricoles y ont été sélectionnés. Le deuxième site, situé plus au sud du premier, soit dans la municipalité de Saint-Bernard avec une élévation moyenne de 154 m, a été utilisé lors de l'hiver 2012. Sur ce site, deux champs ont été sélectionnés. Ce deuxième site d'étude a été sélectionné en raison des difficultés rencontrées pour la constitution d'une banque de données d'images radar. En effet, à plusieurs reprises, nos demandes d'images ont été rejetées à cause de la haute priorité qui était accordée aux acquisitions gouvernementales. Les coordonnées géographiques des champs ainsi que leurs altitudes et superficies sont résumées dans le Tableau 1.

Tableau 1. Caractéristiques géographiques des champs à l'étude

Nom du champ	Coordonnées (°)		Altitude (m)	Superficie (m ²)
	Latitude	Longitude		
Benneth1	-71,245	46,622	110,41	67625,8
Benneth2	-71,266	46,614	117,77	62330,5
Luga1	-71,333	46,692	78,03	45335,8
Luga2	-71,352	46,687	80,06	18394,5
Luga3	-71,318	46,680	80,54	37401,3
Luga4	-71,321	46,670	85,00	26070,1
Montaye	-71,172	46,716	81,08	67997,3
Champ 1	-71,174	46,523	153,15	94916,9
Champ 2	-71,177	46,528	157,40	117233,0

Des profils temporels de température et d'humidité du sol sont également disponibles sur ces champs sélectionnés, à partir des sondes installées au cours des hivers 2010 et 2011.

La sélection des champs a été effectuée selon 4 critères :

- Faibles variations topographiques
- Rugosité du sol pouvant être considérée comme isotrope (indépendante de la direction)
- Faible amplitude de rugosité
- Pas ou très peu de végétaux ou de résidus végétaux au sol

Ces critères permettent principalement de supposer l'absence de patron de distribution de la neige et donc une distribution à peu près uniforme sur le champ. Dans cette optique, seuls les champs en pâturage ou en culture fourragère avec une végétation très courte ont été sélectionnés. En hiver, lorsque les températures passent sous le point de congélation, le contenu en eau liquide contenu dans les cultures fourragères diminue fortement dû au gel, ce qui entraîne une baisse importante de leur constante diélectrique (Shrestha et al., 2011). De ce fait, l'effet de la végétation sur le signal a été négligé.

Le choix de champs d'étude en zone agricole permet d'obtenir d'importantes superficies dont l'occupation du sol et les caractéristiques de surface sont peu variables spatialement. Ce qui permet de poser l'hypothèse que les caractéristiques de neige et de sol sont à peu près invariables pour un champ donné. La sélection des champs et les contacts auprès des propriétaires ont été réalisés avec la collaboration de la Financière Agricole du Québec.

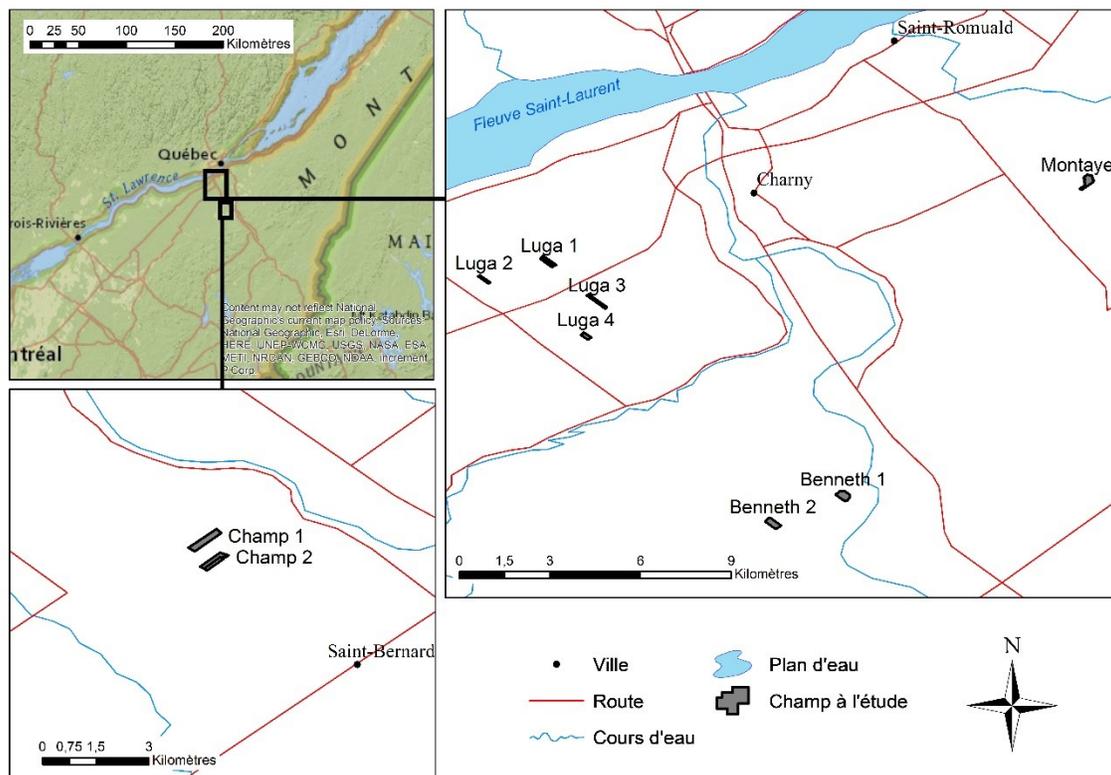


Figure 5. Localisation des sites d'étude ainsi que des champs sélectionnés (en gris)

4 Données utilisées

4.1 Profils stratigraphiques de neige

4.1.1 Description des données

Au cours des hivers 2011 et 2012, des données stratigraphiques de couverts de neige ont été acquises sur les deux sites d'études. Des données de densité, de température, d'épaisseur et de taille de grains ont été collectées sur les champs sélectionnés, et ce, pour chaque couche de neige composant la couverture nivale. Les mesures de densité ont été prises à l'aide d'un échantillonneur de 250 cm² qui a permis de récolter des échantillons de neige et de les peser avec une balance à ressort de 300 g (résolution 2 g). La température a été mesurée avec un thermomètre électronique possédant une résolution de 0,1°C. La taille des grains de neige à quant à elle été estimée à l'aide d'un

macroscope 25A 8x30 gradué et d'une grille millimétrique. Pour l'hiver 2011, ces mesures de neige ont été acquises à 8 dates sur les 7 champs du premier site d'étude. Pour l'hiver 2012, des mesures ont été acquises à 7 dates sur les 2 champs situés sur le deuxième site. Dans le cadre de cette étude, seules les mesures concordant avec les dates d'acquisition radar et où la couverture de neige était sèche ont été retenues. Les mesures stratigraphiques retenues sont présentées aux figure 6 et figure 7 pour l'hiver 2011 et à la figure 8 pour l'hiver 2012. Lors de mesures stratigraphiques de neige, l'épaisseur, la température, la densité ainsi que la taille de grains de chaque couche ont été récoltés. Les paramètres qui ont été utilisés dans la modélisation de la rétrodiffusion radar d'un couvert de neige sèche y sont présentés soit, l'épaisseur, la densité ainsi que la taille des grains de chaque strate de neige.

Tel qu'énoncé dans la section 2.1.6, des recherches sont toujours en cours sur la métrique optimale de mesure de la taille des grains pour une utilisation dans le domaine micro-ondes. Comme les nombreux épisodes de pluies hivernales qui sont caractéristiques de nos hivers auront tendance à créer un arrondissement des cristaux de neige (Section 2.1.5), il a été décidé d'utiliser une méthode simple de mesure de cristaux qui consiste à mesurer le diamètre moyen de quelques cristaux d'une couche et d'en utiliser la moyenne comme étant représentative de l'ensemble des cristaux d'une même couche de neige. Bien qu'empreinte d'erreur cette méthode permet une acquisition simple, rapide et à faible coût de la taille de grains sur le terrain.

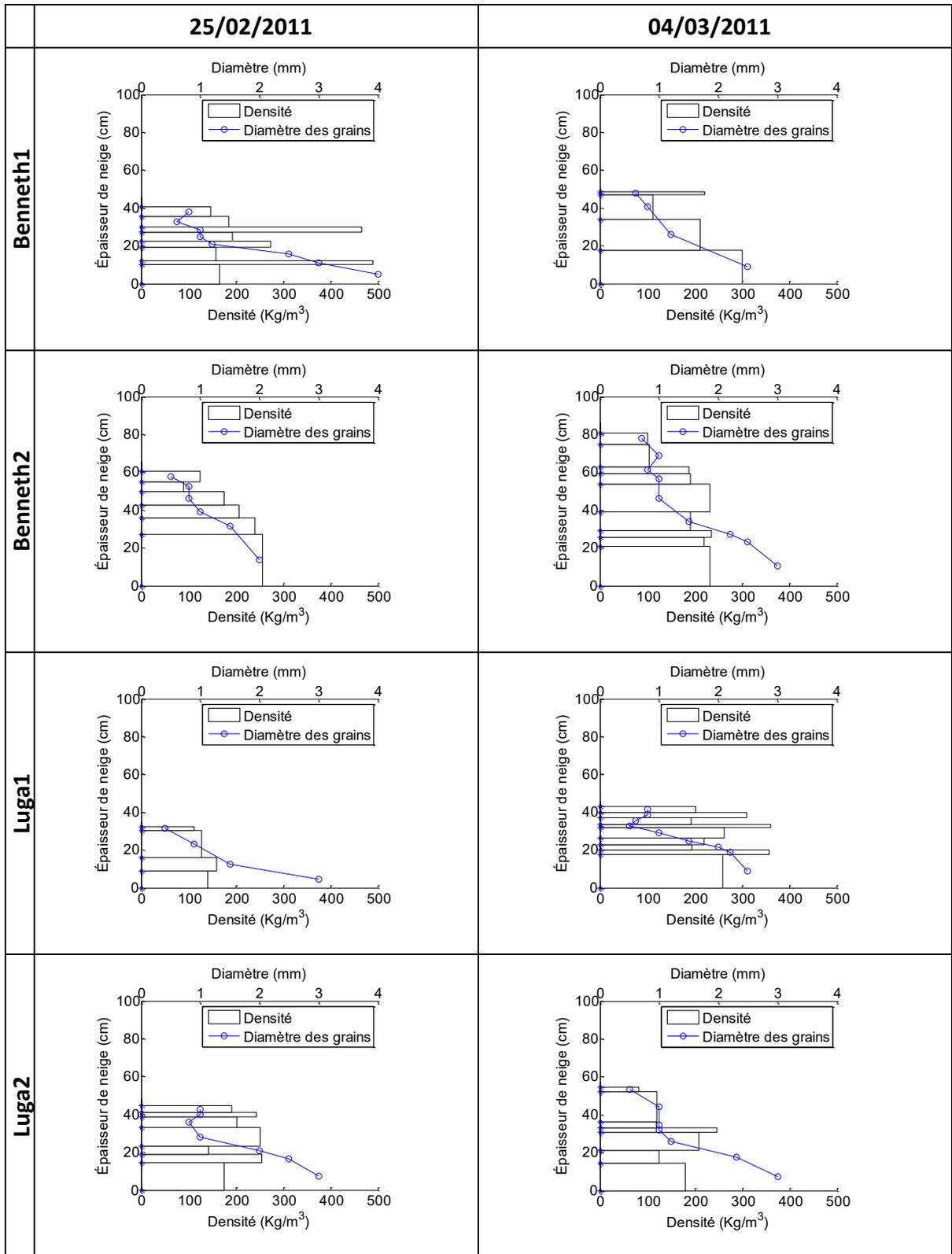


Figure 6. Mesures stratigraphiques récoltées à l'hiver 2011 retenues pour les champs Benneth1, Benneth2, Luga1 et Luga2. Les colonnes représentent les dates d'acquisitions et les lignes les champs.

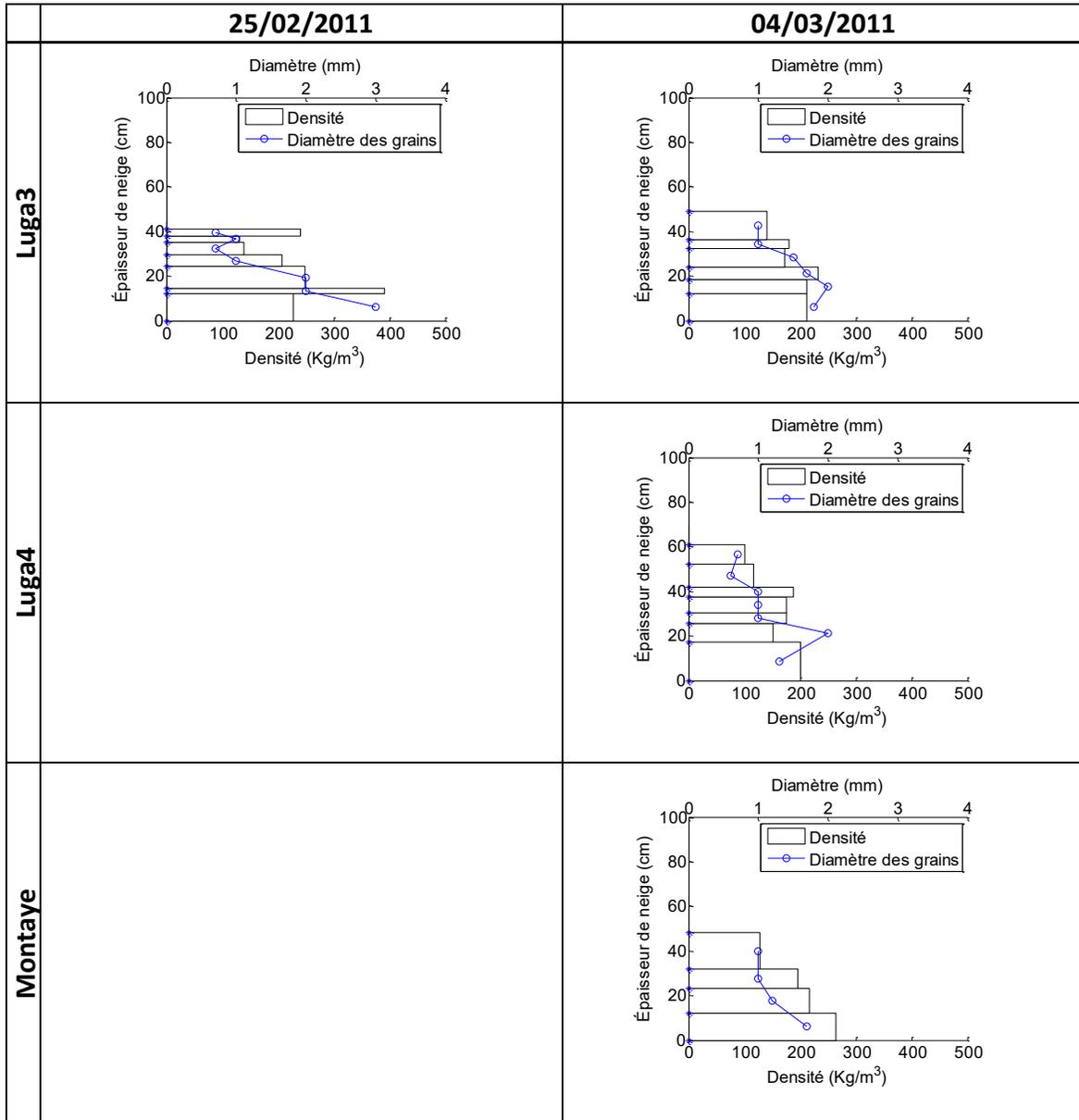


Figure 7. Mesures stratigraphiques récoltées à l'hiver 2011 retenues pour les champs Luga3, Luga4 et Montaye. Les colonnes représentent les dates d'acquisitions et les lignes les champs.

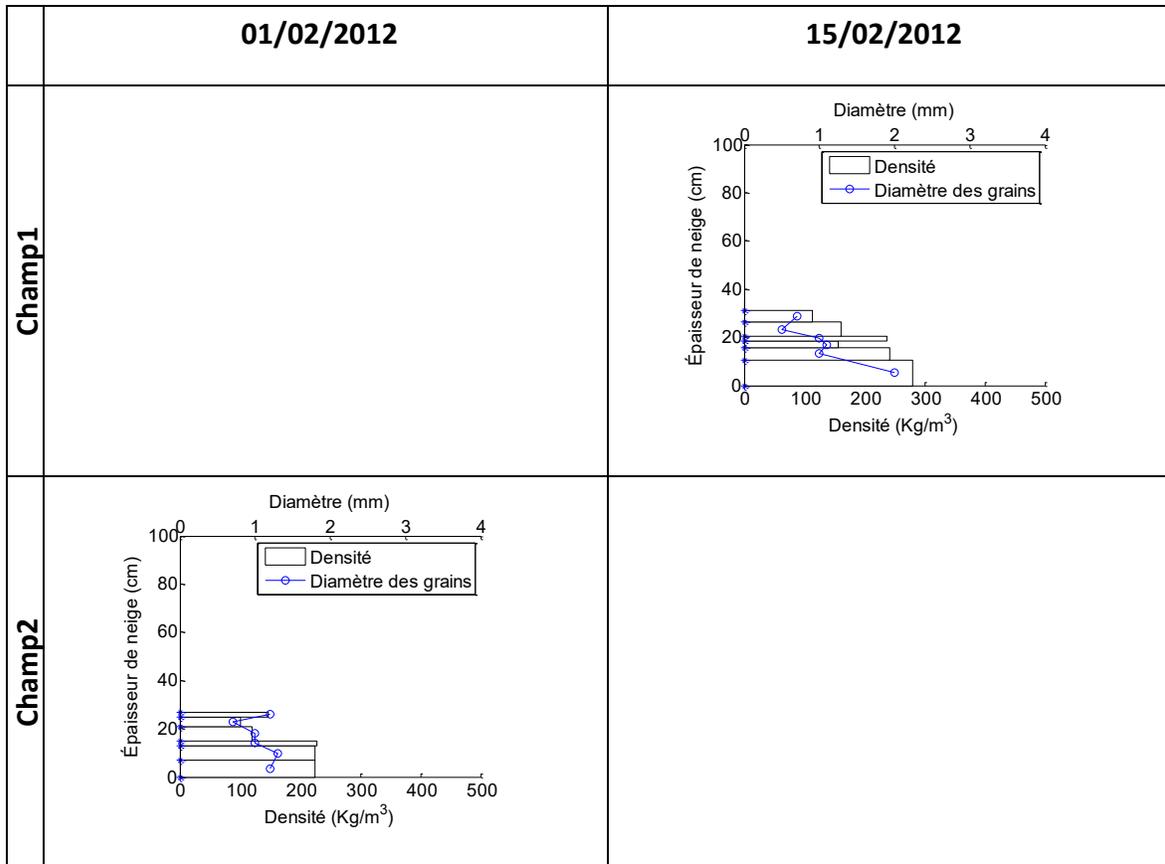


Figure 8. Mesures stratigraphiques récoltées à l'hiver 2012 retenues pour les Champ1 et Champ2. Les colonnes représentent les dates d'acquisitions et les lignes les champs.

4.1.2 Analyse des données

Pour un même jour, les épaisseurs de neige totales mesurées sur chacun des champs montrent de faibles variations d'un champ par rapport à l'autre, excepté pour les épaisseurs mesurées sur le champ Benneth2. Tous les champs, à l'exception de Benneth2, étaient entourés par d'autres champs faisant en sorte de les rendre plus exposés à l'érosion par le vent. Le champ Benneth2 est quant à lui isolé au centre de forêts qui réduisent l'effet de l'érosion de la neige par le vent. De plus, le vent causera habituellement une densification et une diminution de la taille des grains des couches exposées (Armstrong and Brun, 2008; DeWalle and Rango, 2008). Cette densification peut être observée pour les profils du 4 mars 2011 des champs Benneth1 et Luga1 ainsi que pour le profil du 25 février 2011 pour le champ Luga3. Pour Benneth2, les variations de

densité et de tailles des grains sont beaucoup moins brusques que pour les autres champs et augmentent de façon progressive avec la profondeur de neige, ce qui met bien en évidence l'effet de protection au vent dû à la forêt.

On remarque également que la taille des grains sur l'ensemble des profils augmente avec la profondeur dans la couverture de neige. Ceci est dû à l'effet du rayon de courbure des grains et de la température des couches basales discuté aux sections 2.1.1 et 2.1.3. En effet, dû à leur rayon de courbure supérieur, les grains de grandes tailles ont tendance à croître au dépend des grains de plus petite taille. Ceci entraîne une augmentation progressive des tailles de grains avec le temps. De plus, les couches situées près du sol ont tendance à être à des températures plus élevée que les couches supérieures à cause de l'inertie thermique du sol et de l'effet isolant des couches supérieures de neige aux variations de température de l'air. Ces températures plus élevées favorisent les transferts de masses et accélère ainsi les phénomènes de métamorphisme.

La comparaison des données entre les années 2011 et 2012 peut difficilement se faire puisque celles-ci ont été collectées sur des sites d'étude différents. De plus, à cause du nombre d'images radar limité en 2012, le nombre de profils disponibles est aussi très limité.

4.2 Température et humidité du sol

4.2.1 Description des données

Des profils temporels de température et d'humidité du sol ont aussi été collectés au cours des hivers 2011 et 2012. Des sondes Decagon 5TM mesurant la température et l'humidité du sol aux 30 minutes ont été installées dans les champs sélectionnés à des profondeurs de 2 et 5 cm. La précision des sondes est de $\pm 0,03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (contenu en eau volumétrique) pour l'humidité et de $\pm 1^\circ\text{C}$ pour la température (Decagon Devices, Inc., 2014). Ces sondes ont servi à obtenir des données d'entrée pour la modélisation de la contribution du sol dans la rétrodiffusion totale.

Comme présenté dans la figure 9 tirée de Ulaby et al. (1996), la profondeur de pénétration du signal dans le sol varie de quelques centimètres pour la bande C à environ 1 centimètre pour la bande X pour un sol relativement sec, typique des conditions hivernales.

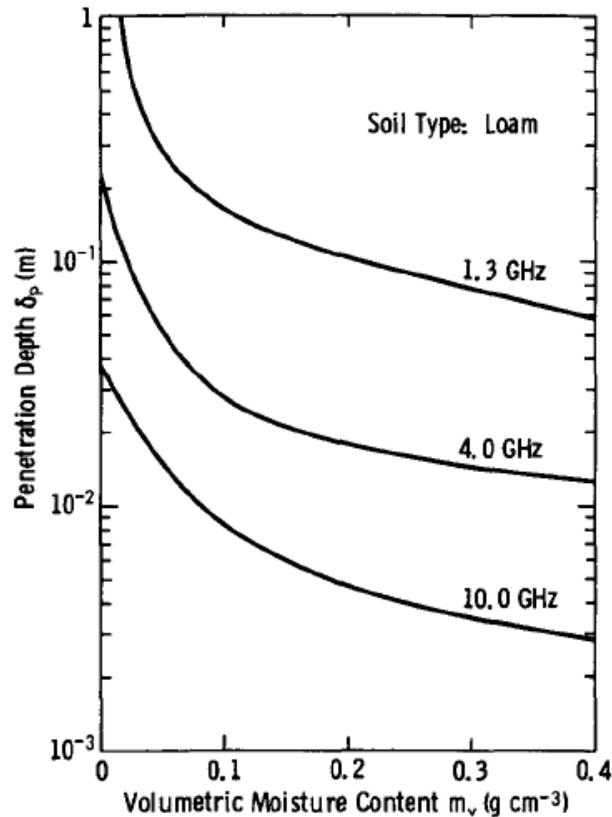


Figure 9. Profondeur de pénétration du signal à plusieurs fréquences en fonction de la teneur en eau liquide pour un sol loameux. (Ulaby et al., 1996)

La moyenne des températures et humidités mesurées à 2 et 5 cm, a été considérée comme représentative des conditions de surface à utiliser dans la modélisation micro-ondes, tant pour la bande C que pour la bande X. Cette décision a été prise afin de minimiser l'effet de la variabilité spatiale de l'humidité de surface ainsi que des problèmes de connectivité de quelques sondes situées près de la surface. La moyenne des humidités et températures mesurées aux deux profondeurs a été prise lorsque les deux valeurs étaient disponibles. Lorsqu'une des deux données était indisponible, à cause de défectuosité de connections ou toute autre problématique, seule la valeur valide a été

utilisée. Pour chacun des champs sélectionnés, les figure 10 à figure 18 présentent le profil temporel des températures et humidités du sol au cours des hivers 2011 et 2012.

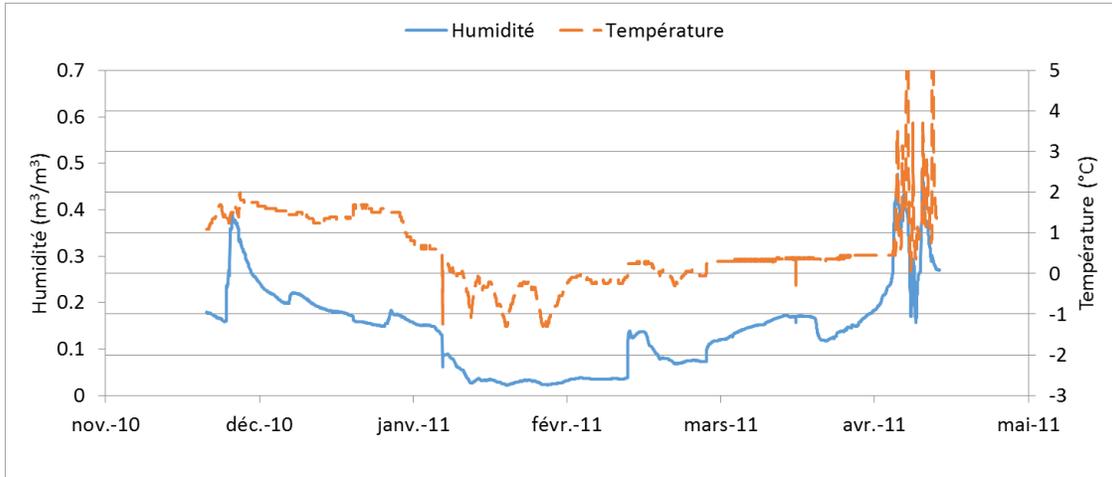


Figure 10. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Benneth1 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011

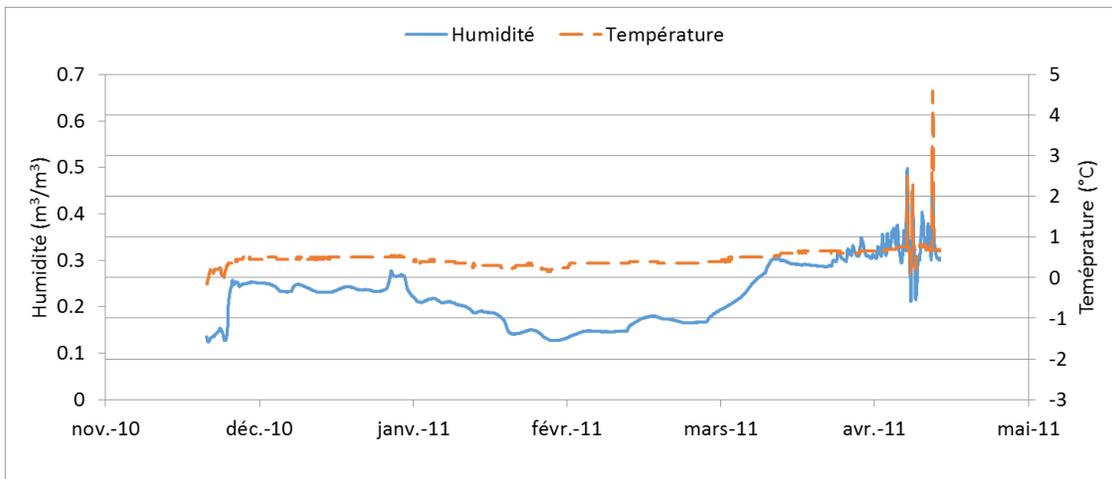


Figure 11. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Benneth2 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011

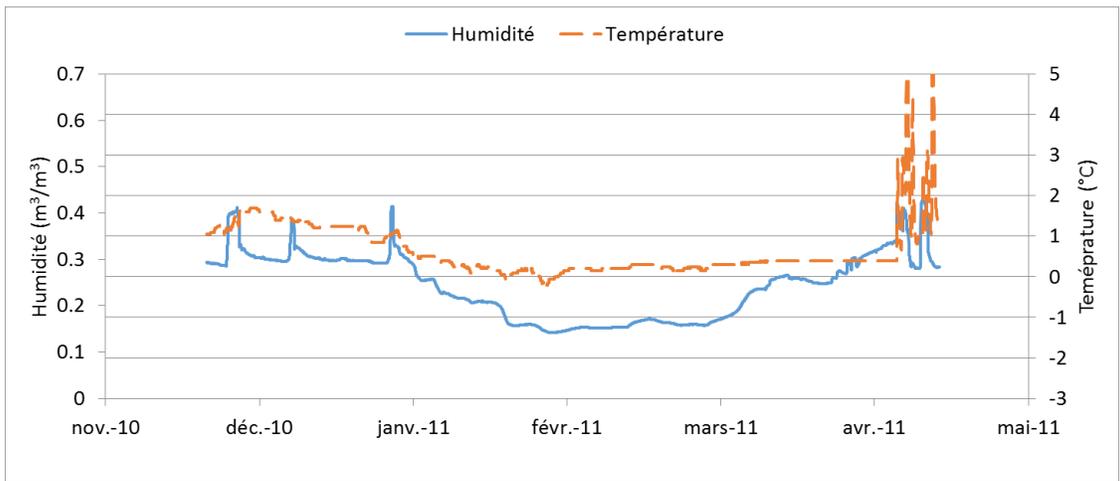


Figure 12. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Luga1 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011

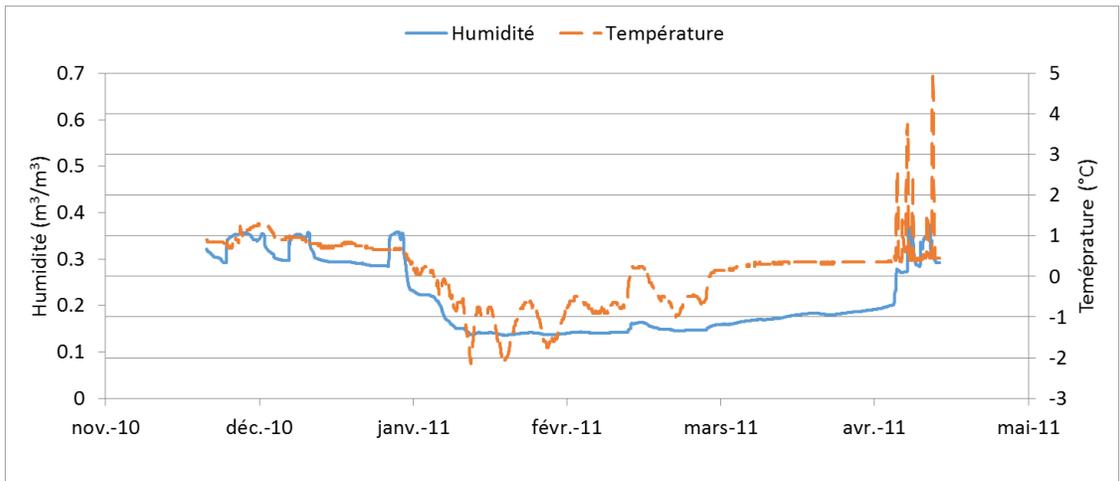


Figure 13. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Luga2 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011

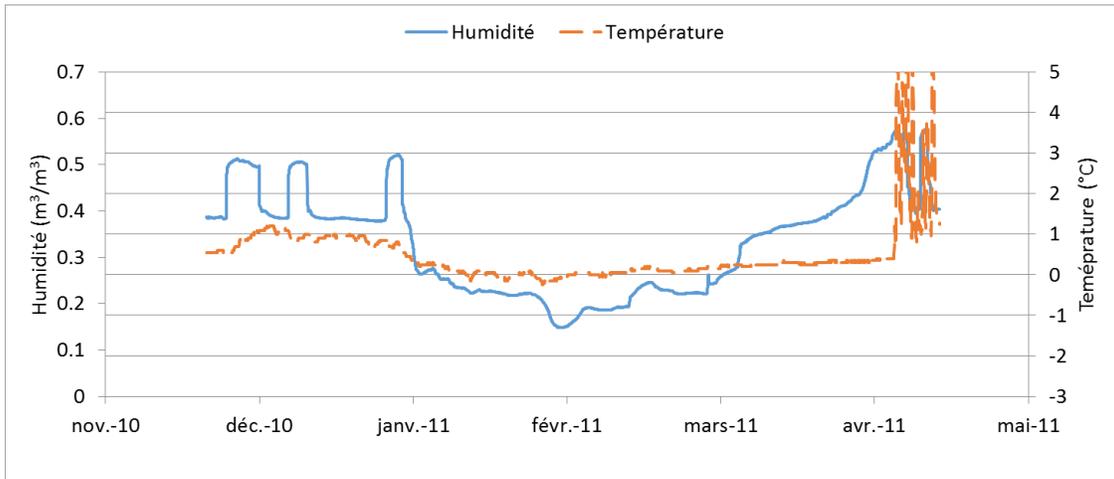


Figure 14. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Luga3 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011

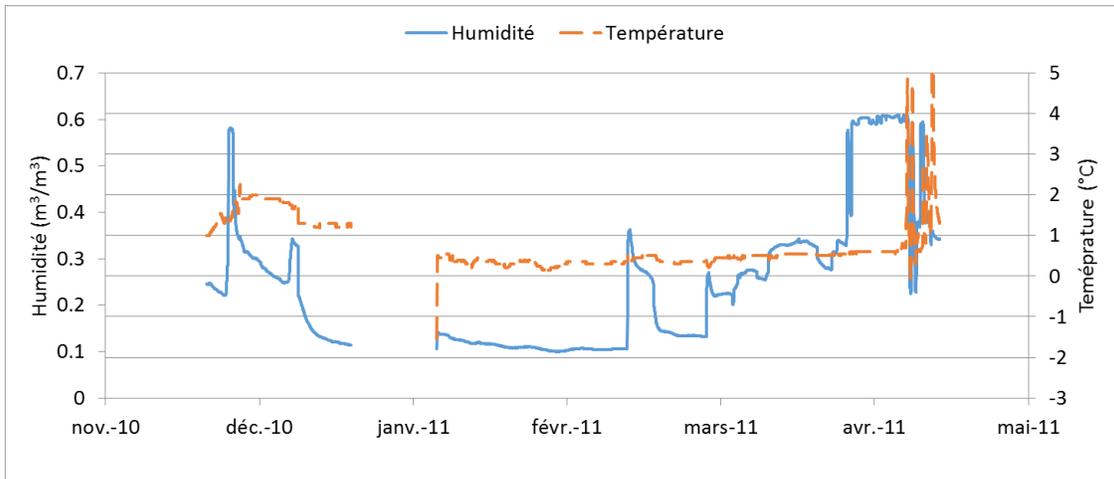


Figure 15. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Luga4 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011

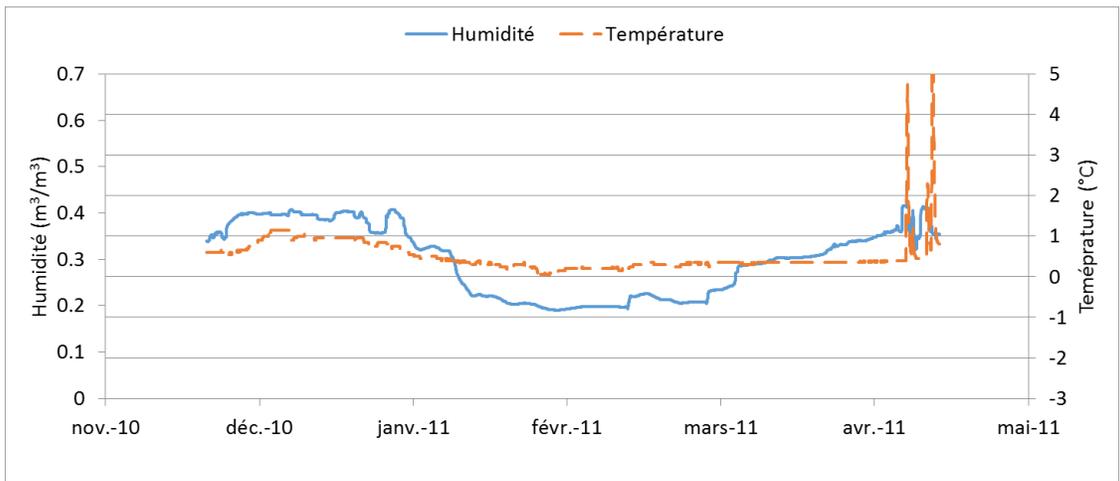


Figure 16. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ Montaye (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2011

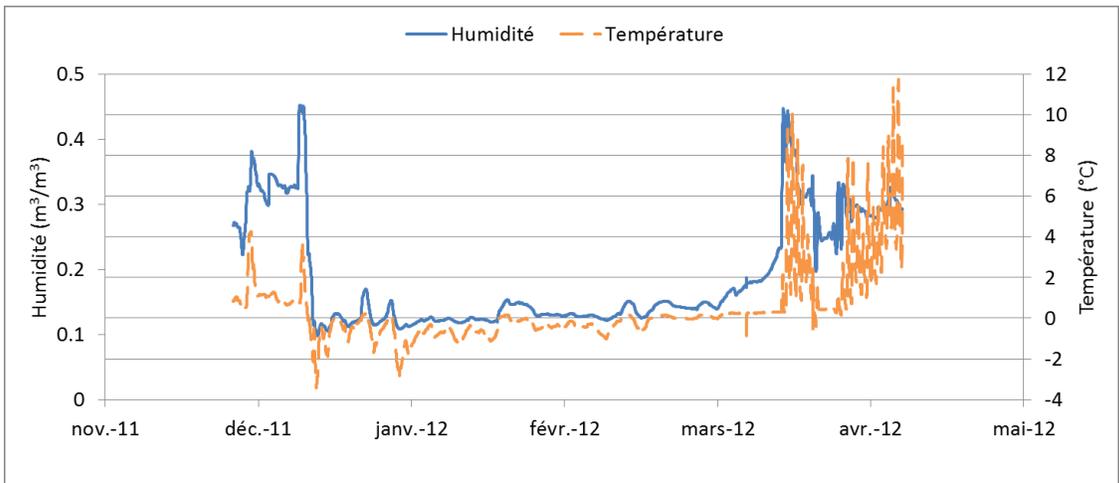


Figure 17. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ1 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2012

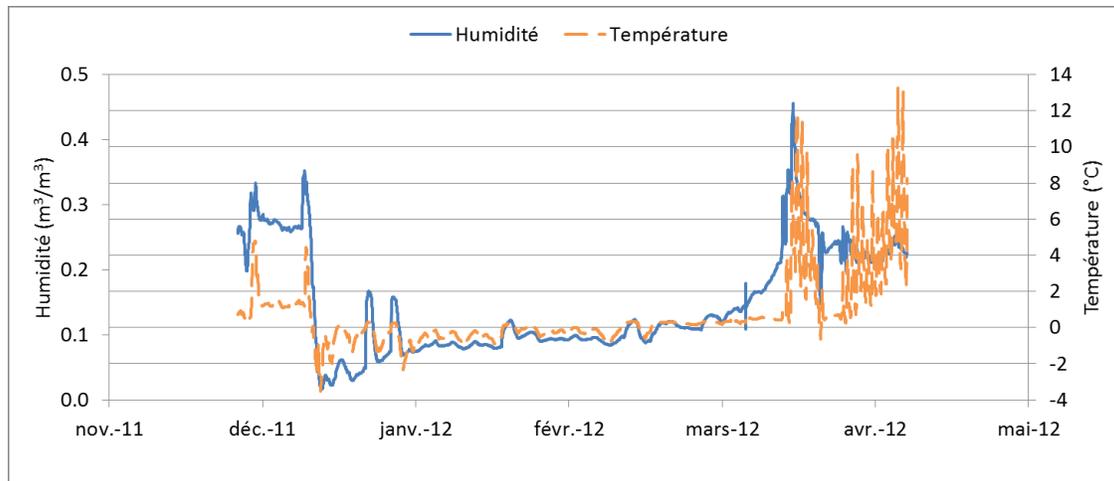


Figure 18. Profil temporel de température et d'humidité du sol pour le champ2 (moyenne des couches 2 et 5 cm) en 2012

La rugosité du sol n'a pas été mesurée sur le terrain. Elle sera évaluée à partir de l'inversion d'un modèle de rétrodiffusion et d'images radar acquises en absence de neige (Section 4.3).

4.2.2 Analyse des données

En observant les profils de température et d'humidité mesurés sur chaque champ, on remarque que les conditions du sol sont variables d'un champ à l'autre malgré leur proximité spatiale. À partir du début de l'hiver, lorsque les précipitations deviennent solides, les variations des conditions du sol fluctuent très peu comparativement à ce qui peut être observé lorsque les températures sont plus chaudes et que les précipitations sont liquides. Le sol se retrouve en effet protégé des variations de température de l'air ambiant à cause du pouvoir isolant du couvert de neige (Armstrong and Brun, 2008). Aussi comme les précipitations sont principalement accumulées sous forme solide à la surface du sol, très peu de recharge en eau est faite au niveau du sol.

Lorsque les températures descendent sous 0°C, on remarque aussitôt une diminution de l'humidité du sol. Lorsque les températures descendent sous le point de congélation, l'eau liquide contenue dans le sol se solidifie, abaissant ainsi les mesures d'humidité du sol. L'amplitude de la baisse d'humidité dépend des propriétés physico-chimiques du sol ainsi que des quantités d'eau initialement contenues dans celui-ci juste avant l'épisode de gel (Lixin et al. 2010; Wen et al. 2011).

Comme on peut le voir sur les figure 10 à figure 18, l'humidité du sol au début de l'hiver était supérieure à 0,25 m³/m³ sur l'ensemble des champs. Pour l'hiver 2011 on note, une diminution de l'humidité du sol au début du mois de janvier, qui correspond au même moment à une baisse des températures du sol. Cette diminution de l'humidité est beaucoup moins importante pour le champ Benneth 2 qui, comme on l'a énoncé précédemment, comportait les plus importantes épaisseurs de neige, offrant ainsi une protection supplémentaire aux variations de température du sol.

Pour l'hiver 2012, la première baisse d'humidité due au gel du sol arrive à la fin de la première moitié de décembre. Les baisses de température et d'humidité du sol sont très importantes comparativement aux gels de 2011. En effet, les températures du sol chutent à près de -4°C et l'humidité subi une baisse d'environ 0,35 m³/m³. Le sol restera par la suite gelé pour la majeure partie de l'hiver avec de très faibles variations de température et d'humidité du sol.

Des précipitations liquides hivernales importantes ont aussi été enregistrées pour les deux hivers vers la fin décembre. Ces importantes précipitations ont engendré des recharges en eaux du sol qui sont facilement identifiable sur les figure 10 à figure 18 (pour 2011 : le dernier pic d'augmentation de l'humidité avant l'importante baisse de celle-ci du début janvier et pour 2012 : deux pics d'élévation de l'humidité entre la mi-décembre et le début janvier).

4.3 Données auxiliaires

Dans le cadre de cette étude, diverses données auxiliaires sont aussi nécessaires pour l'analyse et le traitement des données. Ces données auxiliaires consistent en des données topographiques en provenance de la base de données topographique du Québec (BDTQ) et des données météorologiques provenant du réseau d'Environnement Canada, du Ministère du Développement durable et des parcs (MDDEP) et de stations d'Agriculture et Agroalimentaire Canada.

Afin de procéder à l'orthorectification des données radar, un modèle numérique d'élévation (MNE) a été généré à partir des données de points d'élévation et des courbes de niveaux de la base de données topographiques du Québec.

4.4 Images radar

4.4.1 Description des données

Des données RADARSAT-2 et TerraSAR-X ont été acquises pour les hivers 2011 et 2012 pour la zone à l'étude, par l'entremise de l'initiative de recherche RADARSAT-2/TerraSAR-X du programme SOAR-DLR piloté par l'Agence spatiale canadienne (ASC) et le German Aerospace Center (DLR) ainsi que d'un partenariat avec Agriculture et Agroalimentaire Canada.

RADARSAT-2

RADARSAT-2 est un satellite canadien opérant en bande C (5,405 GHz), qui a été mis en orbite en décembre 2007 et déclaré opérationnel en avril 2008. Contrairement à son prédécesseur RADARSAT-1 qui n'opérait qu'en polarisation HH, RADARSAT-2 permet d'émettre et recevoir tant en polarisation horizontale que verticale à des résolutions spatiales allant de 3 m à 100 m. Ce satellite permet d'obtenir des données à plusieurs modes d'acquisition, polarisation, résolution spatiale et angles d'incidence (Slade, 2009).

En raison de la haute priorité qui était accordée aux acquisitions gouvernementales, une difficulté majeure rencontrée dans ce projet a été la constitution de la banque de données d'images RADARSAT-2 adéquates pour l'atteinte de nos objectifs. Ainsi, plusieurs fois, nos choix d'images ont été rejetés.

C'est ainsi que pendant l'hiver 2011, aucune image RADARSAT-2 n'a été fournie dans le cadre du programme SOAR-DLR. Les 6 images polarimétriques en mode fin ont été mises à la disposition du projet à travers une entente de collaboration avec Agriculture et Agroalimentaire Canada. Deux images ont souvent été nécessaires afin de couvrir la zone d'étude au complet puisqu'elles devaient aussi couvrir le site d'étude plus au nord de celui de nos collaborateurs d'Agriculture Canada. Durant l'hiver 2012, 3 images polarimétriques en mode fin ont été fournies par l'ASC. Les images polarimétriques en mode fin présentent une erreur radiométrique inférieure à 1 dB et un équivalent bruit sigma zéro de $-36,5 \pm 3$ dB (Slade, 2009). La liste des images obtenues au cours de cette étude est présentée dans le tableau 2. Même si les images RADARSAT-2 sont complètement polarimétriques, dans le cadre de cette étude, nous n'utiliserons que le coefficient de rétrodiffusion en co-polarisation (HH et VV).

Tableau 2. Liste des images RADARSAT-2 acquises

No	Mode	Orbite	Date	Heure	Angle (°)	Résolution Az. X rg. (m)	Utilisation
1	FQ9	ASC	2011-02-25	17 :30 :29	28,0 - 29,8	4,83 x 10,08	Neige
2	FQ9	ASC	2011-02-25	17 :30 :32	28,0 - 29,8	4,82 x 10,08	Neige
3	FQ5	ASC	2011-03-04	17 :26 :20	23,4 - 25,3	4,97 x 11,93	Neige
4	FQ5	ASC	2011-03-04	17 :26 :22	23,4 - 25,3	4,97 x 11,95	Neige
5	FQ9	ASC	2011-04-14	17 :30 :30	28,0 - 29,8	4,83 x 10,07	Sol
6	FQ9	ASC	2011-04-14	17 :30 :33	28,0 - 29,8	4,82 x 10,08	Sol
7	FQ14	ASC	2012-02-13	17 :34 :44	33,4 - 35,1	4,77 x 8,59	Neige
8	FQ5	ASC	2012-03-22	17 :26 :26	23,4 - 25,3	4,97 x 11,94	Sol
9	FQ24	DSC	2012-03-26	05 :48 :55	42,8 - 44,1	4,78 x 6,96	Sol

TerraSAR-X

TerraSAR-X est le fruit d'une collaboration ente le Centre Aérospatial Allemand (DLR) et l'industrie allemande (ASTRIUM). C'est un satellite conçu pour des usages scientifiques et commerciaux. La mission TanDEM-X est réalisée par deux satellites jumeaux soit, TSX-1, en orbite depuis juin 2007 et TDX-1, lancé en juin 2010. Ces satellites opèrent en bande X, à une fréquence de 9,65 GHz, peuvent émettre et recevoir tant en polarisation horizontale que verticale et peuvent acquérir des images allant jusqu'à 1 m de résolution (Eineder et al., 2008).

Dans le cadre de ce projet, 4 images en mode *stripmap*, qui est le mode imageur de base de la plupart des satellites RSO, et en co-polarisation HH et VV ont été acquises pour les hivers 2011 et 2012. Dans ce mode, les données radar présentent une erreur radiométrique d'environ 0.6 dB et un équivalent bruit sigma zéro d'environ -19 dB (Eineder et al., 2008).

La liste des images obtenues au cours de cette étude est présentée dans le tableau 3.

Tableau 3. Liste des images TerraSAR-X acquises

No	Mode	Orbite	Date	Heure	Angle (°)	Résolution Az. X rg. (m)	Utilisation
1	SM	ASC	2011-02-27	17:27 :20	28,2	2,41 x 1,98	Neige
2	SM	ASC	2011-03-04	17:35 :52	42,4	2,41 x 1,37	Neige
3	SM	DSC	2012-01-31	06:03 :17	28,2	2,41 x 1,98	Neige
4	SM	ASC	2012-02-03	17:27 :24	29,4	2,44 x 1,90	Neige

4.4.2 Conditions au sol lors des acquisitions radar

Des profils stratigraphiques de neige ont été récoltés afin d'être rapprochés le plus possible temporellement avec l'acquisition de données radar correspondantes. Pour diverses raisons, dans certain cas, les profils stratigraphiques n'ont pu être réalisés au moment de l'acquisition radar. Lorsque la réalisation du profil stratigraphique n'est pas faite en même temps que le passage du satellite au-dessus de la zone, il est nécessaire de s'assurer que la différence de temps entre les deux mesures ne soit pas trop importante et que les conditions météorologiques au sol n'aient pas entraîné de modifications majeures des caractéristiques de neige.

Lors de l'hiver 2011, parmi les images radar listées dans les tableau 2 et tableau 3, 6 images (4 RADARSAT-2 et 2 TerraSAR-X) ont pu être acquises en présence de neige. Le tableau 4 présente la disponibilité des profils stratigraphiques qui ont été utilisés pour l'hiver 2011 avec les numéros d'images correspondantes (Tableau 5 et Tableau 6). Les caractéristiques de ces images ainsi que les conditions mesurées au sol lors des acquisitions sont présentés au Tableau 5 et Tableau 6. Les conditions météorologiques pour l'hiver 2011 ont été mesurées à la station de Charny située dans la zone d'étude à moins de 10 km des champs étudiés. Les températures et précipitations sont présentées à la Figure 19.

Lors des acquisitions satellitaires du 25 février et du 4 mars 2011, les mesures stratigraphiques ont pu être réalisées la même journée, à quelques heures d'intervalles. Aucune précipitation notable n'a été observée entre l'acquisition radar et la prise de mesure stratigraphique pour ces deux dates.

Une acquisition radar a aussi été réalisée le 27 février 2011. La mesure stratigraphique la plus proche était celle du 25 février, soit 2 jours plus tôt. Des précipitations de 3 mm d'équivalent en eau ont été observées entre la date d'acquisition et la mesure stratigraphique. Comme ces précipitations sont faibles, elles ont été considérées comme négligeables et la mesure stratigraphique a tout de même été conservée.

Tableau 4. Correspondance entre les profils stratigraphiques et les images radar. Les numéros d'images ont leur correspondance aux Tableau 5 et Tableau 6

Nom du champ	Profil stratigraphique		N° Image radar	
	2011-02-25	2011-03-04	R-2	TSX
Benneth1	x		1	1
		x	3	2
Benneth2	x		1	1
		x	3	2
Luga1	x		2	1
		x	4	2
Luga2	x		2	1
		x	4	2
Luga3	x		2	1
		x	4	2
Luga4		x	4	2
Montaye		x	4	2

Tableau 5. Conditions du sol au moment de l'acquisition des données RADARSAT-2 pour l'hiver 2011

Date acquisition	Champ	Sol	
		Humidité (m ³ /m ³)	Température (°C)
2011-02-27 17 :27	Benneth1	0,069	-0,3
	Benneth2	0,170	0,4
	Luga1	0,160	0,2
	Luga2	0,145	-1,0
	Luga3	0,223	0,1
2011-03-04 17 :36	Benneth1	0,073	-0,1
	Benneth2	0,167	0,4
	Luga1	0,159	0,2
	Luga2	0,146	-0,7
	Luga3	0,223	0,2
	Luga4	0,133	0,4
	Montaye	0,208	0,3

Tableau 6. Conditions du sol au moment de l'acquisition des données TerraSAR-X pour l'hiver 2011

Date acquisition	Champ	Sol	
		Humidité (m ³ /m ³)	Température (°C)
2011-02-27 17 :27	Benneth1	0,069	-0,3
	Benneth2	0,170	0,4
	Luga1	0,160	0,2
	Luga2	0,145	-1,0
	Luga3	0,223	0,1
	Luga4	0,136	0,3
	Montaye	0,208	0,3
2011-03-04 17 :36	Benneth1	0,073	-0,1
	Benneth2	0,167	0,4
	Luga1	0,159	0,2
	Luga2	0,146	-0,7
	Luga3	0,223	0,2
	Luga4	0,133	0,4
Montaye	0,208	0,3	

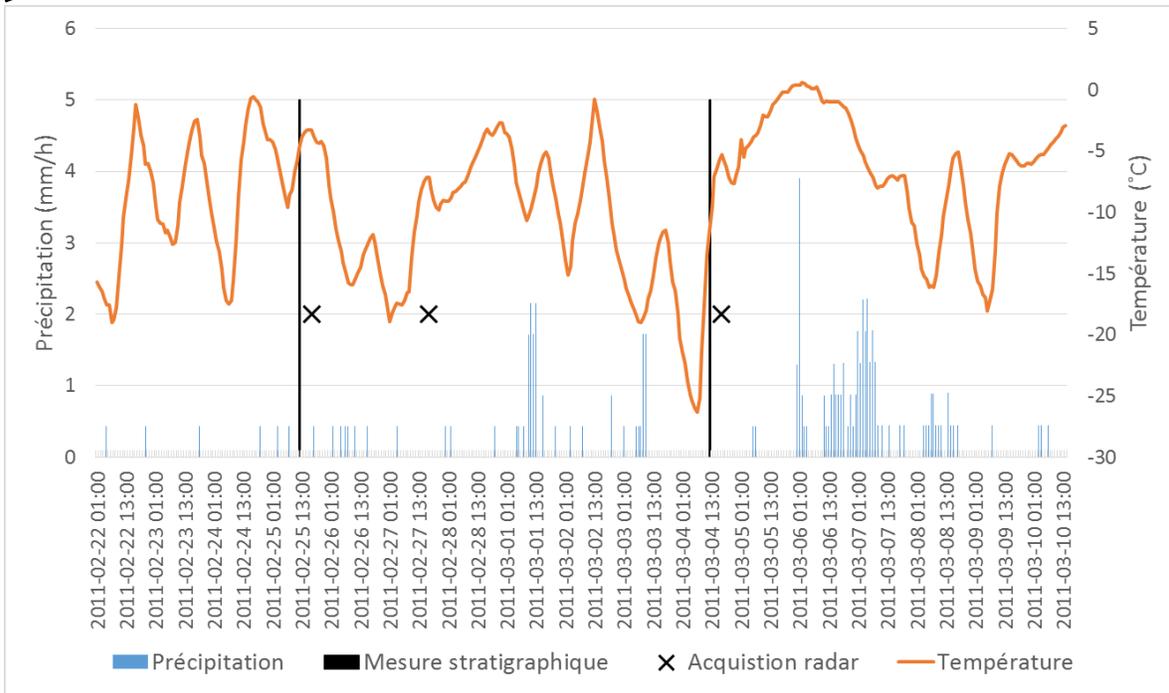
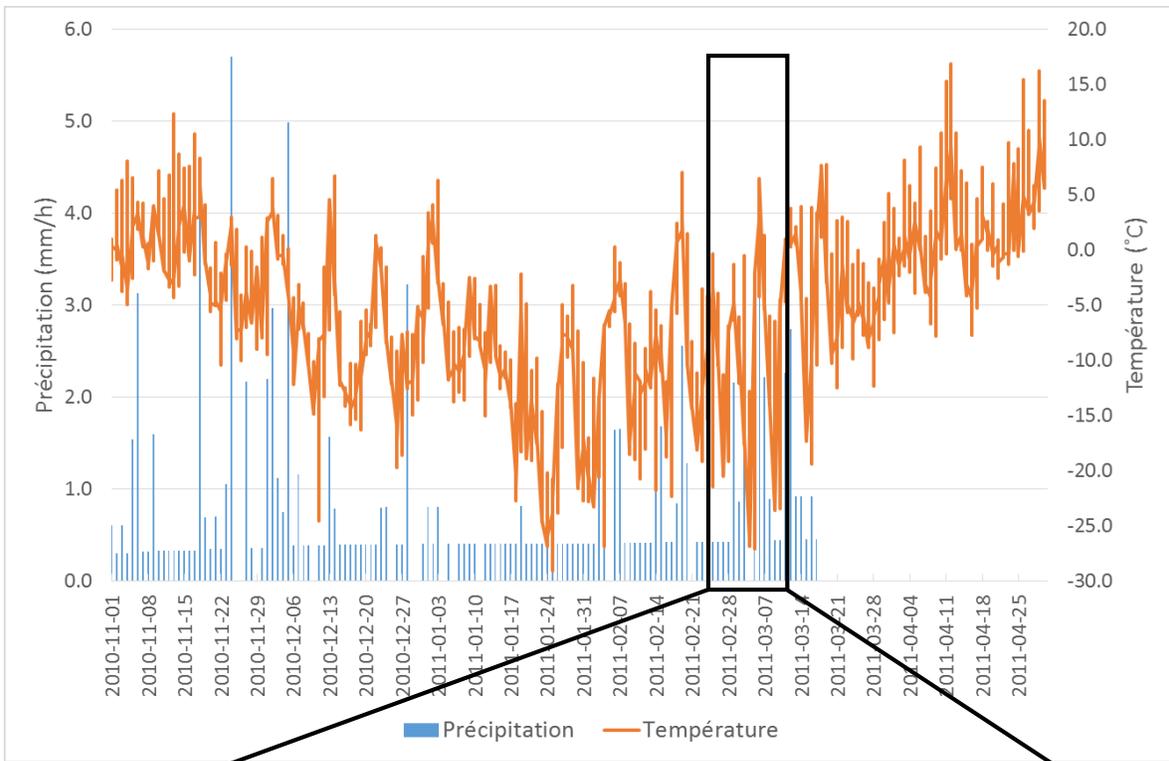


Figure 19. Précipitations (horaire) et températures (horaire) mesurées aux moments des acquisitions radar et des mesures stratigraphiques, à la station Charny pour l'hiver 2011.

Lors de l'hiver 2012, 3 images radar ont pu être acquises en présence de neige. Le Tableau 7 présente les profils stratigraphiques qui ont été utilisés pour l'hiver 2012 avec les numéros d'images correspondantes. Les caractéristiques de ces images ainsi que les conditions mesurées au sol lors des acquisitions sont présentés au Tableau 8 et Tableau 9 pour RADARSAT-2 et 2 TerraSAR-X, respectivement. Les conditions météorologiques pour l'hiver 2012 ont été mesurées à la station de Recherche d'Agriculture Canada située dans la zone d'étude à moins de 5 km des champs étudiés. Les températures et précipitations sont présentées à la Figure 20.

La seconde observation TerraSAR-X a été réalisée le 3 février 2012, soit 2 jours plus tard que la mesure stratigraphique réalisée le 1 février 2012. On remarque sur la Figure 20, que 4,6 mm de précipitation s'est déposé entre les deux mesures. Comme les précipitations ont été faibles, nous conserverons tout de même cette mesure.

Une dernière acquisition radar a été réalisée le 13 février 2012 soit 2 jours avant la mesure stratigraphique de neige. Aucune précipitation n'a été observée pendant ces 2 jours.

Tableau 7. Correspondance entre les profils stratigraphiques et les images radar. Les numéros d'images ont leur correspondance aux Tableau 8 et Tableau 9

Nom du champ	Profil stratigraphique		No Image radar	
	2012-02-01	2012-02-15	R-2	TSX
Champ1		x	1	
Champ2	x			1, 2

Tableau 8. Conditions du sol au moment de l'acquisition des données RADARSAT-2 pour l'hiver 2012

No	Date acquisition	Angle (°)	Champ	Sol	
				Humidité (m3/m3)	Température (°C)
1	2012-02-13	33.4 - 35.1	Champ1	0,086	-0,7

Tableau 9. Conditions du sol au moment de l'acquisition des données TerraSAR-X pour l'hiver 2012

No	Date acquisition	Angle (°)	Champ	Sol	
				Humidité (m3/m3)	Température (°C)
1	2012-01-31	28,2	Champ2	0,134	-0,4
2	2012-02-03	29,4	Champ2	0,130	-0,5

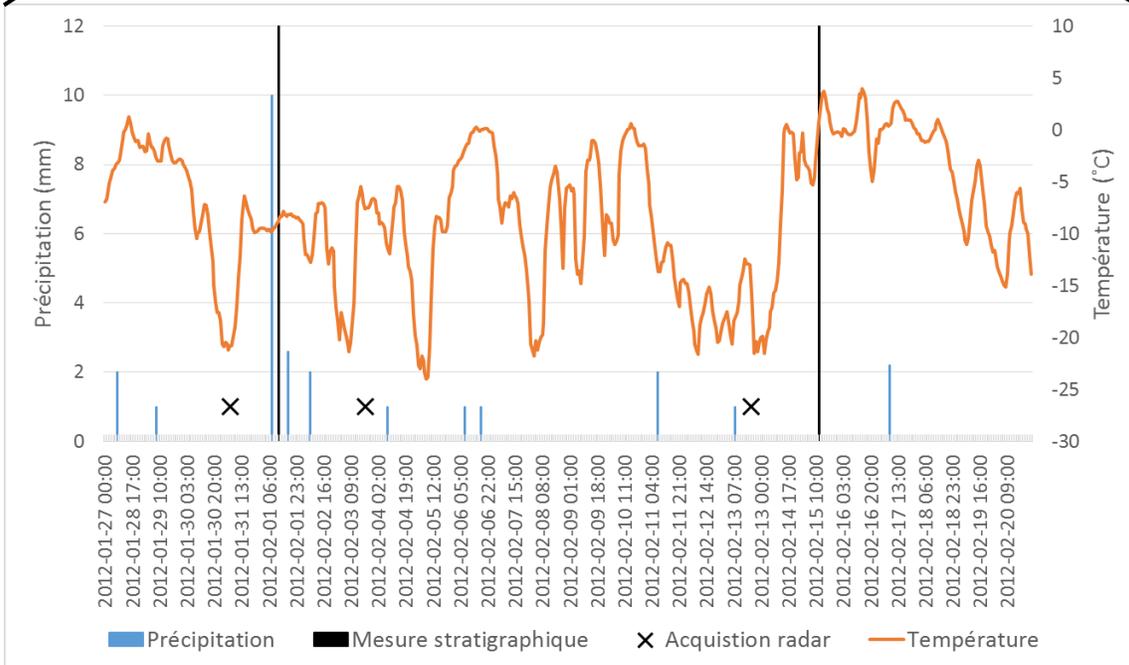
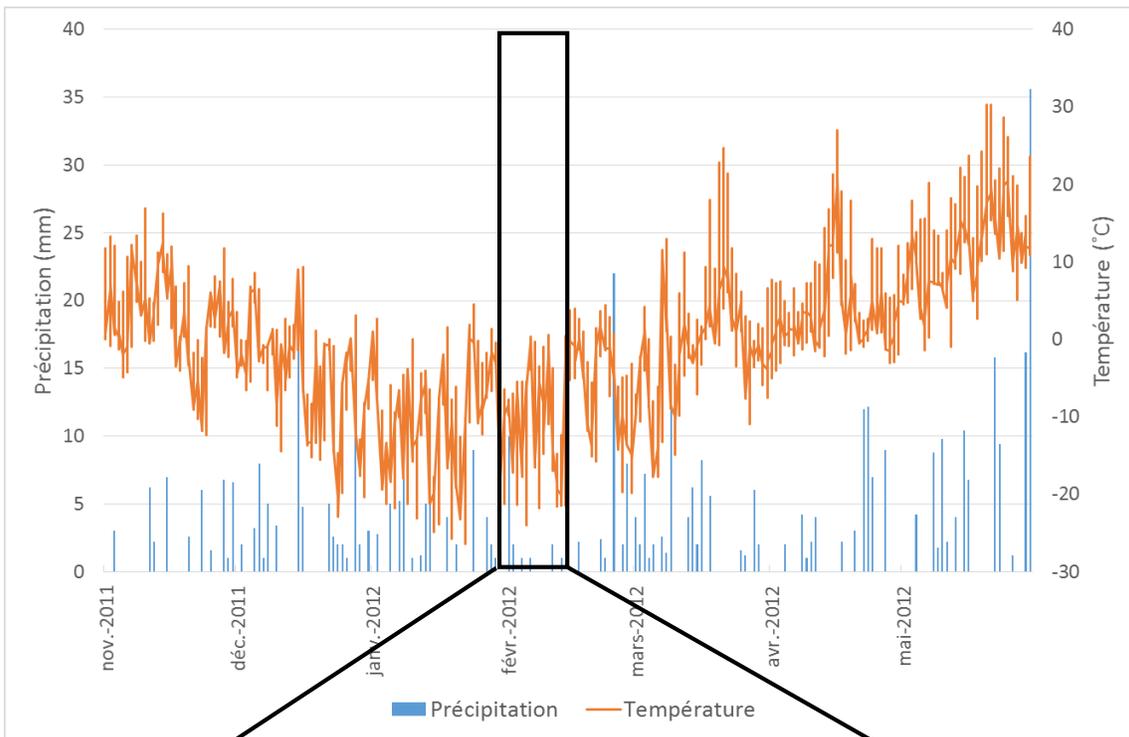


Figure 20. Précipitations (bi-quotidienne) et températures (horaire) mesurées aux moments des acquisitions radar et des mesures stratigraphiques, à la station de recherche d'Agriculture Canada pour l'hiver 2012.

5 Méthodologie

Pour l'atteinte des objectifs du projet la méthodologie utilisée peut être divisée en 7 grandes étapes soit :

- Le traitement des données
- L'implémentation de deux modèles multicouches de transfert radiatif radar (Rayleigh et QCA/DMRT) pour la neige
- L'extraction des paramètres de rugosité du sol
- La comparaison des paramètres du transfert radiatif modélisé sous QCA/DMRT et sous Rayleigh
- La détermination d'un paramètre de cohésion optimal sous QCA/DMRT en bandes C et X
- La détermination des conditions sous lesquelles le modèle QCA/DMRT diverge du modèle de Rayleigh en bandes C et X
- La validation des résultats de modélisation à l'aide des données RADARSAT-2 et TerraSAR-X

Ces étapes sont présentées dans l'organigramme général du projet à la Figure 21. Les étapes détaillées relatives aux sous-objectifs 2, 3 et 4 (section 1.4) sont présentés aux figure 22, figure 23 et figure 24.

Vue la simplicité méthodologique du premier sous-objectif, celui-ci ne sera pas schématisé en détail.

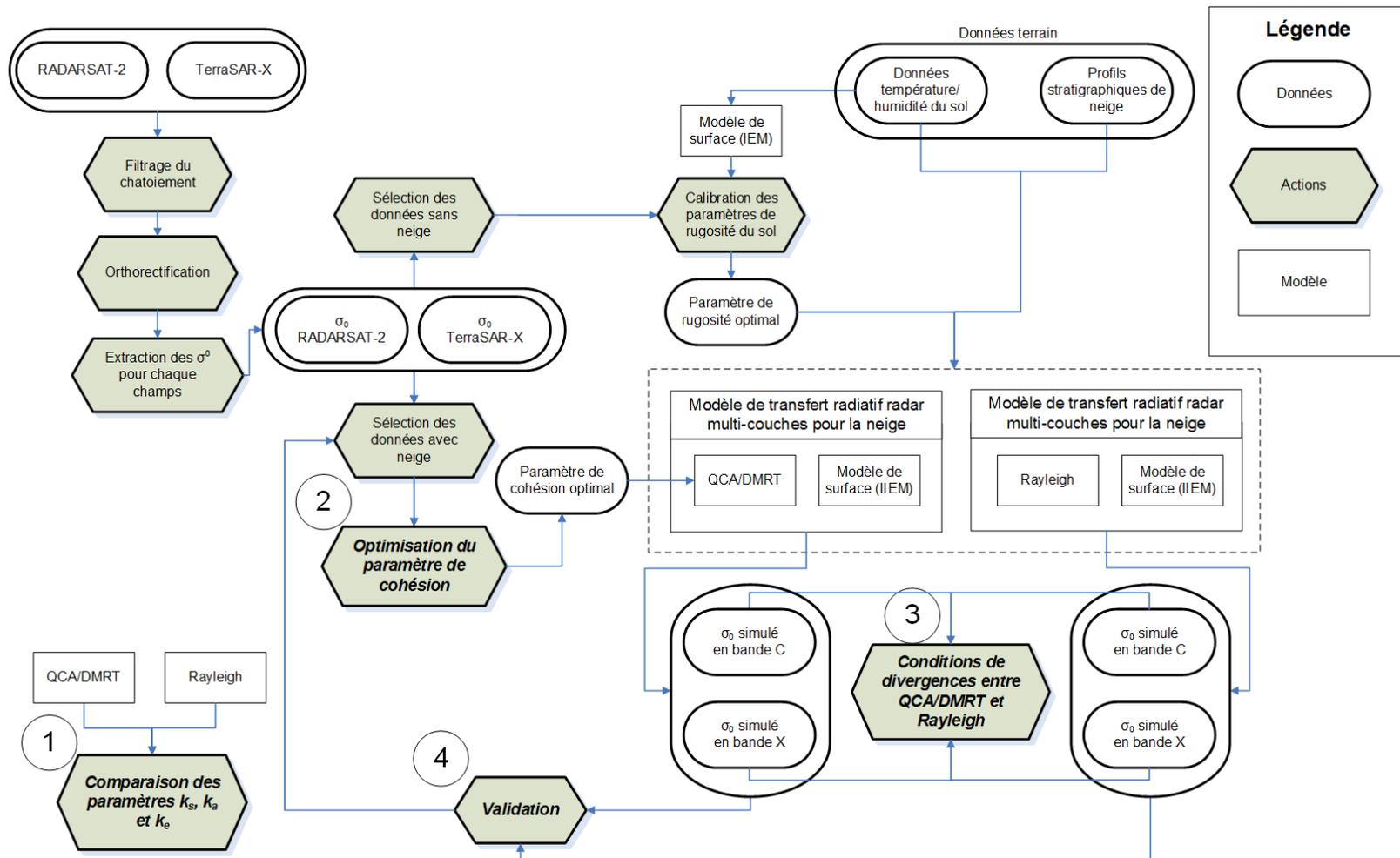


Figure 21. Organigramme méthodologique général. Les chiffres sont relatifs aux 4 sous-objectifs identifiés.

5.1 Traitements des données radar

Afin de pouvoir utiliser les images RADARSAT-2 et TerraSAR-X, celles-ci doivent subir quelques traitements au préalable. Ces traitements consistent en la calibration, le filtrage, l'extraction des angles d'incidence, l'orthorectification ainsi que l'extraction des données de rétrodiffusion. Deux logiciels ont été utilisés pour la réalisation de ces traitements soit, *PCI Géomatica* et *NEST* (Next ESA SAR Toolbox).

5.1.1 Calibration

Les images radar obtenues, possèdent des valeurs de niveaux de gris sans aucune signification physique. Il convient donc de calibrer ces valeurs de niveaux de gris afin de les ramener à une valeur de rétrodiffusion σ^0 représentative des caractéristiques de la cible.

Dans le cas des images RADARSAT-2, cette calibration en σ^0 se fait directement dans *PCI Geomatica* à partir des valeurs fournies dans la table de conversion affiliée à l'image. Pour les images TerraSAR-X, la calibration n'est pas prise en charge par le logiciel *PCI Geomatica*. La calibration a donc été réalisée dans le logiciel *NEST* par une approche simplifiée, où l'effet du Noise Equivalent Beta Naught (NEBN) est négligé (TerraSAR-X - Radiometric Calibration of TerraSAR-X Data 2008).

5.1.2 Filtrage

Dans le but de réduire le chatoiement caractéristique des images radar, un filtre de Lee amélioré avec une fenêtre de 7x7 a été utilisé. Ce filtre prend avantage des statistiques

de l'image afin de préserver les contours des objets qui présentent des changements brusques dans la rétrodiffusion (Lee and Pottier, 2009).

5.1.3 Extraction des angles d'incidence

Par la suite, les angles d'incidence sont déterminés pour chaque pixel à partir de la géométrie du capteur. Comme les champs sélectionnés présentent une topographie plane, les angles d'incidence calculés sur l'ellipsoïde ont été utilisés.

5.1.4 Orthorectification

Afin de géoréférencer les images et corriger les déformations dues à la topographie, il est essentiel d'effectuer une orthorectification. L'orthorectification a été réalisée dans le logiciel *PCI Geomatica* pour les images RADARSAT-2 et TerraSAR-X avec le modèle de Toutin (Toutin, 2002). Entre 10 et 20 points de contrôles ont été sélectionnés sur l'image à partir du réseau routier afin d'obtenir une erreur résiduelle moyenne de moins de 1 pixel. Le modèle numérique d'élévation (résolution 10mx10m) créé à partir des données de la base de données topographiques du Québec (BDTQ) a été utilisé afin de prendre en compte des déformations des images dues à la topographie. Les images ainsi orthorectifiées peuvent alors se superposer entre elles ou à d'autres produits géoréférencés.

5.1.5 Extraction des données de rétrodiffusion

Suite à l'orthorectification des images, il est possible de procéder à l'extraction des coefficients de rétrodiffusion pour les champs à l'étude. Dans la présente étude, nous supposons que les variations des propriétés physiques au sein d'un même champ peuvent être négligées. Ceci permet de considérer un champ comme une entité spatiale homogène dans laquelle l'ensemble des pixels s'y retrouvant peuvent être regroupés sous une même valeur. Donc pour chaque champ, la moyenne des coefficients de

rétrodiffusion et des angles d'incidence a été calculée pour obtenir pour chaque champ, une valeur unique de σ^0 par polarisation et un seul angle d'incidence moyen.

5.2 Implémentation de modèles de transfert radiatif radar pour la neige

Dans un premier temps, les modèles de diffusion QCA/DMRT et Rayleigh ainsi que le modèle de diffusion de surface IEM ont été implémentés sous Matlab. Une vérification de l'implémentation des modèles de diffusion QCA/DMRT et Rayleigh a été effectuée en comparant les sorties des paramètres radiatifs (k_a , k_s , k_e et la matrice de phase) aux courbes théoriques présentées dans (Fung, 2010; Tsang et al., 2007b)

Pour la rétrodiffusion totale du couvert nival, le modèle de transfert radiatif multicouches (section 2.2.7) intégrant les différentes contributions (volume, surface et les termes d'interactions surface-volume) a aussi été implémenté en Matlab. Une vérification de l'implémentation du modèle de transfert radiatif multicouches intégrant le modèle de diffusion de Rayleigh a été réalisée à partir des résultats obtenus dans (Magagi and Bernier, 2003). Aucune étude intégrant le modèle QCA/DMRT dans le modèle de transfert radiatif multicouches implémenté dans ce mémoire n'a été trouvée dans la littérature. Mais comme les modèles de diffusion de QCA/DMRT et Rayleigh ont préalablement été vérifiés avec les courbes de Tsang et al., 2007b, il n'apparaît pas nécessaire de valider le modèle de transferts radiatif multicouches en intégrant le modèle QCA/DMRT puisque ce dernier l'a déjà été avec Rayleigh.

5.3 Extraction des paramètres de rugosité

Les paramètres de rugosité du sol sont d'une grande importance en basse fréquence vue l'importante profondeur de pénétration du signal dans la neige sèche (figure 25 et Figure 26). Pour le modèle de surface IEM, la rugosité de surface est caractérisée par la hauteur des rugosités (s) et par la longueur de corrélation (l). Afin d'obtenir une bonne représentation à l'échelle du champ, ces valeurs ont été inversées à partir d'images

acquises en absence de neige. Les images présentées dans le tableau 10 ont été utilisées pour l'inversion des paramètres de rugosité.

Tableau 10. Liste des images utilisées pour l'inversion des paramètres de rugosité du sol en 2011 et 2012.

Mode	Orbite	Date	Heure	Angle (°)	Résolution
					Az. X rg. (m)
FQ9	ASC	2011-04-14	17 :30 :30	28,0 - 29,8	4,83 x 10,07
FQ9	ASC	2011-04-14	17 :30 :33	28,0 - 29,8	4,82 x 10,08
FQ5	ASC	2012-03-22	17 :26 :26	23,4 - 25,3	4,97 x 11,94
FQ24	DSC	2012-03-26	05 :48 :55	42,8 - 44,1	4,78 x 6,96

Pour l'inversion des paramètres de rugosité des champs, la distance euclidienne entre les valeurs moyennes des coefficients de rétrodiffusion des champs issues des images radar et les simulations de IEM a été utilisée comme métrique à minimiser (équation (46)).

$$d = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left[\left(\sigma_{IEMhh}^0 \right)_i - \left(\sigma_{R-2hh}^0 \right)_i \right]^2 + \left[\left(\sigma_{IEMvv}^0 \right)_i - \left(\sigma_{R-2vv}^0 \right)_i \right]^2} \quad (46)$$

où σ_{IEMhh}^0 et σ_{IEMvv}^0 sont les rétrodiffusions modélisées par IEM en polarisation HH et VV, respectivement pour l'image i , et σ_{R-2hh}^0 et σ_{R-2vv}^0 sont les rétrodiffusions observées par RADARSAT-2 en polarisation HH et VV, respectivement. L'indice i réfère à l'image utilisé dans l'inversion.

Cette distance a été calculée en boucle pour une gamme de valeurs de s allant de 0,2 à 3 cm, par incrément de 0,05 cm et une gamme de valeurs de l allant de 1 à 35 cm, par incrément de 0,5 cm. La combinaison de paramètres permettant de minimiser la métrique définie précédemment a été retenue pour représenter la rugosité d'un champ. Le Tableau 11 présente les valeurs de rugosité optimisées pour chaque champ ainsi que les distances

euclidiennes associées. Les valeurs de rugosité seront utilisées par la suite dans la modélisation de la rétrodiffusion de couverts de neige.

Tableau 11. Paramètres de rugosité optimisés s (cm) et l (cm) pour chaque champ ainsi que l'erreur associée en dB entre les images radar et les simulations IEM.

	Champ	s (cm)	l (cm)	distance (dB)
2010-2011	Benneth1	1,05	35,0	0,019
	Benneth2	0,45	33,5	0,012
	Montaye	1,05	33,5	0,020
	Luga2	1,20	27,0	0,046
	Luga3	1,15	35,0	0,040
	Luga4	0,95	35,0	0,015
	Luga1	1,15	31,0	0,035
2011-2012	1	1,15	33,0	0,040
	2	1,25	33,5	0,082

5.4 Comparaison des paramètres du transfert radiatif modélisé sous QCA/DMRT et sous Rayleigh

La méthodologie préconisée consiste dans un premier temps, à comparer les paramètres du transfert radiatif modélisés (k_a , k_s , k_e et la matrice de phase) sous l'approximation quasi-cristalline et sous l'approximation de Rayleigh. L'effet du paramètre de cohésion sur ces paramètres est analysé lors de cette comparaison.

5.5 Paramètre de cohésion optimal sous QCA/DMRT en bandes C et X

Le paramètre de cohésion entre les particules de glace est un paramètre qui, comme il a été expliqué à la section 2.2.4, permet de caractériser la propension des grains de neige à former des agrégats. Ce paramètre ne dépend que des caractéristiques structurantes de la neige et est donc théoriquement indépendant des paramètres du capteur (Tsang et al., 2000b). Actuellement, la mise en relation de ce paramètre avec les caractéristiques

de neige n'a pas encore été réalisée et aucun consensus n'existe actuellement sur la valeur à utiliser pour ce paramètre (Liang et al., 2006; Roy et al., 2013; Shih et al., 1997; Xu et al., 2012).

Afin de déterminer une valeur optimale du paramètre de cohésion pour la modélisation d'un couvert nival en bandes C et X, une analyse de l'erreur moyenne quadratique (RMSE) entre les résultats du modèle QCA utilisant en entrées les données stratigraphiques, et les images RADARSAT-2 et TerraSAR-X, en fonction du paramètre τ est réalisée. En minimisant l'erreur moyenne quadratique, un paramètre τ optimal est déterminé pour la modélisation en bandes C et X. L'organigramme méthodologique pour la détermination du paramètre de cohésion est présenté à la Figure 22.

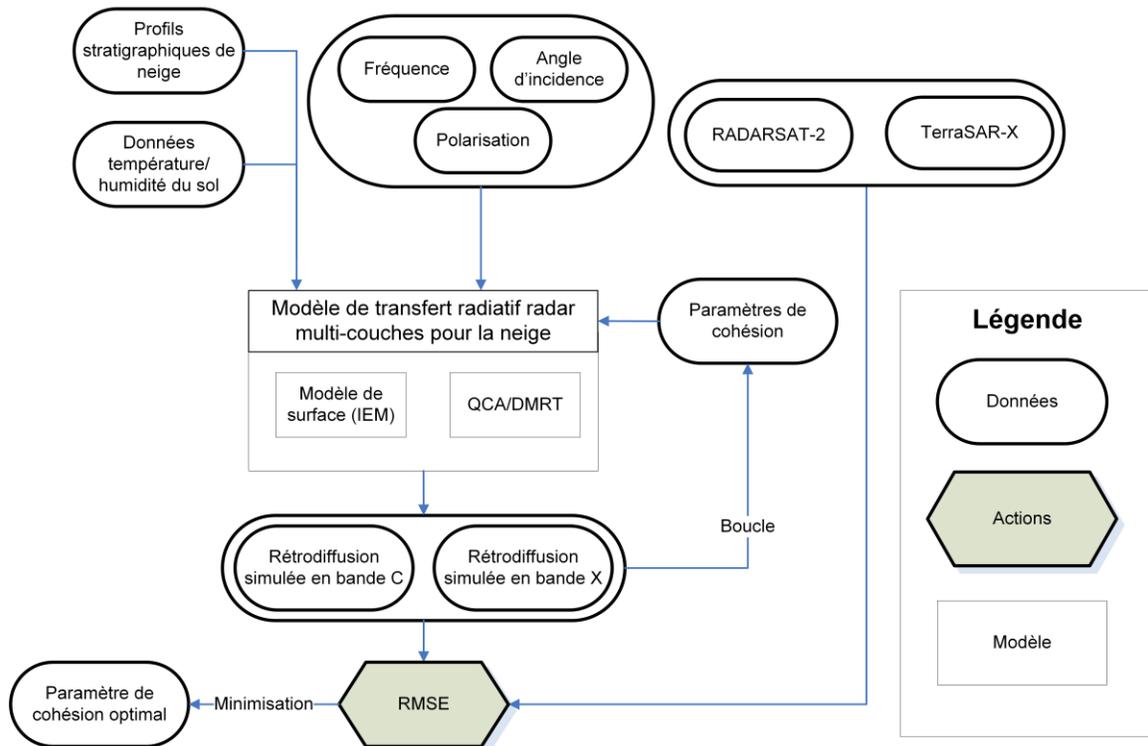


Figure 22. Organigramme méthodologique pour la détermination d'un paramètre de cohésion optimal pour la fonction de distribution de paires de QCA.

5.6 Conditions sous lesquelles le modèle QCA/DMRT diverge du modèle de Rayleigh en bandes C et X

Le paramètre de cohésion optimal est utilisé afin d'analyser l'effet des caractéristiques du couvert nival sur les contributions de surface du sol et de volume. Une comparaison de ces contributions provenant de QCA et de Rayleigh en fonction de caractéristiques théoriques de neige (fraction volumique, taille de grain et épaisseur) et de capteur (fréquence, angle d'incidence et polarisation) est réalisée afin de mettre en évidence les caractéristiques pour lesquelles le modèle QCA diffère significativement de celui de Rayleigh, en bandes C et X. L'organigramme méthodologique pour la détermination de ces conditions de divergence est présenté à la figure 23.

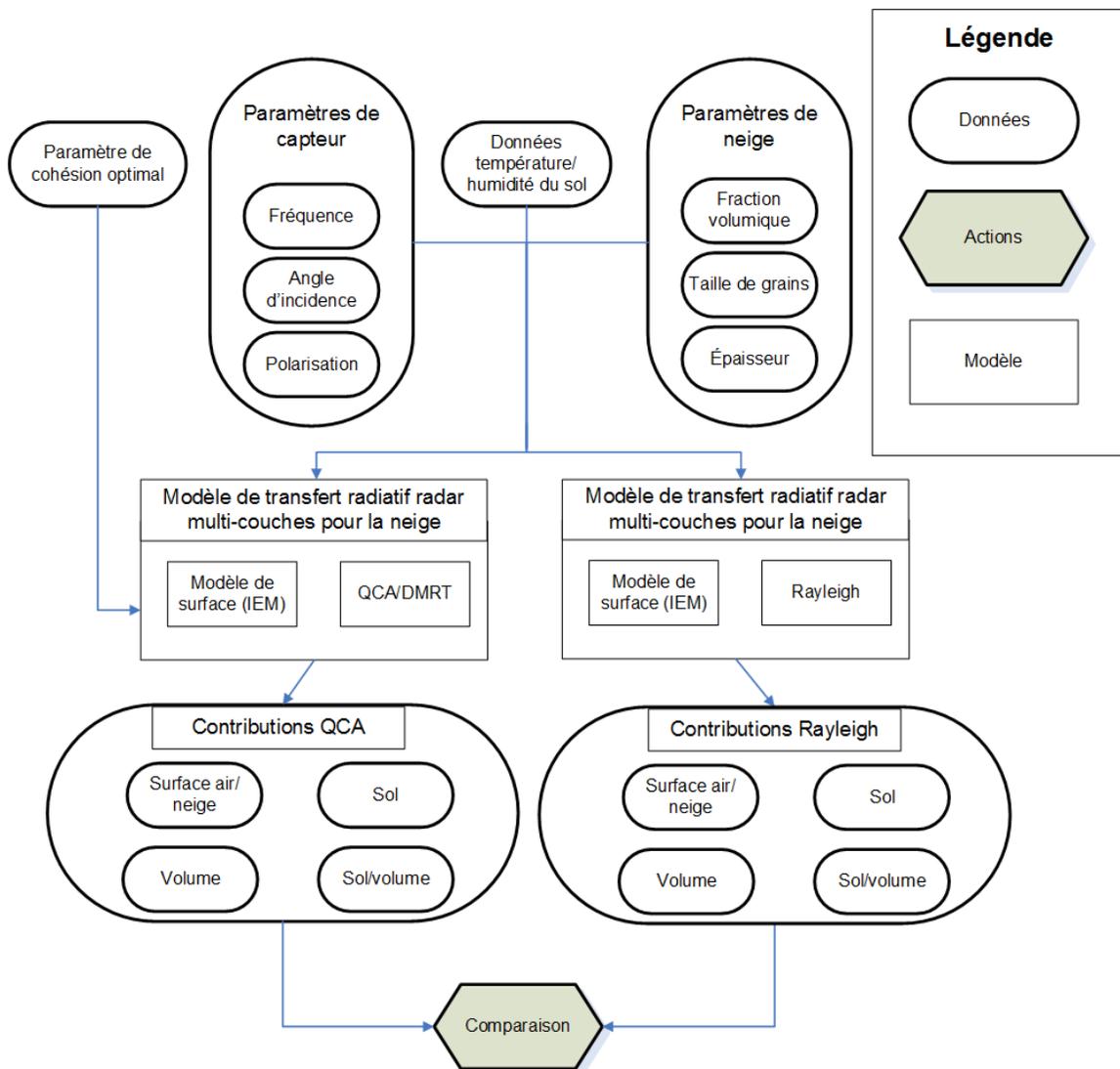


Figure 23. Organigramme méthodologique pour la comparaison des différentes contributions des modèles QCA/DMRT et Rayleigh.

5.7 Validation des résultats de modélisation à l'aide des données RADARSAT-2 et TerraSAR-X

Pour terminer, afin de valider les modèles QCA/DMRT et Rayleigh, leurs sorties générées à partir de données stratigraphiques collectées sont comparées aux données RADARSAT-2 et TerraSAR-X. L'organigramme méthodologique de cette comparaison est présenté à la figure 24.

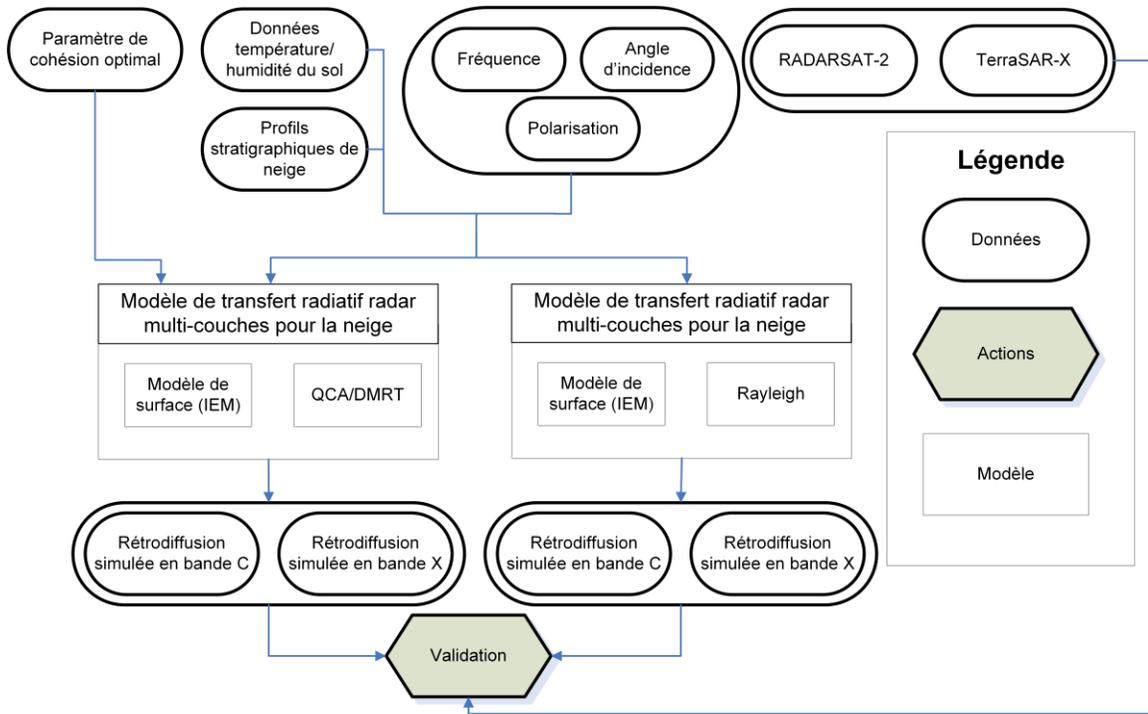


Figure 24. Organigramme méthodologique pour la validation des résultats de modélisation à l'aide des données RADARSAT-2 et TerraSAR-X.

6 Présentation et analyse des résultats

6.1 Comparaison des paramètres du transfert radiatif : QCA/DMRT vs Rayleigh

Les figure 25 et figure 26 présentent les variations des coefficients de diffusion, d'absorption et d'extinction en fonction de la fraction volumique occupée par les particules sous l'approximation de Rayleigh et sous l'approximation quasi-cristalline pour différentes valeurs du paramètre de cohésion τ allant de 0,1 à 0,3, et, en bandes C et X, respectivement. Des valeurs de cohésion allant de 0,1 à 0,3 ont été choisies puisque le minimum théorique est de 0,98 (Ding et al., 2000) et que l'augmentation du paramètre de cohésion au-delà de 0.3 converge rapidement vers la solution pour $\tau \rightarrow \infty$ (figure 25 et figure 26). Un diamètre de grain de neige de 1,3 mm a été utilisé afin de représenter la moyenne des tailles de grains mesurées sur les sites d'étude (Figure 6, Figure 7 et Figure 8).

Contrairement à la théorie classique de Rayleigh, le modèle QCA montre une augmentation rapide du coefficient de diffusion jusqu'à des fractions volumiques de glace de 16%, et pour de faibles valeurs de τ et ce, pour les deux bandes. Par la suite, à mesure que la fraction de volume augmente, le coefficient de diffusion diminue pour tendre vers 0 lorsque la fraction de volume tend vers 100%. En effet, lorsque la fraction volumique atteint 100%, on se retrouve alors en présence d'un milieu homogène, sans diffuseurs discrets pour diffuser l'onde incidente.

Ainsi, l'effet du paramètre de cohésion sur le coefficient de diffusion est surtout observé pour des fractions volumiques faibles, où l'augmentation de la diffusion est très rapide et pour des valeurs de τ proches de la valeur théorique minimale $(2 - \sqrt{2})/6 = 0.098$ (Ding et al., 2000).

Pour des valeurs élevées de τ (0,15-0,3), le coefficient de diffusion est très peu sensible à τ et s'apparente quasiment au résultat observé avec le modèle de Rayleigh à des fractions volumiques en dessous de 40%. À des fractions volumiques supérieures à 40%, le coefficient de diffusion tend vers 0 pour le modèle QCA, contrairement au modèle de

Rayleigh qui, lui augmente de façon linéaire en fonction de la fraction volumique (5). Sous Rayleigh, l'hypothèse de diffusion indépendante fait en sorte que, même à une fraction volumique de 100% (bloc de glace homogène), chacune des particules diffusera de façon indépendante. Sous QCA, lorsque la fraction volumique augmente, la diffusion tend vers 0 puisque le milieu en vient progressivement à se comporter comme un milieu homogène.

L'augmentation de la cohésion entre les particules (diminution de τ) a pour effet de créer des agrégats de particules dont les dimensions sont plus grandes que les particules sans cohésion. Ces agrégats ont pour effet d'augmenter la diffusion du signal. La mise en relation de la cohésion interparticules avec une taille de grains sphérique effective a été tentée sans succès à cause de la complexité géométrique des agrégats. Par contre, il est possible d'observer une certaine correspondance entre l'effet des variations de τ de la figure 25 (taille de grain de 1,3 mm) et l'effet de l'augmentation de la taille des particules avec une force cohésive nulle entre les particules (Figure 27) (Ding et al., 1994). Comme stipulé précédemment la correspondance entre les agrégats de particules et une taille sphérique effective ne peut directement être réalisée. Par contre, on note tout de même certaines similitudes entre les variations des paramètres radiatifs dues à la variation de la force cohésive et celles dues à la variation de la taille des grains.

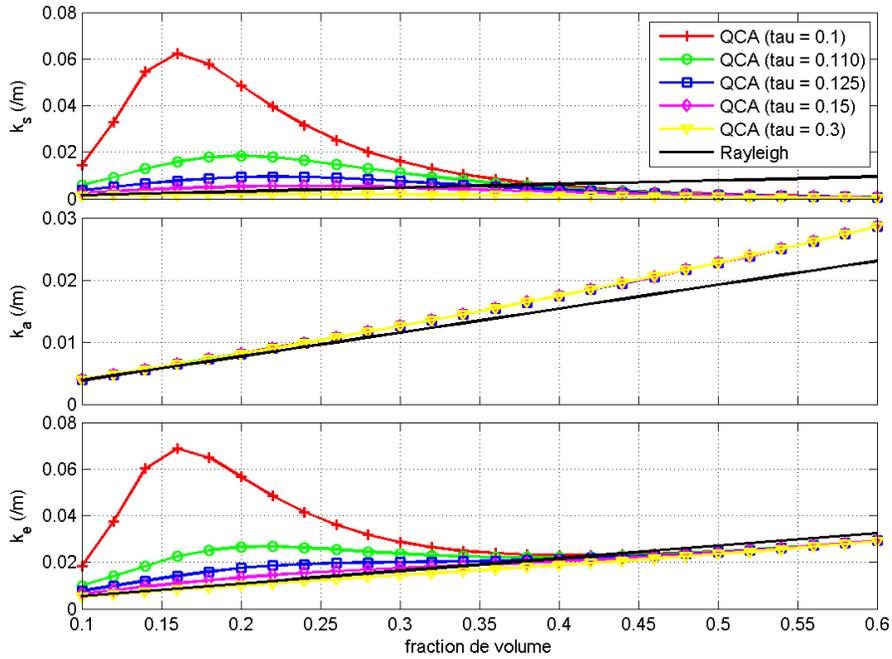


Figure 25. Coefficients de diffusion, d'absorption et d'extinction en fonction de la fraction de volume pour une fréquence de 5,405 GHz et pour des grains de 1,3mm de diamètre

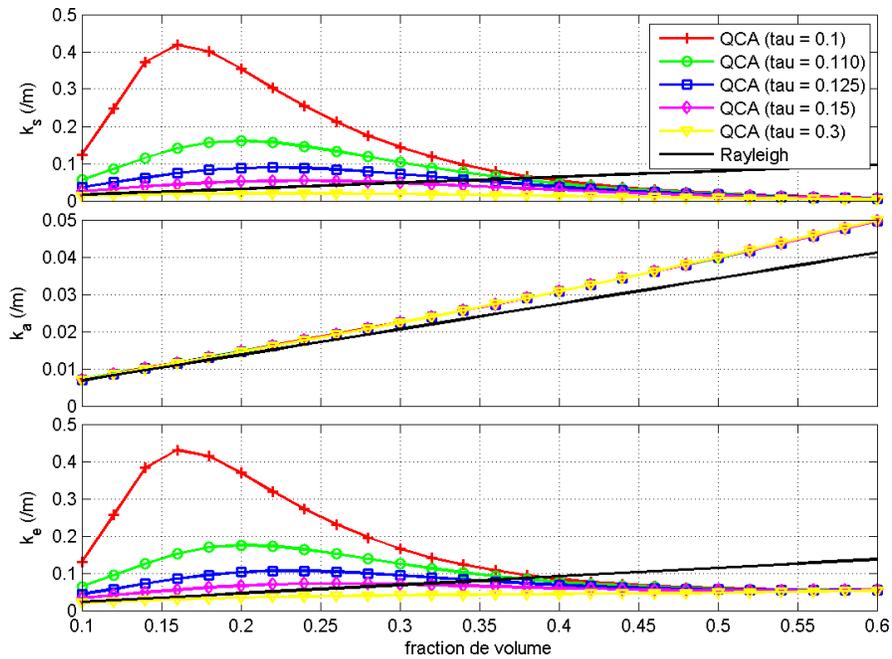


Figure 26. Coefficients de diffusion, d'absorption et d'extinction en fonction de la fraction de volume pour une fréquence de 9,65 GHz et pour des grains de 1,3mm de diamètre

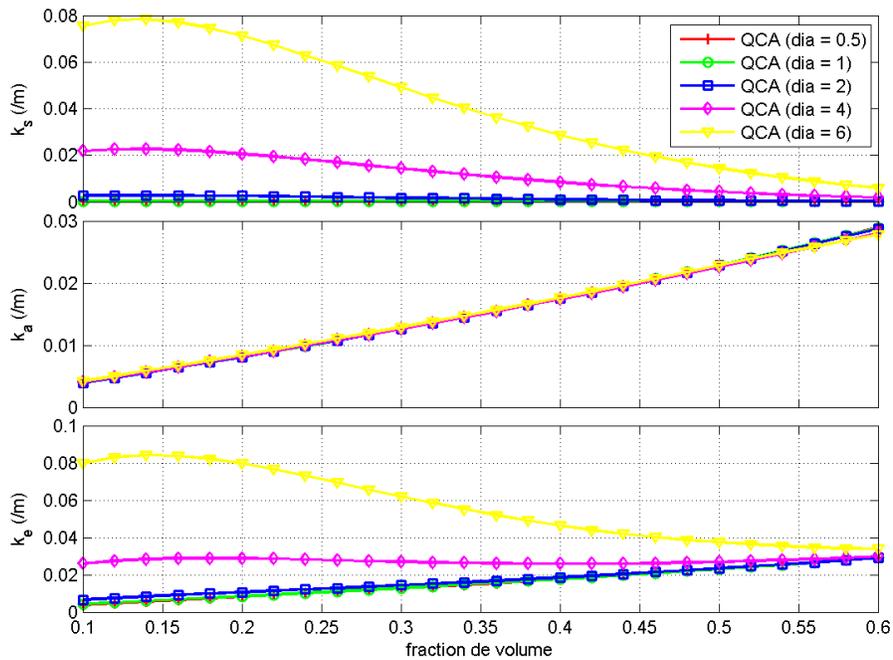


Figure 27. Coefficients de diffusion, d'absorption et d'extinction en fonction de la fraction de volume pour une fréquence de 5,405 GHz sans force adhésive entre les particules pour des tailles de grains de 0.5, 1, 2, 4 et 6 mm de diamètre.

Très peu de variations sont observées au niveau du coefficient d'absorption pour les bandes C et X, lorsque τ change. À basses fréquences, l'absorption par les particules de glace est très faible, ce qui entraîne des variations négligeables des valeurs de ce coefficient pour différentes valeurs de τ . Comme les processus de diffusion sont moins prononcés en bande C, la part de l'absorption dans l'extinction du signal est beaucoup plus importante qu'en bande X et ce, d'autant plus que τ est élevé (figure 25). À des τ élevés (0.15-0.3), pour les deux bandes, les différents coefficients sont très similaires à ceux calculés sous l'approximation de Rayleigh pour des fractions volumiques typiques de la neige (10 à 40%) (Dierking et al., 2012). Au-delà de ces fractions volumiques, les coefficients de diffusions de QCA tendent vers 0 contrairement à Rayleigh qui continue d'augmenter linéairement avec l'augmentation de la fraction volumique.

L'effet du paramètre de cohésion sur la matrice de phase a aussi été analysé pour un couvert de neige virtuel de fraction volumique (densité du couvert de neige/densité glace pure) de 21% et de grains de 1,3 mm de diamètre pour les bandes C et X. Ces valeurs de fractions volumiques et de tailles de grains sont représentatives des conditions moyennes retrouvées sur les champs à l'étude. Les figure 28 - figure 31 montrent les résultats obtenus avec QCA/DMRT ainsi que ceux de Rayleigh en bandes C et X. Pour des τ très faibles, on remarque clairement une modification de la réponse directionnelle de la matrice de phase QCA/DMRT comparativement à la matrice de phase de Rayleigh. La diffusion est beaucoup plus importante en prodiffusion (0°) et beaucoup moins qu'en rétrodiffusion (180°) comparativement à la matrice de phase de Rayleigh. Comme pour le coefficient de diffusion, l'effet du paramètre de cohésion se fait sentir de plus en plus fortement sur la matrice de phase à mesure que celui-ci tend vers sa valeur minimale théorique.

Bien que les coefficients de diffusions soient majoritairement plus élevés pour QCA, la matrice de phase de QCA présente une diffusion moins importante du signal en rétrodiffusion (180°) que pour Rayleigh. Cet effet est particulièrement important puisque la rétrodiffusion est l'apport principal dans la diffusion de volume en radar et surtout, il est le seul apport considéré dans la contribution de volume du modèle utilisé dans ce mémoire (section 2.2.7). La matrice de phase aura donc pour effet d'atténuer l'augmentation de la contribution de volume de QCA/DMRT par rapport à la contribution de volume de Rayleigh. Pour des τ faibles, les coefficients d'extinction plus élevés pour QCA entraîneront une atténuation plus grande du signal qui aura pour effet de diminuer la profondeur de pénétration du signal et diminuer par le fait même la contribution du sol par rapport à celle de Rayleigh.

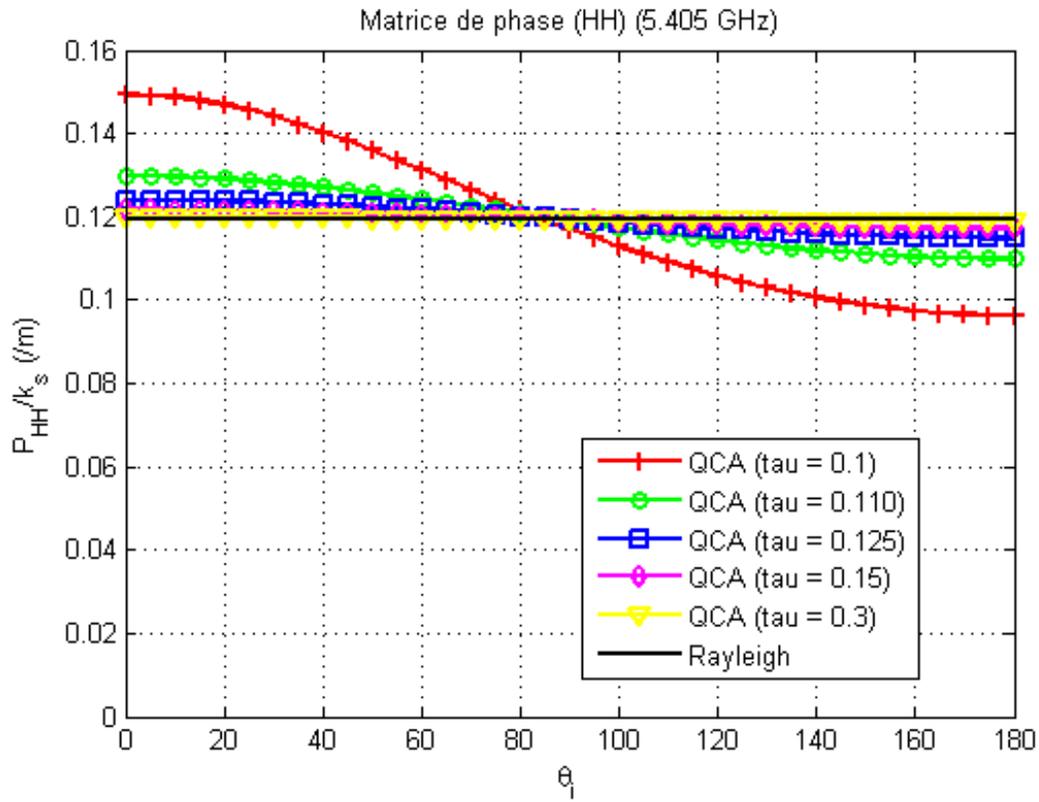


Figure 28. Matrice de phase normalisée pour la polarisation HH à 5,405 GHz; fraction volumique = 21% et diamètre de grains = 1,3 mm

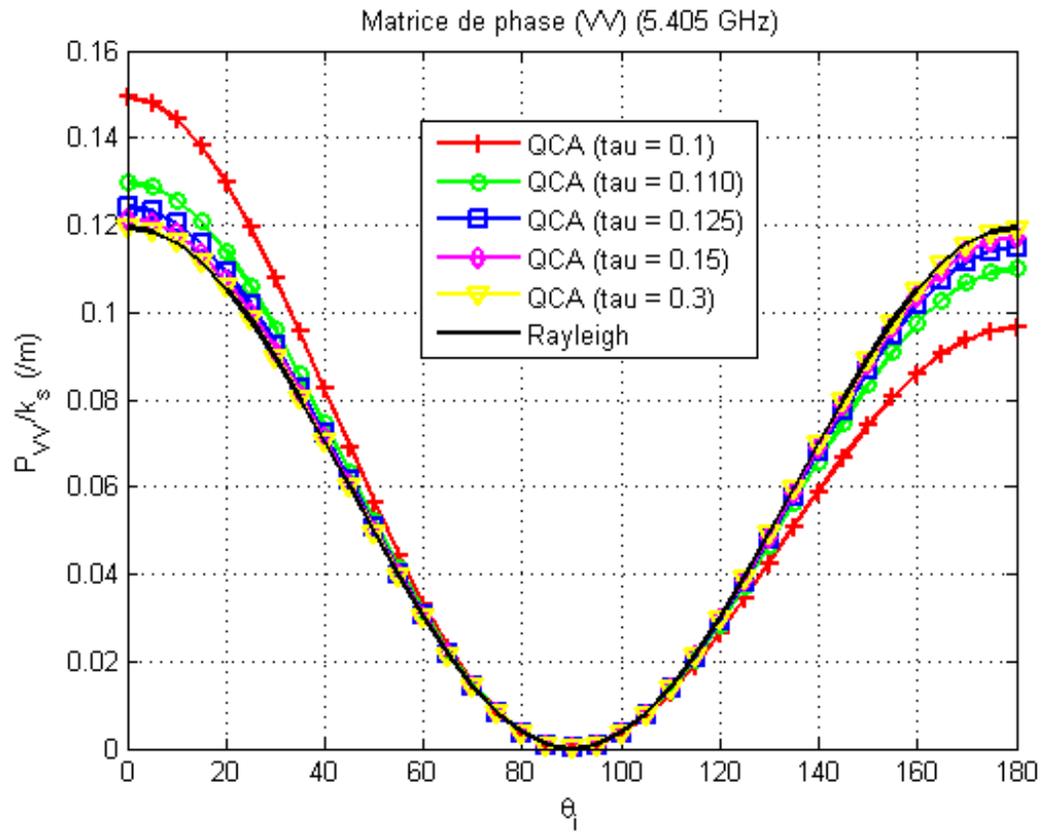


Figure 29. Matrice de phase normalisée pour la polarisation VV à 5,405 GHz; fraction volumique = 21% et diamètre de grains = 1,3 mm

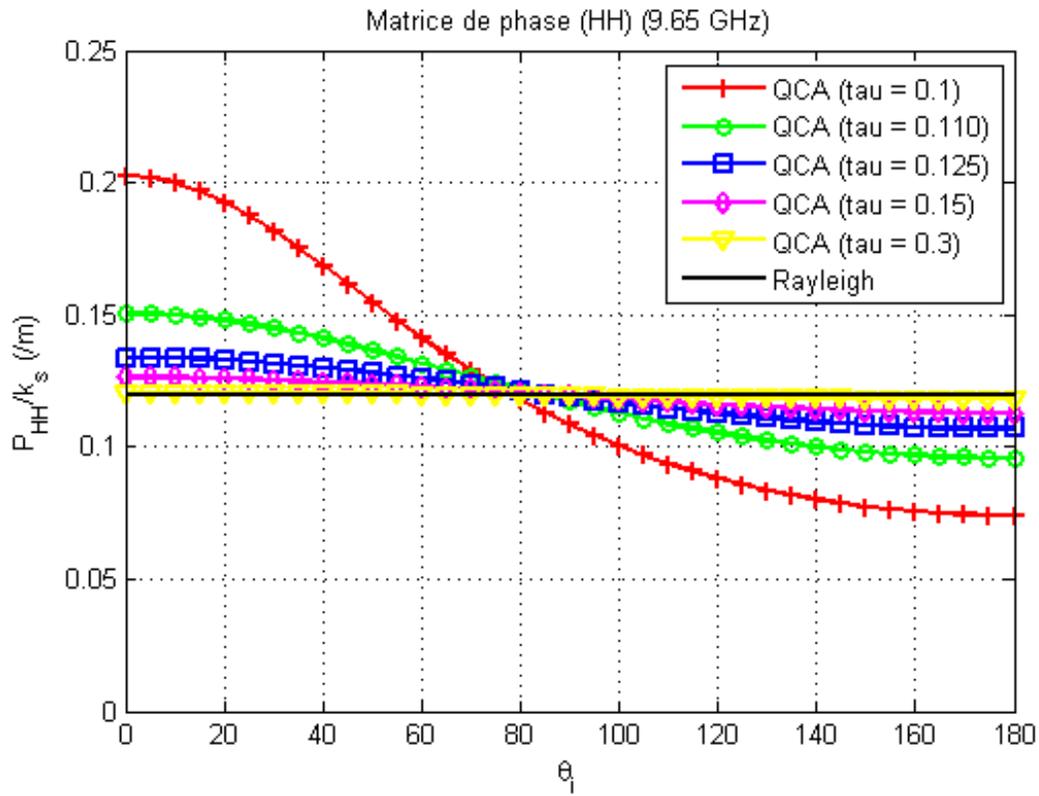


Figure 30. Matrice de phase normalisée pour la polarisation HH à 9,65 GHz; fraction volumique = 21% et diamètre de grains = 1,3 mm

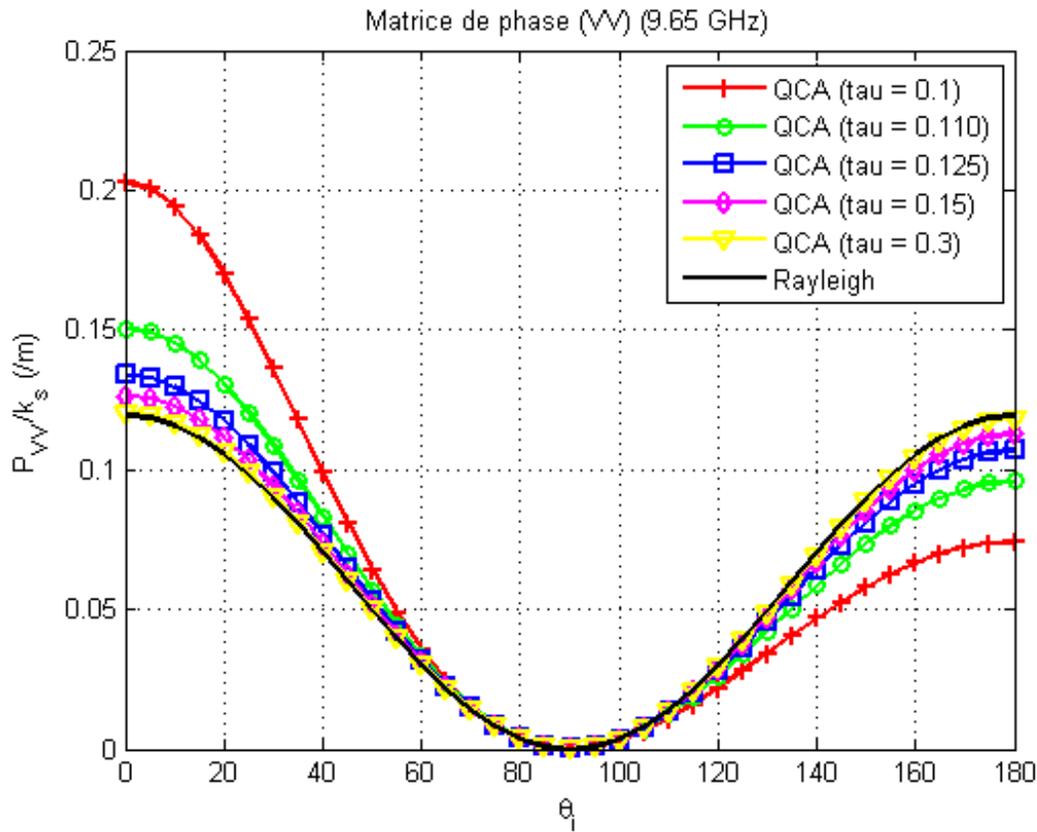


Figure 31. Matrice de phase normalisée pour la polarisation VV à 9,65 GHz; fraction volumique = 21% et diamètre de grains = 1,3 mm

6.2 Paramètre de cohésion optimal d'un couvert nival en bandes C et X

Comme nous l'avons vu dans la section précédente, le paramètre τ a une influence importante sur les paramètres radiatifs modélisés sous l'approximation quasi-cristalline. De faibles valeurs de τ (< 0.15) ont pour effet d'augmenter considérablement le contraste entre les valeurs des paramètres du transfert radiatif calculées avec QCA et celles calculées avec Rayleigh (figure 25, figure 26 et figure 28 à figure 31). Or, dans la littérature, il n'y a présentement aucune règle pour le déterminer; c'est pourquoi un paramètre de cohésion optimal est déterminé dans cette section (Roy et al., 2013). Ce paramètre de cohésion optimal est défini comme celui qui engendrera l'erreur la plus faible entre les

résultats des modèles QCA/DMRT utilisant en entrée les données stratigraphiques de neige et les données RADARSAT-2 et TerraSAR-X. L'analyse de l'erreur moyenne quadratique (RMSE) (47) en fonction de τ a été réalisée pour les bandes C et X séparément (figure 32 et figure 33). Lors de l'étude de sensibilité du paramètre de cohésion τ , sa valeur minimale tend vers la valeur minimale théorique (0,098) et ce, pour les deux fréquences. Afin d'éviter tout problème de convergence pouvant être relié à l'utilisation de cette valeur minimale théorique, la valeur du paramètre de cohésion a été fixée à 0,1.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (\sigma_{HH,simulée} - \sigma_{HH,mesurée})^2 + (\sigma_{VV,simulée} - \sigma_{VV,mesurée})^2}{2N}} \quad (47)$$

On remarque que tout comme pour les coefficients de diffusion présentés à la section 6.1, les variations du RMSE sont plus importantes à de faibles valeurs de τ (figure 32 et figure 33). La valeur de τ optimale des figure 32 et figure 33, correspond à celle utilisée dans plusieurs autres études en micro-ondes (Brogioni et al., 2013; Chen et al., 2000a; Shih et al., 1997; Tsang et al., 2007b, 2006; Xu et al., 2012). Pour le reste de ce document, cette valeur optimale de τ sera utilisée avec le modèle de diffusion QCA/DMRT.

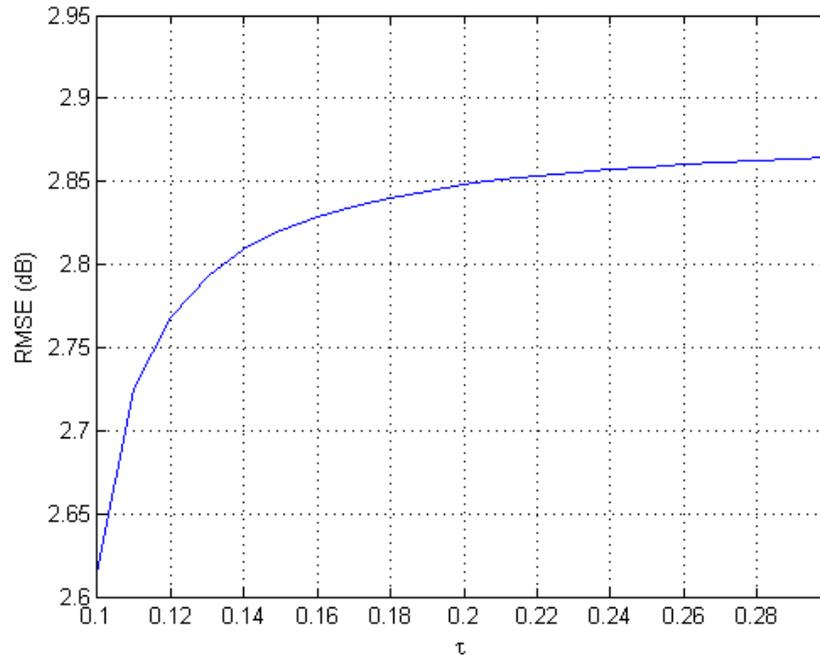


Figure 32. Erreur moyenne quadratique entre la modélisation de la rétrodiffusion de QCA/DMRT et les données RADARSAT-2 en fonction du paramètre de cohésion.

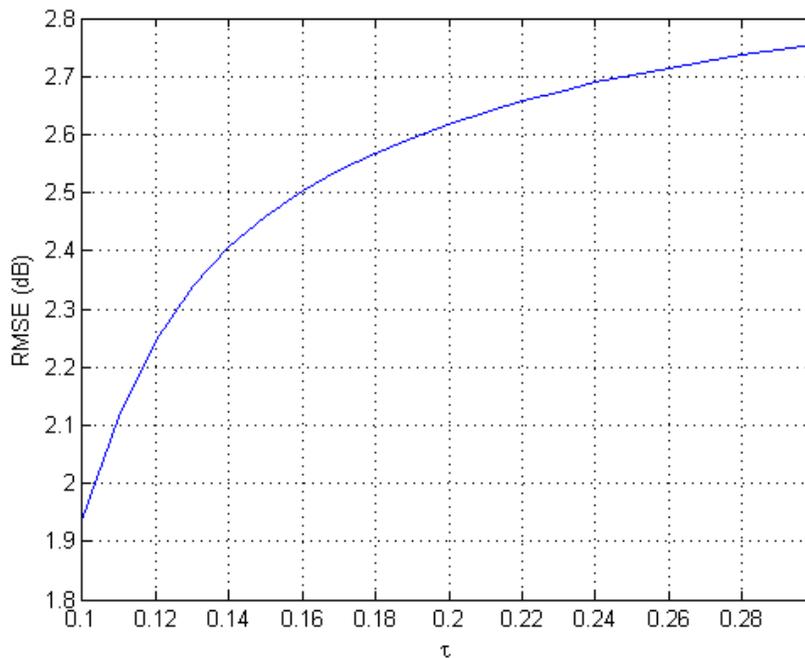


Figure 33. Erreur moyenne quadratique entre la modélisation de la rétrodiffusion de QCA/DMRT et les données TerraSAR-X en fonction du paramètre de cohésion.

6.3 Partition du signal en fonction des caractéristiques du couvert nival

Afin d’analyser les différences entre le modèle de diffusion QCA/DMRT et celui de Rayleigh, les proportions des différentes contributions par rapport à la rétrodiffusion totale ont été comparées pour des couvertures de neige théoriques. Les proportions des deux principales contributions seront présentées ici soit, la contribution de volume et la contribution du sol. Puisque la contribution de l’interaction sol/volume est faible comparativement aux autres et que la contribution de surface air-neige est indépendante du modèle utilisé, leurs proportions seront présentées à l’Annexe A à titre indicatif. La fraction volumique et la taille des grains de neige utilisées lors de cette étude correspondent aux moyennes mesurées dans les profils stratigraphiques récoltés, soit

une fraction volumique de 21% et un diamètre de grains de 1,3 mm avec la valeur du paramètre de cohésion optimisé à la section 6.2, soit 0,1.

Aux fins de comparaison, un seuil de 5 % a été choisi comme étant la valeur où les proportions des contributions de volume deviennent non-négligeables. Dans le cas du sol, la proportion de sa contribution par rapport à la rétrodiffusion totale est souvent près de 100% en basses fréquences. Une diminution à 95 % de la contribution du sol par rapport à la rétrodiffusion totale sera considérée comme présentant une extinction du signal non négligeable. Les mêmes seuils seront appliqués lors de la comparaison entre les deux modèles. Des différences de 5 % entre les modèles seront considérées comme non négligeables. Dans le but d'aider à constater le taux de variation des contributions autour des seuils de 5 et 95 %, les seuils de 10 et 90 % seront aussi affichés sur les figures. Dans certaines conditions, ces seuils sont en dehors de l'intervalle de variation des résultats simulés, si bien qu'ils n'apparaîtront pas sur les figures.

6.3.1 Proportions occupées par les contributions des modèles QCA/DMRT et Rayleigh en bande C

La figure 34 présente la proportion qu'occupe la contribution de volume et du sol par rapport à la rétrodiffusion totale en fonction de l'angle d'incidence et de l'épaisseur de neige, à une fréquence de 5,405 GHz, pour les polarisations HH et VV. Un couvert nival virtuel dont la densité est de 196 kg/m^3 (fraction volumique de 21%) et dont le diamètre des grains est de 1,3 mm a été utilisé. Ces valeurs représentent les valeurs moyennes observées sur la zone d'étude.

Pour Rayleigh et QCA, la part de la contribution de volume par rapport à la rétrodiffusion totale présente une augmentation graduelle suivant l'augmentation des épaisseurs de neige et des angles d'incidence (figure 34), contrairement à la contribution du sol. Il est difficile d'identifier sur cette figure si la cause de ces variations en fonction du chemin parcouru par l'onde électromagnétique provient d'une diminution de la contribution du

sol ou d'une augmentation de la contribution de volume puisque les données sont relatives à la rétrodiffusion totale. Sur la figure 35 et la figure 36, sont tracées les contributions de sol, de volume et de surface en décibels en fonction de l'angle d'incidence pour une épaisseur de neige de 100 cm, une fraction volumique de 21% et un diamètre de grains de 1,3 mm. Cette figure montre que, conformément à la théorie (Ulaby et al., 1986), les contributions de volume et du sol diminuent avec l'augmentation de l'angle d'incidence. Par contre, la contribution du sol diminue beaucoup plus rapidement en fonction l'angle d'incidence. Comme on peut le voir à la Figure 37, la rétrodiffusion du sol, même en négligeant l'extinction du signal, diminue rapidement avec l'angle d'incidence. Contrairement à la contribution du sol, la contribution de volume ne diminue qu'à cause de l'extinction du signal. De plus, dans le calcul de la contribution du sol, la totalité du coefficient de diffusion contribue à atténuer la rétrodiffusion du sol. Dans le cas de la contribution de volume, une partie du coefficient de diffusion, définie par la matrice de phase $P_{pp}(\pi)$ contribue directement à la rétrodiffusion de volume (voir section 2.2.7).

Comme la rétrodiffusion du sol contribue à la majeure partie de la rétrodiffusion totale, la portion de la contribution de volume par rapport à la rétrodiffusion totale (figure 34) augmente donc à cause d'une diminution importante de la rétrodiffusion en provenance du sol. Ce qui fait en sorte d'augmenter le ratio contribution de volume / rétrodiffusion totale, malgré le fait que la contribution de volume diminue lentement avec l'angle d'incidence.

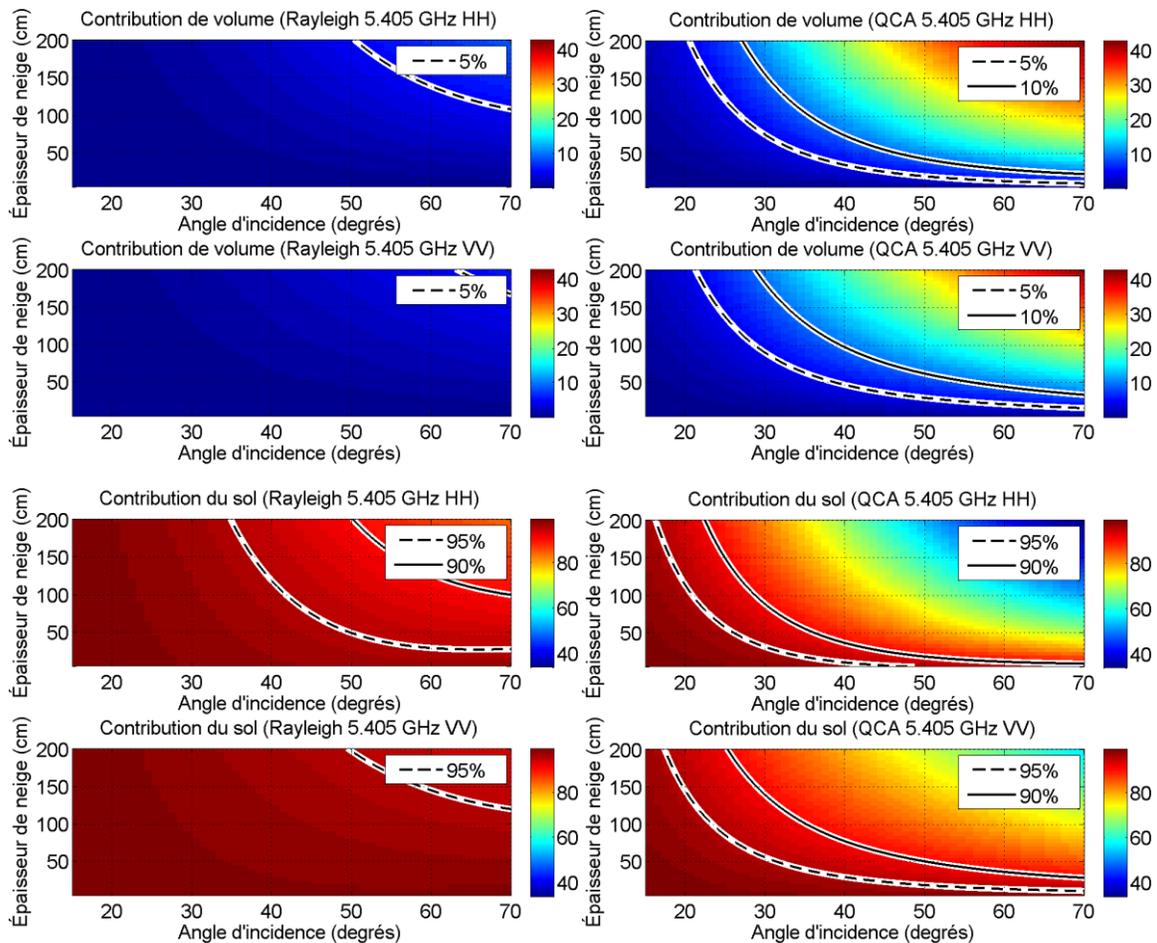


Figure 34. % de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) par rapport à la rétrodiffusion totale à 5,405 GHz en fonction de l'épaisseur de neige et de l'angle d'incidence pour un couvert de neige virtuel de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues - - et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues -.

Contribution de volume :

On remarque aussi que la proportion qu'occupe la contribution de volume pour le modèle QCA/DMRT est plus importante que pour Rayleigh (figure 34). Pour Rayleigh, la part de la contribution de volume est pratiquement nulle pour de faibles épaisseurs de neige et de faibles angles d'incidence (Bernier and Fortin, 1998). La proportion n'augmente que très légèrement à mesure que les épaisseurs de neige et angles d'incidence augmentent, tout en restant inférieure à 5% de la rétrodiffusion totale, sauf à des angles d'incidence très élevés (>50°). Pour ce qui est de QCA/DMRT, la proportion de la contribution de volume

est aussi pratiquement nulle à de faibles angles d'incidence et profondeur de neige. Par contre, celle-ci augmente beaucoup plus rapidement avec l'augmentation des angles d'incidence et des épaisseurs de neige. À partir d'une épaisseur de neige de 80 cm, la proportion de la contribution de volume atteint les 5% de la rétrodiffusion totale à des angles d'incidence d'environ 30° et elle atteint les 10% à environ 150 cm d'épaisseur en polarisation HH. En polarisation VV, la contribution de volume atteint les 5% et 10 % de la rétrodiffusion totale à des épaisseurs légèrement plus élevées.

Contribution du sol :

En ce qui concerne la contribution du sol, sous Rayleigh, celle-ci compte pour plus de 95% de la rétrodiffusion totale pour des angles d'incidence inférieurs à 35° et pour des épaisseurs de neige allant jusqu'à 2 m en polarisation HH (figure 34). En polarisation VV, le seuil de 95% est plutôt atteint à des angles d'environ 50° avec une profondeur de neige de 2 m. Aux conditions moyennes de terrain définies précédemment (fraction volumique de 21% et diamètre de grains de 1,3 mm) et à des angles d'incidences inférieures à 35°, le signal rétrodiffusé par le sol présente une atténuation inférieure à 5% tant en polarisation HH que VV. De ce fait, la neige peut être considérée comme étant transparente sous ces conditions, plus particulièrement en polarisation VV (figure 34). Pour QCA/DMRT, sous les mêmes conditions que précédemment, la neige ne peut être considérée transparente (<95%) que pour une très faible gamme de valeurs d'angles d'incidence et d'épaisseurs de neige (figure 34). Le pourcentage de la contribution du sol par rapport à la rétrodiffusion totale descend rapidement sous les 95% avec l'augmentation de l'angle d'incidence. En polarisation HH, à 20°, le seuil de 95% est atteint à des épaisseurs de 110 cm et à 25 cm à 30°. En polarisation VV, ces seuils sont atteints à des épaisseurs de neige plus élevées qu'en HH.

Dans les deux modèles de diffusion, les parts de la rétrodiffusion totale occupées par les contributions de sol et de volume présentent des différences entre les polarisations HH

et VV (figure 34). En analysant les figure 35 et figure 36, on remarque que les contributions de volume ne semblent pas montrer de différence entre les polarisations HH et VV pour un même modèle de diffusion. Ce qui peut être confirmé en examinant l'équation (44) qui définit le calcul de la contribution de volume. En effet, en rétrodiffusion, les paramètres utilisés dans le calcul de la contribution de volume ne présentent aucune différence entre les polarisations HH et VV (Figure 28 et Figure 29), excepté pour les coefficients de transmissions de Fresnel à l'interface air-neige. Or, le faible contraste diélectrique entre l'air et la neige sèche fait en sorte que l'effet des coefficients de transmission de Fresnel à l'interface est négligeable (Besic et al., 2012). Les contributions de surfaces de la neige et du sol en fonction de l'angle d'incidence ont été tracées à la figure 37 en négligeant l'extinction de la neige afin d'observer la réponse angulaire du modèle IEM. Celle-ci montre que la rétrodiffusion du sol simulée par ce modèle diminue plus rapidement avec l'augmentation de l'angle d'incidence en polarisation HH qu'en VV (Fung, 2010; Shi and Dozier, 2000b; Wu et al., 2001). Comme expliqué précédemment, la contribution du sol occupe une part très importante de la rétrodiffusion totale. La différence de dépendance angulaire de la contribution du sol simulée par le modèle IEM entraînera une plus grande rétrodiffusion totale en polarisation VV qu'en HH, particulièrement aux incidences élevées (Figure 35 et Figure 36).

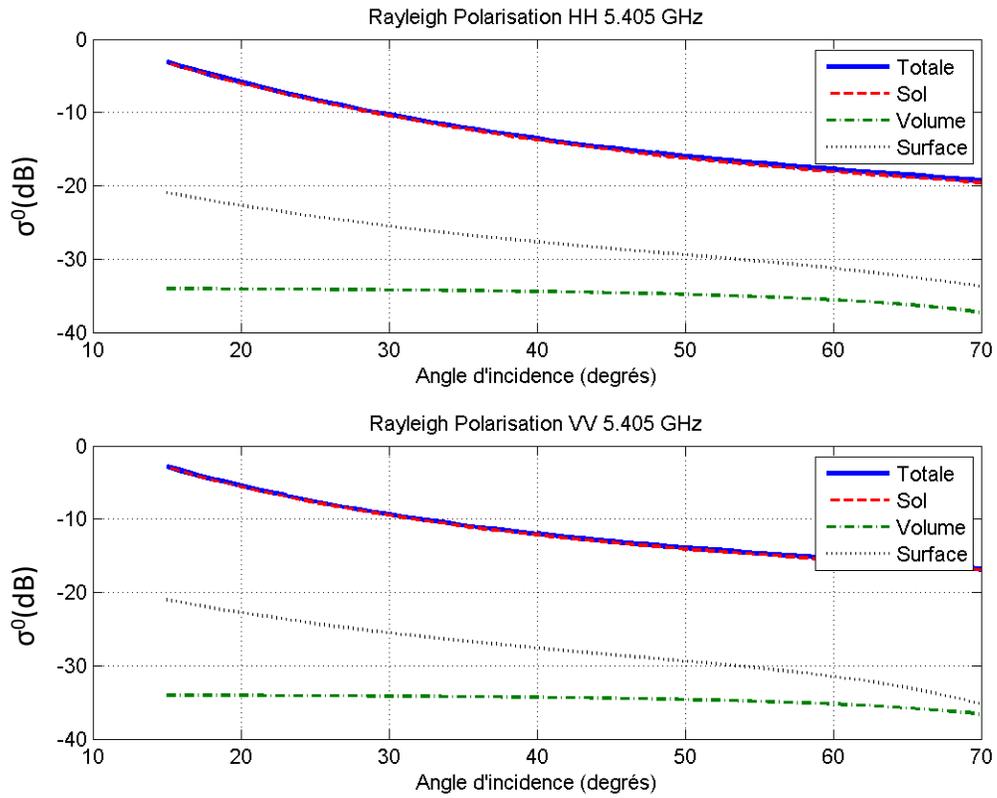


Figure 35. Profil angulaire des contributions de sol, volume et surface pour le modèle de Rayleigh pour un couvert de neige virtuelle de 100 cm d'épaisseur, de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre, à 5,405 GHz.

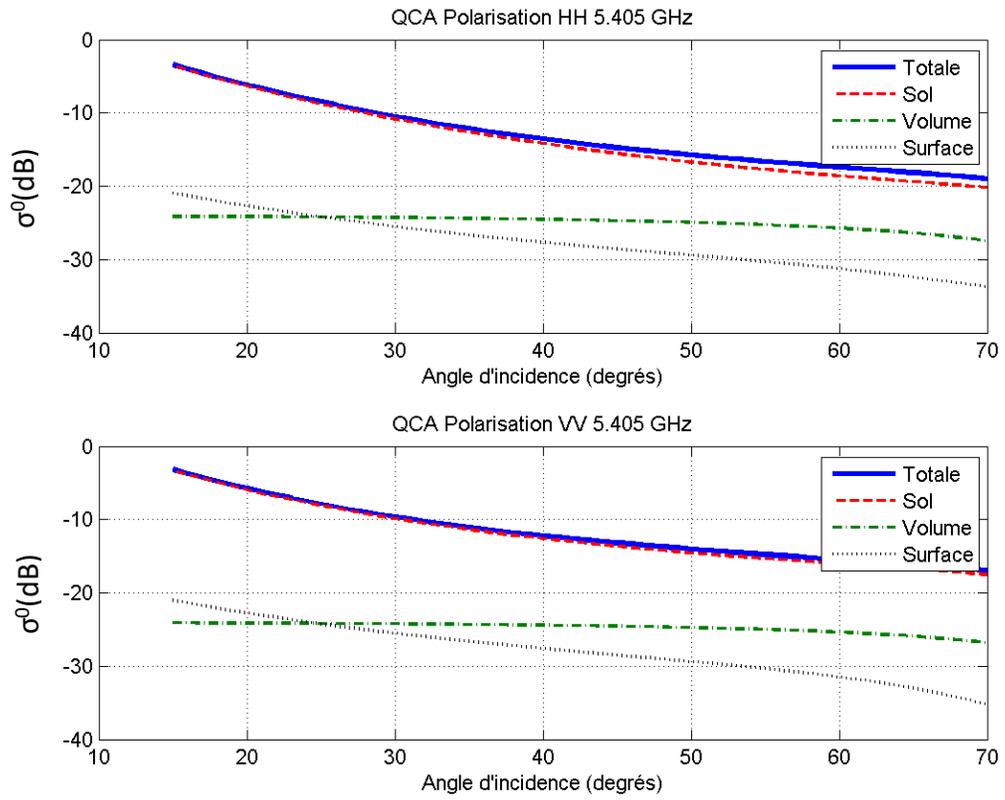


Figure 36. Profil angulaire des contributions de sol, volume et surface pour le modèle de QCA/DMRT pour un couvert de neige virtuel de 100 cm d'épaisseur, de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre, à 5,405 GHz.

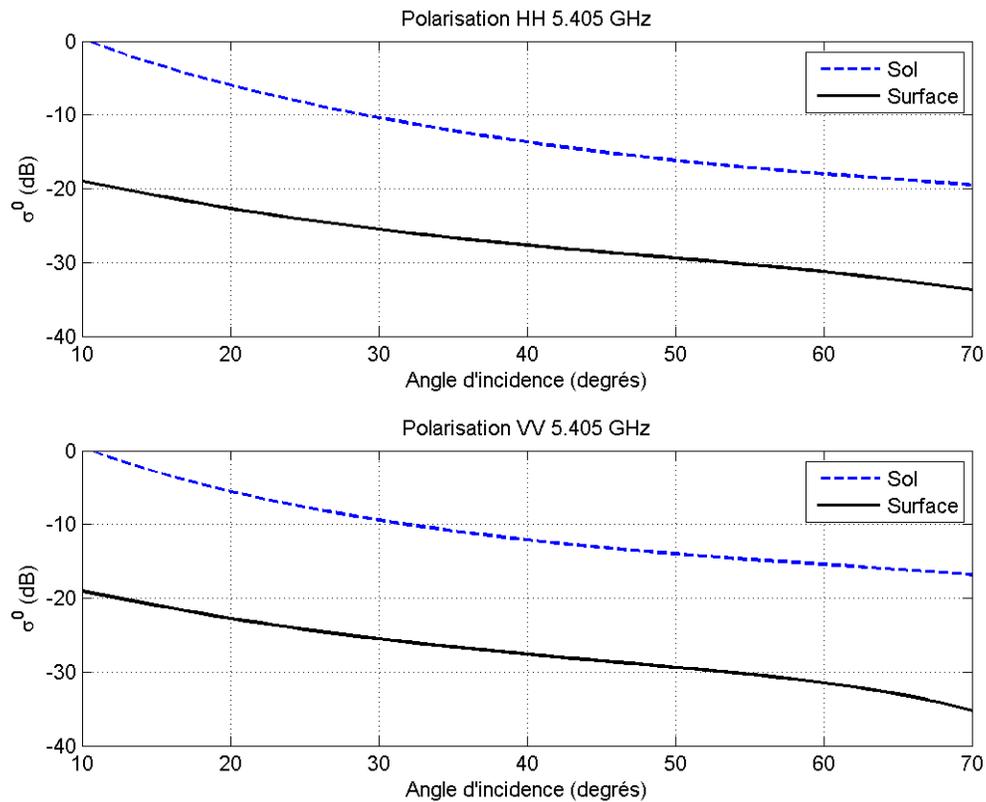


Figure 37. Profil angulaire des contributions de surface de neige et de sol sans aucune atténuation du signal dans la neige, à 5,405 GHz.

La figure 38 montre la différence des pourcentages des contributions de volume et de sol entre les modèles QCA et Rayleigh qui ont été présentés à la Figure 34. Les différences entre les deux modèles en bande C sont négligeables (<5%) pour des angles inférieurs à 20° et pour des épaisseurs de neige inférieures à environ 200 cm.

Dans le cas des différences entre la part occupée par les contributions de volume des modèles QCA/DMRT et Rayleigh, l'épaisseur de neige pour laquelle la différence entre les deux modèles est supérieure à 5%, diminue rapidement avec l'augmentation de l'angle d'incidence. À 30°, ce seuil est atteint à environ 80 cm d'épaisseur de neige et à 50°, cette épaisseur diminue à 20 cm. Les différences entre les deux modèles pour la polarisation

VV suivent une relation très similaire à celle de la polarisation HH à l'exception que les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont atteints à des épaisseurs de quelques centimètres supérieurs à ceux de la polarisation HH.

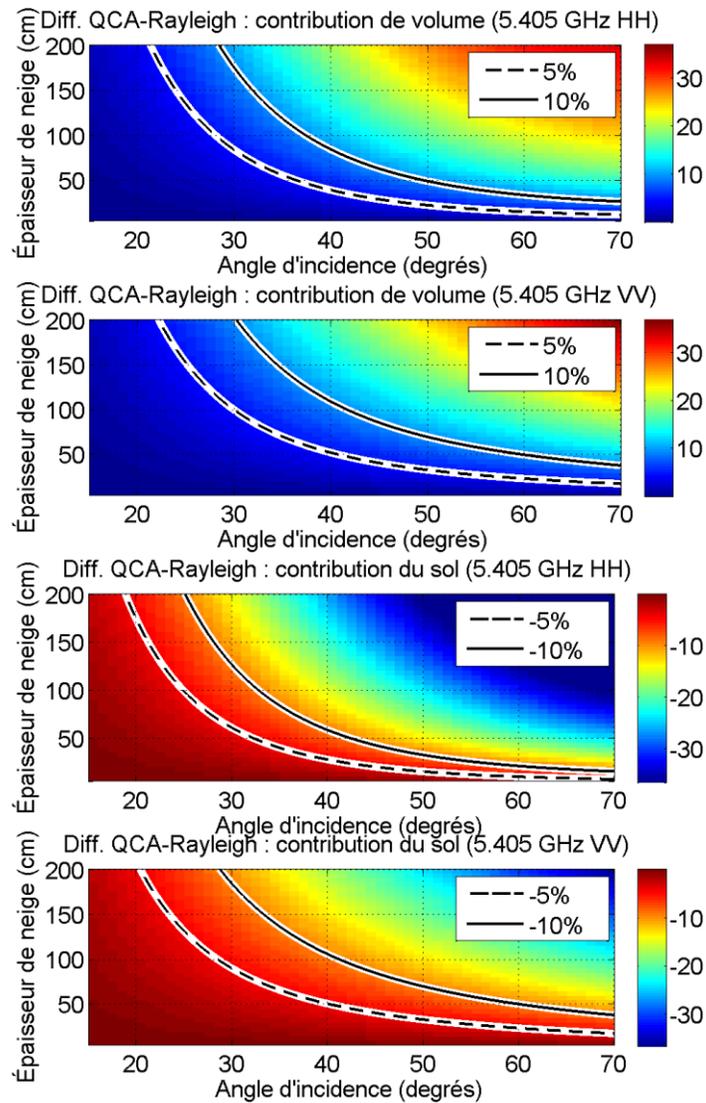


Figure 38. Différence entre les % de la contribution de volume (en haut) et du sol (en bas) par rapport à la rétrodiffusion totale de QCA et celles de Rayleigh à 5,405 GHz en fonction de l'épaisseur de neige et de l'angle d'incidence pour un couvert de neige virtuel de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues - - et les lignes continues —, respectivement.

Les différences observées entre les deux modèles (figure 38) peuvent être expliquées par le fait que le coefficient de diffusion est plus élevé pour le modèle de diffusion QCA/DMRT que celui de Rayleigh pour la fraction volumique utilisée (21%) (figure 25). Comme on peut le voir sur les figure 35 et figure 36, la contribution de volume de QCA/DMRT est en effet plus élevée que celle de Rayleigh. Par contre, les contributions de volume des deux modèles semblent suivre une même dynamique angulaire. De ce fait, les différences angulaires entre les pourcentages occupés par les contributions de volume dépendent principalement des différences dans les rétrodiffusions totales des deux modèles.

Contrairement aux différences entre les contributions de volume, les différences des contributions du sol entre QCA/DMRT et Rayleigh sont négatives (figure 38). Sous QCA/DMRT, le coefficient d'extinction est en effet plus élevé que sous Rayleigh (figure 25). Ce qui entraîne une atténuation du signal en provenance du sol plus importante que pour Rayleigh. Les patrons de différence entre les deux modèles pour la contribution du sol sont assez similaires à ceux de la contribution de volume. Bien que l'amplitude des différences entre les deux modèles soit légèrement plus prononcée dans le cas de la contribution du sol, les différences entre les parts de la contribution de volume et de sol par rapport au signal total semblent à peu près se contrebalancer.

L'effet de la taille des grains et de la fraction de volume occupée par ces derniers sur les contributions de volume et de sol a aussi été analysé pour des épaisseurs de neige de 30 et 90 cm et des angles d'incidence de 20°, 30°, 40° et 50°, en polarisations HH et VV. Des épaisseurs de neige de 30 et 90 cm ont été choisies afin de représenter les variations moyennes d'épaisseurs de neige en milieu agricole sur la zone d'étude.

Les figure 39, figure 41, figure 43 et figure 45 présentent les pourcentages qu'occupent les contributions de volume et de sol par rapport à la rétrodiffusion totale pour QCA et Rayleigh pour une épaisseur de neige de 30 cm et des angles d'incidence de 20°, 30°, 40° et 50°, respectivement. Les différences entre les modèles QCA et Rayleigh ($\% \sigma_{\text{vol. QCA}} - \% \sigma_{\text{vol. Rayleigh}}$ et $\% \sigma_{\text{sol. QCA}} - \% \sigma_{\text{sol. Rayleigh}}$) présentés dans ces figures sont illustrées dans les figure 40, figure 42, figure 44 et, figure 46.

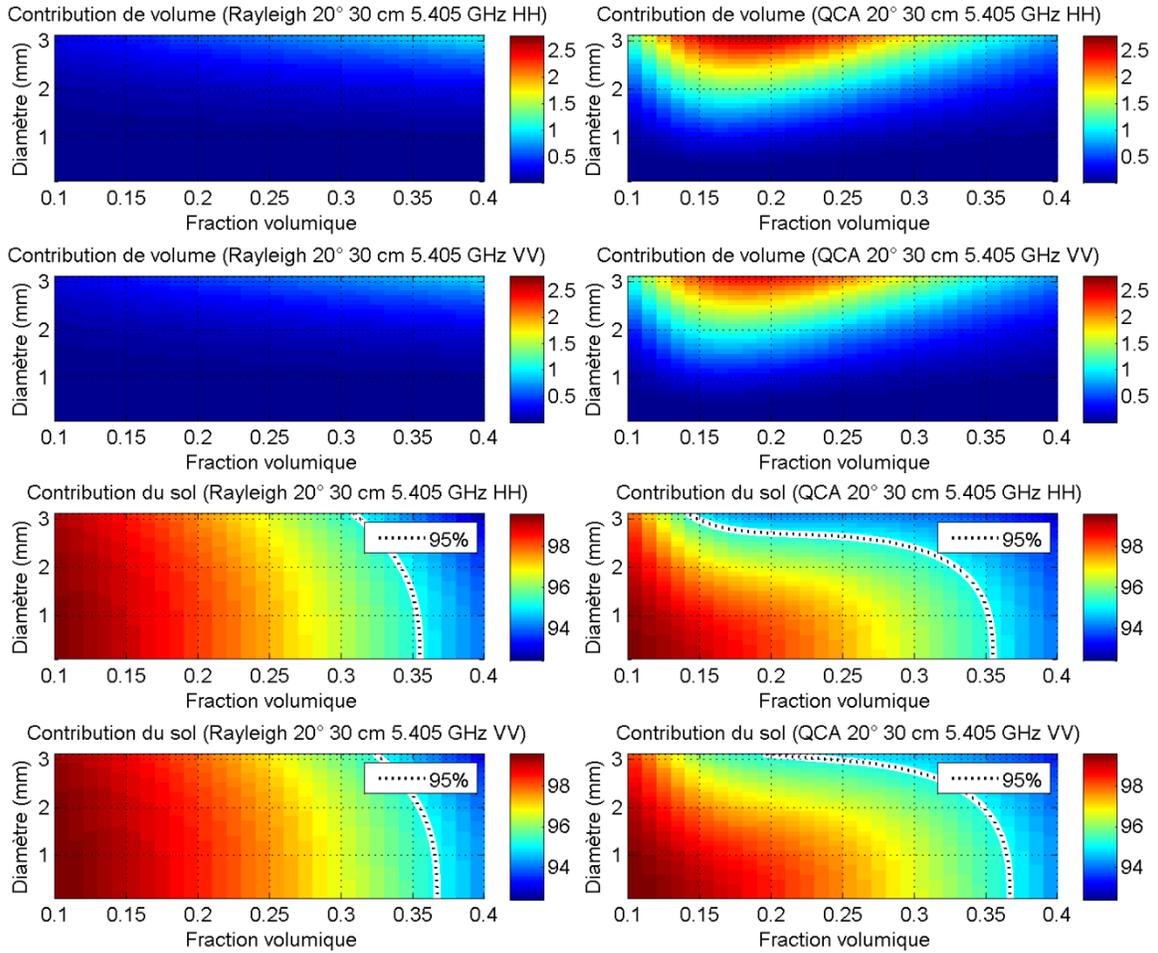


Figure 39. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 20°. Le seuil de 95% est représenté par les lignes discontinues ...

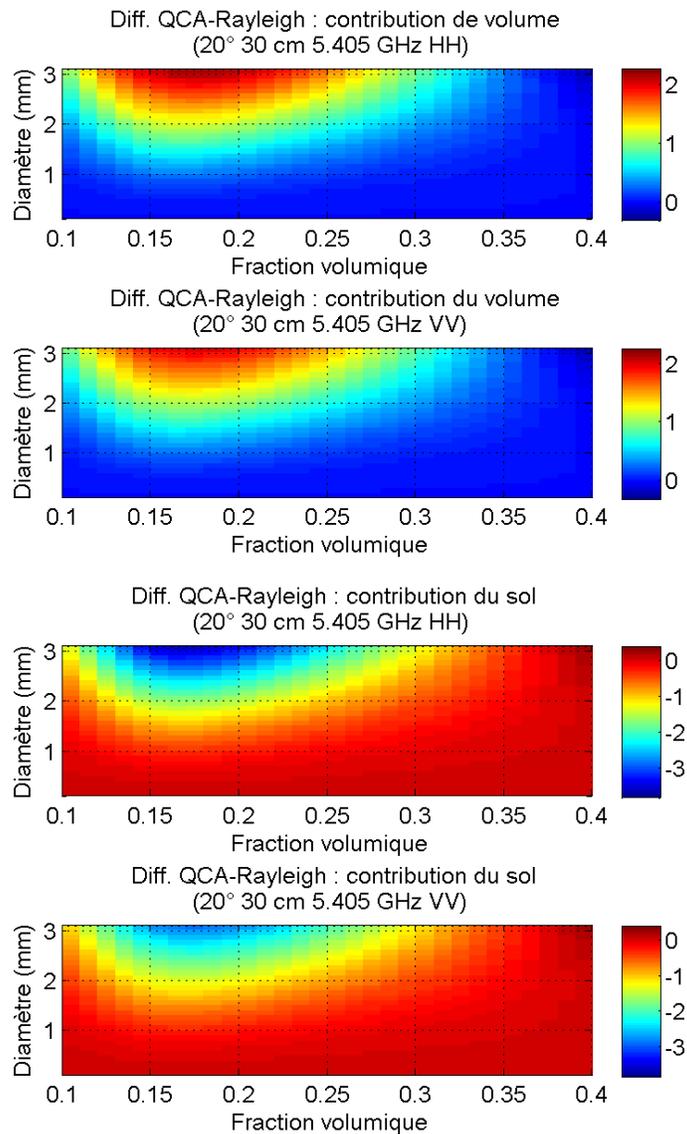


Figure 40. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 20°

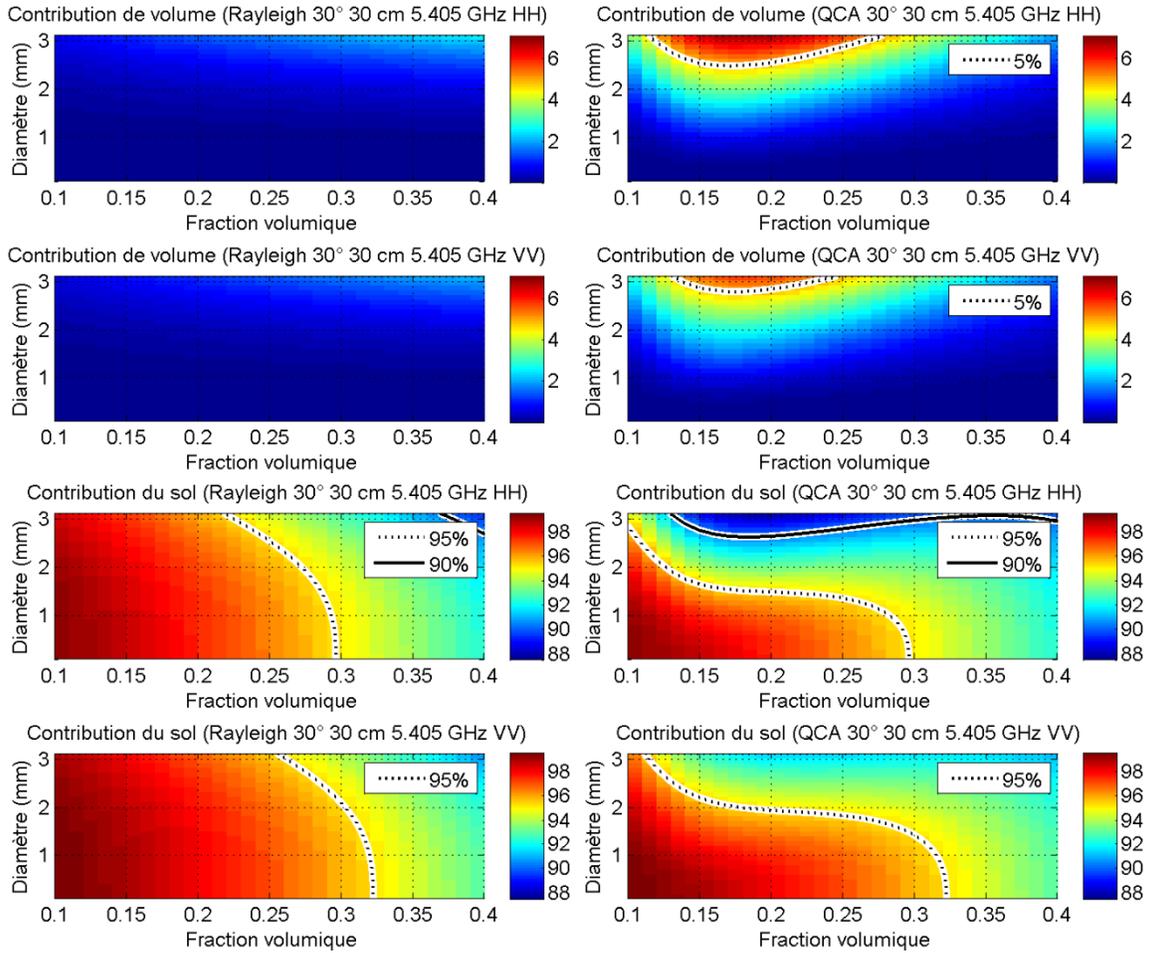


Figure 41. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et le seuil de 90% par les lignes continues –.

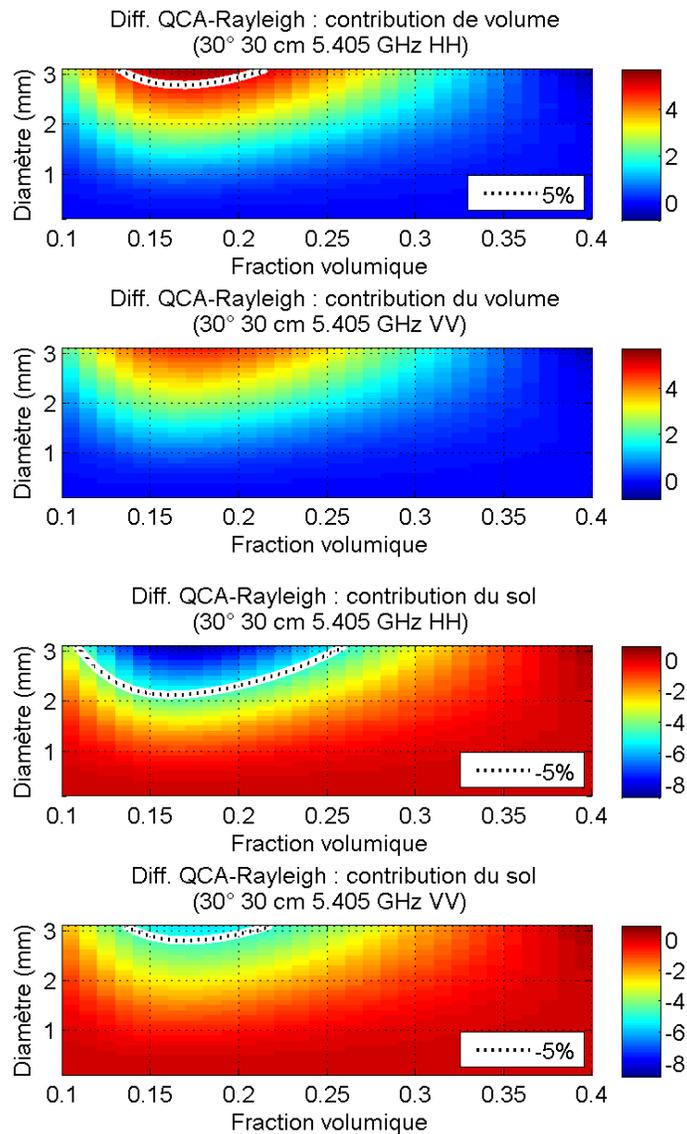


Figure 42. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de $\pm 5\%$ sont représentés par les lignes discontinues ...

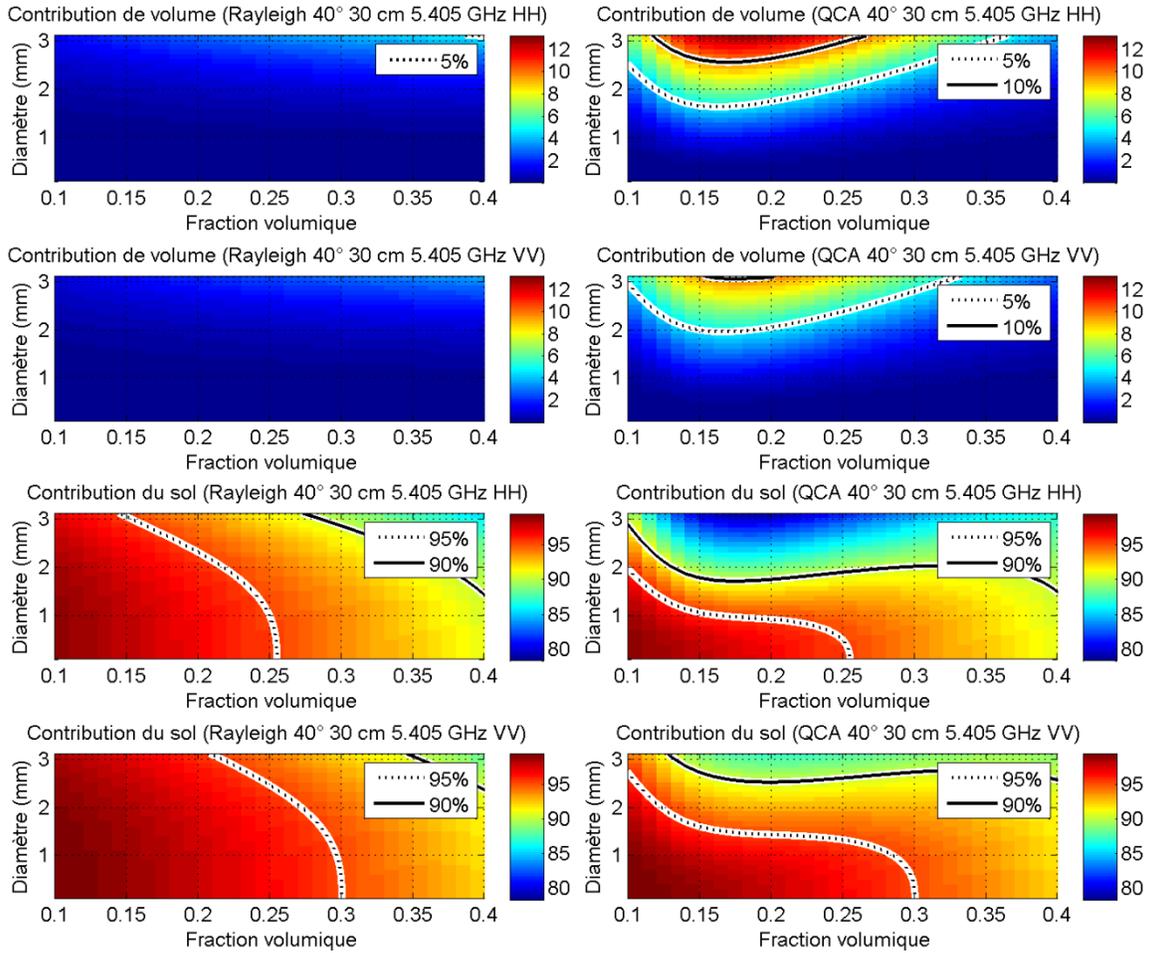


Figure 43. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

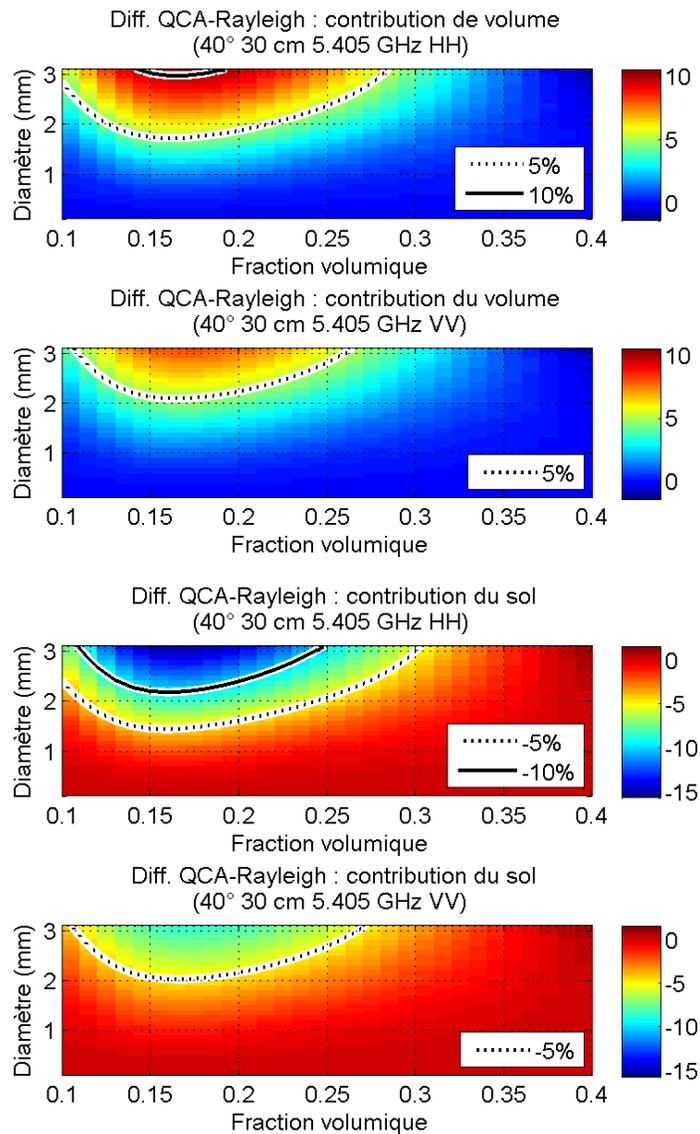


Figure 44. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

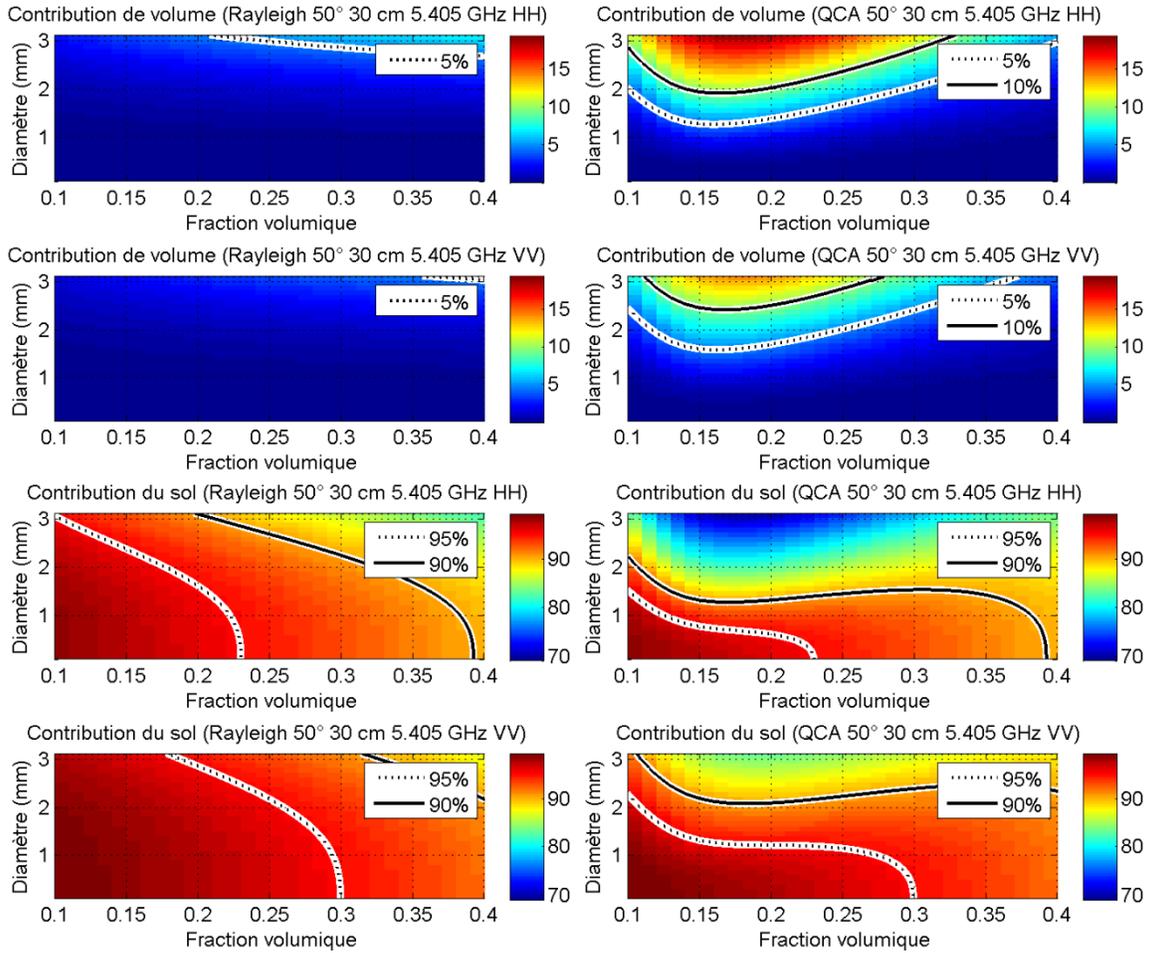


Figure 45. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

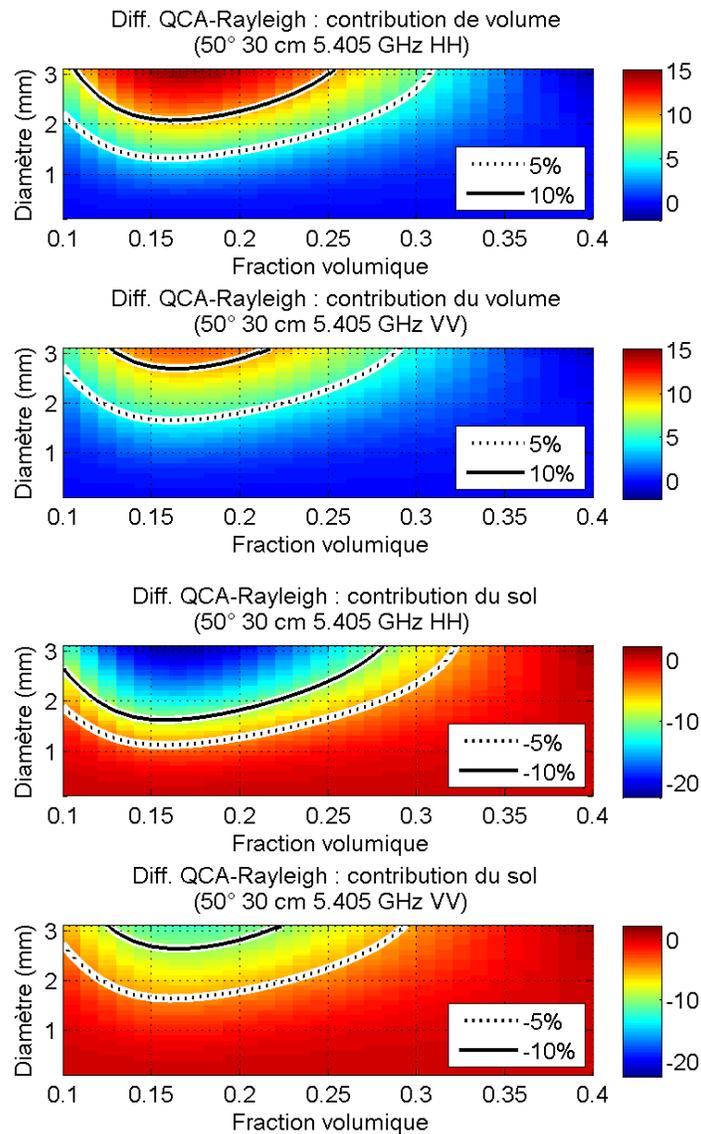


Figure 46. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

Dans le cas de Rayleigh, la proportion de la contribution de volume ne dépasse pas les 5% excepté à 50° pour une très faible plage de valeurs de fractions volumiques et tailles de grains très élevées (figure 45). Pour QCA, le seuil de 5% de la contribution totale est atteint à partir d'angles d'incidence de 30° (figure 41), pour des tailles de grains d'environ 2,5 mm en polarisation HH et 2,9 mm en VV. De plus, on remarque que les patrons de la contribution de volume en fonction de la fraction volumique sont très similaires à ceux

des coefficients de diffusion et d'extinction présentés à la figure 25. La dépendance à la fraction volumique semble être la même pour les deux polarisations. Par contre, on remarque de plus faibles valeurs de % en polarisation VV (figure 39, figure 41, figure 43 et figure 45).

À 30 cm d'épaisseur de neige, la proportion occupée par la contribution du sol reste très importante (>85% pour Rayleigh et > 70% pour QCA) pour les 4 angles d'incidence étudiés. On remarque que, tant pour Rayleigh que QCA, la contribution du sol est légèrement plus importante en polarisation VV qu'en HH. La figure 47 montre la contribution du sol et de surface de neige en fonction de la fraction volumique, en faisant abstraction de l'extinction du signal dans la neige. Cette figure montre que la rétrodiffusion de surface à l'interface air-neige modélisée par le modèle IEM est aussi influencée par la fraction volumique. En effet, la fraction volumique a un effet direct sur la constante diélectrique du couvert de neige et donc, sur le contraste entre les constantes diélectriques aux interfaces air-neige et neige-sol (Mätzler, 2006). Dans le cas de la contribution de surface de neige, l'augmentation de la fraction volumique aura pour effet d'augmenter le contraste diélectrique à l'interface et ainsi augmenter la rétrodiffusion de surface (Figure 47). L'effet inverse est observé dans le cas de la rétrodiffusion de surface au niveau du sol (Figure 47). L'augmentation de la constante diélectrique de la neige fera en sorte de diminuer le contraste entre la constante diélectrique de la neige et du sol, ce qui entraîne une diminution de la diffusion de surface au niveau du sol (Shi and Dozier, 2000b). Par contre, comme la constante diélectrique du sol est beaucoup plus élevée que celle de la neige, l'effet de la variation de la constante diélectrique de la neige a un effet négligeable sur le contraste diélectrique à l'interface neige-sol. Par conséquent, la rétrodiffusion du sol reste quasiment stable avec la variation de la fraction volumique de la neige.

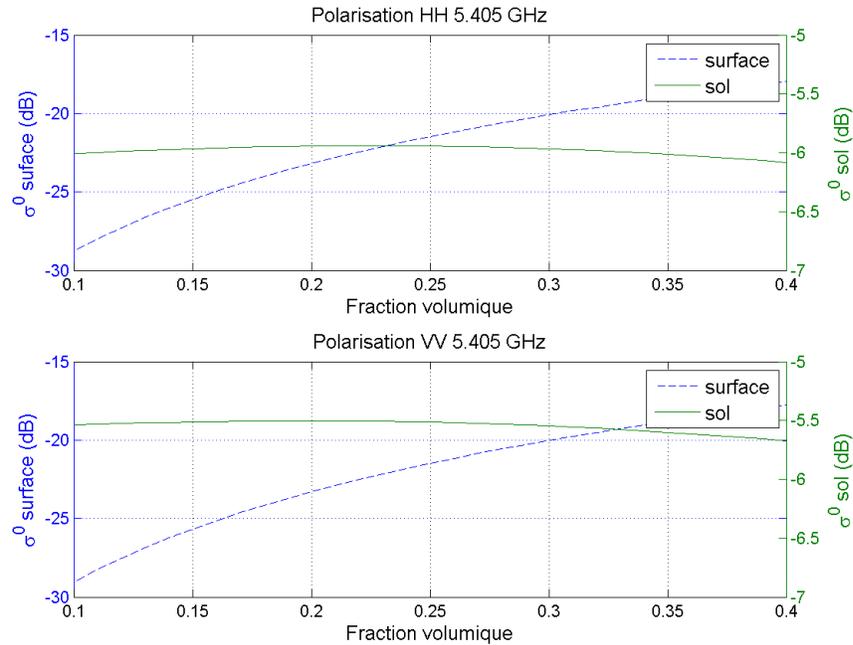


Figure 47. Contributions de surface de neige et de sol sans aucune atténuation du signal dans la neige, en fonction de la fraction volumique, à un angle d'incidence de 20° et à 5,405 GHz.

Pour de faibles tailles de grains, les contributions du sol des modèles Rayleigh et QCA ont à peu près les mêmes comportements en fonction de la fraction volumique, et ce, aux 4 angles d'incidence analysés. À des tailles de grains s'approchant de 0, l'atténuation du signal est pratiquement nulle, peu importe le modèle utilisé. Ce qui nous laisse avec la rétrodiffusion du sol modélisé par IEM de la figure 47, qui est invariable d'un modèle de diffusion de volume à l'autre. Avec l'augmentation de la taille des grains, les patrons d'extinction du signal caractéristiques des deux modèles de diffusion de volume en fonction de la fraction volumique, présentés à la figure 25, se font sentir sur la forme des courbes (figure 39, figure 41, figure 43 et figure 45).

Dans le cas de QCA/DMRT, à de faibles fractions volumiques, c'est la part de la diffusion qui prédomine dans l'extinction du signal. En effet, en comparant les contributions de volume et de sol des figure 39, figure 41, figure 43 et figure 45, on remarque que les pourcentages gagnés par la contribution de volume sont perdus par la contribution du sol. Les diminutions de la contribution du sol observées à de fortes fractions volumiques

sont quant à elles dues à l'absorption du signal, qui prédomine dans le coefficient d'extinction (Figure 25) et à l'augmentation du contraste diélectrique à l'interface air-neige. Cette augmentation du contraste diélectrique favorise une augmentation de la contribution de la surface de neige (Figure 47) par rapport à la rétrodiffusion totale ainsi qu'une réduction de la transmissivité du signal à l'interface air-neige, plus particulièrement à de forts angles d'incidence.

À 30 cm de neige, les figure 40, figure 42, figure 44 et figure 46 montrent que les différences entre les contributions de volumes des deux modèles sont négligeables (< 5%), excepté à des angles d'incidence de 40° pour des tailles de particules très grandes (> 2 mm), et à des angles d'incidence élevés 50° pour des tailles de particules modérées à grandes (> 1,5 mm). Pour des épaisseurs inférieures à 30 cm, il est donc possible de considérer que des différences non négligeables entre les deux modèles peuvent être observées à partir d'angles d'incidence de 40°. Par contre, ces différences restent faibles, c'est-à-dire, sous les 10% à 40° et sous les 15% à 50°. Pour la contribution de volume, l'apport du modèle de diffusion QCA/DMRT reste donc faible, voire négligeable, en bande C pour des épaisseurs de neige inférieures à 30 cm.

À 30 cm de neige, les différences entre les contributions du sol des deux modèles sont négligeables (< 5%), excepté à des angles d'incidence élevés (30°) pour des tailles de particules supérieures à 2 mm en polarisation HH et supérieures à 2,8 mm en VV. À 50°, le seuil pour ces différences non négligeables apparaît pour des grains de 1,1 mm de diamètre en polarisation HH et pour des tailles de 1,7 mm en polarisation VV. De ce fait, à la différence des contributions de volume en bande C où les effets du modèle QCA ne peuvent être négligés qu'à des angles inférieurs à 40°, les effets de l'utilisation du modèle QCA sur les contributions du sol ne peuvent être négligés que si les angles d'incidence sont inférieurs à 30°.

L'analyse des contributions de volume et de sol a été répétée pour des épaisseurs de neige de 90 cm, pour la même plage de valeurs d'angles d'incidence (20°, 30°, 40° et 50°),

en polarisations HH et VV. Les figure 48, figure 50, figure 52 et figure 54 présentent les pourcentages qu'occupent les contributions de volume et de sol par rapport à la rétrodiffusion totale pour QCA et Rayleigh pour des angles d'incidence de 20°, 30°, 40° et 50°, respectivement. Les différences entre les modèles QCA et Rayleigh ($\% \sigma_{\text{vol. QCA}} - \% \sigma_{\text{vol. Rayleigh}}$) présentés dans ces figures sont illustrées dans les figure 49, figure 51, figure 53 et figure 55.

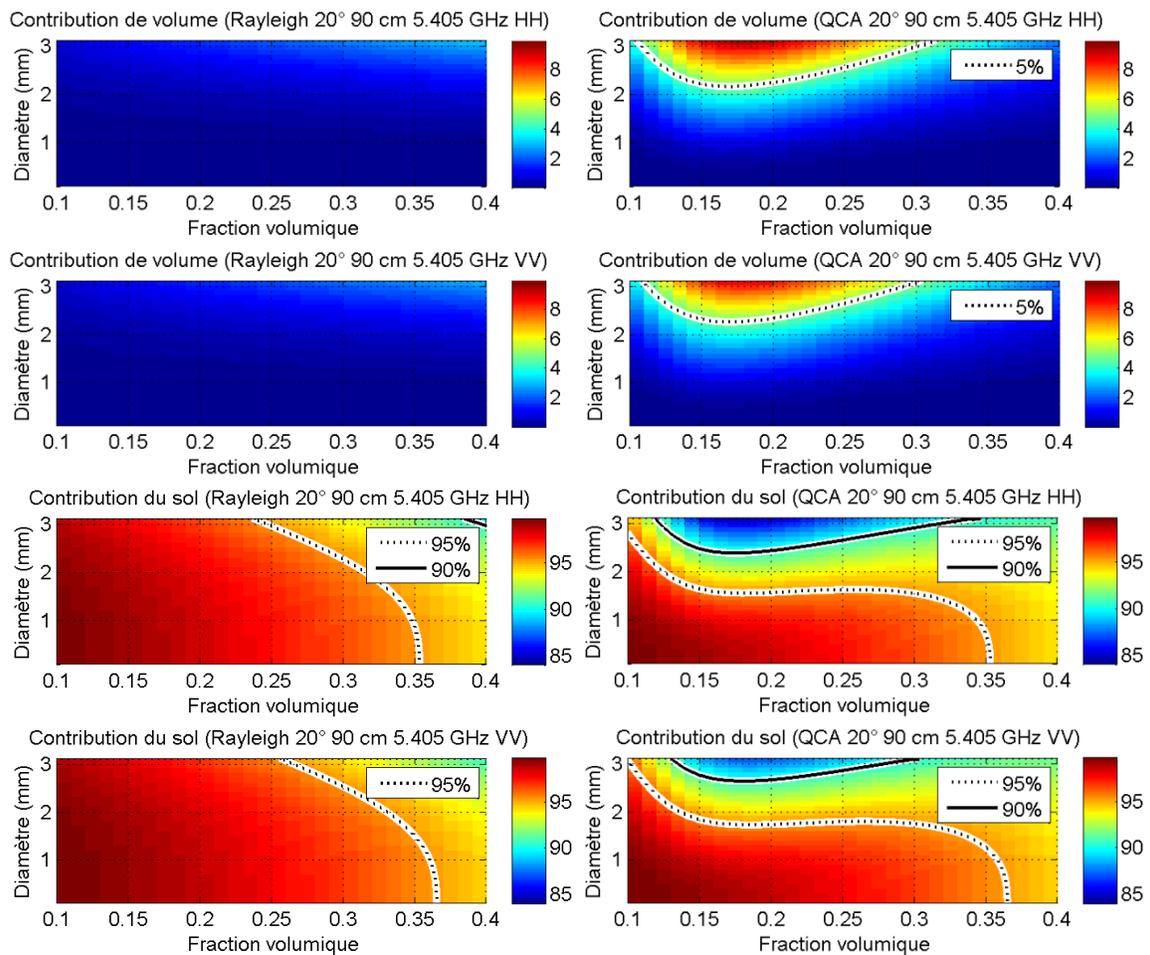


Figure 48. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et le seuil de 90% par les lignes continues –.

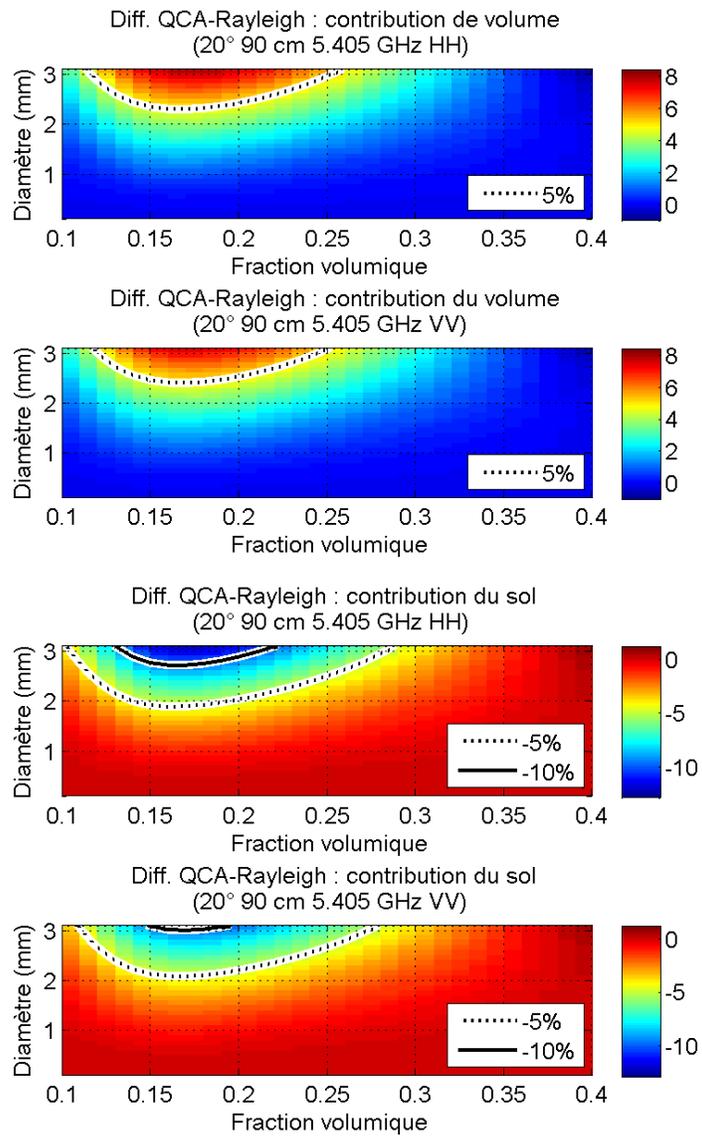


Figure 49. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de $\pm 5\%$ et -10% sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

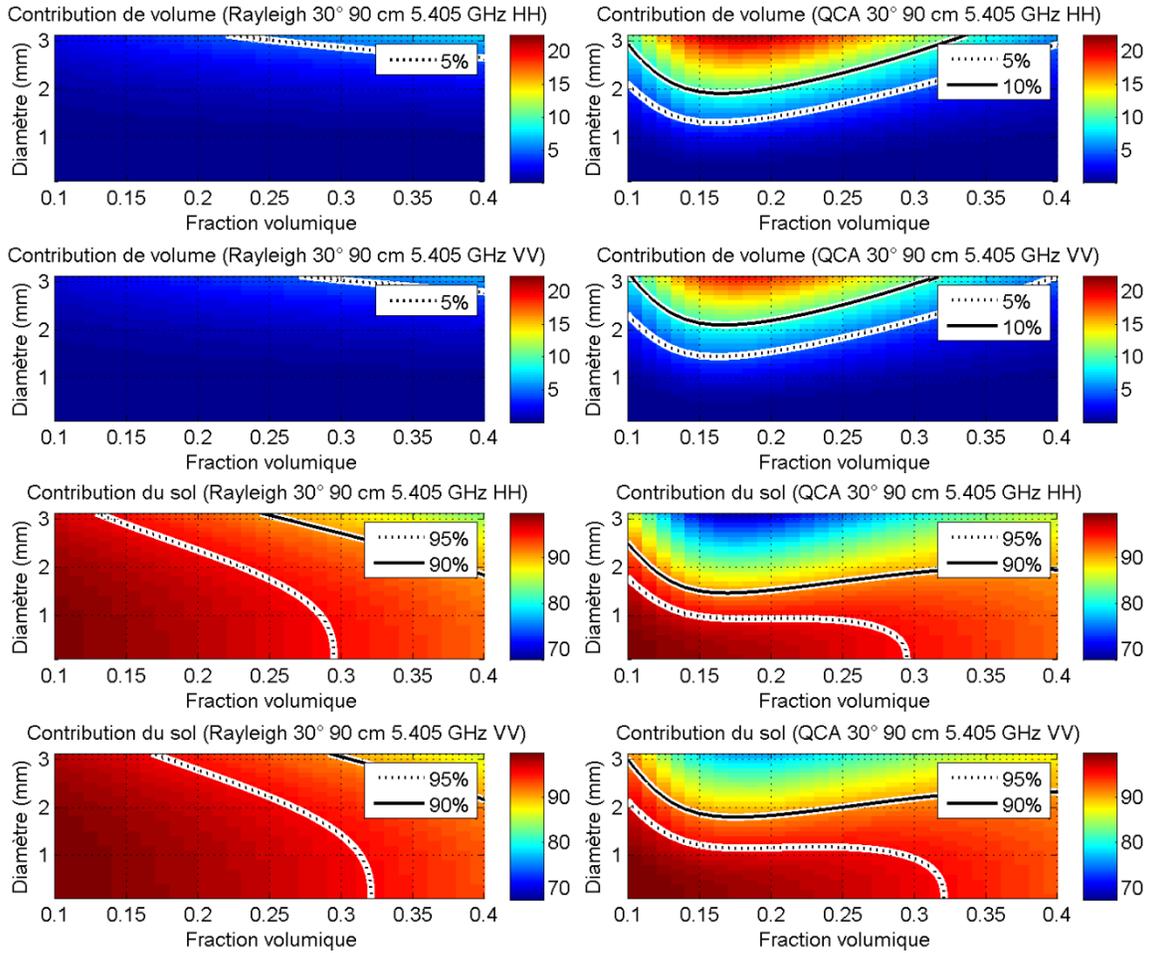


Figure 50. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

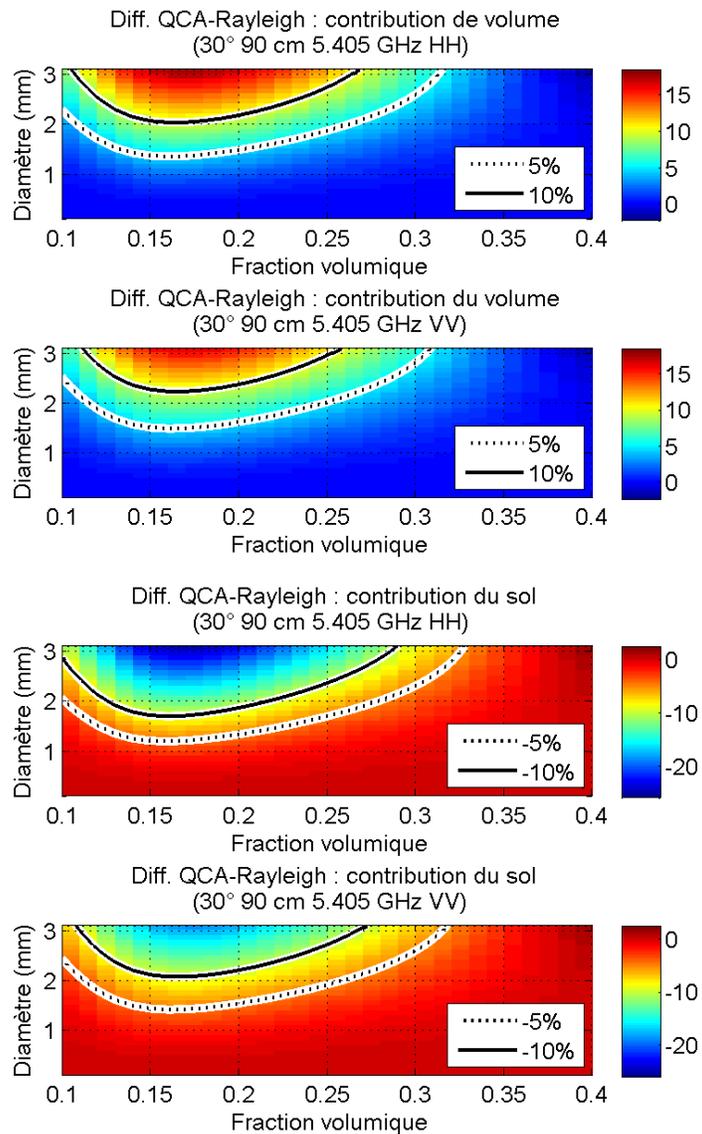


Figure 51. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

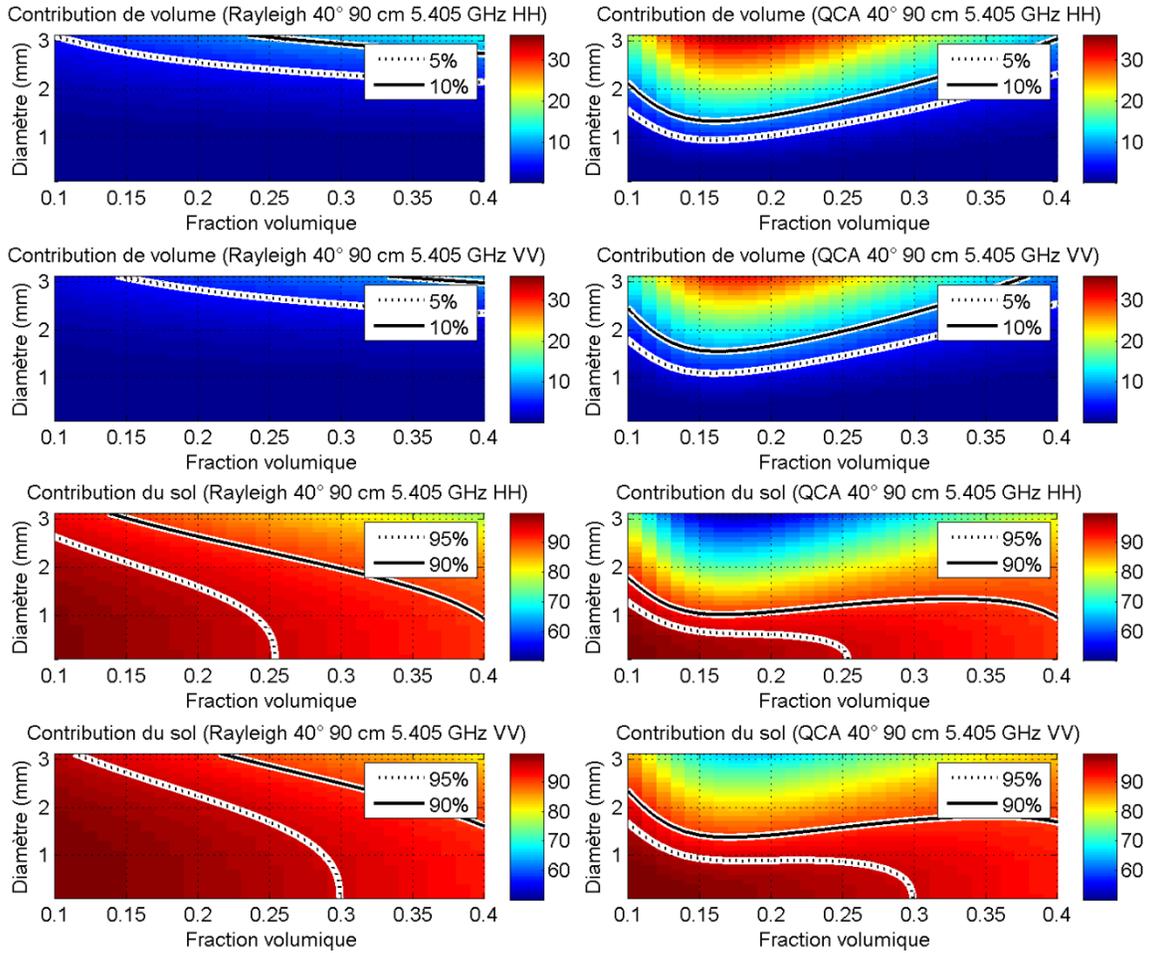


Figure 52. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

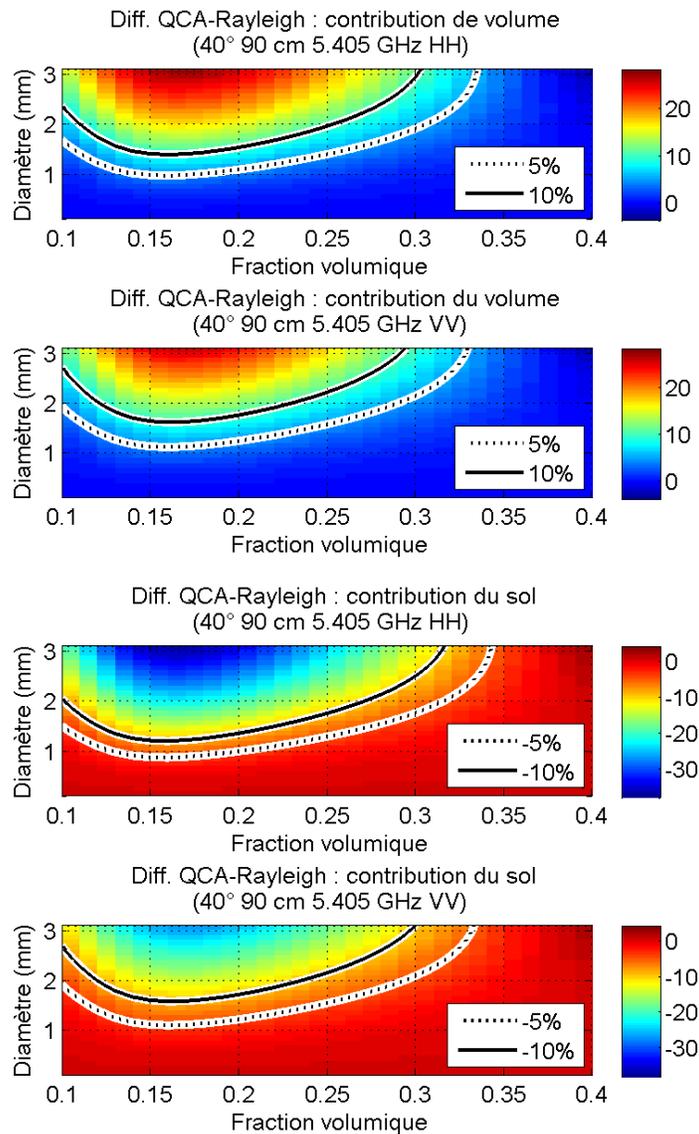


Figure 53. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

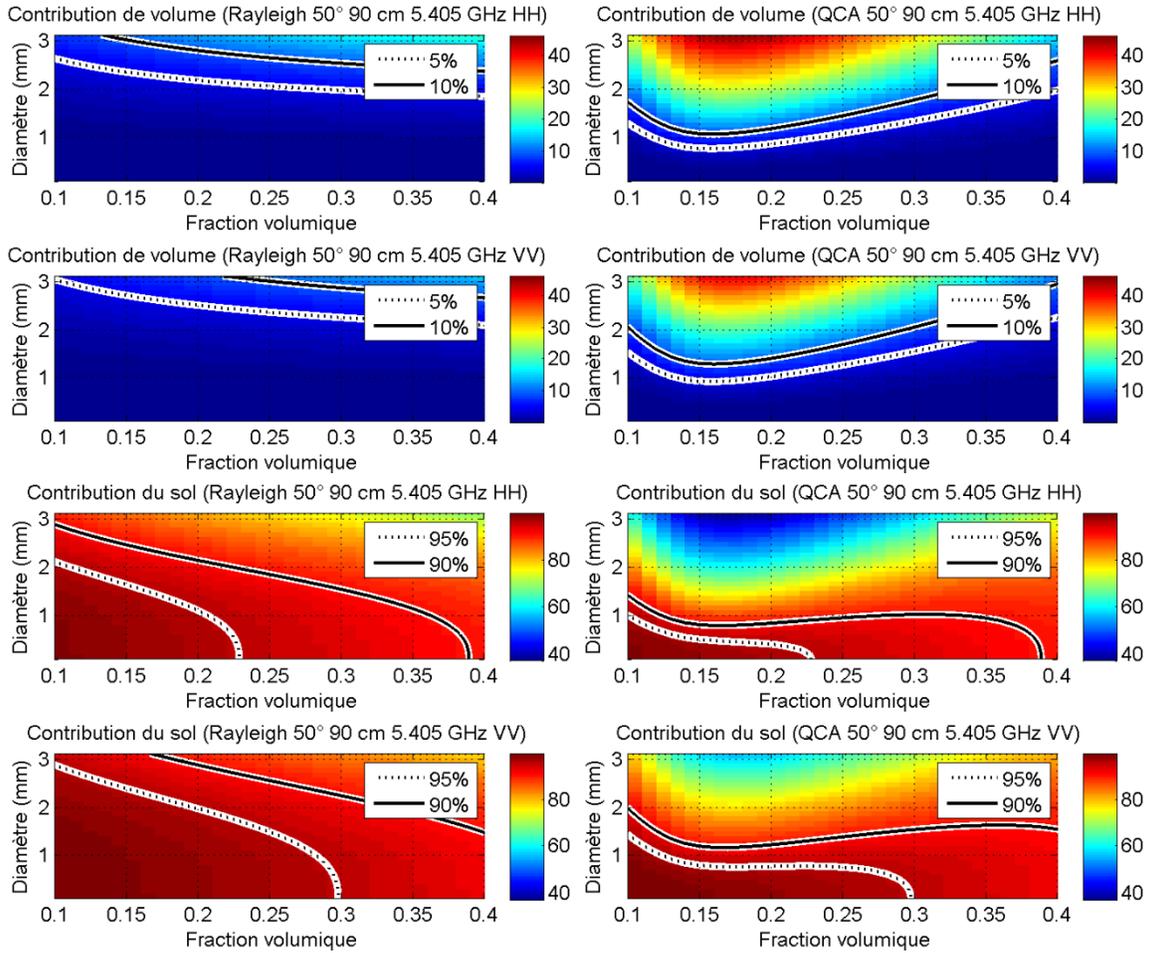


Figure 54. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 5,405 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

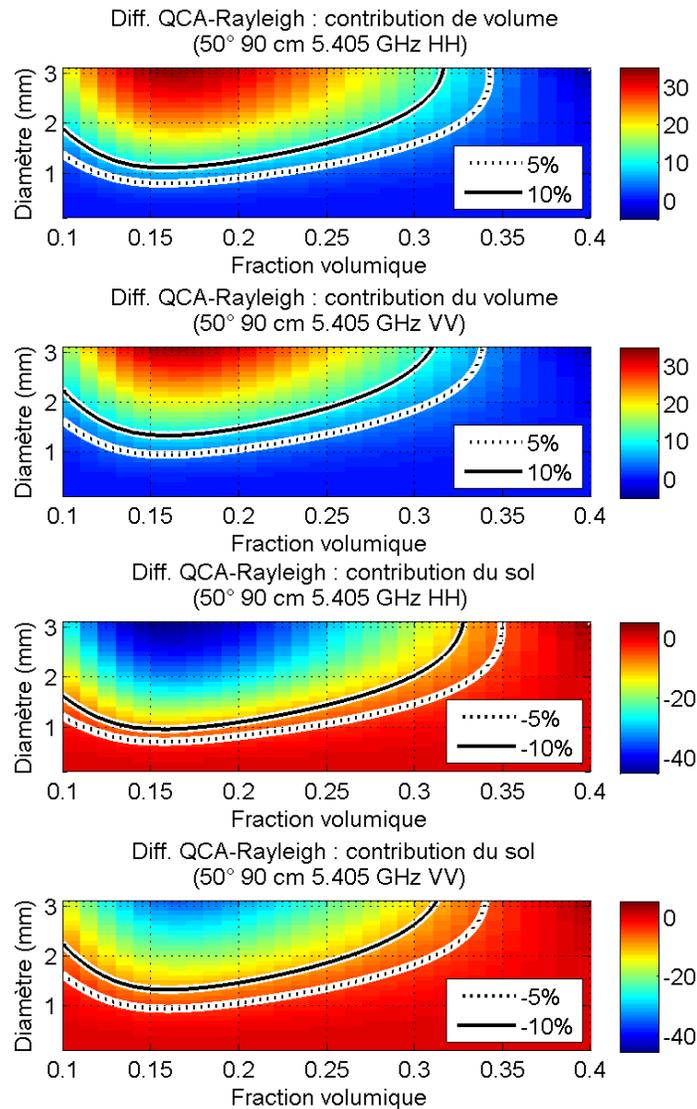


Figure 55. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 5,405 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

Pour la contribution de volume :

Dans le cas de Rayleigh, la proportion de la contribution de volume dépasse les 5% à partir d'angles d'incidence de 30°, mais pour des tailles de grains et fractions de volume très élevées (figure 50). Pour une épaisseur de 90 cm, la neige sèche est donc transparente jusqu'à des angles d'incidence de 30°, pour toutes les gammes de densité et de tailles de grains de neige à l'exception de quelques valeurs extrêmes qui sont rarement

rencontrées. Avec l'augmentation des angles d'incidence, le seuil de 5% apparaît pour des tailles de grains plus faibles, mais reste localisé dans la région qui regroupe des tailles de grains supérieures à 2 mm. Une très légère augmentation des proportions de la contribution de volume est aussi observée en fonction de la fraction volumique.

Pour QCA, le seuil de 5% de la contribution totale est atteint dès les 20° d'angle d'incidence, pour des tailles de grains d'environ 2 mm (figure 48). En augmentant l'angle d'incidence de 30°-50°, le seuil de 5% apparaît pour des tailles de grains plus petites, comprises entre 0,9-1,3 mm (figure 50, figure 52 et figure 54). Encore une fois, une légère différence est observée entre les polarisations HH et VV dans le pourcentage de la rétrodiffusion totale occupé par la contribution de volume. Les raisons de ces différences sont les mêmes que celles énoncées pour le cas d'un couvert de neige de 30 cm, c'est-à-dire la réponse angulaire différente du modèle IEM pour les polarisations HH et VV (Figure 37).

À 90 cm de neige, les différences des contributions de volume entre les deux modèles sont non-négligeables (> 5%) à partir d'angles d'incidence de 20° et augmentent rapidement avec l'augmentation de l'angle (figure 50, figure 52 et figure 54). À 20°, pour des fractions volumiques relativement faibles, des différences de plus de 5% entre les deux modèles sont observées à partir de tailles de grains d'environ 2,1 mm. Ce seuil apparaît pour des tailles de grains de 1,4 mm, 1 mm et 0,9 mm aux angles d'incidence de 30°, 40° et 50°, respectivement (figure 50, figure 52 et figure 54).

Pour la contribution de sol :

Dans le cas de Rayleigh, la proportion de la contribution du sol diminue sous les 95% pour l'ensemble des angles d'incidence. Pour tous les angles d'incidence, les diminutions les plus marquées de la contribution du sol sont localisées à de grandes tailles de grains et de fortes fractions volumiques. La contribution du sol commence à descendre sous les 90% à partir d'angles d'incidence de 30°. Le seuil de 90% est atteint à des tailles de grains et fractions volumiques de plus en plus faibles à mesure que l'angle d'incidence augmente.

Pour le modèle QCA/DMRT, à des angles d'incidence de 20°, on note une diminution de la contribution du sol sous les 95% de la rétrodiffusion totale à des fractions volumiques d'environ 0,15 à 0,30, pour des tailles de grains supérieures à 1,6 mm en polarisation HH et supérieures à 1,8 mm en polarisation VV. Le seuil de 95% est atteint à tailles de grains de neige de plus en plus faibles avec l'augmentation de l'angle d'incidence. À 50°, le seuil de 95% est atteint à des tailles de grains d'environ 1 mm.

À 90 cm d'épaisseur de neige, des différences significatives commencent à être observées dans le comportement de la rétrodiffusion du sol issue des deux modèles, à des angles d'incidence de 20° et pour des tailles supérieures à 2 mm. Lorsque l'angle d'incidence est augmenté à 30°, les différences sont observées à des tailles de grains d'environ 1,1 mm en HH et 1,4 mm en polarisation VV. À 40° et 50°, les différences sont observées à des tailles de grains inférieures à 1 mm.

Conclusions sur la bande C :

Pour résumer, la contribution du sol en bande C compte pour la majeure partie de la rétrodiffusion totale dans la plupart des conditions de neige sèche tant pour le modèle de diffusion de Rayleigh que celui de QCA. Sous le modèle de Rayleigh, la neige peut même être considérée comme étant transparente à des angles d'incidence inférieurs à environ 35°. Sous le modèle QCA, l'augmentation de l'extinction fait en sorte que la couverture de neige subit une baisse de sa contribution du sol par rapport à la rétrodiffusion totale d'au moins 5% sous certaines conditions de tailles de grains et de fractions volumiques, sous les 2 m de neige et ce pour l'ensemble des angles d'incidence de 20° à 50°.

Il est aussi important de noter que des différences sont observées entre les polarisations HH et VV au sein d'un même modèle de diffusion. Cette différence est expliquée par le fait que le modèle IEM simule des diffusions de surface qui diminuent plus rapidement avec l'angle d'incidence en polarisation HH qu'en polarisation VV. La diffusion de surface modélisée par le modèle IEM est aussi influencée par la fraction volumique par

l'entremise de la constante diélectrique de la neige. En effet, la fraction volumique a un effet direct sur la constante diélectrique du couvert de neige et donc, sur le contraste entre les constantes diélectriques aux interfaces air-neige et neige-sol. Ceci a pour effet d'augmenter la contribution de surface de la neige et d'atténuer la contribution du sol, avec l'augmentation de la fraction volumique.

La contribution de volume en bande C n'occupe quant à elle qu'une faible partie de la rétrodiffusion totale dans la plupart des conditions de neige tant pour le modèle de diffusion de Rayleigh que celui de QCA. Sous le modèle de Rayleigh, la contribution de volume peut même être considérée comme étant négligeable dans la plupart des cas de figure, tant à 30 cm qu'à 90 cm d'épaisseur de neige au sol. Pour le modèle QCA, le coefficient de diffusion beaucoup plus élevé que celui de Rayleigh, surtout pour les basses fractions volumiques, fait en sorte d'augmenter significativement la contribution de volume. Le seuil de 5 % est atteint à 30 cm de neige à un angle de seulement 30°. Il est aussi important de noter que la contribution de volume mesurée en absolu diminue lentement avec l'augmentation de l'angle d'incidence. Mais comme la contribution du sol occupe une part très importante de la rétrodiffusion totale en bande C, une diminution de cette contribution entraîne une diminution de la rétrodiffusion totale. Cette diminution de la rétrodiffusion totale fait en sorte d'augmenter le % de la contribution de volume par rapport à la rétrodiffusion totale sans que la contribution de volume ne présente de variations significatives en fonction de l'angle d'incidence.

Comme le modèle de diffusion de QCA présente une contribution de volume toujours plus élevée que pour Rayleigh, les différences entre les deux modèles sont significatives (>5%) à partir de 30° et sont aussi exclusivement positives. Contrairement aux différences de contribution de volume entre les deux modèles, les différences des contributions du sol entre QCA et Rayleigh sont négatives. Sous QCA, le coefficient d'extinction étant plus élevé que sous Rayleigh, la part du signal en provenance du sol se retrouve plus atténuée que sous Rayleigh. Cette augmentation de l'extinction du signal se fait principalement au profit de la contribution de volume.

6.3.2 Proportions occupées par les contributions des modèles QCA/DMRT et Rayleigh en bande X

Tout comme en bande C, les contributions importantes du signal en bande X sont présentées et analysées. Les proportions des différentes contributions par rapport à la rétrodiffusion totale ont été comparées pour des couvertures de neige virtuelles. Les deux principales contributions seront présentées ici soit, la contribution de volume et la contribution du sol (figure 56, figure 60, figure 61, figure 65, figure 62 et figure 77).

La figure 56 présente la proportion qu'occupe la contribution de volume et du sol par rapport à la rétrodiffusion totale en fonction de l'angle d'incidence et de l'épaisseur de neige, à une fréquence de 9,65 GHz et, pour les polarisations HH et VV. Un couvert de neige virtuel identique au couvert nival utilisé précédemment pour la bande C (sections 6.3.1), dont la densité est de 196 kg/m^3 (fraction volumique de 21%) et dont le diamètre des grains est de 1,3 mm est encore utilisé.

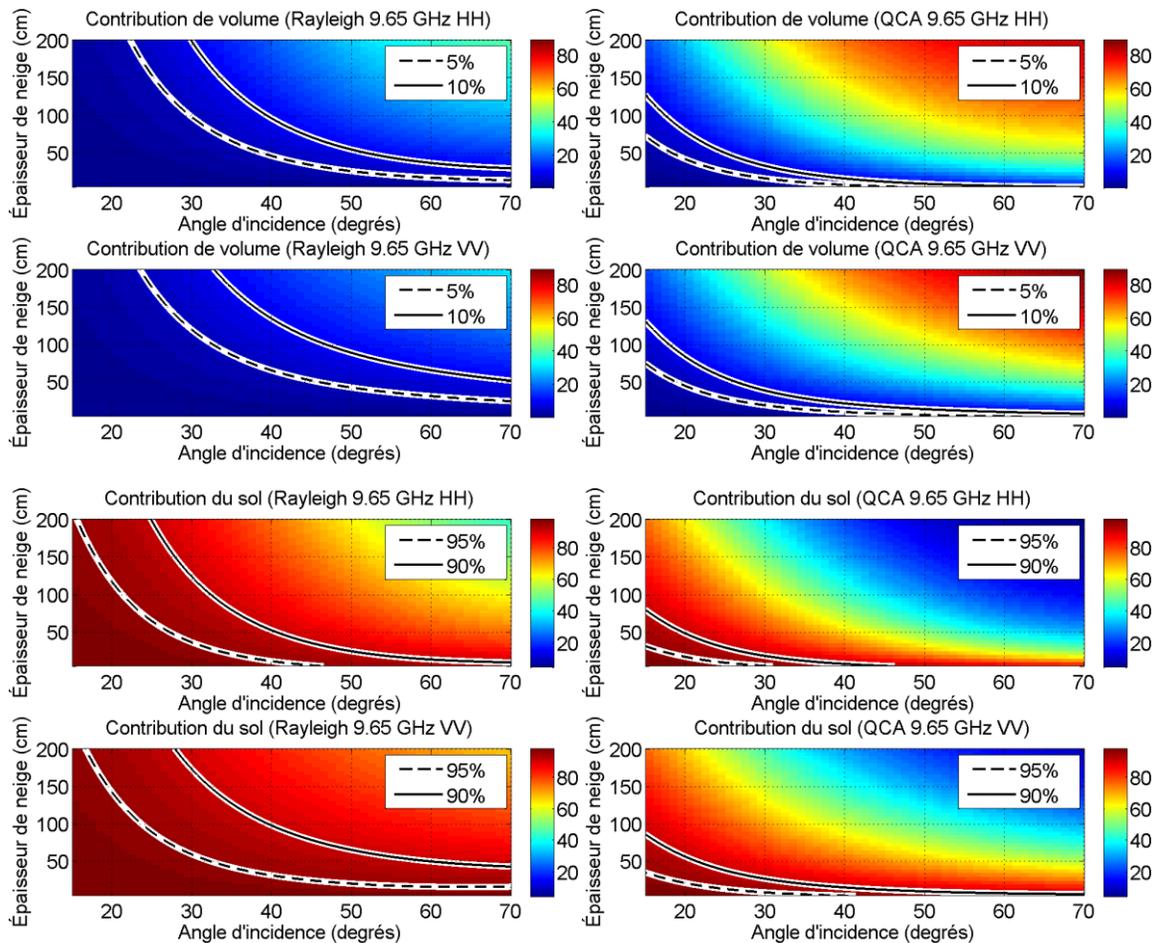


Figure 56. % de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) par rapport à la rétrodiffusion totale à 9,65 GHz en fonction de l'épaisseur de neige et de l'angle d'incidence pour un couvert de neige virtuel de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues - - et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues -.

La proportion qu'occupe la contribution de volume est beaucoup plus importante en bande X qu'en bande C (figure 34 et figure 56). La différence d'amplitude observée entre les coefficients de diffusion en bandes C et X explique en partie cette différence (figure 25 et figure 26). Sur les figures 58 et 59, sont tracées les contributions de sol, de volume et de surface en décibels en fonction de l'angle d'incidence pour une épaisseur de neige de 100 cm, une fraction volumique de 21% et un diamètre de grains de 1,3 mm. Tout comme en bande C, les figure 57 et figure 58 montrent que les contributions de volume et les contributions de sol diminuent avec l'augmentation de l'angle d'incidence.

Conformément à la théorie, la contribution du sol diminue beaucoup plus rapidement en fonction l'angle d'incidence à cause de la réponse angulaire du modèle IEM (figure 59). De plus, comme en bande C, le coefficient de diffusion contribue à atténuer la contribution du sol. Dans le cas de la contribution de volume, une partie du coefficient de diffusion, définie par la matrice de phase $P_{pp}(\pi)$ contribue directement à la rétrodiffusion de volume (voir section 2.2.7). Puisque la rétrodiffusion du sol contribue à la majeure partie de la rétrodiffusion totale, les variations de la contribution de volume par rapport à la rétrodiffusion totale (figure 56) augmentent donc à cause d'une diminution importante de la rétrodiffusion en provenance du sol. Ce qui fait en sorte d'augmenter le ratio contribution de volume / rétrodiffusion totale, malgré le fait que la contribution de volume diminue lentement avec l'angle d'incidence. Contrairement à la bande C, pour le modèle QCA, on remarque que la part de la contribution de volume par rapport à la rétrodiffusion totale devient plus importante que la part de la contribution du sol en HH (figure 59).

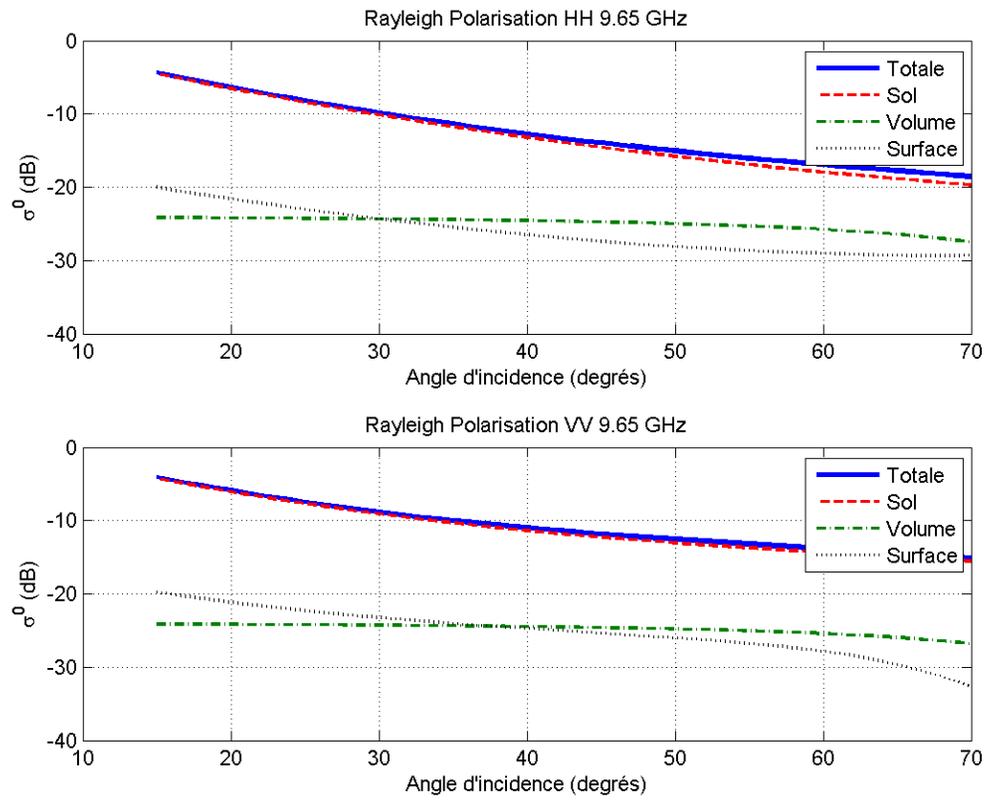


Figure 57. Profil angulaire des contributions de sol, volume et surface pour le modèle de Rayleigh pour un couvert de neige virtuel de 100 cm d'épaisseur, de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre, à 9,65 GHz.

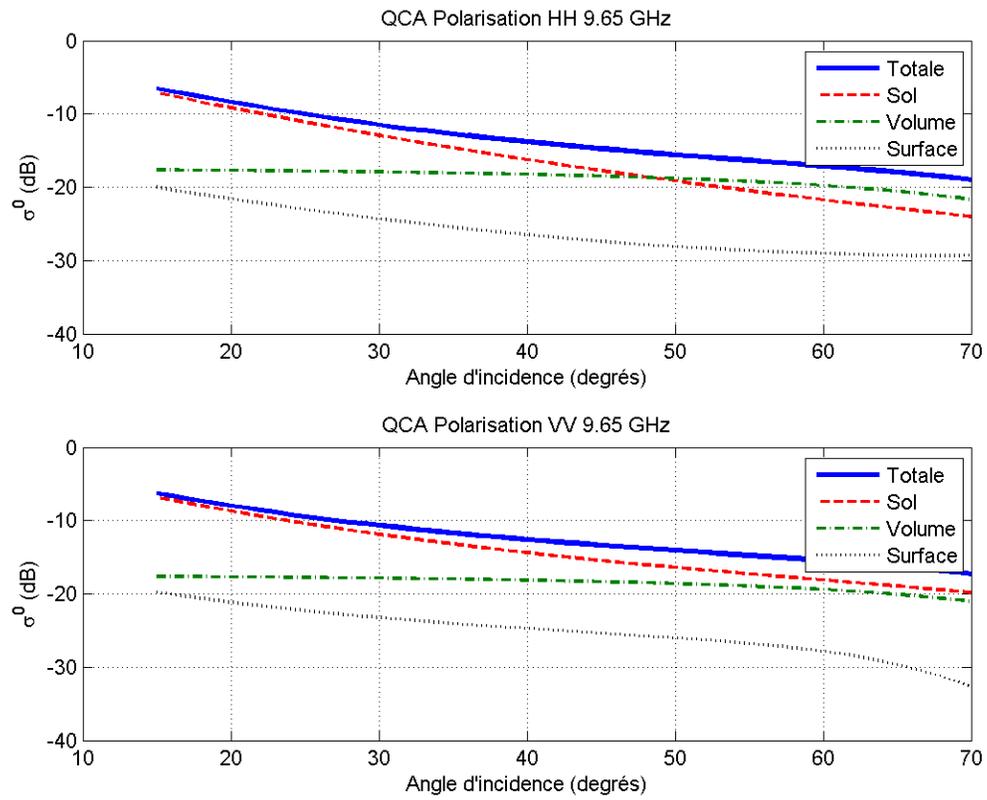


Figure 58. Profil angulaire des contributions de sol, volume et surface pour le modèle de QCA/DMRT pour un couvert de neige virtuel de 100 cm d'épaisseur, de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre, à 9,65 GHz.

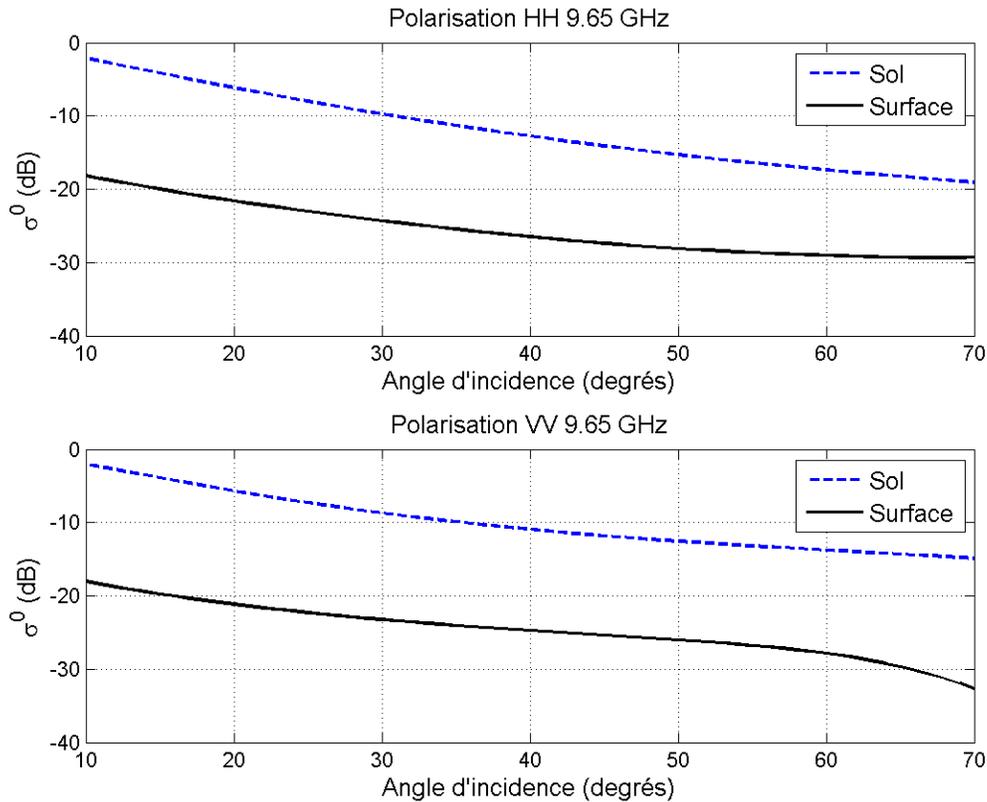


Figure 59. Profil angulaire des contributions de surface de neige et de sol sans aucune atténuation du signal dans la neige, à 9,65 GHz.

Les différences entre les polarisations HH et VV observées en bande C (Figure 37) sont légèrement moins marquées en bande X (figure 59). En effet, les différences de dépendances angulaires entre les polarisations HH et VV diminuent avec l'augmentation de la rugosité de surface pour le modèle IEM. Comme la longueur d'onde en bande X est plus faible qu'en bande C, la rugosité par rapport à la longueur d'onde est donc plus élevée qu'en bande C. Ce qui a pour effet de diminuer les différences de réponse angulaire entre les polarisations HH et VV en bande X comparativement à la bande C (Shi and Dozier, 2000b). De plus, la part moins importante occupée par la contribution du sol fait aussi en sorte d'atténuer les différences provenant du sol.

Contribution de volume :

Pour Rayleigh et QCA, la part de la contribution de volume présente une augmentation graduelle avec l'augmentation des épaisseurs de neige et des angles d'incidence, tout comme en bande C (figure 56).

Dans le cas de Rayleigh (figure 56), dans les conditions de neige spécifiées précédemment, la contribution de volume est négligeable (<5%) à des angles d'incidence en deçà d'environ 23°. L'augmentation de la part de la contribution de volume dans la rétrodiffusion totale en fonction de la distance parcourue par l'onde électromagnétique se fait de façon graduelle jusqu'à des valeurs d'environ 30% à de grandes épaisseurs de neige et de forts angles d'incidence.

Pour ce qui est du modèle QCA, l'augmentation de la contribution de volume augmente beaucoup plus rapidement avec l'augmentation du chemin parcouru par l'onde électromagnétique qu'avec Rayleigh (figure 56). Le seuil de 5% est atteint à 20° à une épaisseur de neige d'environ 50 cm seulement, pour augmenter à des valeurs au-delà de 70% de la rétrodiffusion totale à de grandes épaisseurs de neige et de forts angles d'incidence. Aussi, comparativement à la bande C, l'augmentation de la contribution de volume en bande X se fait beaucoup plus rapidement avec l'angle d'incidence et l'épaisseur de neige (figure 34 et figure 56). En comparant les coefficients de diffusion entre les deux bandes, on remarque que les valeurs des coefficients sont d'un ordre de grandeur plus élevé en bande X qu'en bande C (figure 25 et figure 26). Vu son importante proportion dans la rétrodiffusion totale, la contribution de volume en bande X ne peut être négligée comme c'est le cas en bande C, dans les mêmes conditions d'observations (fréquence, angles d'incidence, polarisation) et de caractéristiques de neige.

Contribution du sol :

La proportion de la contribution du sol en bande X décroît beaucoup plus rapidement en fonction de la distance parcourue par l'onde qu'en bande C à cause de l'augmentation du

coefficient d'extinction en fonction de la fréquence, tant pour Rayleigh que pour QCA (Tsang et al., 2007b; Xu et al., 2012). En bande X, tant pour Rayleigh que pour QCA, la proportion de la contribution du sol par rapport à la rétrodiffusion totale diminue rapidement sous les 95% à de très faibles angles d'incidences et épaisseurs de neige. Sous Rayleigh, le seuil de la contribution du sol à 95% du signal total est observé à partir de 20° pour 120 cm de neige et à 30° pour 40 cm de neige en polarisation HH et à 20° pour 150 cm de neige et 30° pour 60 cm de neige en polarisation VV. Dans le cas de QCA, le seuil des 95% est franchi à des épaisseurs de neige beaucoup moins importantes soit, à partir de 20° pour des épaisseurs d'environ 20 cm.

La figure 60 montre la différence entre les pourcentages des contributions de volume et de surface des modèles QCA et Rayleigh qui ont été présentés à la figure 56.

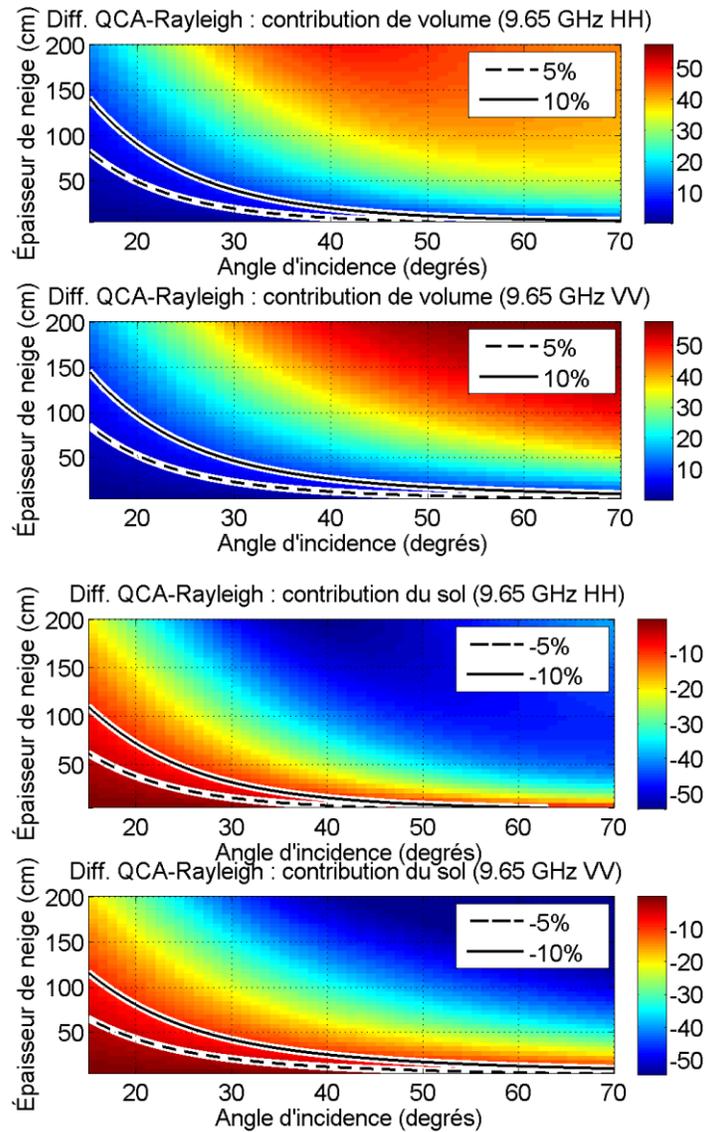


Figure 60. Différence entre les % de la contribution de volume (en haut) et du sol (en bas) par rapport à la rétrodiffusion totale de QCA et celles de Rayleigh à 9,65 GHz en fonction de l'épaisseur de neige et de l'angle d'incidence pour un couvert de neige virtuel de 21% de fraction volumique et de grains de 1,3 mm de diamètre. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

Pour la contribution de volume, les différences entre les deux modèles sont au-dessus des 5% de la contribution totale pour des épaisseurs de neige d'environ 50 cm à 20°, 20 cm à 30° et en dessous de 10 cm à 40°. Les différences peuvent même atteindre les 50% de la contribution totale à des angles d'incidence élevés et des épaisseurs de neige supérieures au mètre.

Pour ce qui est des différences entre les pourcentages des contributions du sol des modèles QCA et Rayleigh, celles-ci sont très similaires aux différences pour la contribution de volume à l'exception du signe de l'amplitude des différences. En effet, pour la contribution du sol, le modèle QCA présente des coefficients d'extinction qui sont plus élevés que pour Rayleigh, donnant lieu à une plus forte atténuation de la contribution de sol. Le fait que les différences entre les deux modèles pour les deux principales contributions se contrebalancent démontre l'importance d'analyser les différentes contributions du signal pour la comparaison de modèle de diffusions. En effet, comme les différences entre les deux modèles pour les deux principales contributions se contrebalancent, on peut s'attendre à ce que la différence entre les rétrodiffusions totales des deux modèles ne soit pas très prononcée, même si l'information qui y est contenue diffère.

L'effet de la taille des grains et de la fraction de volume occupée par ces derniers sur la contribution de volume et de sol a aussi été analysé pour des épaisseurs de 30 et 90 cm et des angles d'incidence de 20°, 30°, 40° et 50°, en polarisations HH et VV.

Les figure 61, figure 62, figure 63 et figure 64 présentent les pourcentages qu'occupent la contribution de volume et de sol par rapport à la rétrodiffusion totale pour QCA et Rayleigh pour une épaisseur de neige de 30 cm et des angles d'incidence de 20°, 30°, 40° et 50°, respectivement. Les différences entre les modèles QCA et Rayleigh ($\% \sigma_{\text{vol. QCA}} - \% \sigma_{\text{vol. Rayleigh}}$ et $\% \sigma_{\text{sol. QCA}} - \% \sigma_{\text{sol. Rayleigh}}$) présentés dans ces figures sont illustrées dans les figure 65, figure 66, figure 67 et figure 68.

Contribution de volume :

Pour les deux modèles de diffusion, il est possible de reconnaître les patrons des courbes des coefficients de diffusion en fonction de la fraction volumique (figure 26) sur les figure 61, figure 62, figure 63 et figure 64, plus particulièrement à de forts angles d'incidence où le chemin parcouru par l'onde électromagnétique est plus important. Comme nous l'avons vu précédemment, l'augmentation du chemin parcouru par l'onde a pour effet

d'atténuer légèrement la rétrodiffusion de volume. Par contre, l'augmentation plus importante de l'extinction de la rétrodiffusion du sol avec l'augmentation de la distance parcourue par le signal entraînera une diminution de la rétrodiffusion totale et donc une augmentation de la part de la contribution de volume dans la rétrodiffusion totale.

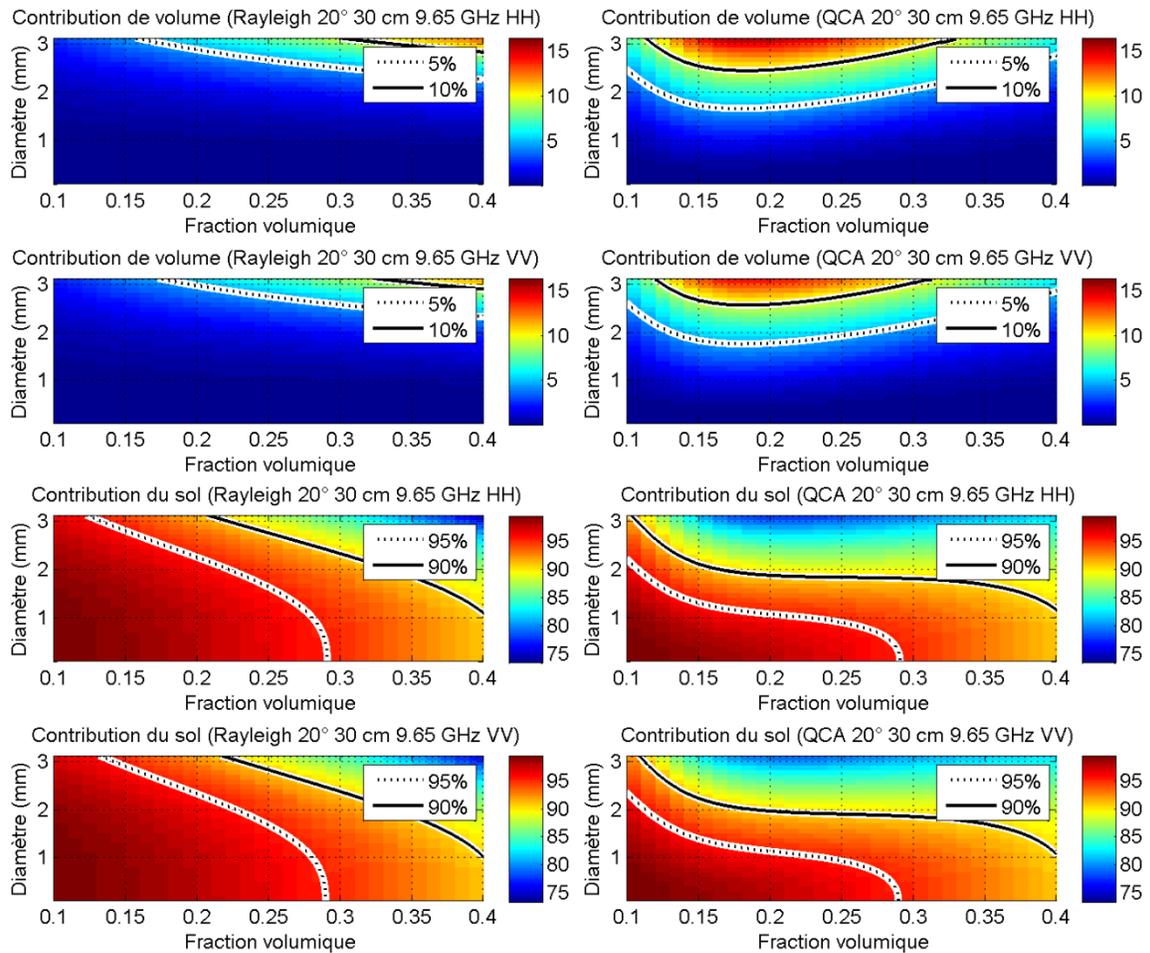


Figure 61. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

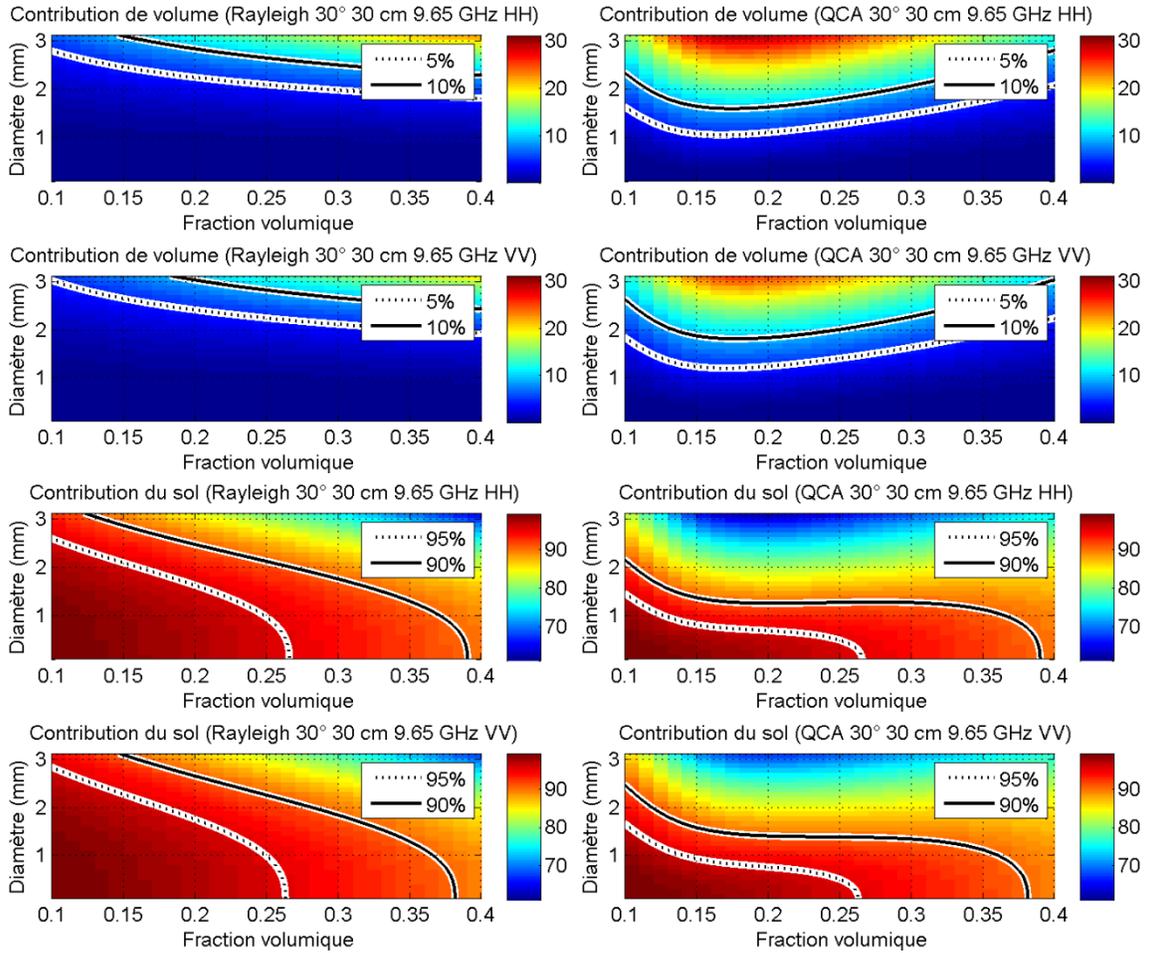


Figure 62. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

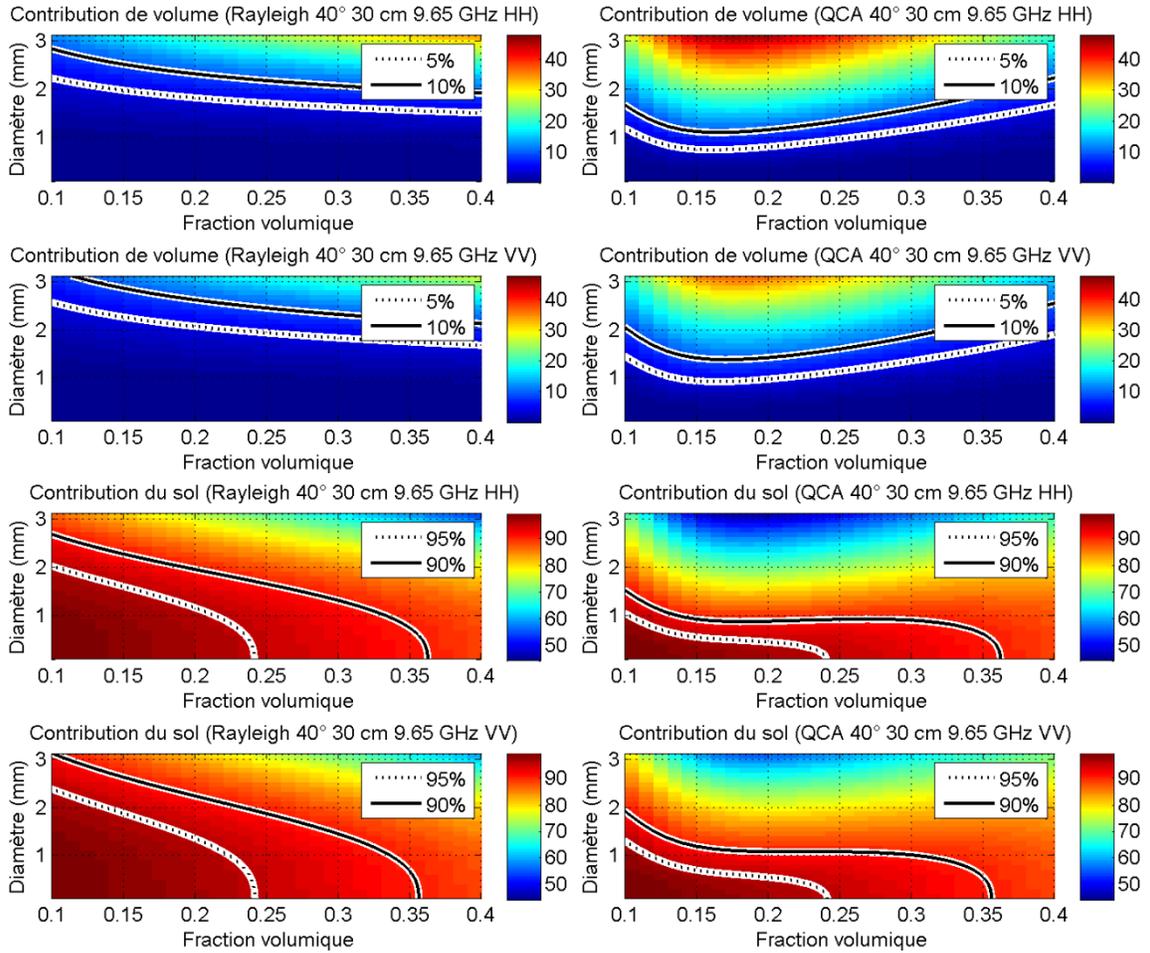


Figure 63. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

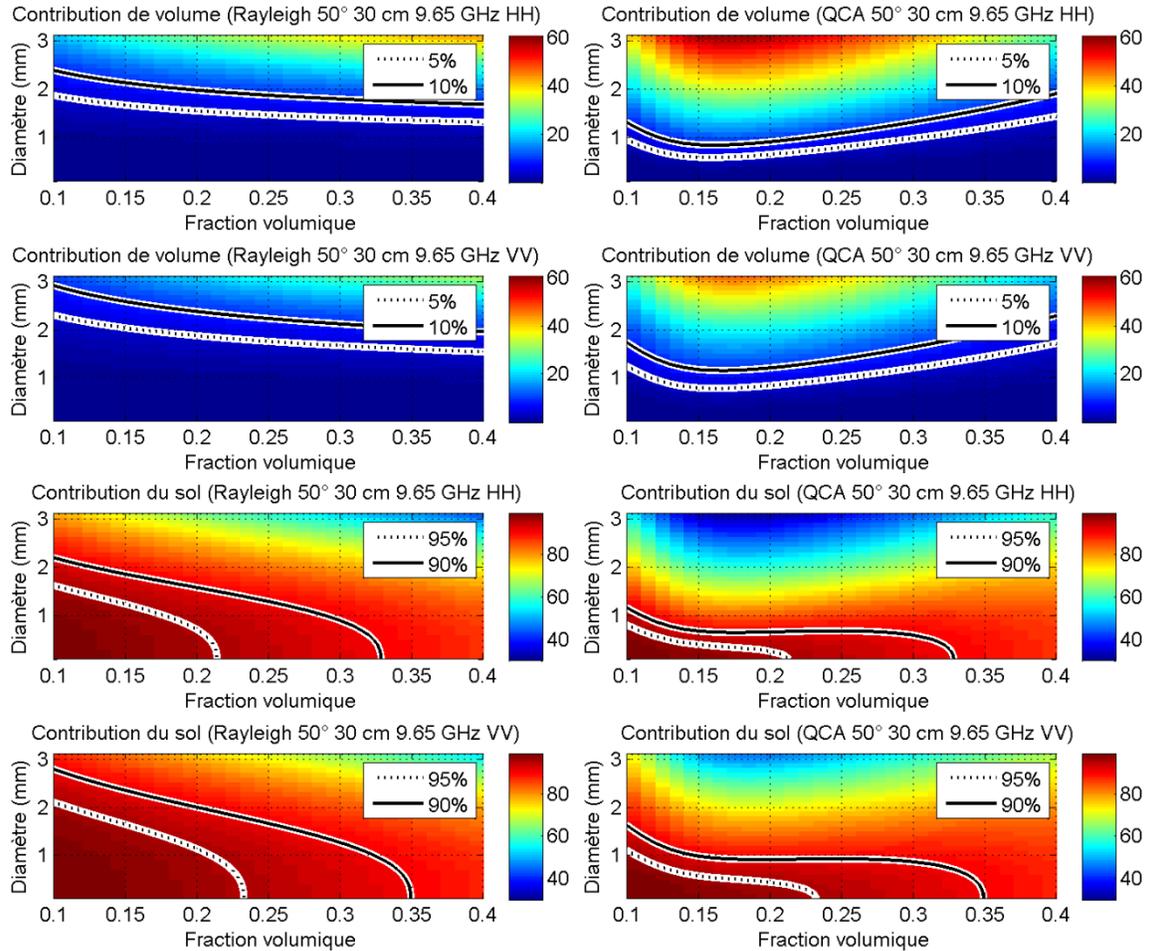


Figure 64. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

Dans le cas du modèle de diffusion de Rayleigh, le 5% de la rétrodiffusion totale est atteint pour la contribution de volume pour l'ensemble des angles d'incidence. Par contre, à 20° ce seuil est confiné au coin supérieur droit de la figure 61, où se retrouvent des tailles de grains très élevées rarement observées sur le terrain. Avec l'augmentation de l'angle d'incidence, les tailles de grains pour lesquels la contribution de volume atteint les 5% de la rétrodiffusion totale diminuent progressivement jusqu'à environ 1,5 mm à 50°.

Pour ce qui est du modèle QCA, la contribution de volume atteint les 5% de la rétrodiffusion totale pour une taille de grain d'environ 1,8 mm à 20° (figure 61). La part

de la contribution de volume augmente par la suite progressivement avec l'angle d'incidence. À 50°, le seuil de 5% est alors atteint à des tailles de grains inférieures à 1 mm (Figure 64).

À 30 cm d'épaisseur de neige, les contributions de volume des deux modèles de diffusion présentent des différences non négligeables (>5%) sur l'ensemble des angles d'incidence (figure 65, figure 66, figure 67 et figure 68). Les différences entre les deux modèles ($\% \sigma_{vol. QCA} - \% \sigma_{vol. Rayleigh}$) sont positives sur l'ensemble des fractions volumiques à l'exception de fractions volumiques élevées s'approchant de 0,4. Ceci peut être expliqué par les différences entre les coefficients de diffusion de la (figure 26). En effet, jusqu'à des fractions volumiques légèrement inférieures à 0,4, le coefficient de diffusion pour le modèle QCA est supérieur au coefficient de Rayleigh. Cet effet n'est principalement remarqué qu'en bande X, puisque les coefficients de diffusion et d'extinction augmentent plus rapidement avec la fréquence pour la théorie indépendante de diffusion que pour QCA/DMRT (Tsang et al., 2007b). Les différences entre les deux modèles se retrouvent donc amplifiées comparativement à ce qui est observé en bande C.

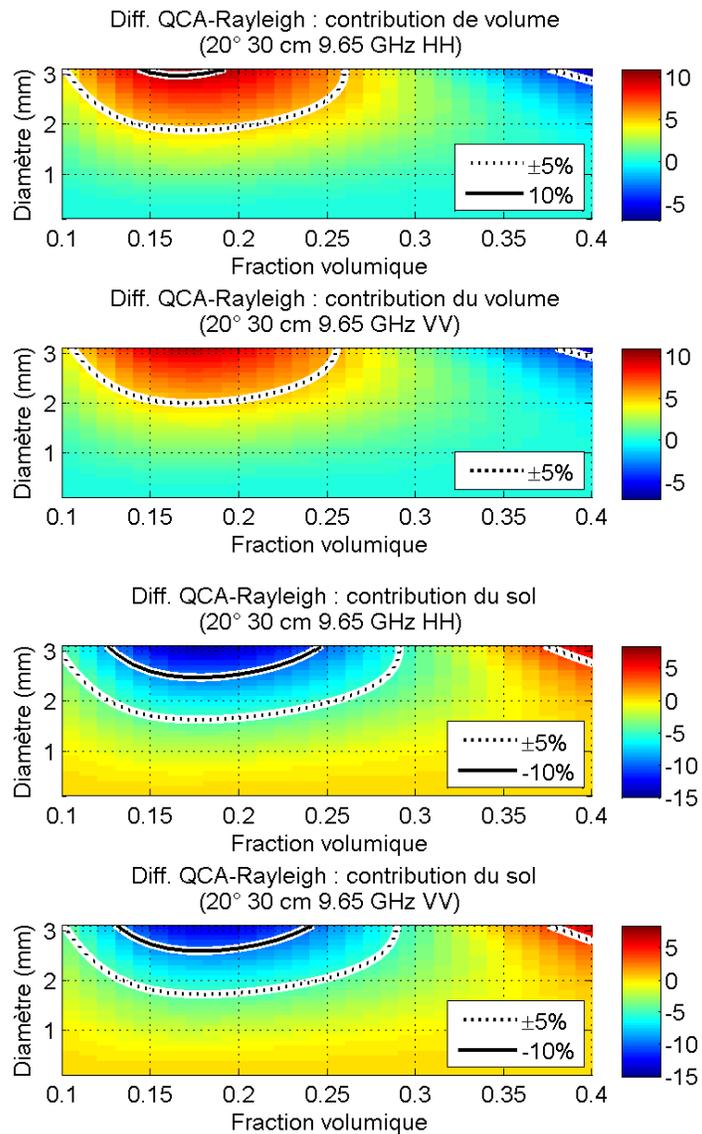


Figure 65. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

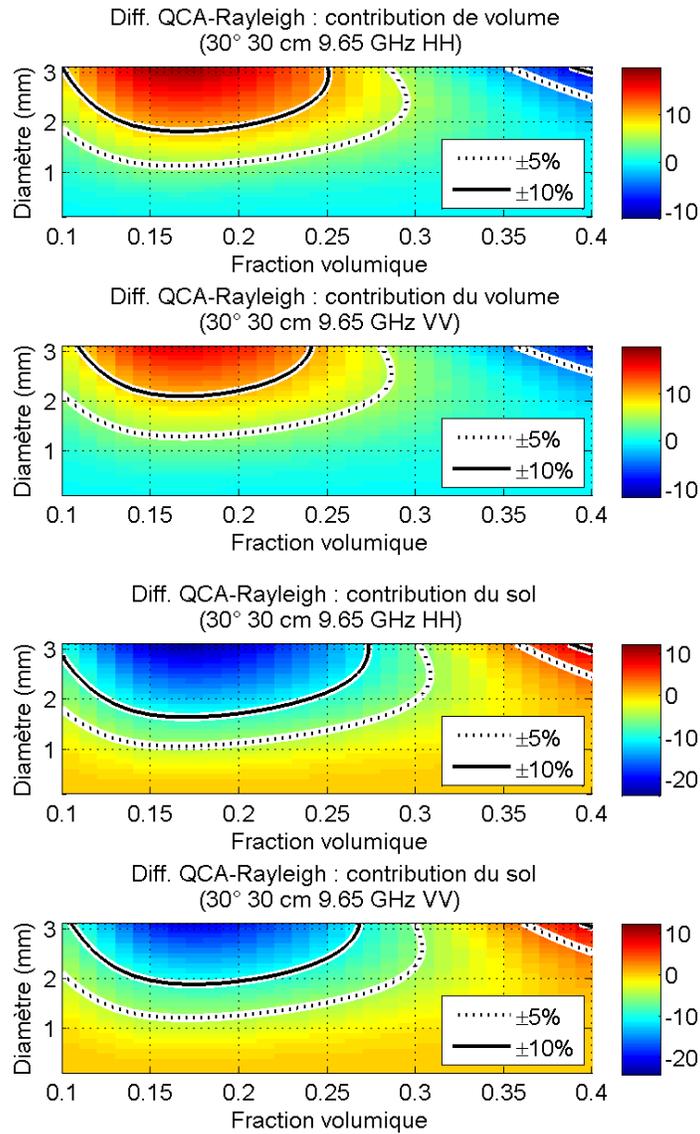


Figure 66. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

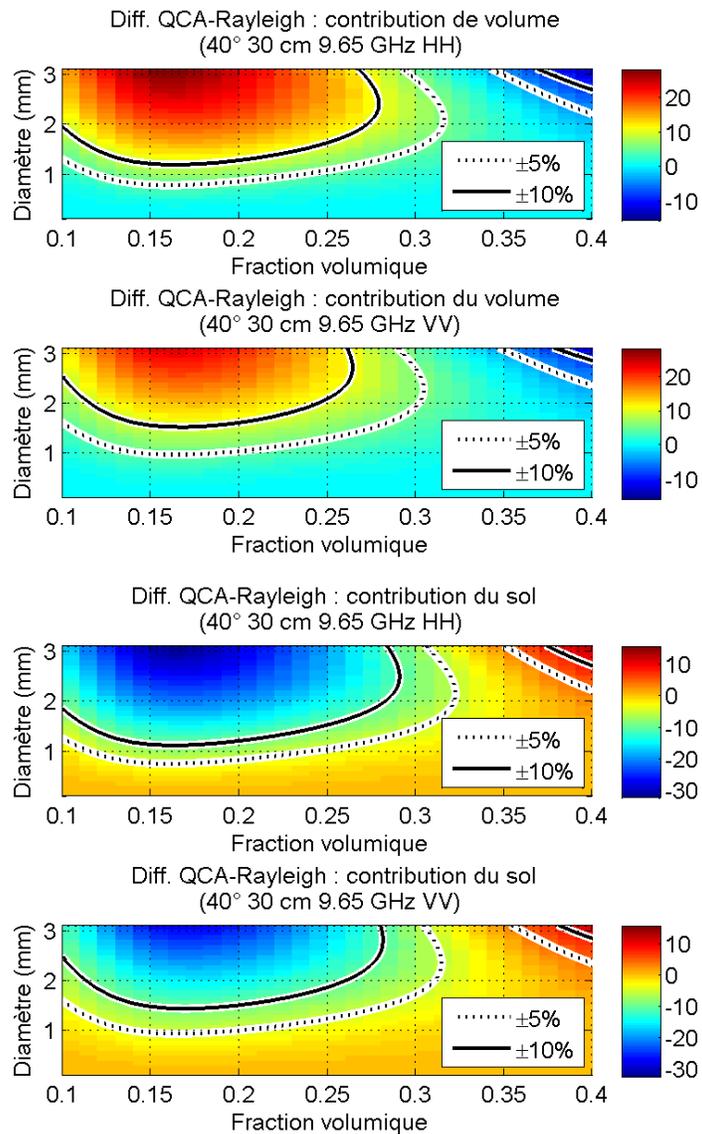


Figure 67. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

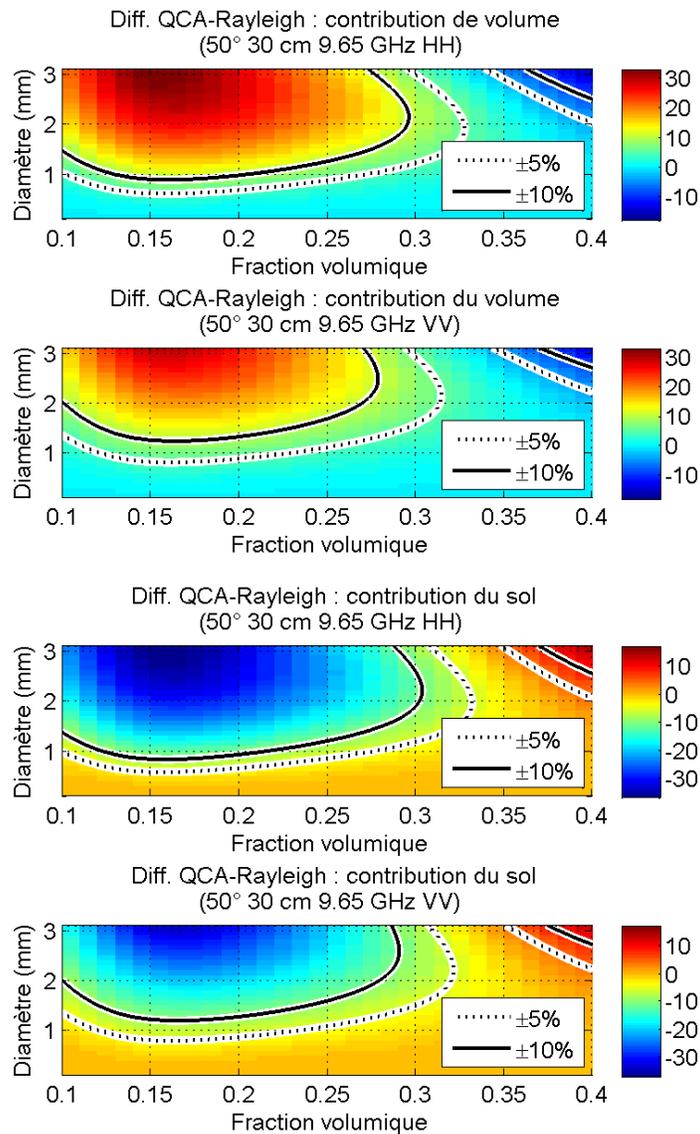


Figure 68. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 30 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

Contribution de sol :

Tout comme en bande C, lorsque la taille des grains se rapproche de 0, les deux modèles se comportent de façon très similaire (figure 61, figure 62, figure 63 et figure 64). Lorsque

la taille des grains est pratiquement nulle, les particules ne diffusent et n'absorbent que très peu le signal rétrodiffusé par le sol, et ce pour les deux modèles de diffusion.

La figure 69 présente la variation de la rétrodiffusion modélisée par IEM en fonction de la fraction volumique, en faisant abstraction de l'extinction du signal dans la neige. Cette figure montre bien que la diffusion de surface du sol modélisée par le modèle IEM est aussi influencée par la fraction volumique (Shi and Dozier, 2000b). Malgré le fait que le modèle IEM simule des différences entre les polarisations HH et VV d'un ordre de grandeur similaire, voir même supérieures à celles en bande C, ces différences sont beaucoup moins évidentes sur les figure 61, figure 62, figure 63 et figure 64 (bande X) que sur les figure 40, figure 42, figure 44 et figure 46 (bande C). En effet, en bande X, l'augmentation du coefficient de diffusion par rapport à la bande C, fait en sorte d'augmenter la contribution de volume au dépend de la contribution du sol (figure 25 et figure 26). Donc, les différences entre les polarisations deviennent beaucoup moins visibles en bande X, en partie à cause de la représentation des contributions en pourcentage de la rétrodiffusion totale (figure 61, figure 62, figure 63 et figure 64).

À 30 cm de neige, les différences entre les deux modèles sont non négligeables à 20° pour des tailles de grains supérieures à 1,7 mm. À partir de 30°, les différences supérieures à 5 % sont observées pour des tailles de grains d'environ 1 mm. Tout comme en bande C, les principales différences observées sont négatives puisque l'extinction du signal pour QCA est supérieure à Rayleigh. Par contre, contrairement à la bande C, avec l'augmentation de l'angle d'incidence, des différences positives sont observées pour de fortes fractions volumiques et tailles de grains. Ces différences proviennent du fait qu'en bande X le coefficient d'extinction de Rayleigh devient supérieur à celui de QCA pour des fractions volumiques élevées (figure 26). Mais, il est important de noter qu'avec l'augmentation de la fraction volumique, nous nous éloignons certainement du domaine de validité de la théorie de diffusion indépendante (Ding et al., 1994).

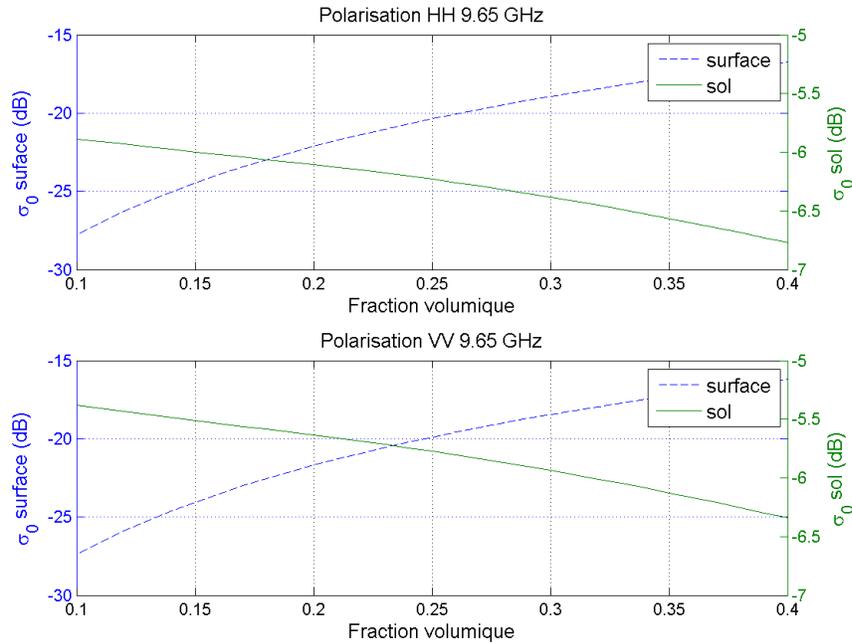


Figure 69. Contributions de surface de neige et de sol sans aucune atténuation du signal dans la neige, en fonction de la fraction volumique, à un angle d'incidence de 20° et à 9,65 GHz.

L'analyse de la contribution de volume et de sol a été répétée pour une épaisseur de neige de 90 cm, pour la même plage de valeurs d'angles d'incidence (20°, 30°, 40° et 50°), en polarisations HH et VV. Les figure 70, figure 72, figure 74 et figure 76 présentent les pourcentages qu'occupent la contribution de volume par rapport à la rétrodiffusion totale pour QCA et Rayleigh pour des angles d'incidence de 20°, 30°, 40° et 50°, respectivement. Les différences entre les modèles QCA et Rayleigh ($\% \sigma_{\text{vol. QCA}} - \% \sigma_{\text{vol. Rayleigh}}$ et $\% \sigma_{\text{sol. QCA}} - \% \sigma_{\text{sol. Rayleigh}}$) présentés dans ces figures sont illustrées dans les figure 71, figure 73, figure 75 et figure 77.

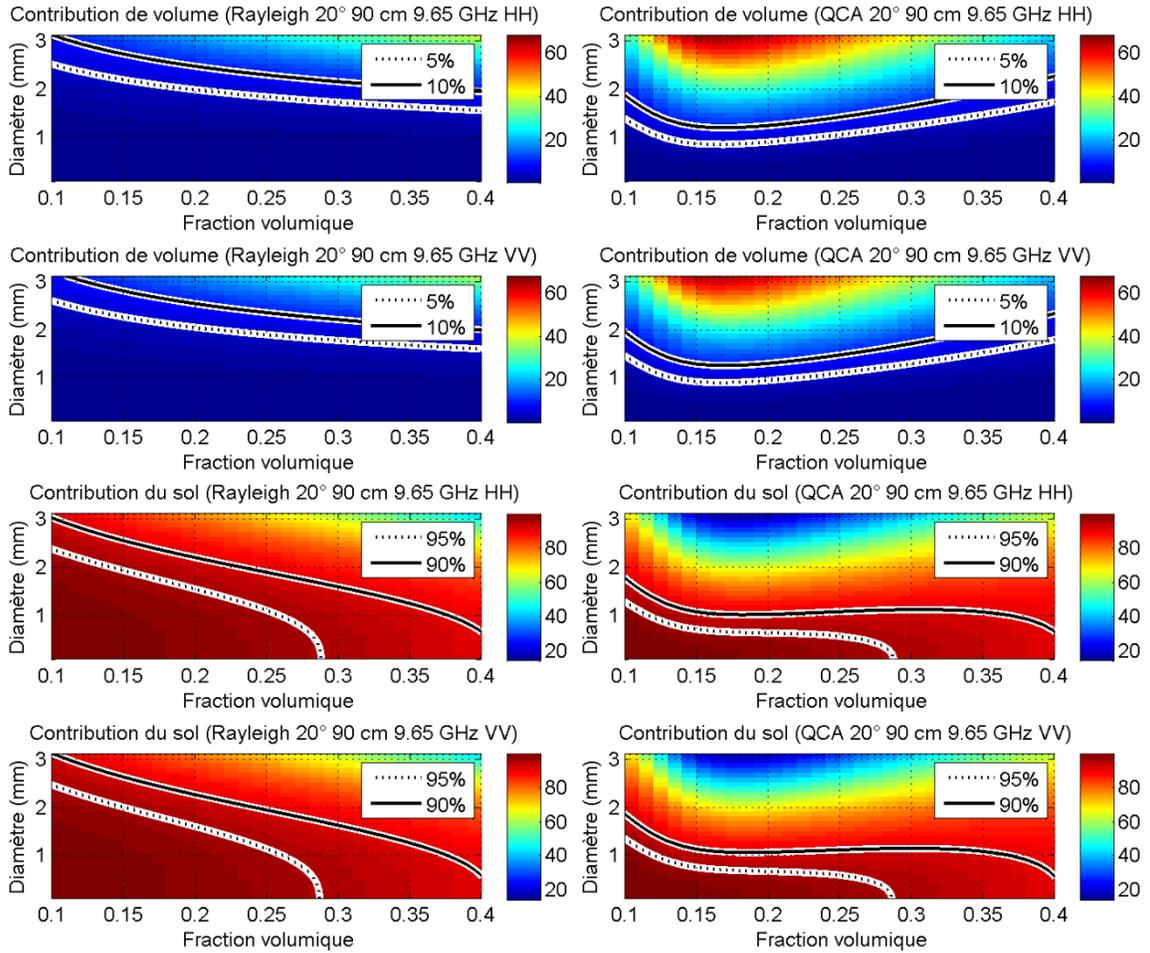


Figure 70. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

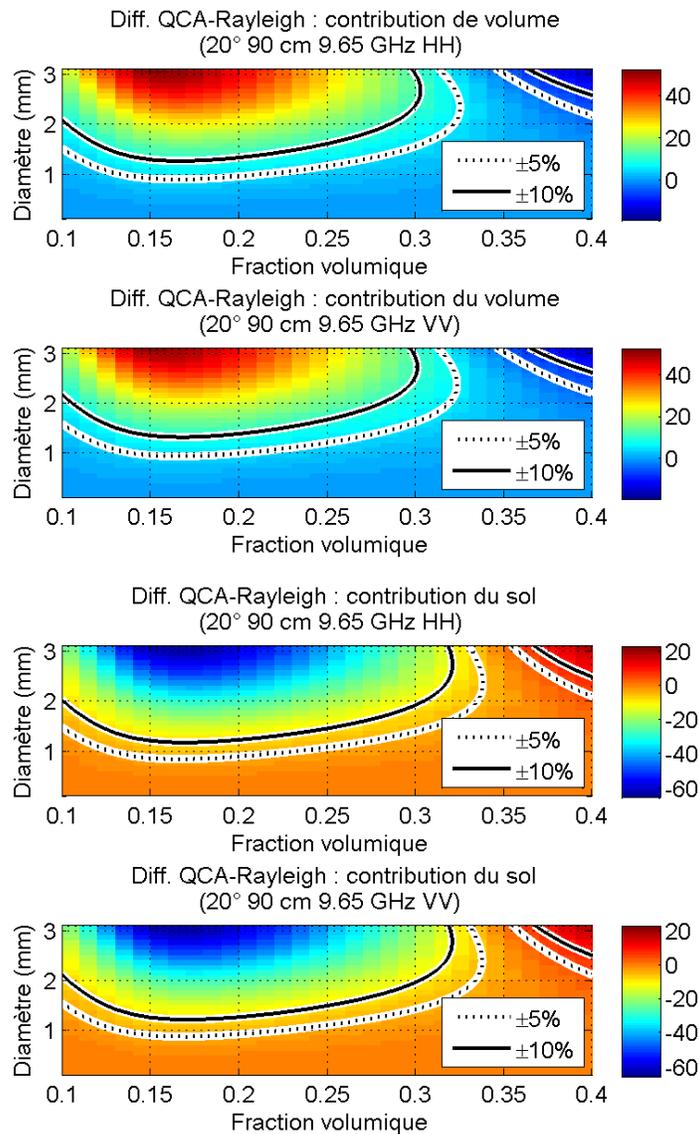


Figure 71. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 20°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement.

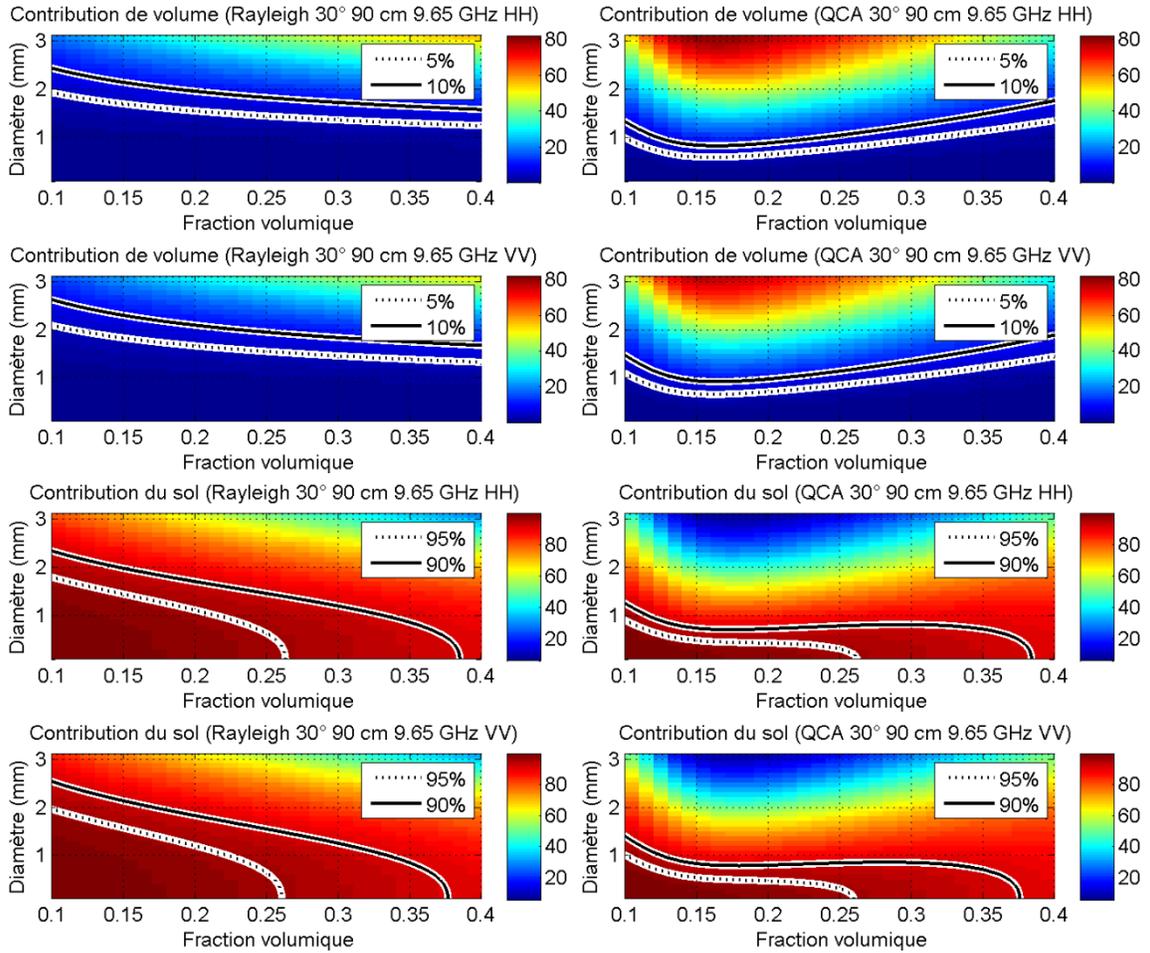


Figure 72. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

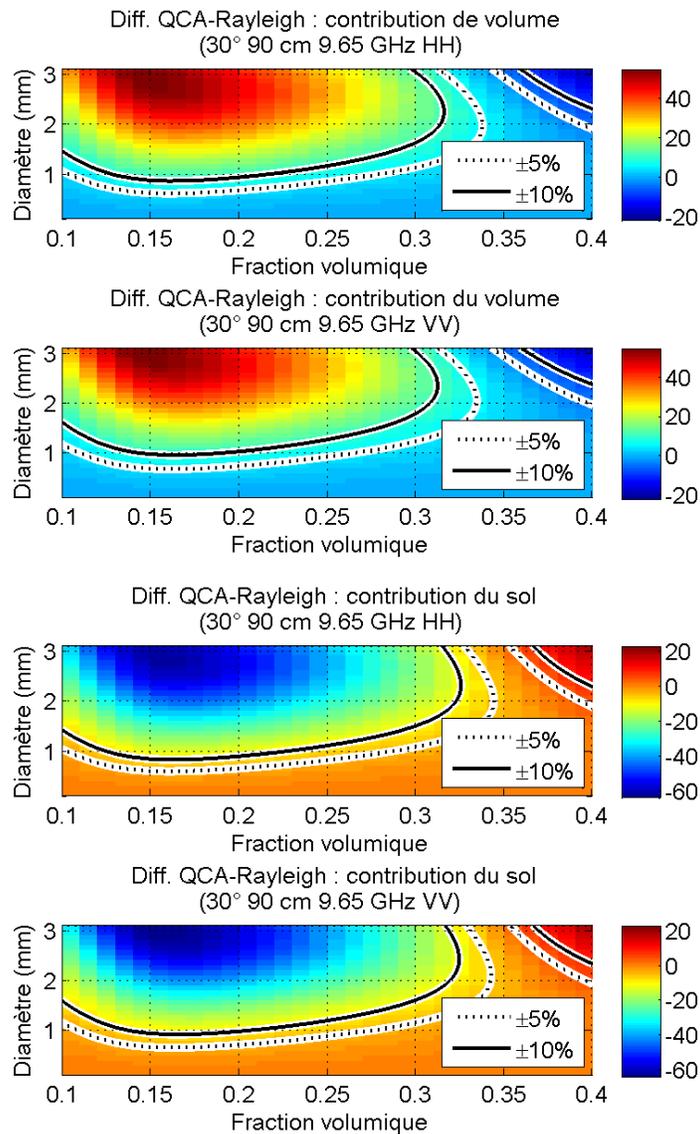


Figure 73. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 30°. Les seuils de ±5% et ±10% sont représentés par les lignes discontinues ... et les lignes continues –, respectivement.

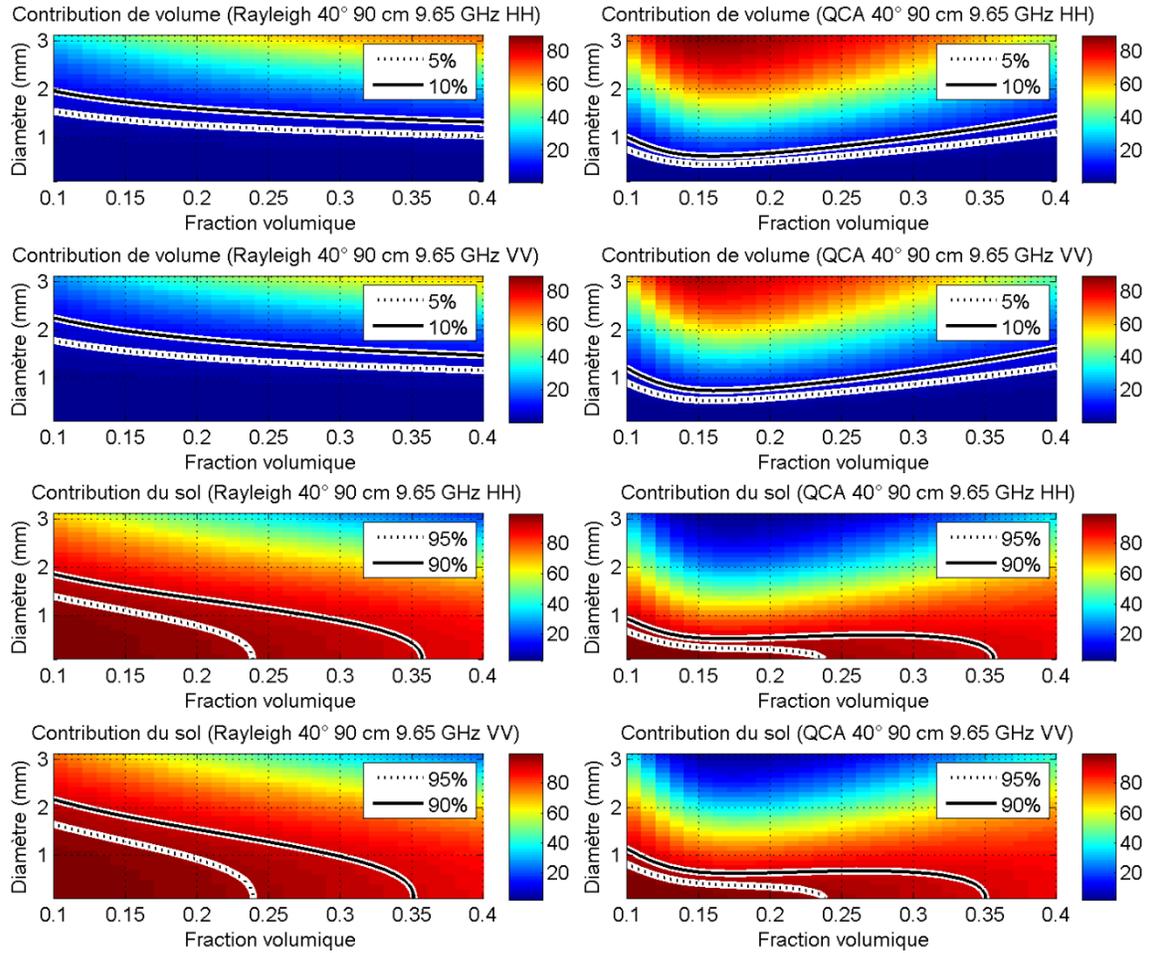


Figure 74. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

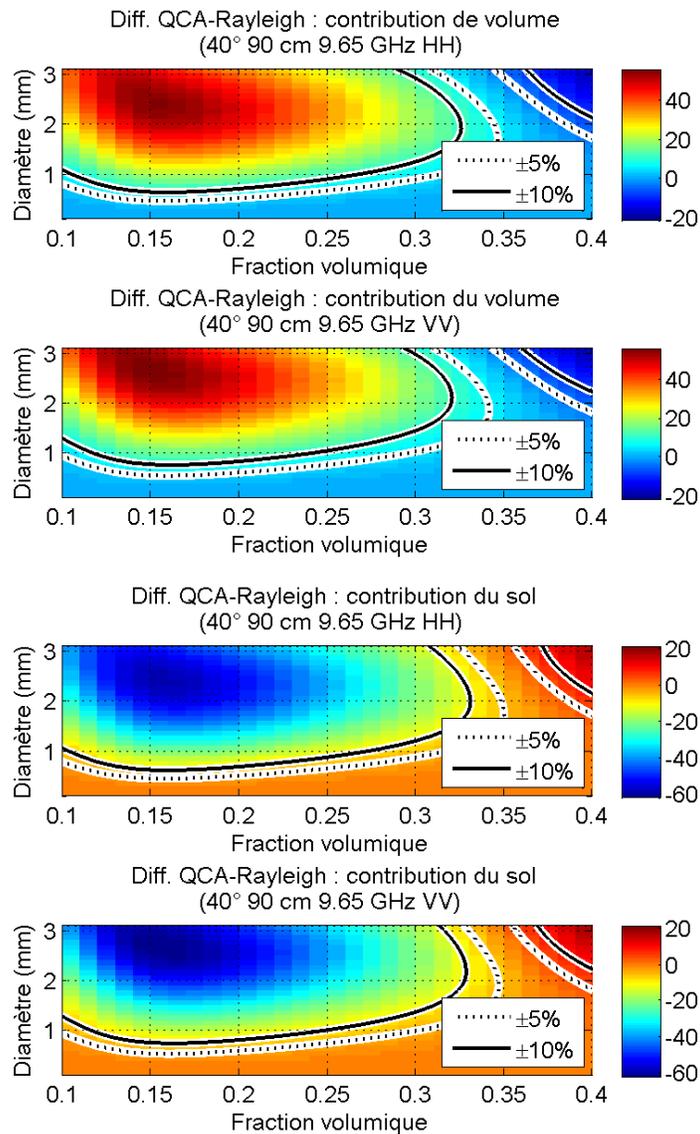


Figure 75. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 40°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

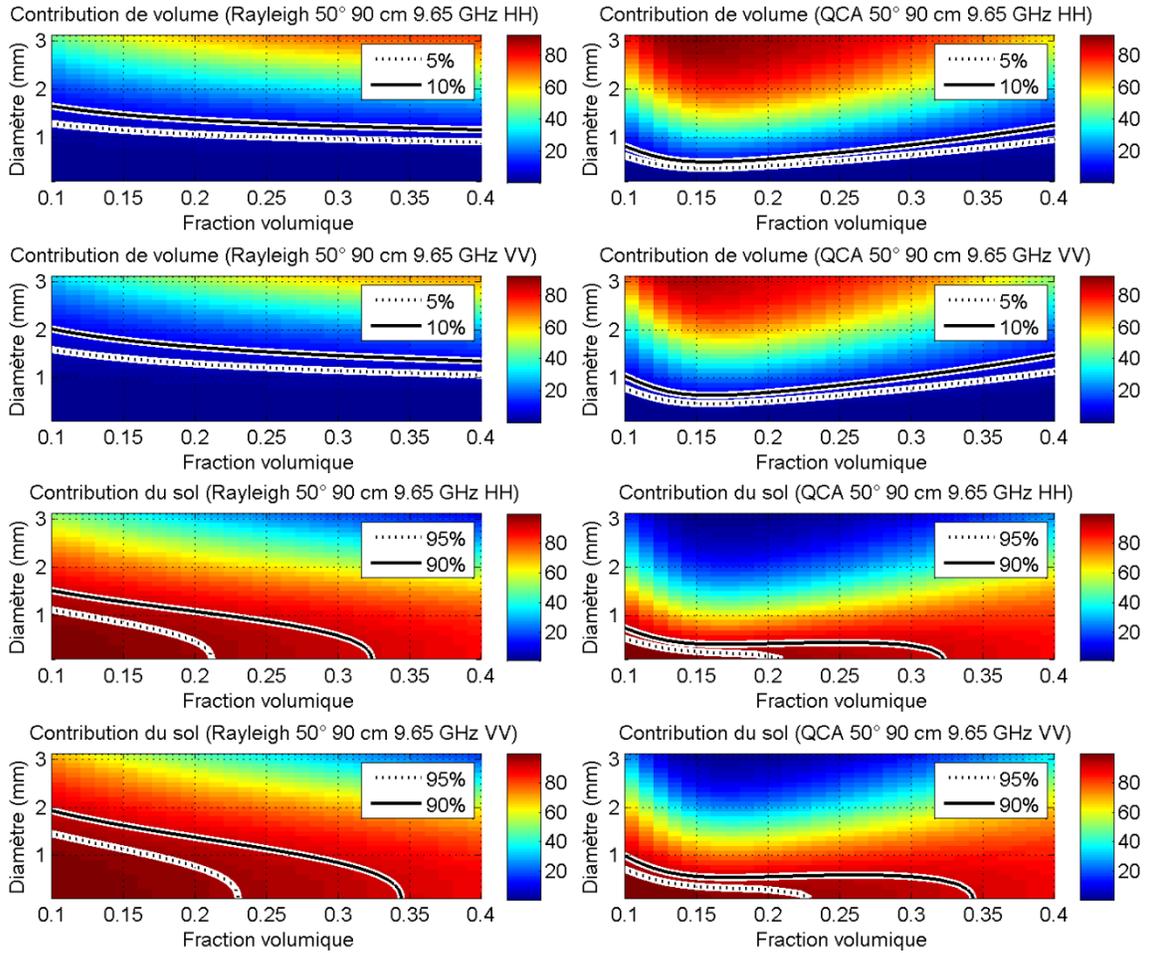


Figure 76. % par rapport à la rétrodiffusion totale de la contribution de volume (en haut) et de la contribution du sol (en bas) à 9,65 GHz en fonction du diamètre des grains de neige et de la fraction volumique pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de 5 et 95% sont représentés par les lignes discontinues ... et les seuils de 10 et 90% par les lignes continues –.

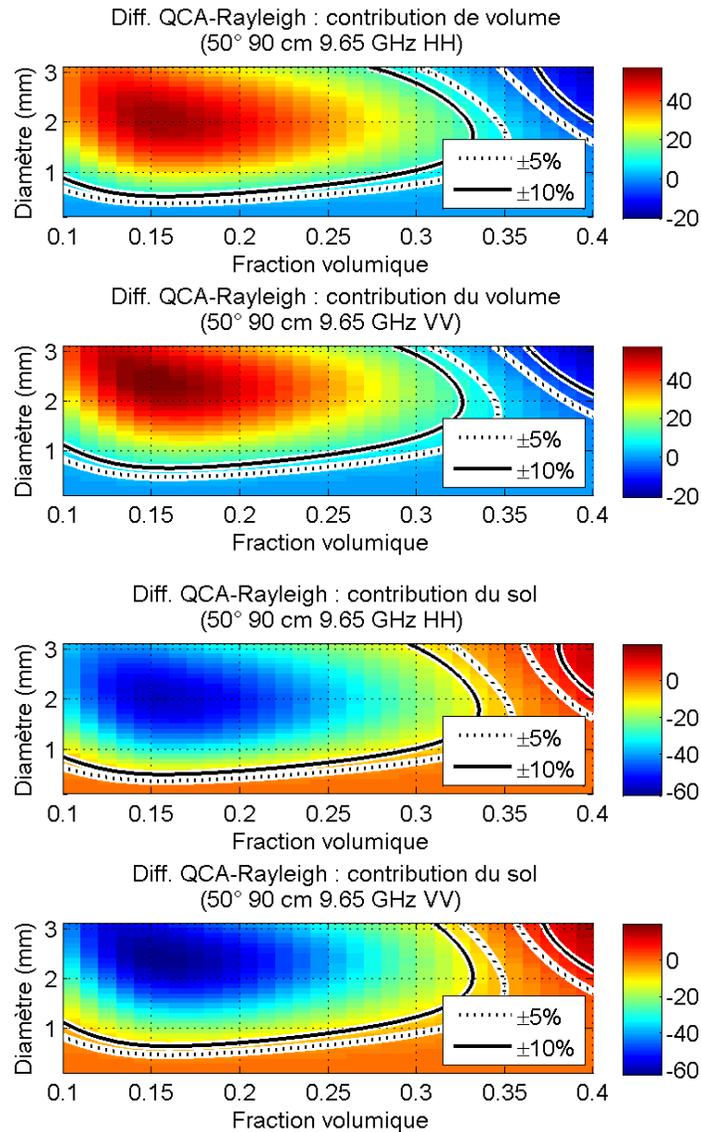


Figure 77. Différence entre le % de la contribution de volume de QCA et Rayleigh (en haut) et le % de la contribution du sol de QCA et Rayleigh (en bas) à 9,65 GHz, pour une épaisseur de neige de 90 cm à des angles d'incidence de 50°. Les seuils de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$ sont représentés par les lignes discontinues \cdots et les lignes continues $-$, respectivement.

Contribution de volume :

À 90 cm, l'augmentation du chemin parcouru par l'onde électromagnétique fait en sorte d'augmenter la contribution de volume par rapport à la rétrodiffusion totale pour les deux modèles de diffusion. En bande X, à cette épaisseur de neige, la contribution de volume devient non-négligeable pour l'ensemble des fractions volumiques. Les différences entre les polarisations HH et VV d'un même modèle sont aussi beaucoup moins évidentes

qu'auparavant puisque la contribution de volume occupe une part importante de la rétrodiffusion totale aux dépens de la contribution du sol, d'où provenaient les différences entre polarisations.

En bande X, à 90 cm d'épaisseur de neige, les différences entre les deux modèles de diffusion deviennent très marquées. Des différences non négligeables (>5%) sont observées pour l'ensemble des angles d'incidence jusqu'à des tailles de grains de moins de 1 mm. Tout comme à 30 cm, à de fortes fractions volumiques et pour des tailles de grains élevées, la part de la contribution de volume devient plus importante pour Rayleigh que pour QCA. L'augmentation du chemin parcouru par l'onde vient mettre davantage en évidence ces différences par l'entremise de l'augmentation de l'extinction du signal.

Contribution du sol :

À 90 cm de neige en bande X, le modèle de Rayleigh montre toujours une diminution de la contribution du sol négligeable à de faibles fractions volumiques et tailles de grains. Pour ce qui est de QCA/DMRT, la contribution du sol devient négligeable pour une très bonne gamme de fractions volumiques et tailles de grains de neige. La part de la contribution du sol dans la rétrodiffusion totale baisse jusqu'à moins de 20%, dans certains cas.

Des différences non négligeables (>5%) entre les deux modèles sont observées pour la contribution du sol pour l'ensemble des angles d'incidence à des tailles de grains de moins de 1 mm. Tout comme à 30 cm, à de fortes fractions volumiques et pour des tailles de grains élevées, la part de la contribution du sol devient plus importante pour QCA que pour Rayleigh.

Conclusion sur la bande X :

Pour conclure, la contribution de volume en bande X occupe une part considérable de la rétrodiffusion totale, surpassant même dans certains cas de figure, les 60% de la

rétrodiffusion totale, tant pour Rayleigh que pour QCA. L'augmentation importante des coefficients de diffusion augmente de façon significative la part de la contribution de volume dans la rétrodiffusion totale. La contribution de volume ne peut plus être négligée pour les deux modèles de diffusion, sauf dans le cas de Rayleigh pour de faibles angles d'incidence et faibles épaisseurs de neige ou dans le cas d'épaisseurs de neige plus importantes (environ 90 cm), mais à de faibles angles d'incidence et faibles tailles de grains de neige.

Les différences entre les polarisations d'un même modèle de diffusion dues à la réponse angulaire de IEM deviennent beaucoup moins perceptibles en bande X qu'en bande C. En effet, en bande X, la diminution importante de la contribution du sol dans la rétrodiffusion totale, fait en sorte d'atténuer ces effets sur la rétrodiffusion totale. Tout comme en bande C, l'augmentation de la fraction volumique aura pour effet de diminuer le contraste diélectrique à la surface du sol et ainsi diminuer la rétrodiffusion de surface du sol.

En bande X, les différences entre les deux modèles pour la portion occupée par la contribution de volume sont beaucoup plus prononcées qu'en bande C. À de faibles fractions volumiques, la part occupée par la contribution de volume de QCA est largement supérieure (jusqu'à environ 40%) par rapport à celle simulée par le modèle de Rayleigh. Par contre, à de fortes fractions volumiques, le rapport s'inverse et la contribution de volume de Rayleigh devient supérieure à QCA en raison du comportement des coefficients radiatifs des deux modèles (Figure 26).

6.4 Comparaison de la modélisation avec les données RADARSAT-2 et TerraSAR-X

Une comparaison entre les résultats de la rétrodiffusion modélisée, à partir des données stratigraphiques de neige, et les données RADARSAT-2 et TerraSAR-X a été réalisée pour les hivers 2010-2011 et 2011-2012. Cette comparaison permettra de vérifier la capacité des modèles implémentés dans le cadre de ce mémoire, à simuler les rétrodiffusions issues des images RADARSAT-2 et TerraSAR-X. Au total, 27 points de correspondance

entre les observations radar et les mesures stratigraphiques ont pu être utilisés afin de valider les deux modèles. Sur ces 27 points, 13 proviennent d'images RADARSAT-2 et 14 d'images TerraSAR-X. Les résultats de cette comparaison sont illustrés à la figure 78 pour Rayleigh et à la figure 79 pour QCA. Ces figures présentent les rétrodiffusions simulées en fonction des données RADARSAT-2 et TerraSAR-X.

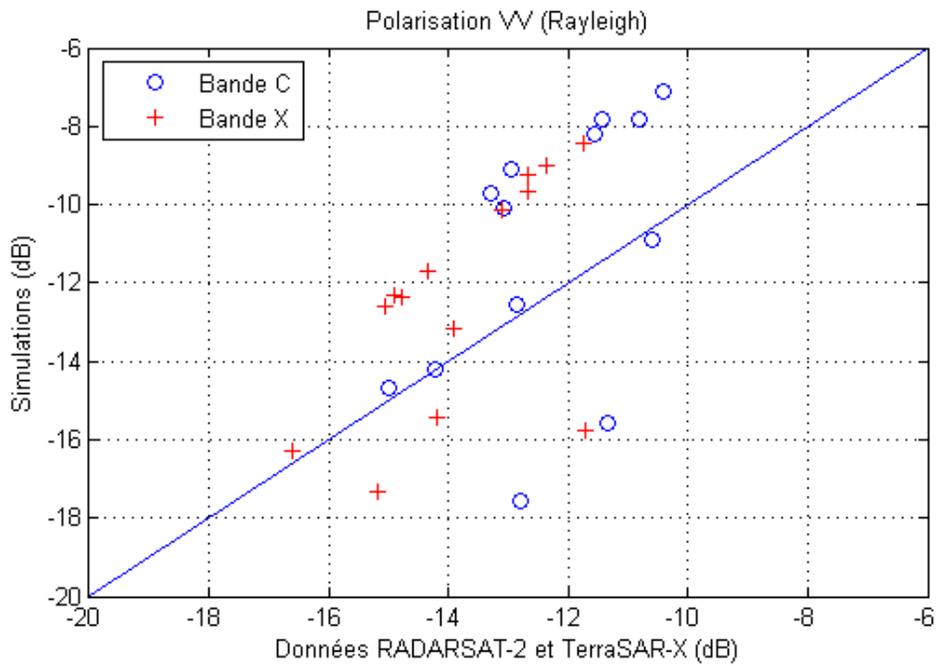
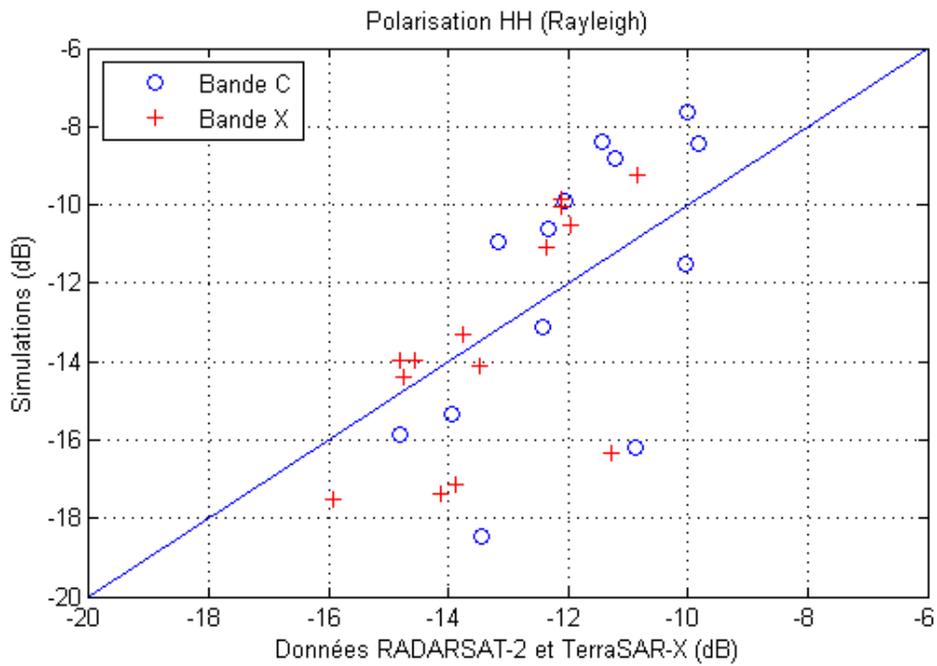


Figure 78. Simulations (dB) de la rétrodiffusion par le modèle de diffusion de Rayleigh versus données (dB) de rétrodiffusions acquises par RADARSAT-2 et TerraSAR-X, représentées par o et +, respectivement.

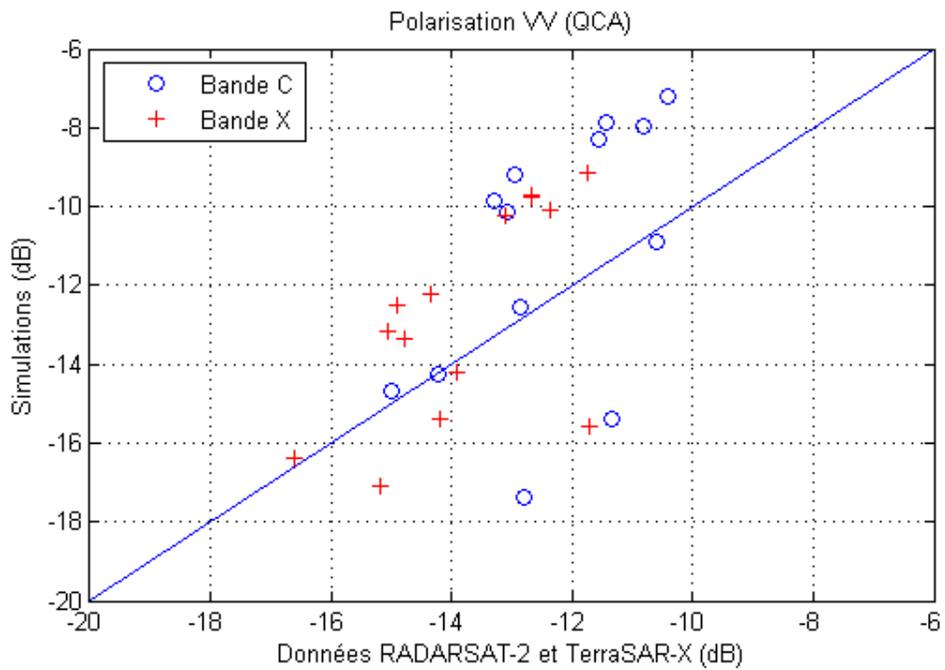
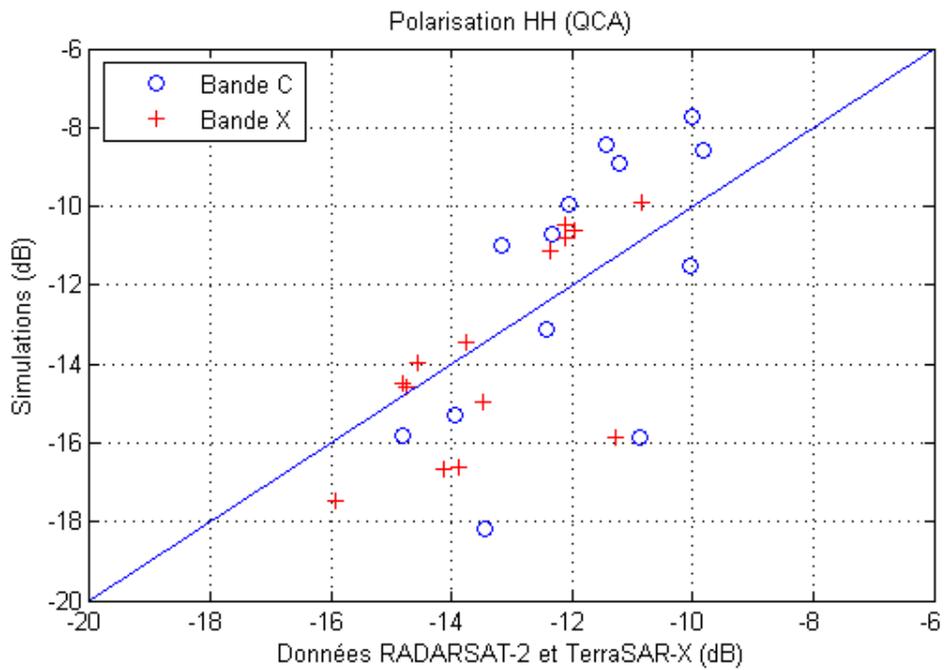


Figure 79. Simulations (dB) de la rétrodiffusion par le modèle de diffusion QCA/DMRT versus données (dB) de rétrodiffusions acquises par RADARSAT-2 et TerraSAR-X, représentées par o et +, respectivement.

Les statistiques d'erreur moyenne, de l'erreur quadratique (RMSE) et de coefficient de détermination pour la bande C et la bande X sont présentées respectivement dans les tableaux 12 et 13. Le *p-value* y est également présenté. Il donne la probabilité d'obtenir la même valeur dans le cas où l'hypothèse nulle (H_0) est vraie. Donc plus *p-value* est faible, plus il y a une forte présomption contre l'hypothèse nulle. Ici, l'hypothèse nulle est qu'il n'existe pas de relation entre les simulations et les données radars.

Afin de porter des conclusions sur l'hypothèse nulle (H_0), les seuils suivant sont appliqués sur *p-value* :

- $p \leq 0,01$: très forte présomption contre H_0
- $0,01 < p \leq 0,05$: forte présomption contre H_0
- $0,05 < p \leq 0,1$: faible présomption contre H_0
- $p > 0,1$: aucune présomption contre H_0

Tableau 12. Statistiques d'erreur entre les rétrodiffusions simulées et les données RADARSAT-2

	HH		VV	
	Rayleigh	QCA	Rayleigh	QCA
Erreur moyenne (dB)	0,00	0,01	1,13	1,10
RMSE (dB)	2,64	2,52	3,01	2,92
R²	0,41	0,43	0,26	0,27
p-value	0,018	0,015	0,076	0,068

Tableau 13. Statistiques d'erreur entre les rétrodiffusions simulées et les données TerraSAR-X

	HH		VV	
	Rayleigh	QCA	Rayleigh	QCA
Erreur moyenne (dB)	-0,18	-0,33	1,44	1,06
RMSE (dB)	2,20	1,88	2,71	2,32
R²	0,45	0,50	0,37	0,40
p-value	0,009	0,005	0,021	0,016

Globalement, les deux modèles présentent des statistiques d'erreur qui sont très similaires. Les deux modèles montrent des erreurs moyennes qui sont presque nulles en

polarisation HH pour les deux fréquences. L'erreur moyenne en polarisation HH est très légèrement inférieure pour le modèle de Rayleigh avec une amélioration de 0,01 dB pour la bande C et de 0,15 dB pour la bande X comparativement au modèle QCA/DMRT. Par contre en polarisation HH, l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est plus faible pour QCA/DMRT que pour Rayleigh plus particulièrement en bande X. Ce qui démontre que la magnitude de l'erreur est plus faible pour QCA/DMRT que pour Rayleigh. De plus, les coefficients de détermination sont quasiment similaires pour QCA/DMRT et pour Rayleigh. Leurs valeurs en polarisation HH se situant entre 0,41 et 0,5, pour les deux modèles, indiquent que près de la moitié de la variabilité est expliquée par les modèles de rétrodiffusion. Notons que *p-value* en polarisation HH est sous le seuil de 0,01 pour TerraSAR-X, ce qui permet de rejeter avec une très forte certitude l'hypothèse selon laquelle la relation entre les observations et les simulations sont dues au hasard. Pour RADARSAT-2, *p-value* se situe entre 0,01 et 0,05, ce qui permet de rejeter avec une forte certitude l'hypothèse nulle.

En polarisation VV, on note une augmentation des statistiques d'erreur pour les deux modèles par rapport à la polarisation HH. L'erreur moyenne en polarisation VV augmente d'un peu plus de 1 dB pour les deux modèles comparativement à la polarisation HH. L'ensemble des statistiques d'erreur montre une dégradation en VV par rapport à la polarisation HH. En polarisation VV, *p-value* est plus élevé qu'en polarisation HH. Pour TerraSAR-X *p-value* se situe entre 0,01 et 0,05 permettant de rejeter avec une forte certitude H_0 . Tout comme pour HH, *p-value* présente des valeurs plus élevées avec RADARSAT-2. Les valeurs sont entre les seuils 0,05 et 0,1, ce qui ne permet de rejeter H_0 qu'avec une faible certitude.

Comme nous l'avons indiqué précédemment, la principale cause des différences observées entre les polarisations pour un même modèle de diffusion provient du modèle IEM (Shi and Dozier, 2000b). En effet, la rétrodiffusion du sol diminue moins rapidement avec l'angle d'incidence en VV qu'en HH, donnant lieu à de plus fortes rétrodiffusions en VV qu'en HH. L'amélioration de l'erreur en bande X par rapport à la bande C, nous laisse présager qu'une des principales sources d'erreur provient de la rétrodiffusion du sol.

Comme la proportion de la contribution du sol dans la rétrodiffusion totale est plus faible en bande X qu'en bande C, une problématique liée au sol serait atténuée par une plus forte présence de la contribution de volume. De plus l'amélioration de l'erreur pour QCA/DMRT par rapport à Rayleigh pourrait n'être due qu'à une plus grande atténuation de la contribution du sol.

Afin de mieux comprendre et expliquer le résultat de la modélisation et de la mettre en lien avec certains paramètres du milieu, nous analyserons le résultat de la modélisation de quelques cas intéressants pris individuellement avec la part de chacune des contributions du signal. L'ensemble des modélisations individuelles (incluant QCA et Rayleigh) avec la part occupée par chacune des contributions est présenté en annexe b.

La plupart des simulations en basses fréquences présentent une contribution du sol qui se rapproche beaucoup de la valeur de la rétrodiffusion totale. Par contre, certains cas de figure présentent des particularités qu'il est intéressant de présenter et d'analyser. C'est le cas du champ Benneth2 avec l'acquisition RADARSAT-2 en date du 4 mars 2011 (figure 80). En effet, en bande C, c'est le champ qui présente une des plus fortes rétrodiffusions de volume, mais aussi une des plus faibles rétrodiffusions en provenance du sol.

Comme nous l'avons vu dans la section 4.1, le champ Benneth2 était le champ qui présentait les plus importantes épaisseurs de neige en grande partie parce qu'il était isolé du vent par les hautes forêts avoisinantes. En date du 4 mars 2011, on retrouve en effet une épaisseur de neige de 80,6 cm, avec de fortes tailles de grains de neige dans les couches les plus profondes ainsi que des densités relativement faibles qui contribuent à l'augmentation de la diffusion de volume pour le modèle de diffusion QCA/DMRT (Figure 6). Pour ce qui est des caractéristiques du sol, le champ Benneth2 présente aussi certaines caractéristiques qui lui sont propres. En effet, ce champ présente la plus faible rugosité de surface avec une rugosité moyenne quadratique de 0,45 cm. Cette surface relativement lisse combinée à une humidité du sol non négligeable de 0,167 m³/m³ (Tableau 5) et à l'utilisation d'un faible angle d'incidence fait en sorte de rehausser la rétrodiffusion de surface et ainsi réduire la rétrodiffusion de volume. On note par contre

une sous-estimation (≈ 5 dB) de la rétrodiffusion par rapport à la rétrodiffusion RADARSAT-2 (Figure 79). L'autre mesure RADARSAT-2 sur le champ Benneth2 réalisée le 25 février 2011, présente aussi une importante sous-estimation (≈ 5 dB) de la rétrodiffusion simulée (Figure 80). Ces deux points présentent la plus forte sous-estimation de la rétrodiffusion en bande C.

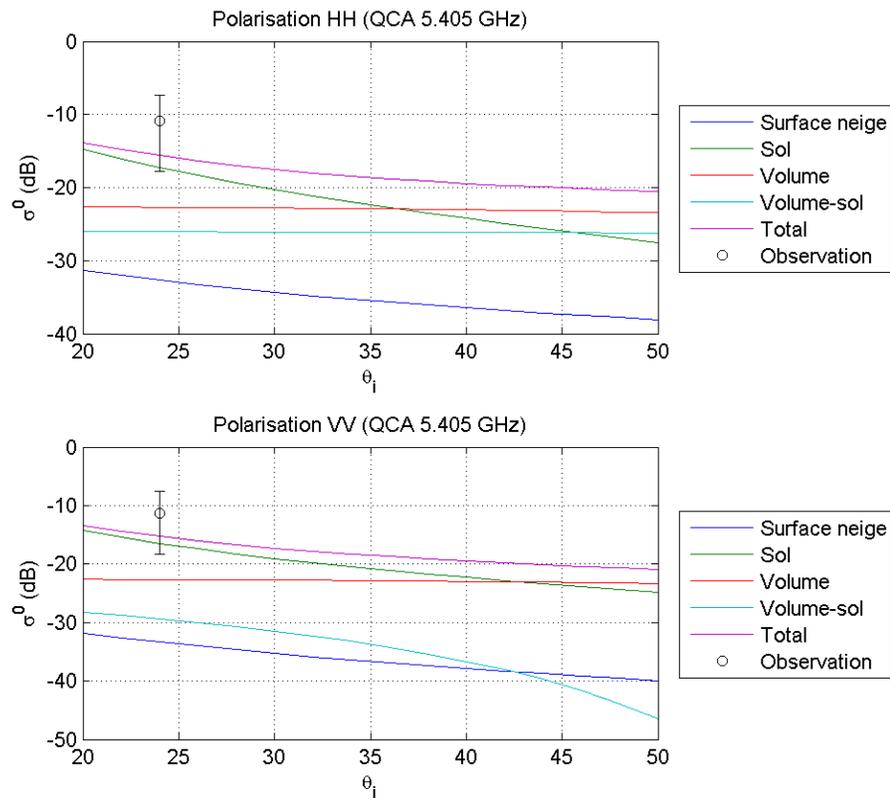


Figure 80. Profil angulaire de la modélisation des différentes contributions de la rétrodiffusion du champ Benneth2 ainsi que la rétrodiffusion RADARSAT-2 observée en date du 4 mars 2011.

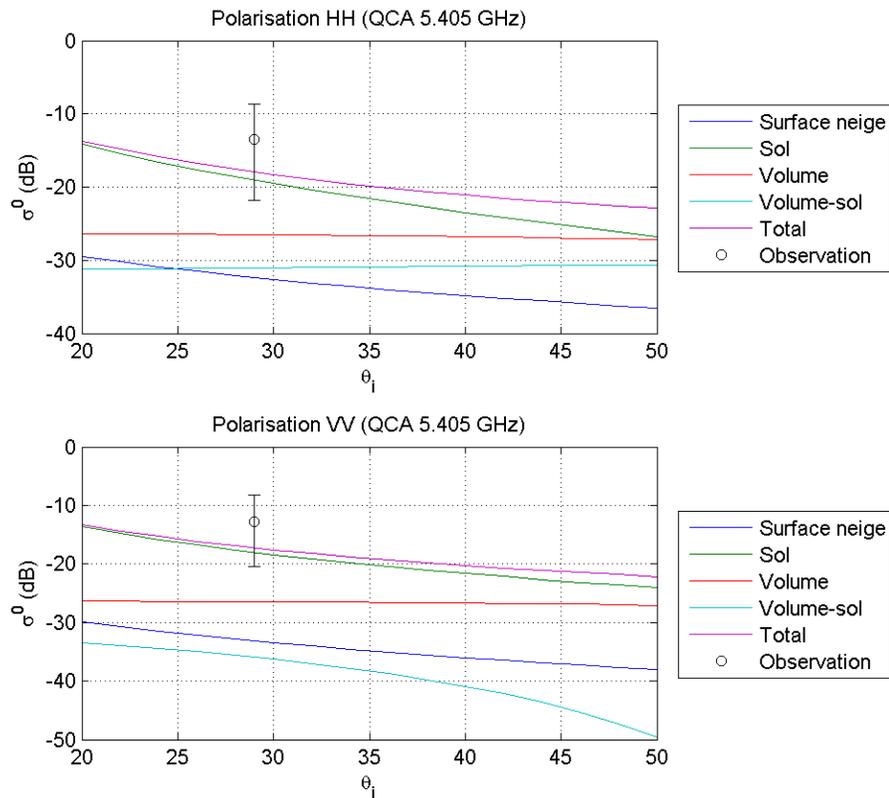


Figure 81. Profil angulaire de la modélisation des différentes contributions de la rétrodiffusion du champ Benneth2 ainsi que la rétrodiffusion RADARSAT-2 observée en date du 25 février 2011.

En bande X, le champ Benneth2 présente également les plus fortes sous-estimations de la rétrodiffusion totale (≈ 7 dB) comparativement aux autres champs (Figure 82). Comme énoncé précédemment, le champ Benneth2 possèdent des caractéristiques de sol qui lui sont propre et qui peuvent expliquer l'erreur en bande C. Par contre, en bande X, la contribution du sol est atténuée de façon plus importante comparativement à celle en bande C. L'erreur plus élevée en bande X qu'en bande C, semble pointer vers une autre source d'erreur. Comme stipulé précédemment, le champ Benneth2 possède également les épaisseurs de neige les plus importantes de tous les champs. Comme le coefficient de diffusion est plus élevé en bande X qu'en bande C, l'erreur semble provenir de la contribution de volume.

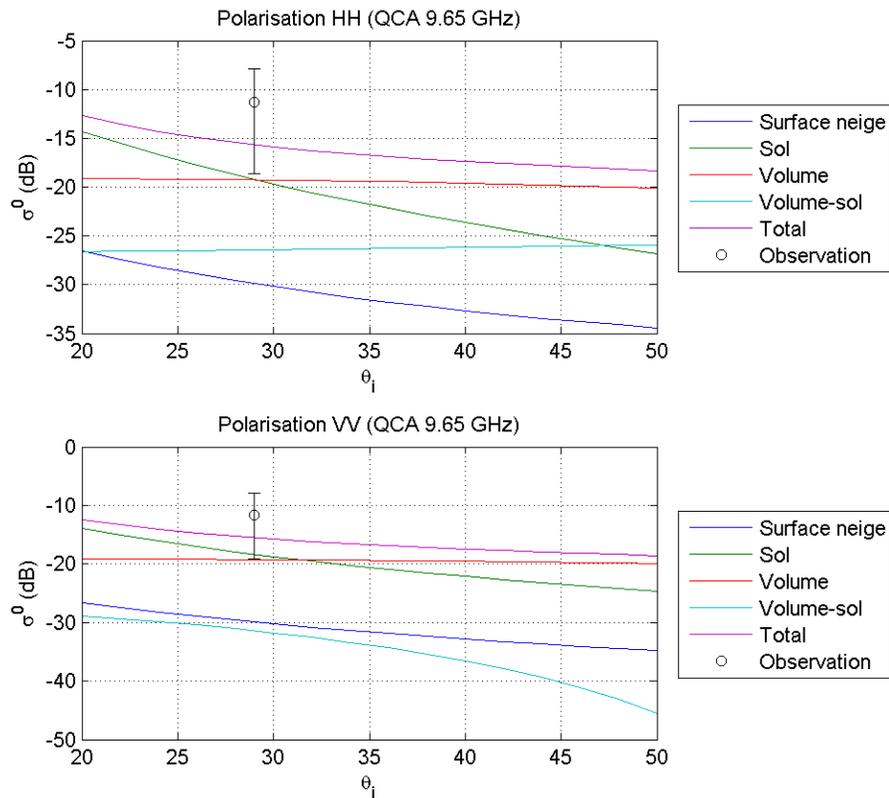


Figure 82. Profil angulaire de la modélisation des différentes contributions de la rétrodiffusion du champ Benneth2 ainsi que la rétrodiffusion TerraSAR-X observée en date du 25 février 2011.

Sinon, en bande X, le champ Benneth1 présente également une erreur élevée comparativement aux autres champs. Les champs Benneth1 et Benneth2 ont en commun, qu'ils possèdent les plus faibles contributions du sol par rapport aux autres champs en bande X. Contrairement au champ Benneth2, les épaisseurs de neige et la rugosité de surface est similaire à celle des autres champs ($s = 1,05$ cm). Les différentes contributions de la modélisation de la rétrodiffusion TerraSAR-X pour le champ Benneth1 en date du 27 février 2011 sont présentées à la figure 83. Contrairement au champ Benneth2, la faible contribution du sol pour le champ Benneth1 provient plutôt de la très faible humidité du sol ($0,069 \text{ m}^3/\text{m}^3$) et est contrebalancée par sa plus forte rugosité (Tableau 11). En effet, la température du sol à cette date est sous le point de congélation entrainant le gel de

l'humidité contenue dans le sol. La diminution de l'humidité du sol entraîne une diminution de la constante diélectrique du sol, diminuant ainsi le contraste diélectrique à l'interface neige/sol. Ce qui résulte en une diminution de la rétrodiffusion du sol (Fung, 2010).

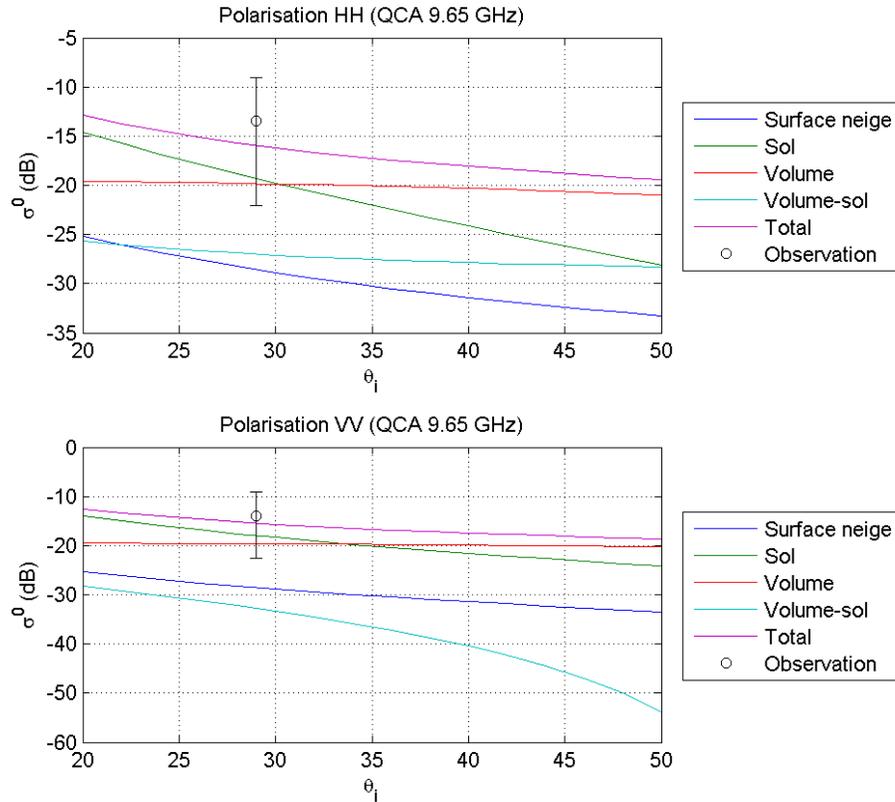


Figure 83. Profil angulaire de la modélisation des différentes contributions de la rétrodiffusion du champ Benneth1 ainsi que la rétrodiffusion TerraSAR-X observée en date du 27 février 2011.

7 Conclusion et recommandations

L'objectif principal de cette étude consistait à évaluer l'apport du modèle de diffusion issu de l'approximation quasi-cristalline pour les milieux denses (QCA/DMRT) dans la modélisation d'un couvert de neige sèche en bandes C et X.

Pour ce faire, les paramètres radiatifs du modèle de diffusion QCA/DMRT ont été comparés aux paramètres radiatifs du modèle de diffusion classique de Rayleigh. Il a été possible d'observer que le modèle QCA/DMRT présentait des différences par rapport à Rayleigh pour des paramètres de cohésion inférieurs à 0,15 et à de faibles fractions volumiques, comprises entre 0,1 et 0,3. Bien que QCA/DMRT montre des coefficients de diffusions beaucoup plus importants que Rayleigh, pour de faibles fractions volumiques, la matrice de phase de QCA/DMRT présente une diffusion moins élevée que celle de Rayleigh en rétrodiffusion. L'augmentation de la contribution de volume par le coefficient de diffusion est donc en partie atténuée par les faibles valeurs de la matrice de phase en rétrodiffusion.

Par la suite, un paramètre de cohésion optimal pour QCA a été déterminé en minimisant l'erreur quadratique moyenne entre les simulations et les données radar. La valeur optimale de ce paramètre convergeait vers une valeur de 0,1. Cette valeur concorde avec le paramètre de cohésion utilisé dans plusieurs autres études (Brogioni et al., 2013; Chen et al., 2000a; Shih et al., 1997; Tsang et al., 2007b, 2006; Xu et al., 2012). Pour cette valeur de τ , la force de cohésion entre la surface des particules est très élevée. L'augmentation de la cohésion interparticulaire a pour effet d'augmenter la taille effective des diffuseurs, plus particulièrement en basses fréquences. Ceci entraîne une augmentation de la diffusion et de l'extinction du signal dans la neige. Comme le coefficient de diffusion augmente de plus en plus rapidement avec la diminution de τ (Ding et al., 2000), un paramètre de cohésion aussi près de la valeur minimale théorique (0,98) entraîne des

différences assez importantes entre les paramètres radiatifs modélisés par QCA et Rayleigh.

Une comparaison a aussi été effectuée entre les composantes de volume et de sol dans la modélisation de couverts de neige théoriques sous les modèles de diffusion QCA/DMRT et Rayleigh. Les proportions des contributions de volume et de sol en fonction des angles d'incidence et de l'épaisseur de neige ont démontré que l'augmentation du parcours de l'onde électromagnétique dans la couverture de neige entraîne une augmentation de l'extinction de la rétrodiffusion du sol. Comme la contribution du sol occupe une part importante de la rétrodiffusion totale en basse fréquence, l'atténuation de la contribution du sol amène une importante diminution de la rétrodiffusion totale. La baisse de la rétrodiffusion de volume due à l'extinction étant beaucoup moindre comparativement à la contribution du sol, le pourcentage occupé par la contribution de volume dans la rétrodiffusion totale se retrouve donc augmenter avec l'augmentation du chemin parcouru par l'onde électromagnétique dans la neige. Il est important de rappeler que la rétrodiffusion de volume diminue faiblement avec l'augmentation du chemin parcouru dans la couverture neigeuse et que c'est la proportion de la contribution de volume par rapport à la rétrodiffusion totale qui augmente avec l'augmentation du chemin parcouru.

La rétrodiffusion totale simulée par les deux modèles de diffusion présente également des différences entre les polarisations HH et VV pour un même modèle. Ces différences proviennent de la réponse angulaire de la rétrodiffusion du sol simulé par le modèle IEM. Le modèle IEM simule des rétrodiffusions qui présentent une diminution plus marquée en polarisation HH en fonction de l'augmentation de l'angle d'incidence. La rétrodiffusion du sol est également influencée par la fraction volumique de la neige. L'augmentation de la fraction volumique entraîne une augmentation de la constante diélectrique de la neige qui fait en sorte de réduire le contraste diélectrique à l'interface neige-sol. Cette baisse de contraste diélectrique entraîne une diminution de la rétrodiffusion en provenance de l'interface neige-sol. La fraction volumique influence également la contribution de

l'interface air-neige. L'augmentation de la fraction volumique et donc de la constante diélectrique de la neige fait en sorte d'augmenter le contraste diélectrique à l'interface air-neige, ce qui cause une augmentation de la rétrodiffusion provenant de la surface de la neige.

En bande C, la contribution de volume n'occupe qu'une faible part de la contribution totale tant pour le modèle QCA/DMRT que pour Rayleigh. Sous certaines conditions, la faible atténuation de la rétrodiffusion du sol permet de considérer la neige comme étant transparente au signal. On considérera la neige comme étant transparente lorsque la contribution du sol est supérieure à 95% de la rétrodiffusion totale. Pour le modèle de Rayleigh, la neige peut être considérée transparente à des angles d'incidence inférieurs à 35° avec des épaisseurs de neige inférieures à 2 m. Pour QCA/DMRT, l'augmentation du coefficient de diffusion par rapport à Rayleigh fait en sorte que la neige ne peut être considérée transparente que dans certaines conditions limitées en deçà d'épaisseur de neige de 2 m. En bande X, l'augmentation des coefficients de diffusion par rapport à la bande C, ne nous permet plus d'ignorer l'extinction du signal. La part occupée par la rétrodiffusion de volume peut dans certaines conditions, devenir la part qui contribue le plus dans la rétrodiffusion totale.

Les différences entre les modèles Rayleigh et QCA/DMRT pour les parts occupées par les contributions de volume et de sol dans la rétrodiffusion totale sont de magnitudes semblables mais de signes différents. Ce qui fait en sorte que les contributions se contrebalancent et peu de différences sont observées dans les rétrodiffusions totales des deux modèles de diffusion.

Pour terminer, une comparaison des rétrodiffusions simulées à partir des données stratigraphiques de neige et des données RADARSAT-2 et TerraSAR-X a été réalisée. Les deux modèles de diffusion ont montré une bonne concordance avec les observations radar. En bande C, les modèles de Rayleigh et QCA/DMRT présentaient des valeurs de RMSE quasiment semblables en polarisations HH (~ 2,6 dB) et VV (~ 3 dB). En bande X, on

note une légère amélioration des statistiques d'erreur, tant pour Rayleigh que pour QCA/DMRT.

De plus, pour les deux modèles de diffusion, l'ensemble des statistiques d'erreur montre une dégradation en polarisation VV par rapport à la polarisation HH. Comme nous l'avons indiqué précédemment, la principale cause des différences observées entre les polarisations pour un même modèle de diffusion peut provenir du modèle IEM (Shi and Dozier, 2000b). En effet, la rétrodiffusion du sol diminue moins rapidement avec l'angle d'incidence en VV qu'en HH, donnant lieu à de plus forte rétrodiffusion en VV qu'en HH.

On note également que l'amplitude des erreurs mise en évidence par le RMSE est plus élevée en bande C qu'en bande X. Nous avons vu qu'en bande X, les différences entre les polarisations d'un même modèle de diffusion sont moins importantes qu'en bande C, puisque la contribution du sol y est moins importante par rapport à la bande C. Ce qui a pour effet de réduire l'effet de la réponse angulaire spécifique au modèle IEM sur la rétrodiffusion totale en bande X.

La source d'erreur pourrait donc provenir de la rétrodiffusion du sol, soit de problèmes de mesures d'humidité du sol, soit de problèmes de calibrations des paramètres de rugosité du sol, ou bien entendu, des deux à la fois. Avec l'analyse du champ Benneth2, nous avons pu remarquer que l'ensemble des simulations étaient sous-estimées d'environ 5 dB par rapport à la rétrodiffusion mesurée par RADARSAT-2 et 7 dB par rapport à TerraSAR-X. De plus, la rugosité calibrée pour ce champ est de moitié inférieure aux valeurs de rugosité pour les autres champs. Ce qui laisserait penser à un problème de paramètre de rugosité de surface. Cependant, contrairement aux résultats globaux présentés aux Tableau 12 et Tableau 13, l'erreur pour le champ Benneth2 (Figure 80- Figure 82) est supérieure en bande X, comparativement à la bande C. De plus, comme Benneth2 présente les épaisseurs de neige les plus importantes, il devient évident que la contribution de volume contribue à l'augmentation de l'erreur. Il est donc très difficile de cerner précisément la source d'erreur vu les particularités, tant au niveau des épaisseurs de neige que des caractéristiques du sol de ce champ.

Bien que la comparaison entre les signaux totaux simulés et les données RADARSAT-2 et TerraSAR-X n'ait pas permis de mettre en évidence l'utilité d'utiliser le modèle QCA/DMRT, en basses fréquences, il est important de prendre en considération la partition du signal qui permet de mieux comprendre le comportement des différents processus d'interaction et ainsi d'obtenir une signification physique de la valeur de la rétrodiffusion totale. En effet, bien que les valeurs de rétrodiffusions totales soient très similaires entre les deux modèles, la proportion de chacune des contributions à la rétrodiffusion totale, présente des différences significatives, plus particulièrement dans le cas de la contribution du sol dont l'atténuation est plus importante pour QCA. Ceci a des implications importantes dans le cas de l'étude de milieux recouverts de neige tel que les glaces et les sols gelés.

Comme la contribution de volume possède une composante qui est très faible en bande C, il serait probablement mieux adapté d'utiliser l'approximation de Rayleigh ou bien encore l'approximation quasi-cristalline avec potentiels cohérents. En effet, à basses fréquences, ces modèles permettent de simuler des coefficients de diffusion et d'extinction qui présentent des variations très similaires au modèle de diffusion QCA/DMRT implémenté dans le cadre de ce mémoire. Par ailleurs, ces approximations pour les basses fréquences ont l'avantage d'avoir des expressions beaucoup plus simples que pour le modèle QCA/DMRT.

De plus, il serait intéressant de développer une méthode de mise en relation du paramètre de cohésion avec les caractéristiques de la microstructure de la neige. Une façon de le faire serait d'utiliser un modèle de transfert de masse et d'énergie pour la neige qui permette de simuler le caractère cohésif entre les particules. Une formule simple mettant en relation le paramètre de cohésion de QCA/DMRT aux paramètres de microstructure du modèle de neige pourrait être mise en place et calibrée avec des observations radar. L'amélioration de l'erreur par rapport à la méthode de calibration du

paramètre de cohésion présenté dans ce mémoire pourrait permettre de déterminer la pertinence d'utiliser un paramètre de cohésion unique pour chaque couche de neige.

Un autre aspect important qu'il serait intéressant d'explorer concerne la mesure de tailles des grains de neige. Il serait en effet intéressant d'intégrer le concept de taille de grain optique à l'étude. Par contre, le besoin d'utiliser un facteur de correction (Brucker et al., 2011; Roy et al., 2013) sur cette mesure montre que la méthode est encore loin d'être au point. Il pourrait être intéressant d'explorer l'avenue d'une distribution de taille de grain afin de pouvoir ramener les tailles équivalentes mesurées dans l'infrarouge à des tailles équivalentes pour les micro-ondes.

8 Références

- Ancey, C., 1996. Guide Neige et avalanches. Connaissances, pratiques, sécurité, Edisud. ed. Cemagref.
- Armstrong, R.L., Brun, E., 2008. Snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modeling. Cambridge University Press.
- Bélanger, G., Rochette, P., Castonguay, Y., Bootsma, A., Mongrain, D., Ryan, D.A., 2002. Climate change and winter survival of perennial forage crops in eastern Canada. *Agron. J.* 94, 1120–1130.
- Bernier, M., Fortin, J.-P., 1998. The potential of times series of C-band SAR data to monitor dry and shallow snow cover. *Geosci. Remote Sens. IEEE Trans. On* 36, 226–243.
- Besic, N., Vasile, G., Chanussot, J., Stankovic, S., Dedieu, J.-P., d'Urso, G., Boldo, D., Ovarlez, J.-P., 2012. Dry snow backscattering sensitivity on density change for SWE estimation, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*. pp. 4418–4421.
- Bingham, A.W., Drinkwater, M.R., 2000. Recent changes in the microwave scattering properties of the Antarctic ice sheet. *Geosci. Remote Sens. IEEE Trans. On* 38, 1810–1820.
- Bohren, C.F., Huffman, D.R., 1983. Absorption and scattering of light by small particles, Wiley science paperback series. Wiley.
- Brogioni, M., Macelloni, G., Paloscia, S., Pampaloni, P., Pettinato, S., Santi, E., X'iong, C., Crepaz, A., 2011. Sensitivity analysis of microwave backscattering and emission to snow water equivalent: Synergy of dual sensor observations, in: *General Assembly and Scientific Symposium, 2011 XXXth URSI. IEEE*, pp. 1–3.
- Brogioni, M., Xiong, C., Crepaz, A., Paloscia, S., Pampaloni, P., Santi, E., Shi, J.C., 2013. The Effects of Multilayering Structure of Snow on Backscattering from Snow Covered Soils, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2013 IEEE International. IEEE*, pp. 1198–1201.
- Brucker, L., Picard, G., Arnaud, L., Barnola, J.-M., Schneebeli, M., Brunjail, H., Lefebvre, E., Fily, M., 2011. Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C, Antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements. *J. Glaciol.* 57, 171–182.
- Chandrasekhar, S., 1960. Radiative transfer, Dover Books on Intermediate and Advanced Mathematics. DOVER PUBN Incorporated.
- Chen, C.-T., Guo, J., Tsang, L., Chang, A.T., Din, K.-H., 2000a. Analytical and numerical methods for the scattering by dense media, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 International*. pp. 2359–2361.
- Chen, C.-T., Guo, J., Tsang, L., Chang, A.T., Din, K.-H., 2000b. Analytical and numerical methods for the scattering by dense media, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 International. IEEE*, pp. 2359–2361.

- Chen, S., Baker, I., 2010. Evolution of individual snowflakes during metamorphism. *J. Geophys. Res.* 115. doi:10.1029/2010JD014132
- Colbeck, S. C. (1983), Theory of metamorphism of dry snow, *J. Geophys. Res.*, 88, 5475-5482.
- Decagon Devices, Inc., 2014. 5TM Water Content and Temperature Sensors.
- DeWalle, D.R., Rango, A., 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge University Press Cambridge.
- Dierking, W., Linow, S., Rack, W., 2012. Towards a robust retrieval of snow accumulation over the Antarctic ice sheet using satellite radar, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* . doi: 10.1029/2011JD017227
- Ding, K.-H., Tsang, L., Kong, J.A., 2000. Scattering of Electromagnetic Waves, Numerical Simulations. Wiley, New York.
- Ding, K.H., Yang, Y.E., Shih, S.E., Kong, J.A., Davis, R.E., 1996. Modeling of electromagnetic wave scattering from time-varying snowcover, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1996. IGARSS'96. Remote Sensing for a Sustainable Future.*, International. pp. 757–759.
- Ding, K.H., Zurk, L.M., Tsang, L., 1994. Pair distribution functions and attenuation rates for sticky particles in dense media. *J. Electromagn. Waves Appl.* 8, 1585–1604.
- Domine, F., Salvatori, R., Legagneux, L., Salzano, R., Fily, M., Casacchia, R., 2006. Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow. *Cold Reg. Sci. Technol.* 46, 60–68. doi:10.1016/j.coldregions.2006.06.002
- Du, J., Shi, J., Rott, H., 2010. Comparison between a multi-scattering and multi-layer snow scattering model and its parameterized snow backscattering model. *Remote Sens. Environ.* 114, 1089–1098. doi:10.1016/j.rse.2009.12.020
- Edmonds, A.R., 1957. Angular momentum in quantum mechanics, *Investigations in physics*. Princeton University Press.
- Eineder, M., Fritz, T., Mittermayer, J., Roth, A., Boerner, E., Breit, H., 2008. TerraSAR-X Ground Segment, Basic Product Specification Document. DTIC Document.
- ESA, 2014. About future missions.
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K., Sokratov, S.A., 2009. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. UNESCO/IHP.
- Froese, J.C., Cruse, R.M., Ghaffarzadeh, M., 1999. Erosion mechanics of soils with an impermeable subsurface layer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1836–1841.
- Fung, A.K., 1994. Microwave scattering and emission models and their applications, *The Artech House remote sensing library*. Boston : Artech House,, Etats-Unis.
- Fung, A.K., 2010. Microwave scattering and emission models for users. Artech House, Boston.
- Fung, A.K., Liu, W.Y., Chen, K.S., Tsay, M.K., 2002. An Improved Iem Model for Bistatic Scattering From Rough Surfaces. *J. Electromagn. Waves Appl.* 16, 689–702. doi:10.1163/156939302X01119

- Gallet, J.-C., Domine, F., Zender, C.S., Picard, G., 2009. Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm. *The Cryosphere* 3, 167–182. doi:10.5194/tc-3-167-2009
- Grenfell, T.C., Warren, S.G., 1999. Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 1984–2012 104, 31697–31709.
- Grody, N., 2008. Relationship between snow parameters and microwave satellite measurements: Theory compared with Advanced Microwave Sounding Unit observations from 23 to 150 GHz. *J. Geophys. Res.* 113. doi:10.1029/2007JD009685
- Heliere, Florence; Fois, Franco; Arcioni, Marco; Bensi, Paolo; Fehringer, Michael; Scipal, Klaus, "Biomass P-band SAR interferometric mission selected as 7th Earth Explorer Mission," EUSAR 2014; 10th European Conference on Synthetic Aperture Radar; Proceedings of , vol., no., pp.1,4, 3-5 June 2014
- Huang, C., Margulis, S.A., Durand, M.T., Musselman, K.N., 2012. Assessment of Snow Grain-Size Model and Stratigraphy Representation Impacts on Snow Radiance Assimilation: Forward Modeling Evaluation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 50, 4551–4564. doi:10.1109/TGRS.2012.2192480
- Infoterra, 2008. TerraSAR-X - Radiometric Calibration of TerraSAR-X Data, Beta Naught and Sigma Naught Coefficient Calculation, 16 p.
- Jaruwatanadilok, S., Kuga, Y., Ishimaru, A., Hussein, Z.A., McDonald, K.C., 2004. Snow thickness estimation using correlation functions at C-band, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS'04. Proceedings. 2004 IEEE International*. pp. 3705–3708.
- Khaldoune, J., van Bochove, E., Bernier, M., Nolin, M.C., 2008. An Approach for Mapping Frozen Soil of Agricultural Land under Snow Cover using RADARSAT-1 and RADARSAT-2, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. IGARSS 2008. IEEE International*. pp. III – 382–III – 385. doi:10.1109/IGARSS.2008.4779363
- Khaldoune, J., Van Bochove, E., Bernier, M., Nolin, M.C., 2011. Mapping Agricultural Frozen Soil on the Watershed Scale Using Remote Sensing Data. *Appl. Environ. Soil Sci.* 2011, 1–16. doi:10.1155/2011/193237
- Koskinen, J., Pulliainen, J., Hallikainen, M., 2000. Effect of snow wetness to C-band backscatter-a modeling approach, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 International. IEEE*, pp. 1754–1756.
- Langlois, A., Royer, A., Montpetit, B., Picard, G., Brucker, L., Arnaud, L., Harvey-Collard, P., Fily, M., Goïta, K., 2010. On the relationship between snow grain morphology and in-situ near infrared calibrated reflectance photographs. *Cold Reg. Sci. Technol.* 61, 34–42. doi:10.1016/j.coldregions.2010.01.004
- Lee, J.-S., Pottier, E., 2009. *Polarimetric radar imaging: from basics to applications*. CRC press.
- Lesaffre, B., Pougatch, E., Martin, E., 1998. Objective determination of snow-grain characteristics from. images. *Annals of Glaciology* 26, pp. 112, 118

- Li, Z., Guo, H., Shi, J., 2001. Retrieving dry snow density with SIR-C polarimetric SAR data. *Chin. Sci. Bull.* 46, 1211–1214.
- Liang, D., Tsang, L., Yueh, S., Xu, X., 2008. Modeling active microwave remote sensing of multilayer dry snow using dense media radiative transfer theory, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. IGARSS 2008. IEEE International*. pp. III–39.
- Liang, D., Tse, K., Tan, Y., Tsang, L., Ding, K.-H., 2006. Scattering and Emission in Snow Based on QCA/DMRT and Numerical Maxwell Model of 3Dimensional Simulations (NMM3D), in: *IEEE MicroRad, 2006*. pp. 197–202.
doi:10.1109/MICRAD.2006.1677088
- Longépé, N., 2008. Apport de l’Imagerie SAR Satellitaire en Bandes L et C pour la Caractérisation du Couvert Neigeux. Université Rennes 1.
- Longepe, N., Allain, S., Ferro-Famil, L., Pottier, E., Durand, Y., 2009. Snowpack Characterization in Mountainous Regions Using C-Band SAR Data and a Meteorological Model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 47, 406–418.
doi:10.1109/TGRS.2008.2006048
- Longépé, N., Shimada, M., Allain, S., Pottier, E., 2008. Capabilities of full-polarimetric PALSAR/ALOS for snow extent mapping, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. IGARSS 2008. IEEE International*. pp. IV–1026.
- Magagi, R., Bernier, M., 2003. Optimal conditions for wet snow detection using RADARSAT SAR data. *Remote Sens. Environ.* 84, 221–233.
- Matzl, M., Schneebeli, M., 2010. Stereological measurement of the specific surface area of seasonal snow types: Comparison to other methods, and implications for mm-scale vertical profiling. *Cold Reg. Sci. Technol.* 64, 1–8.
- Mätzler, C., 2006. *Thermal Microwave Radiation: Applications for Remote Sensing*, IET electromagnetic waves series. Institution of Engineering and Technology.
- McClung, D., Schaerer, P.A., 2006. *The avalanche handbook*. The Mountaineers Books.
- Mitchell, D.L., 2002. Effective diameter in radiation transfer: General definition, applications, and limitations. *J. Atmospheric Sci.* 59.
- Montpetit, B., Royer, A., Langlois, A., Cliche, P., Roy, A., Champollion, N., Picard, G., Domine, F., Obbard, R., 2012. New shortwave infrared albedo measurements for snow specific surface area retrieval. *J. of Glaciol.*, Volume 58, pp. 941-952(12)
- Nghiem, S.V., Tsai, W.-Y., 2001. Global snow cover monitoring with spaceborne K u-band scatterometer. *Geosci. Remote Sens. IEEE Trans.* On 39, 2118–2134.
- Nolin, A.W., Shi, J., Dozier, J., 1993. Characterization of snow grain size in the near-infrared and microwave wavelengths, in: *Combined Optical, Microwave, Earth and Atmosphere Sensing, 1993.*, Proceedings of IEEE Topical Symposium on. IEEE, pp. 51–54.
- Painter, T.H., Molotch, N.P., Cassidy, M., Flanner, M., Steffen, K., 2007. Contact spectroscopy for determination of stratigraphy of snow optical grain size. *J. Glaciol.* 53, 121–127.

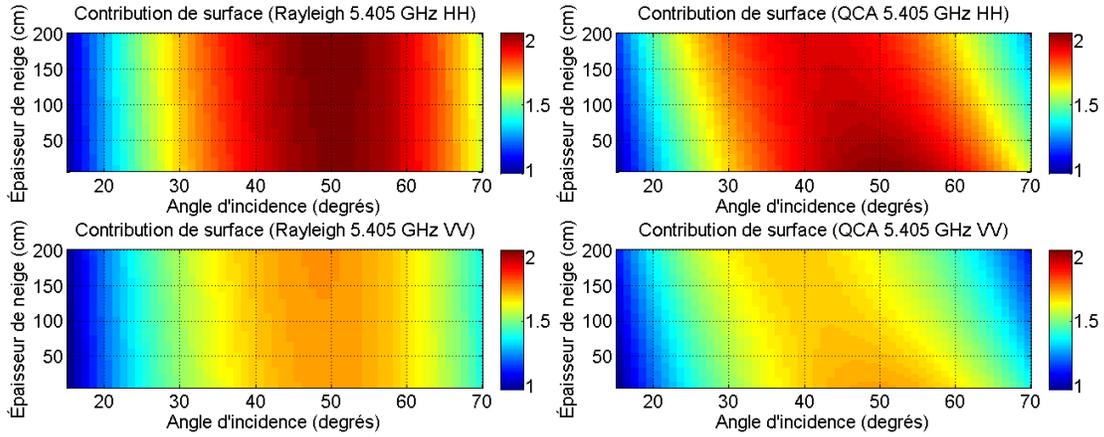
- Parrella, G., Della Corte, A., Hajnsek, I., Iodice, A., 2012. Snow properties retrieval using TerraSAR-X dual-polarization data, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*. pp. 4410–4413.
- Phan, X.V., Ferro-Famil, L., Gay, M., Durand, Y., Dumont, M., Morin, S., Allain, S., D'Urso, G., Girard, A., 2013. 3D-VAR multilayer assimilation of X-band SAR data into a detailed snowpack model. *Cryosphere Discuss.* 7, 4881–4912. doi:10.5194/tcd-7-4881-2013
- Press, W.H., 2007. *Numerical Recipes 3rd Edition: The Art of Scientific Computing*, *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press.
- Rees, W.G., 2005. *Remote Sensing of Snow and Ice*. Taylor & Francis.
- Rott, H., Cline, D.W., Duguay, C., Essery, R., Etchevers, P., Hajnsek, I., Kern, M., Macelloni, G., Malnes, E., Pulliainen, J., others, 2012a. CoReH 2 O, a dual frequency radar mission for snow and ice observations, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*. IEEE, pp. 5550–5553.
- Rott, H., Nagler, T., Voglmeier, K., Kern, M., Macelloni, G., Gai, M., Cortesi, U., Scheiber, R., Hajnsek, I., Pulliainen, J., 2012b. Algorithm for retrieval of snow mass from Ku-and X-band radar backscatter measurements, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*. pp. 135–138.
- Roy, A., Picard, G., Royer, A., Montpetit, B., Dupont, F., Langlois, A., Derksen, C., Champollion, N., 2013. Brightness Temperature Simulations of the Canadian Seasonal Snowpack Driven by Measurements of the Snow Specific Surface Area. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*
- Shi, J., 2004. Estimation of snow water equivalence with two Ku-band dual polarization radar, in: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*.
- Shi, J., 2006. Snow water equivalence retrieval using X and Ku band dual-polarization radar, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2006. IGARSS 2006. IEEE International Conference on*. pp. 2183–2185.
- Shi, J., Dozier, J., 2000a. Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR. II. Inferring snow depth and particle size. *Geosci. Remote Sens. IEEE Trans. On* 38, 2475–2488.
- Shi, J., Dozier, J., 2000b. Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR. I. Inferring snow density and subsurface properties. *Geosci. Remote Sens. IEEE Trans. On* 38, 2465–2474.
- Shih, S.-E., Ding, K.-H., Kong, J.A., Yang, Y.E., Davis, R.E., Hardy, J.P., Jordan, R., 1997. Modeling of millimeter wave backscatter of time-varying snowcover. *Prog. Electromagn. Res.* 16, 305–330.
- Shrestha, B.L., Wood, H.C., Sokhansanj, S., 2011. Microwave Dielectric Properties of Alfalfa Leaves From 0.3 to 18 GHz. *IEEE Trans. Instrum. Meas.* 60, 2926–2933. doi:10.1109/TIM.2011.2121270
- Slade, B., 2009. RADARSAT-2 product description. Dettwiler Assoc. MacDonalds.
- Snehmani, Venkataraman, G., Nigam, A.K., Singh, G., 2010. Development of an inversion algorithm for dry snow density estimation and its application with ENVISAT-ASAR

- dual co-polarization data. *Geocarto Int.* 25, 597–616.
doi:10.1080/10106049.2010.516843
- Stogryn, A., 1984. The bilocal approximation for the effective dielectric constant of an isotropic random medium. *Antennas Propag. IEEE Trans. On* 32, 517–520.
- Tan, Y., Li, Z., Tse, K.K., Tsang, L., 2005. Microwave model of remote sensing of snow based on dense media radiative transfer theory with numerical Maxwell model of 3D simulations (nmm3d), in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2005. IGARSS'05. Proceedings. 2005 IEEE International. IEEE*, p. 4–pp.
- Thomas, G.E., Stamnes, K., 1999. *Radiative transfer in the atmosphere and ocean.* Cambridge University Press, Cambridge.
- Toutin, T., 2002. Three-dimensional topographic mapping with ASTER stereo data in rugged topography. *Geosci. Remote Sens. IEEE Trans. On* 40, 2241–2247.
- Tsang, L., Chen, C.-T., Chang, A.T.C., Guo, J., Ding, K.-H., 2000a. Dense media radiative transfer theory based on quasicrystalline approximation with applications to passive microwave remote sensing of snow. *Radio Sci.* 35, 731–749.
doi:10.1029/1999RS002270
- Tsang, L., Kong, J.A., 2001. *Scattering of electromagnetic waves, Advanced topics.* Wiley, New York.
- Tsang, L., Kong, J.A., Ding, K.-H., Ao, C.O., 2000b. *Scattering of Electromagnetic Waves, Theories and Applications.*
- Tsang, L., Pan, J., Liang, D., Li, Z., Cline, D., 2006. Modeling Active Microwave Remote Sensing of Snow using Dense Media Radiative Transfer (DMRT) Theory with Multiple Scattering Effects, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2006. IGARSS 2006. IEEE International Conference on.* pp. 477–480.
doi:10.1109/IGARSS.2006.127
- Tsang, L., Pan, J., Liang, D., Li, Z., Cline, D.W., Tan, Y., 2007a. Modeling Active Microwave Remote Sensing of Snow Using Dense Media Radiative Transfer (DMRT) Theory With Multiple-Scattering Effects. *Geosci. Remote Sens. IEEE Trans. On* 45, 990–1004. doi:10.1109/TGRS.2006.888854
- Tsang, L., Pan, J., Liang, D., Li, Z., Cline, D.W., Tan, Y., 2007b. Modeling Active Microwave Remote Sensing of Snow Using Dense Media Radiative Transfer (DMRT) Theory With Multiple-Scattering Effects. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 45, 990–1004. doi:10.1109/TGRS.2006.888854
- Ulaby, F.T., Dubois, P.C., Van Zyl, J., 1996. Radar mapping of surface soil moisture. *J. Hydrol.* 184, 57–84.
- Van de Hulst, H.C., 2012. *Light Scattering by Small Particles,* Dover Books on Physics. Dover Publications.
- Ventura, B., Schellenberger, T., Notarnicola, C., Zebisch, M., Maddalena, V., Ratti, R., Tampellini, L., Du, J., 2011. Analysis of snow changes in alpine regions with X-band data: electromagnetic analysis and snow cover mapping. pp. 817908–817908–12. doi:10.1117/12.897742
- West, R., Gibbs, D., Tsang, L., Fung, A.K., 1994. Comparison of optical scattering experiments and the quasi-crystalline approximation for dense media. *JOSA A* 11, 1854–1858.

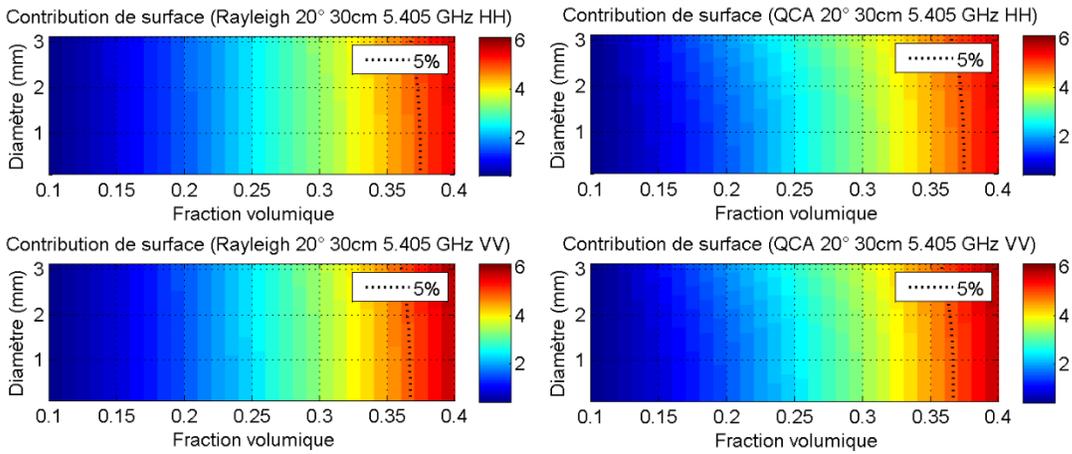
- Woodhouse, Iain H, 2006. Introduction to microwave remote sensing. Boca Raton : Taylor&Francis
- Wu, T.-D., Chen, K.S., Shi, J., Fung, A.K., 2001. A transition model for the reflection coefficient in surface scattering. *Geosci. Remote Sens. IEEE Trans. On* 39, 2040–2050.
- Xu, X., Tsang, L., Josberger, E.G., 2010. Dense media radiative transfer theory for passive remote sensing and application to SWE Retrieval, in: *Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment (MicroRad)*, 2010 11th Specialist Meeting on. pp. 110–115.
- Xu, X., Tsang, L., Yueh, S., 2012. Electromagnetic Models of Co/Cross Polarization of Bicontinuous/DMRT in Radar Remote Sensing of Terrestrial Snow at X- and Ku-band for CoReH₂O and SCLP Applications. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 5, 1024–1032. doi:10.1109/JSTARS.2012.2190719
- Yueh, S.H., Dinardo, S.J., Akgiray, A., West, R., Cline, D.W., Elder, K., 2009. Airborne Ku-Band Polarimetric Radar Remote Sensing of Terrestrial Snow Cover. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 47, 3347–3364. doi:10.1109/TGRS.2009.2022945
- Zurk, L.M., Tsang, L., Shi, J., Davis, R.E., 1997. Electromagnetic scattering calculated from pair distribution functions retrieved from planar snow sections. *Geosci. Remote Sens. IEEE Trans. On* 35, 1419–1428.

Annexe A

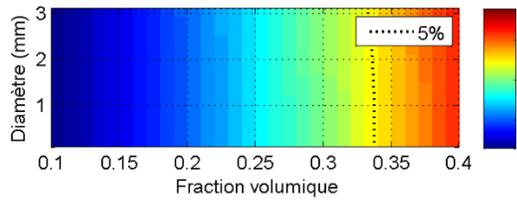
Contributions de surface air-neige en bande C



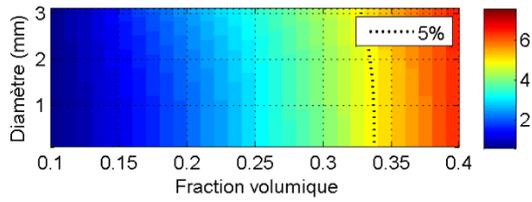
Pour 30 cm de neige :



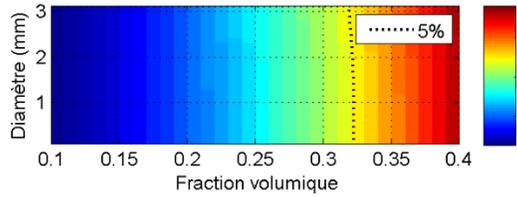
Contribution de surface (Rayleigh 30° 30cm 5.405 GHz HH)



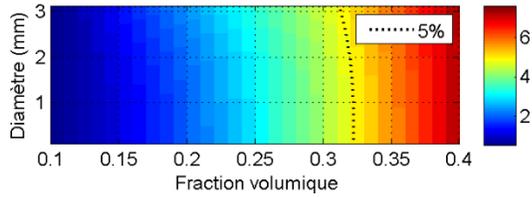
Contribution de surface (QCA 30° 30cm 5.405 GHz HH)



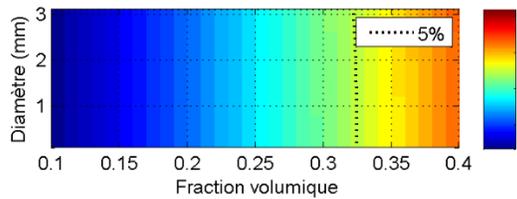
Contribution de surface (Rayleigh 30° 30cm 5.405 GHz VV)



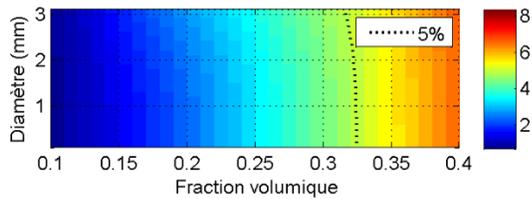
Contribution de surface (QCA 30° 30cm 5.405 GHz VV)



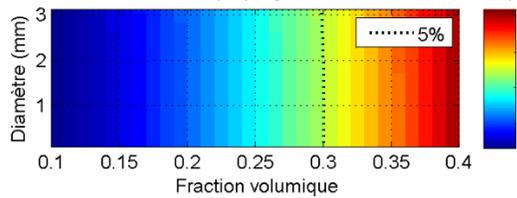
Contribution de surface (Rayleigh 40° 30cm 5.405 GHz HH)



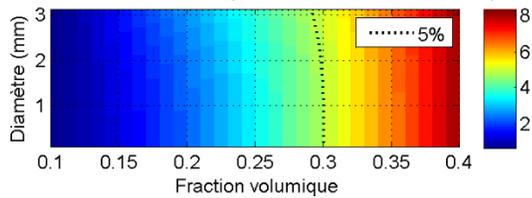
Contribution de surface (QCA 40° 30cm 5.405 GHz HH)



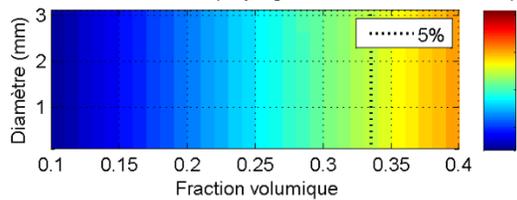
Contribution de surface (Rayleigh 40° 30cm 5.405 GHz VV)



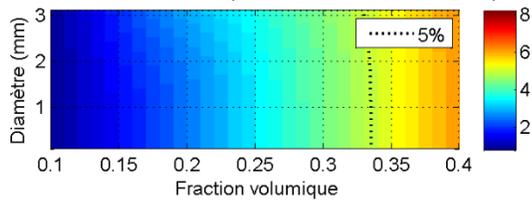
Contribution de surface (QCA 40° 30cm 5.405 GHz VV)



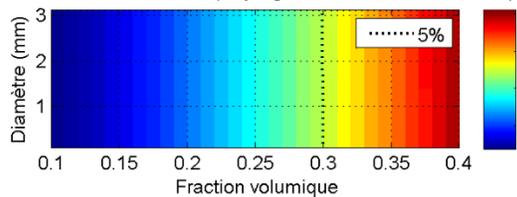
Contribution de surface (Rayleigh 50° 30cm 5.405 GHz HH)



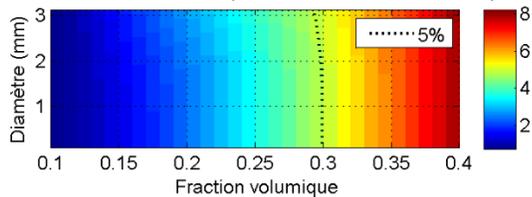
Contribution de surface (QCA 50° 30cm 5.405 GHz HH)



Contribution de surface (Rayleigh 50° 30cm 5.405 GHz VV)

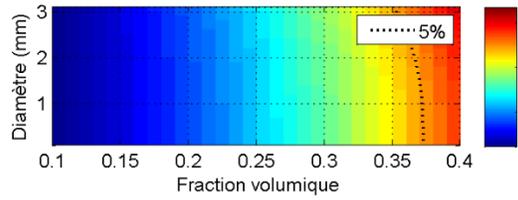


Contribution de surface (QCA 50° 30cm 5.405 GHz VV)

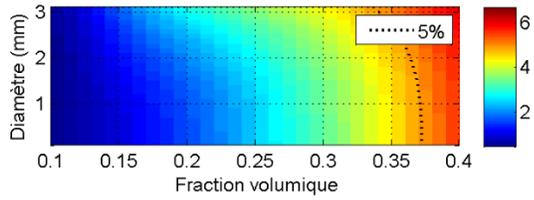


Pour 90 cm de neige :

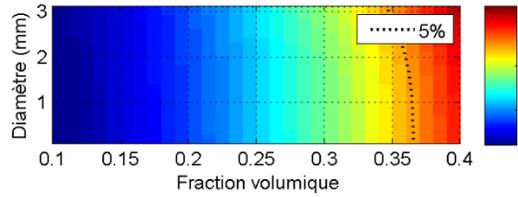
Contribution de surface (Rayleigh 20° 90cm 5.405 GHz HH)



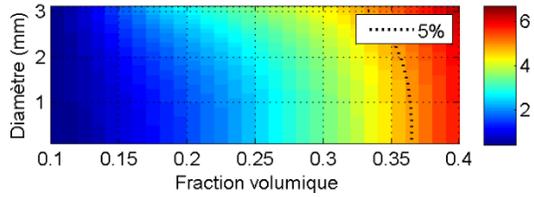
Contribution de surface (QCA 20° 90cm 5.405 GHz HH)



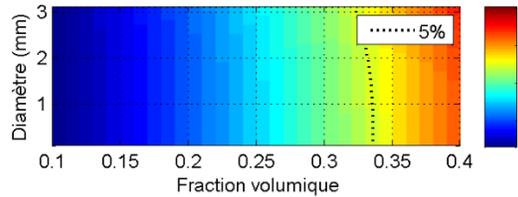
Contribution de surface (Rayleigh 20° 90cm 5.405 GHz VV)



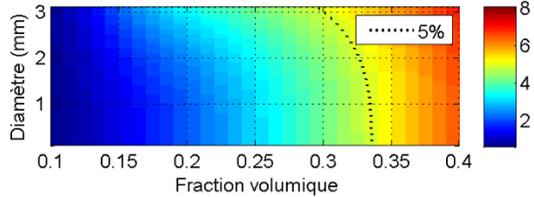
Contribution de surface (QCA 20° 90cm 5.405 GHz VV)



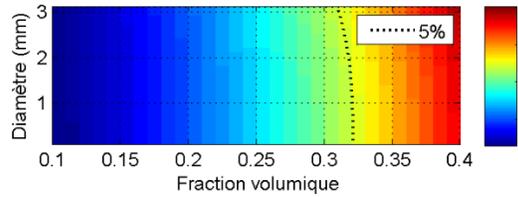
Contribution de surface (Rayleigh 30° 90cm 5.405 GHz HH)



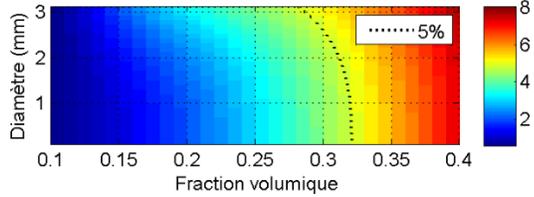
Contribution de surface (QCA 30° 90cm 5.405 GHz HH)



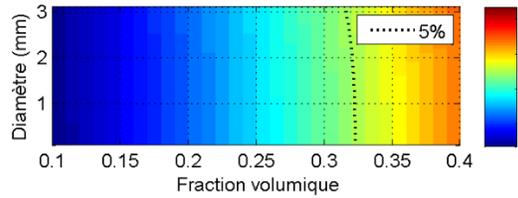
Contribution de surface (Rayleigh 30° 90cm 5.405 GHz VV)



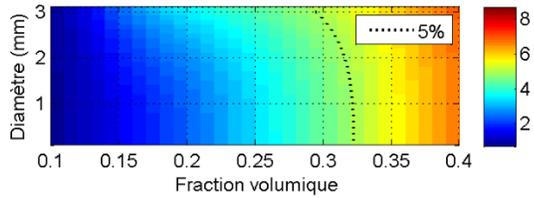
Contribution de surface (QCA 30° 90cm 5.405 GHz VV)



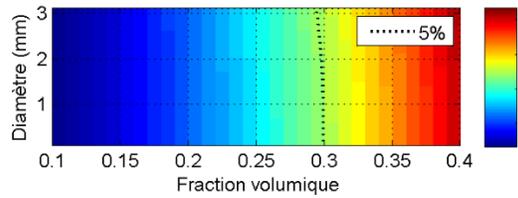
Contribution de surface (Rayleigh 40° 90cm 5.405 GHz HH)



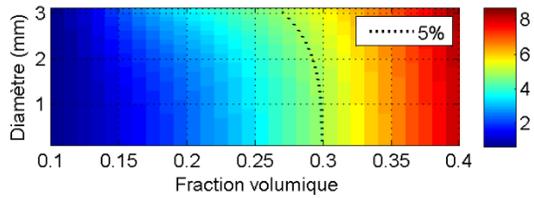
Contribution de surface (QCA 40° 90cm 5.405 GHz HH)



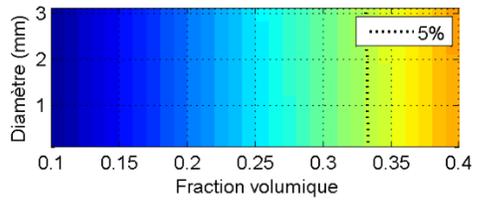
Contribution de surface (Rayleigh 40° 90cm 5.405 GHz VV)



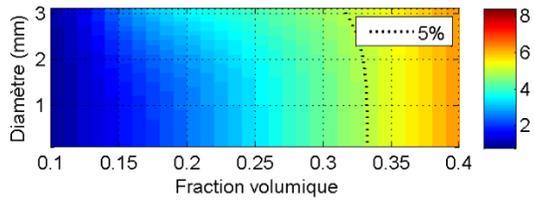
Contribution de surface (QCA 40° 90cm 5.405 GHz VV)



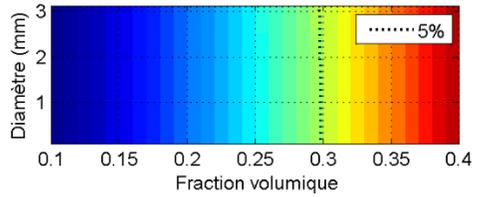
Contribution de surface (Rayleigh 50° 90cm 5.405 GHz HH)



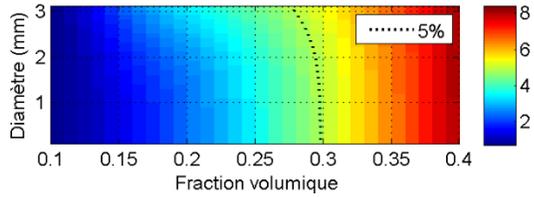
Contribution de surface (QCA 50° 90cm 5.405 GHz HH)



Contribution de surface (Rayleigh 50° 90cm 5.405 GHz VV)

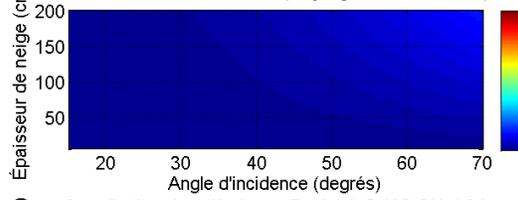


Contribution de surface (QCA 50° 90cm 5.405 GHz VV)

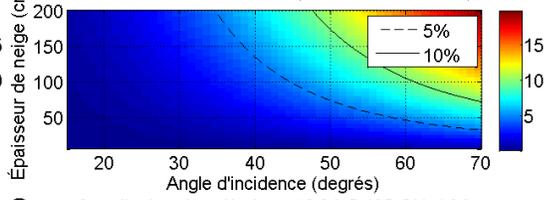


Contributions de sol-volume en bande C

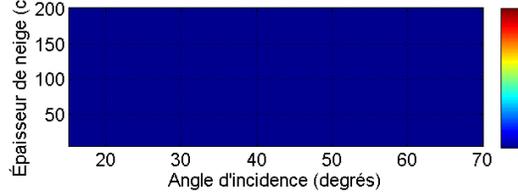
Contribution de sol/volume (Rayleigh 5.405 GHz HH)



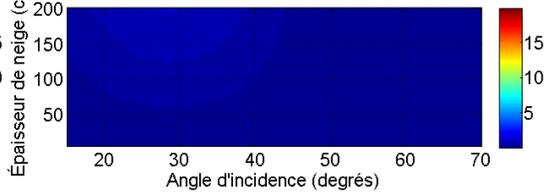
Contribution de sol/volume (QCA 5.405 GHz HH)



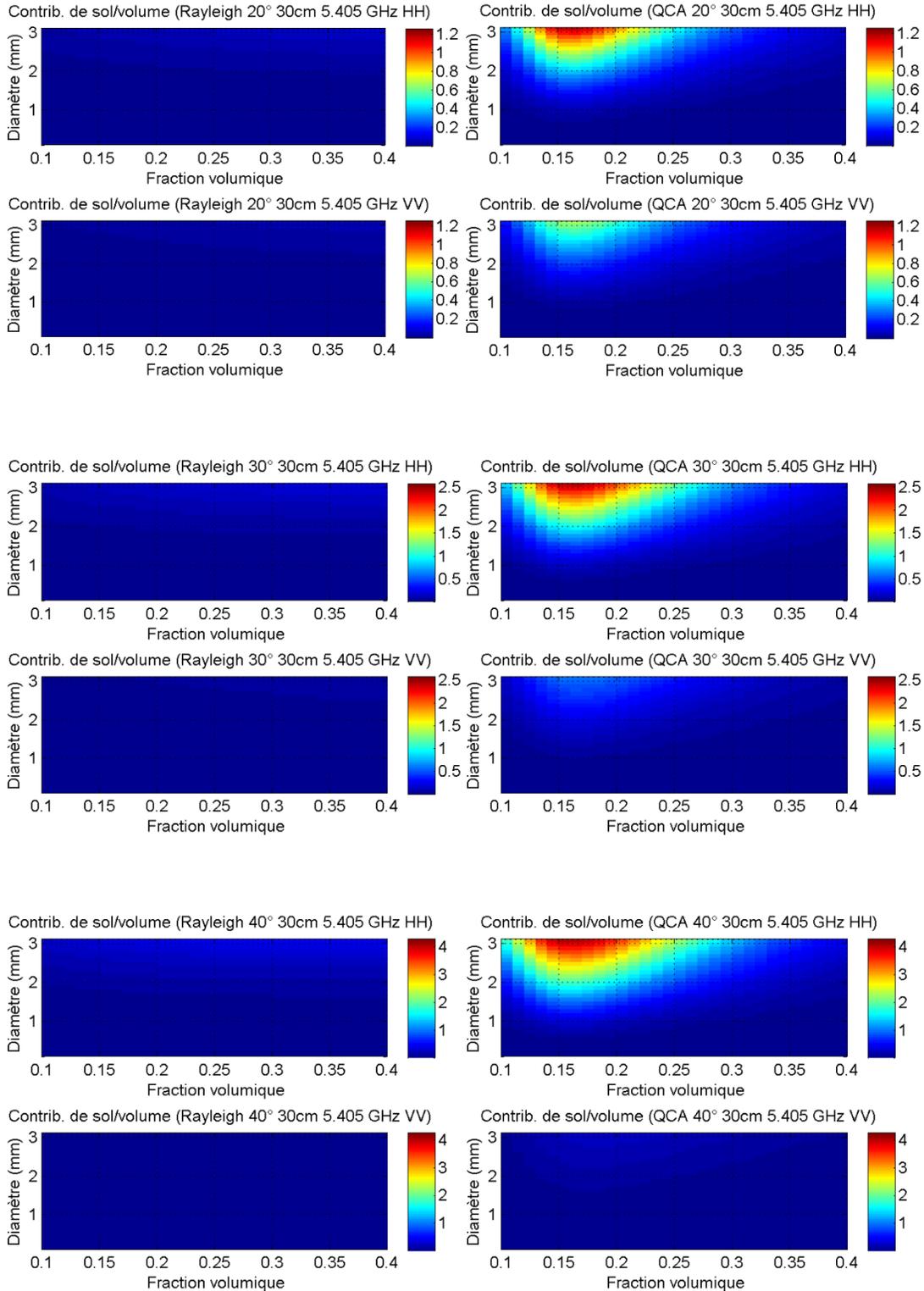
Contribution de sol/volume (Rayleigh 5.405 GHz VV)



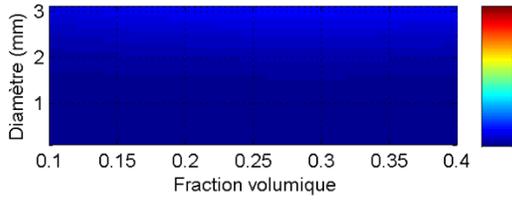
Contribution de sol/volume (QCA 5.405 GHz VV)



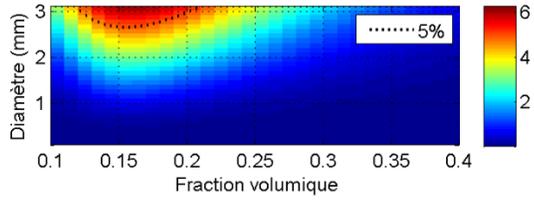
Pour 30 cm de neige :



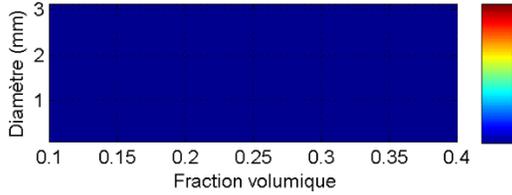
Contrib. de sol/volume (Rayleigh 50° 30cm 5.405 GHz HH)



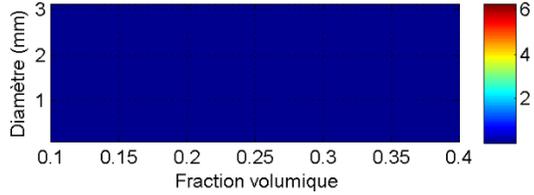
Contrib. de sol/volume (QCA 50° 30cm 5.405 GHz HH)



Contrib. de sol/volume (Rayleigh 50° 30cm 5.405 GHz VV)

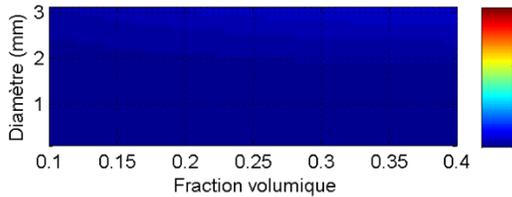


Contrib. de sol/volume (QCA 50° 30cm 5.405 GHz VV)

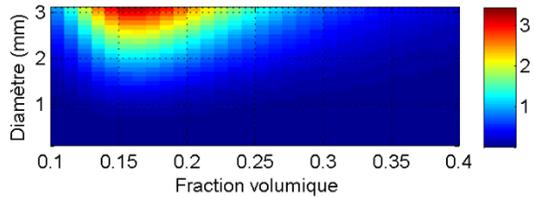


Pour 90 cm de neige :

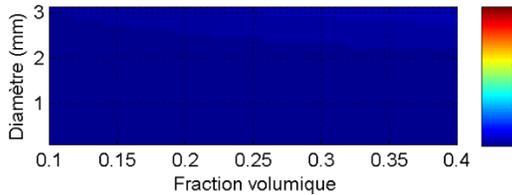
Contrib. de sol/volume (Rayleigh 20° 90cm 5.405 GHz HH)



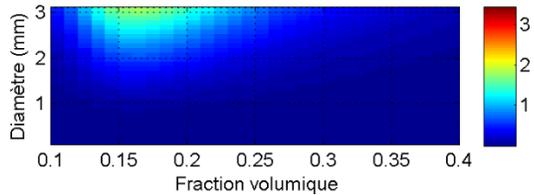
Contrib. de sol/volume (QCA 20° 90cm 5.405 GHz HH)



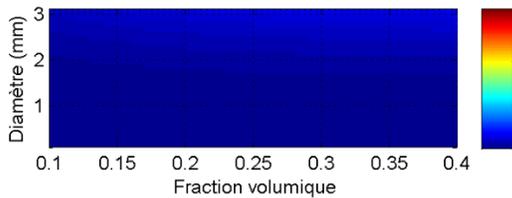
Contrib. de sol/volume (Rayleigh 20° 90cm 5.405 GHz VV)



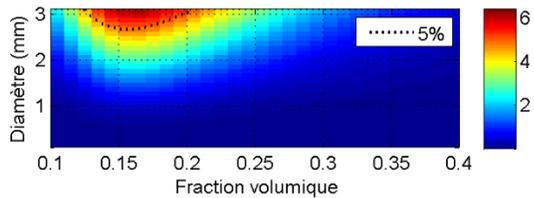
Contrib. de sol/volume (QCA 20° 90cm 5.405 GHz VV)



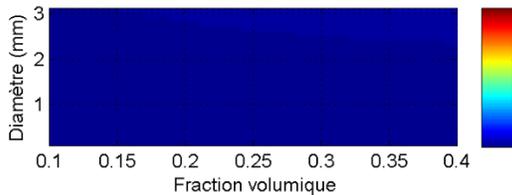
Contrib. de sol/volume (Rayleigh 30° 90cm 5.405 GHz HH)



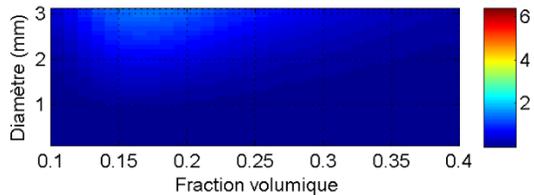
Contrib. de sol/volume (QCA 30° 90cm 5.405 GHz HH)



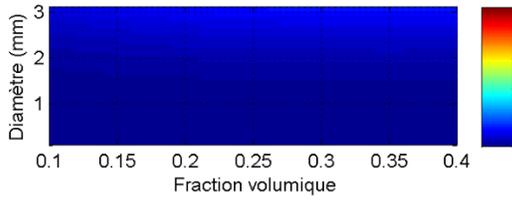
Contrib. de sol/volume (Rayleigh 30° 90cm 5.405 GHz VV)



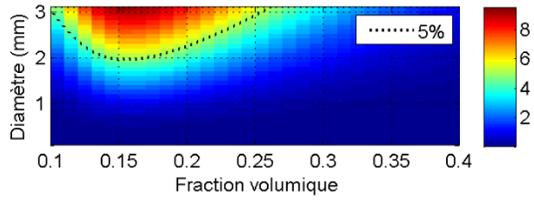
Contrib. de sol/volume (QCA 30° 90cm 5.405 GHz VV)



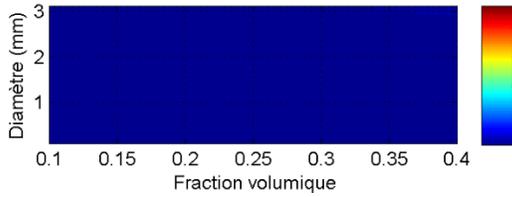
Contrib. de sol/volume (Rayleigh 40° 90cm 5.405 GHz HH)



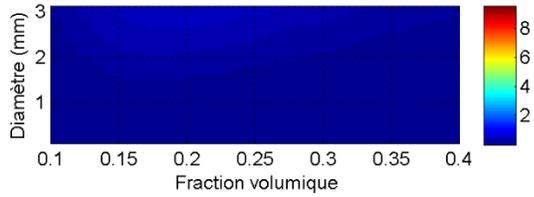
Contrib. de sol/volume (QCA 40° 90cm 5.405 GHz HH)



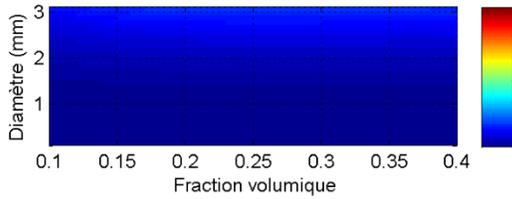
Contrib. de sol/volume (Rayleigh 40° 90cm 5.405 GHz VV)



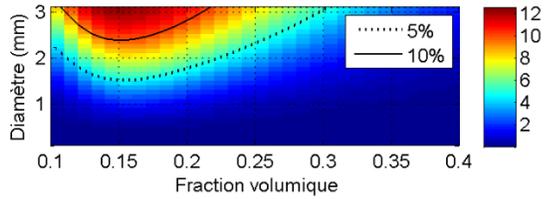
Contrib. de sol/volume (QCA 40° 90cm 5.405 GHz VV)



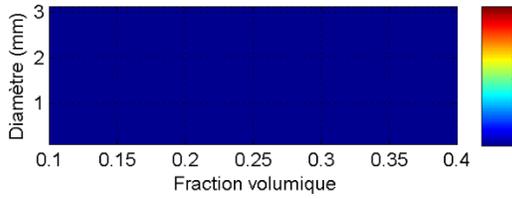
Contrib. de sol/volume (Rayleigh 50° 90cm 5.405 GHz HH)



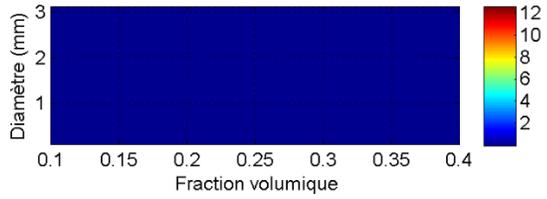
Contrib. de sol/volume (QCA 50° 90cm 5.405 GHz HH)



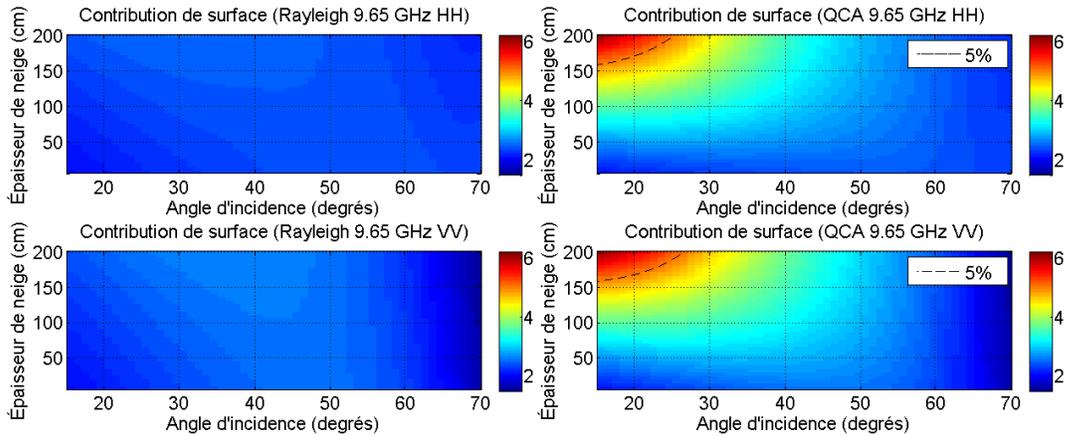
Contrib. de sol/volume (Rayleigh 50° 90cm 5.405 GHz VV)



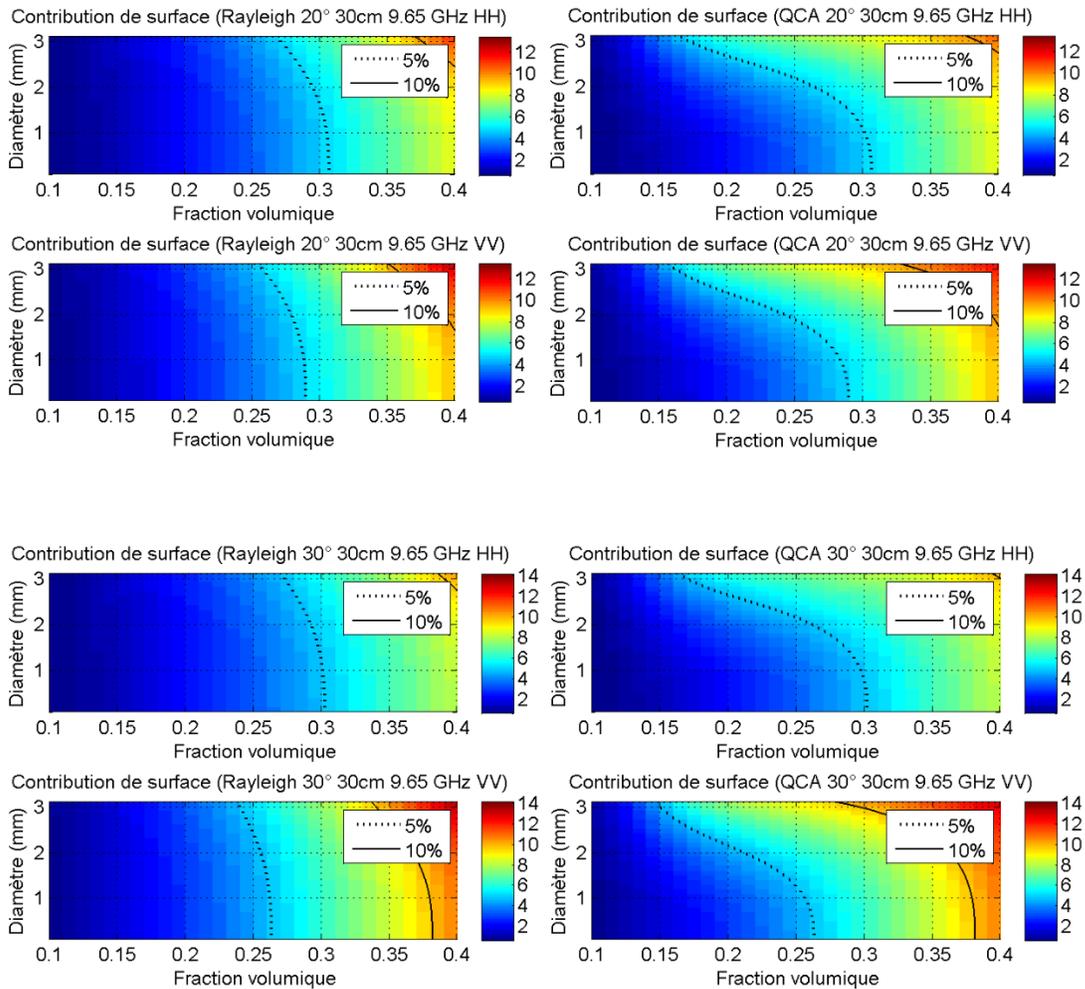
Contrib. de sol/volume (QCA 50° 90cm 5.405 GHz VV)

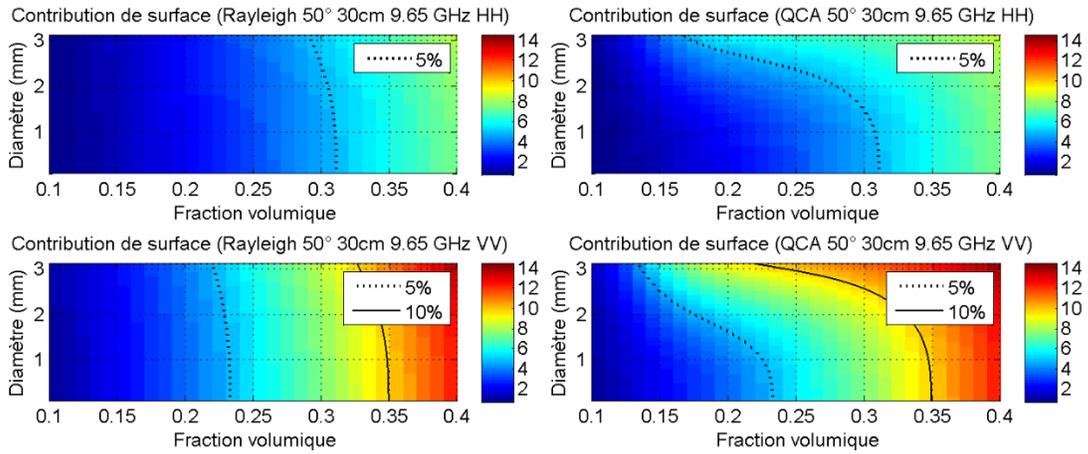
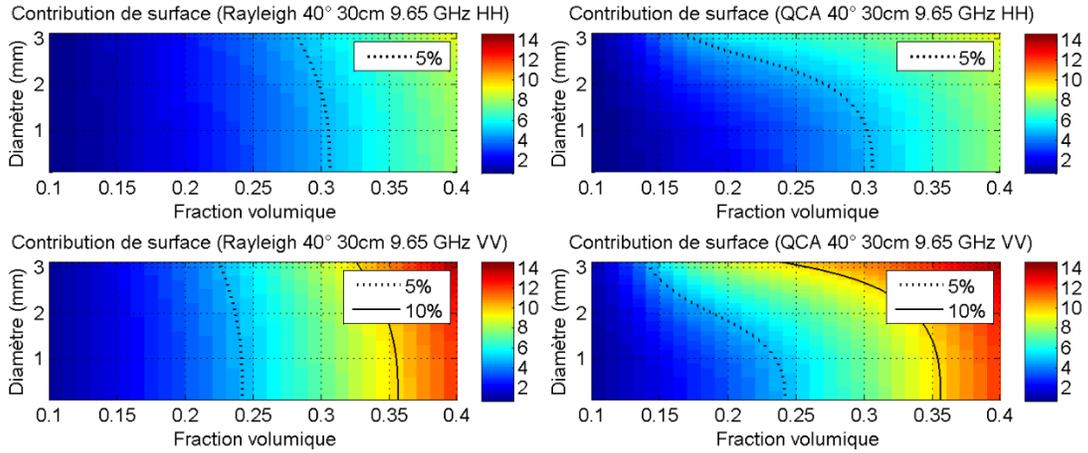


Contributions de surface air-neige en bande X

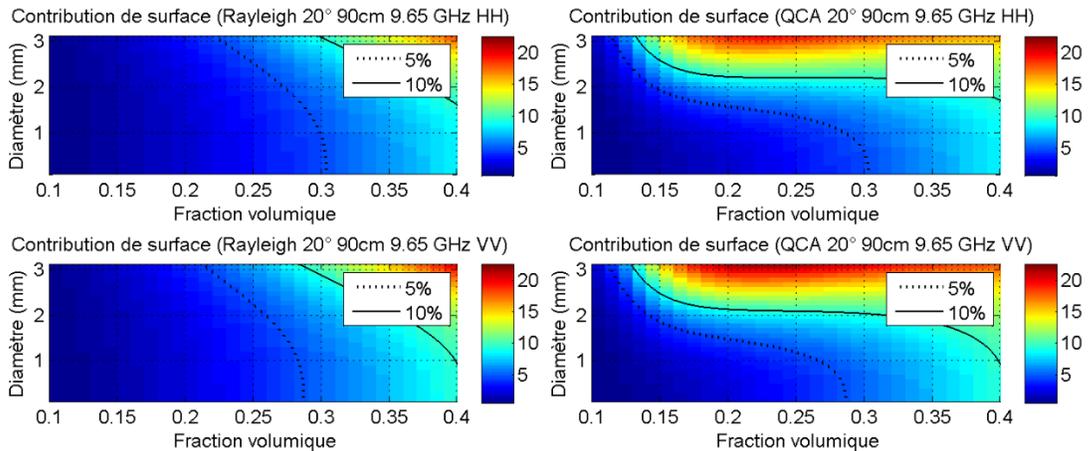


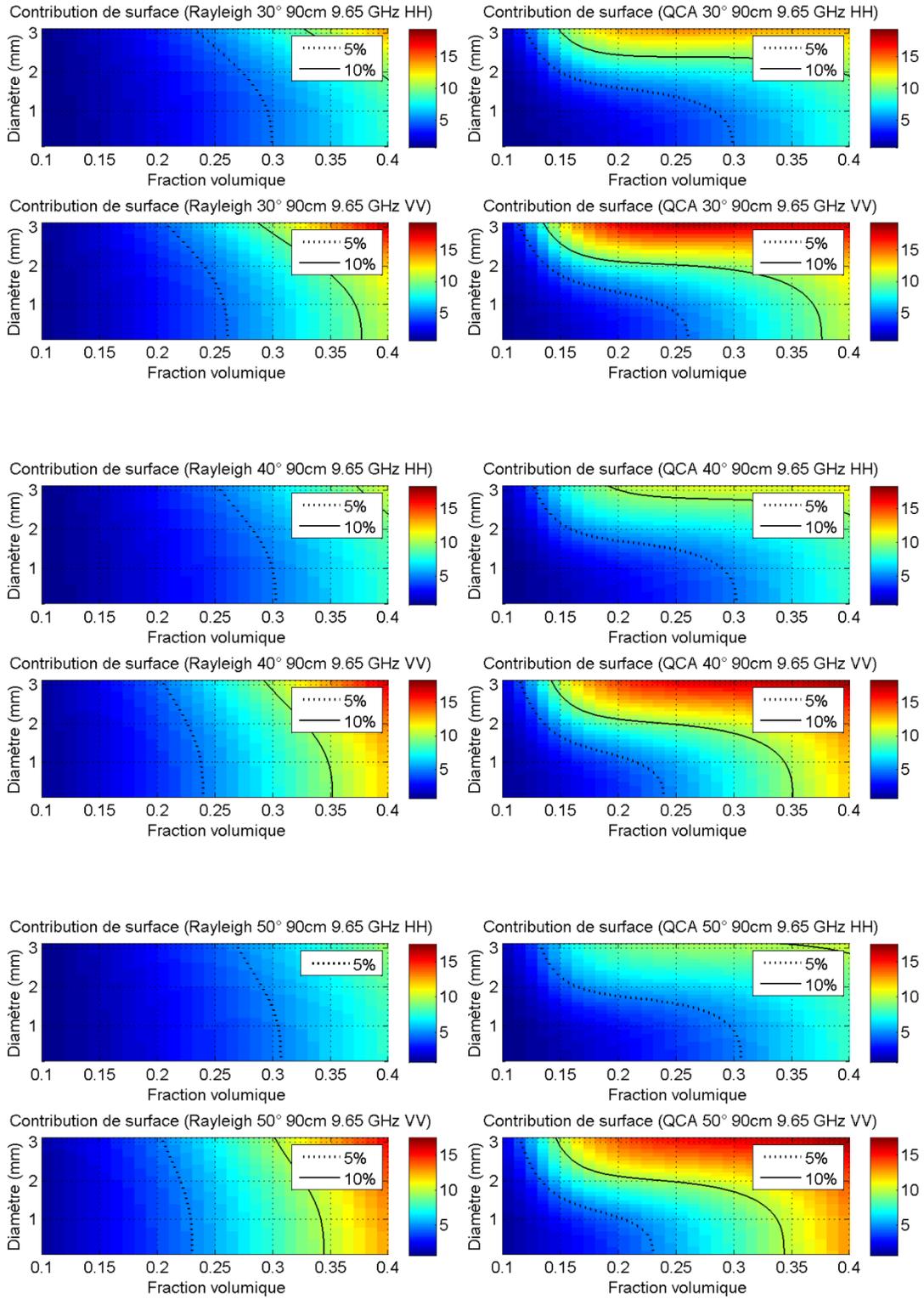
Pour 30 cm de neige :



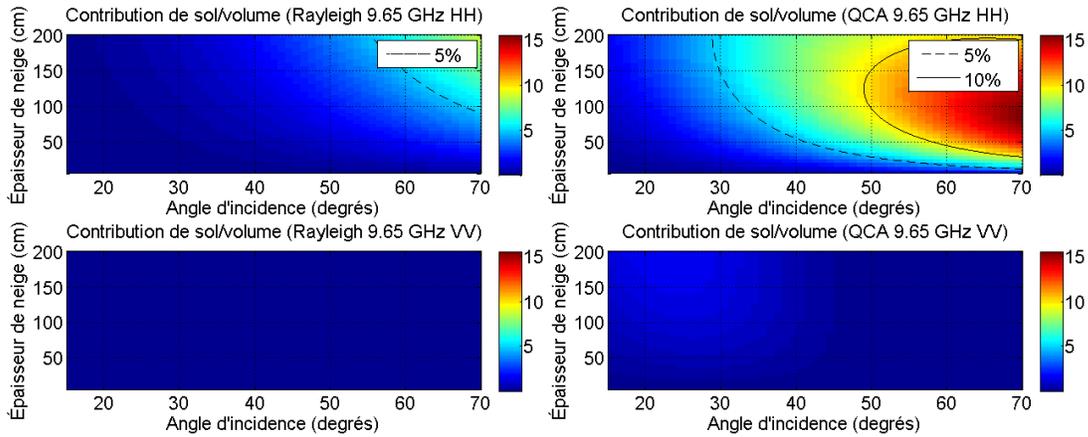


Pour 90 cm de neige :

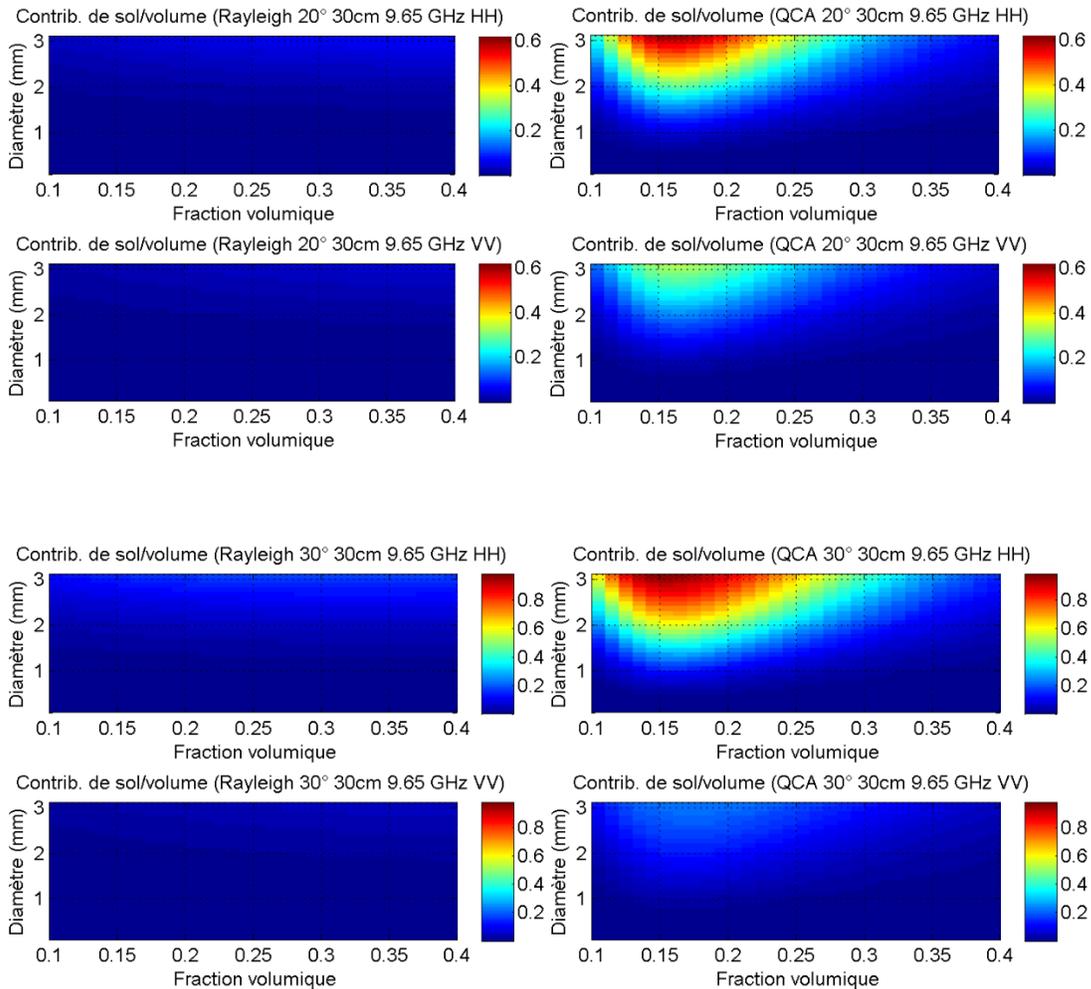


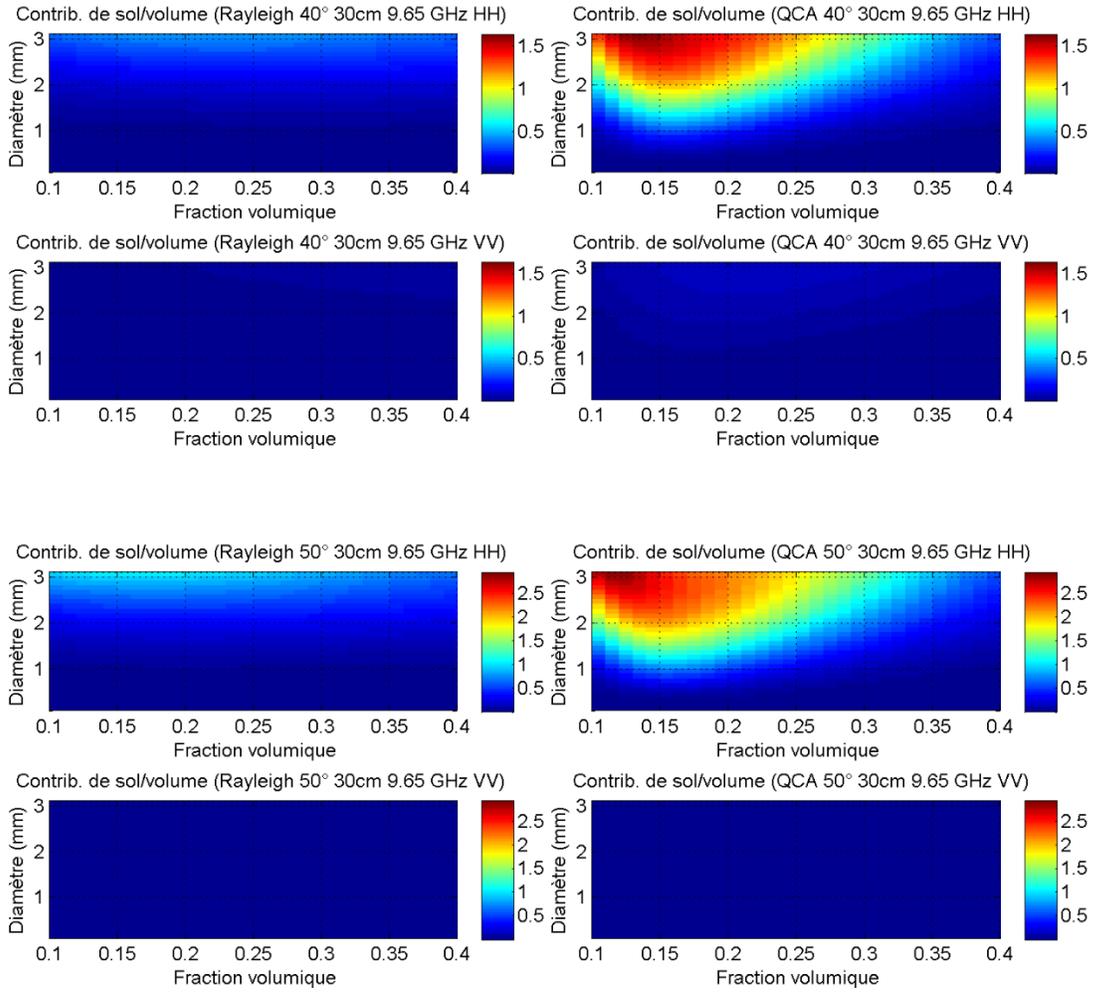


Contributions de sol-volume en bande X

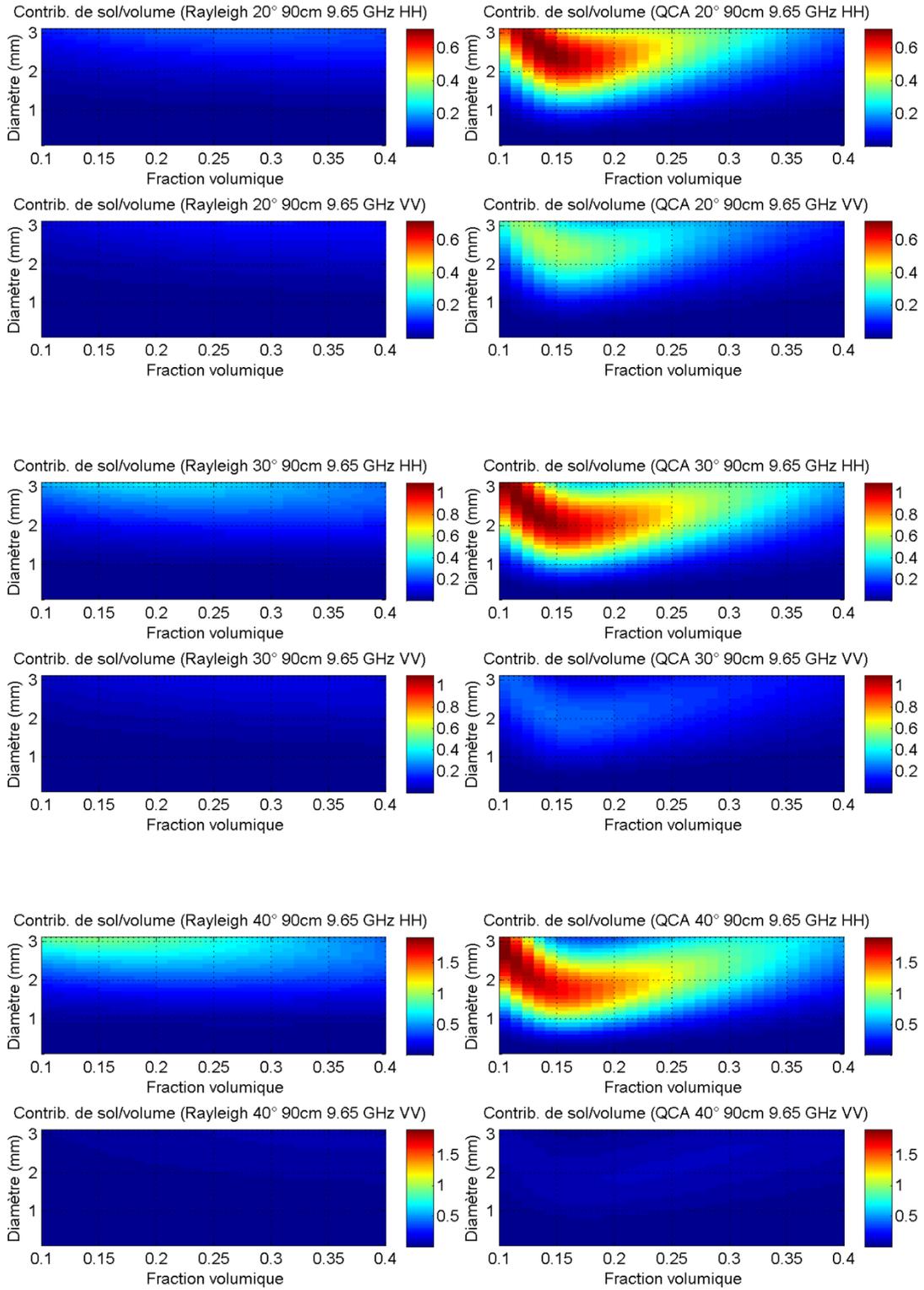


Pour 30 cm de neige :

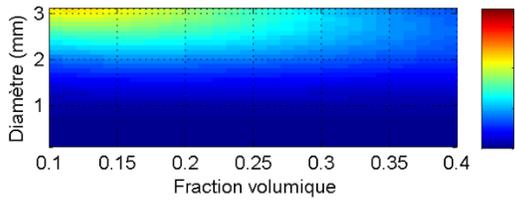




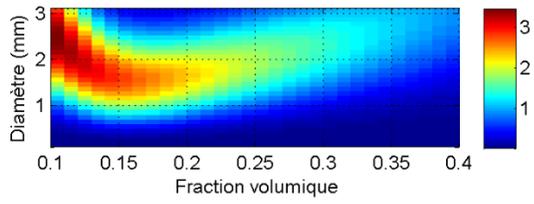
Pour 90 cm de neige :



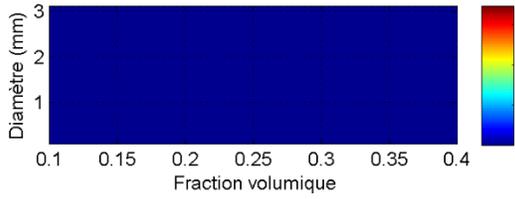
Contrib. de sol/volume (Rayleigh 50° 90cm 9.65 GHz HH)



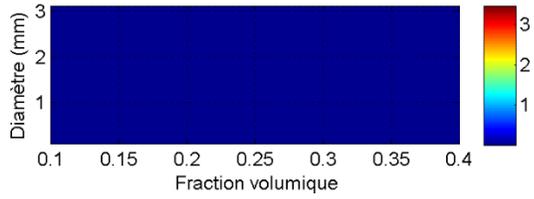
Contrib. de sol/volume (QCA 50° 90cm 9.65 GHz HH)



Contrib. de sol/volume (Rayleigh 50° 90cm 9.65 GHz VV)

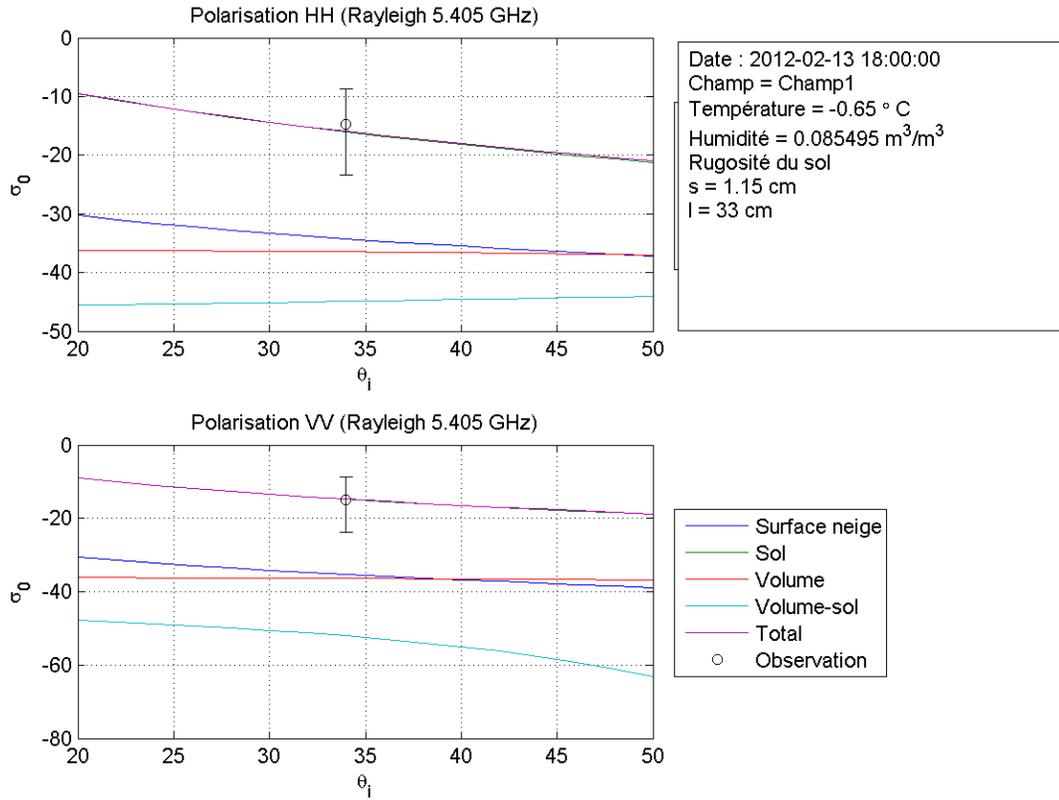


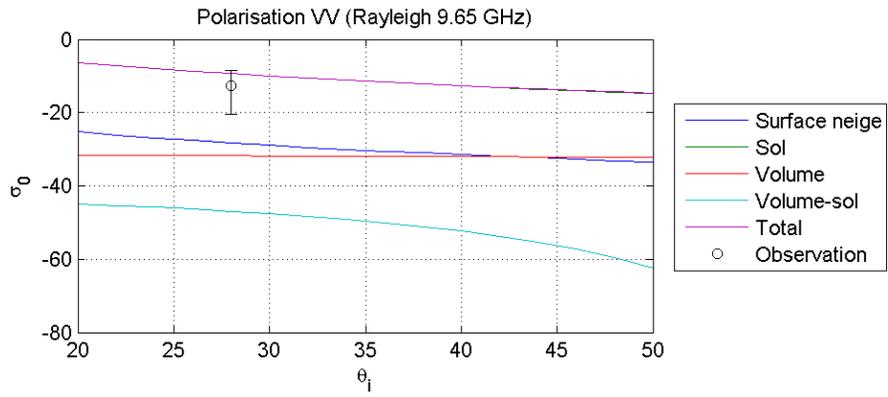
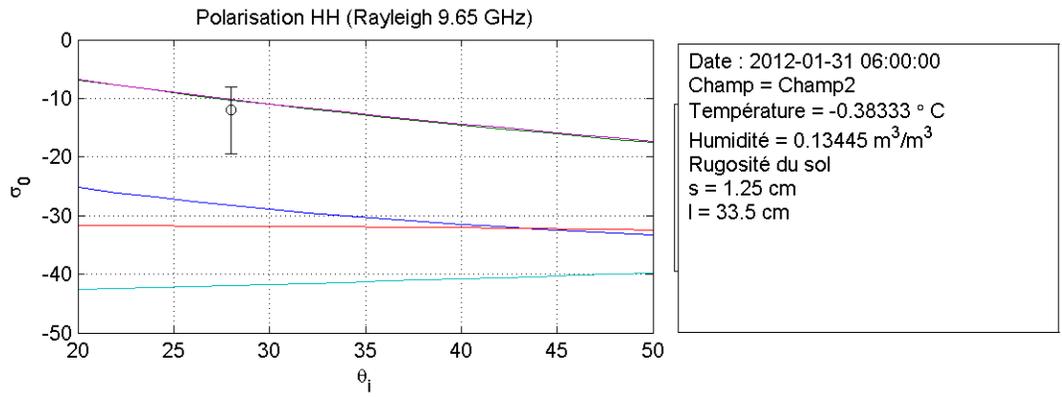
Contrib. de sol/volume (QCA 50° 90cm 9.65 GHz VV)

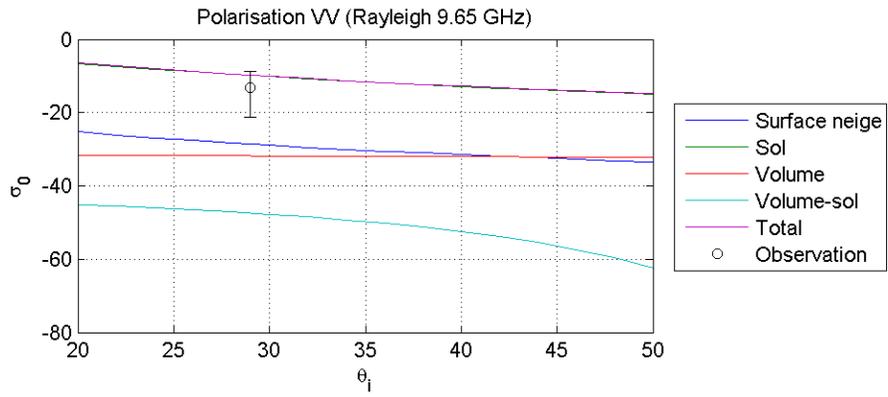
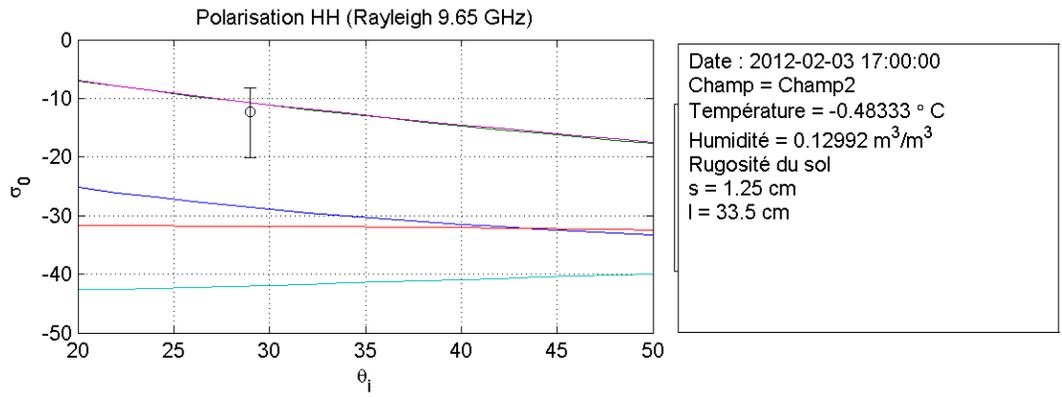


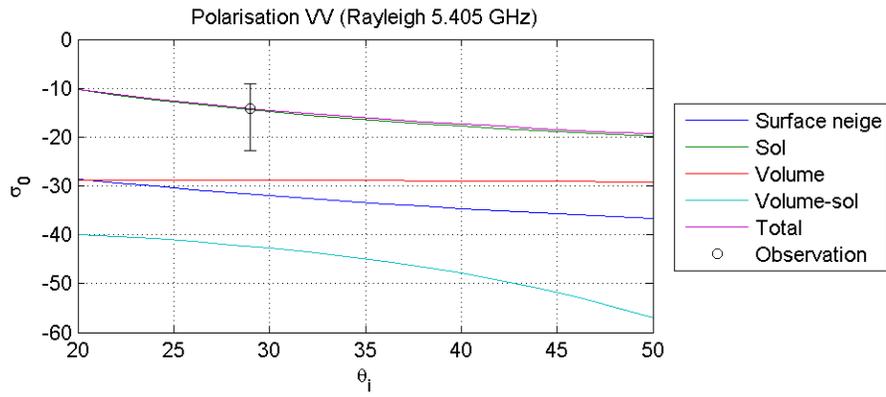
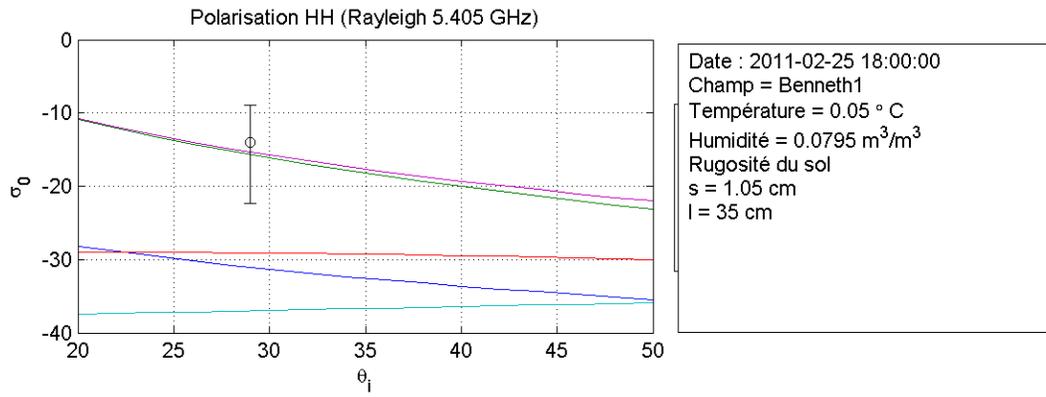
Annexe B

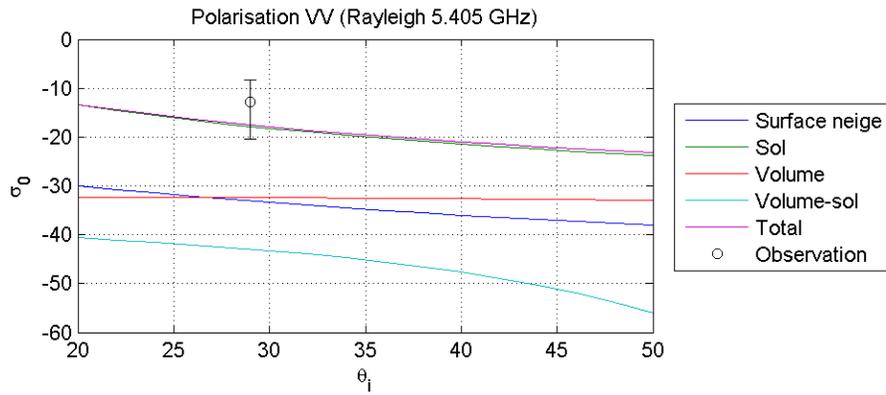
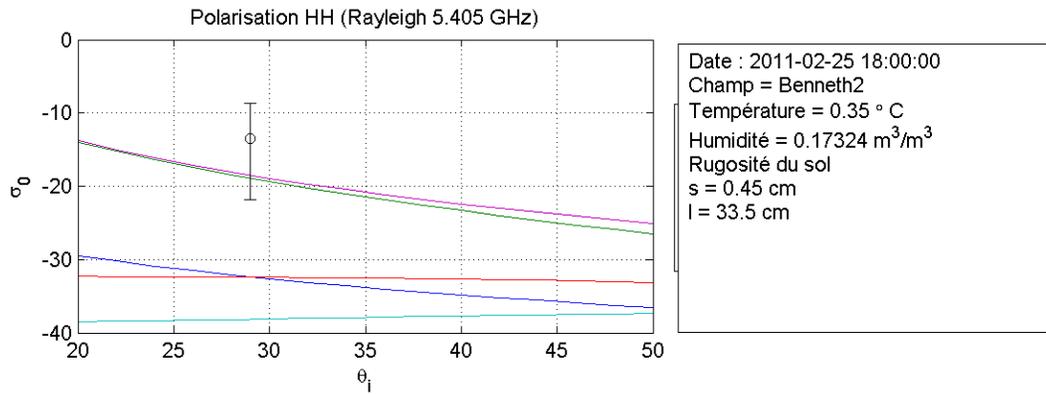
Simulations sous Rayleigh :

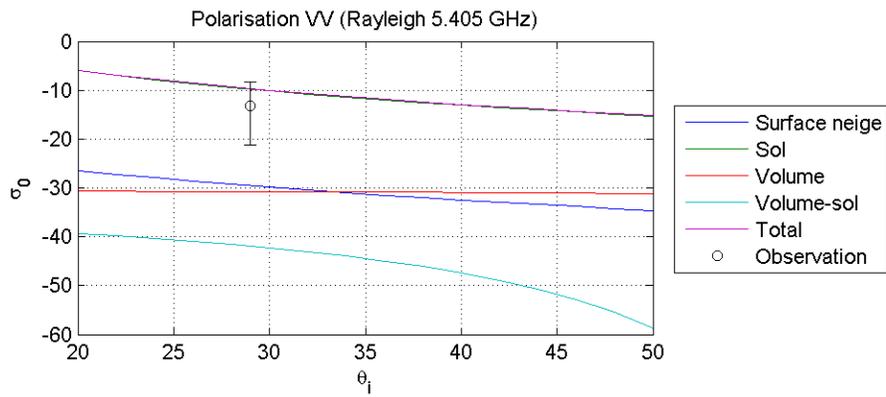
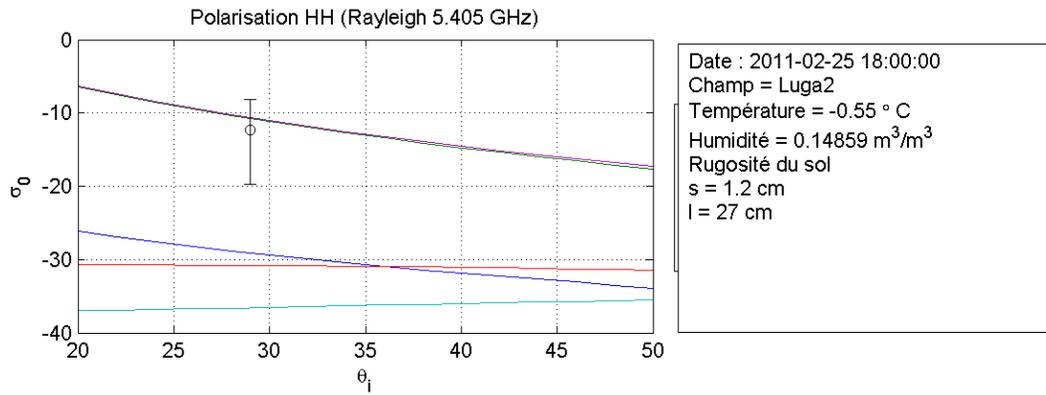


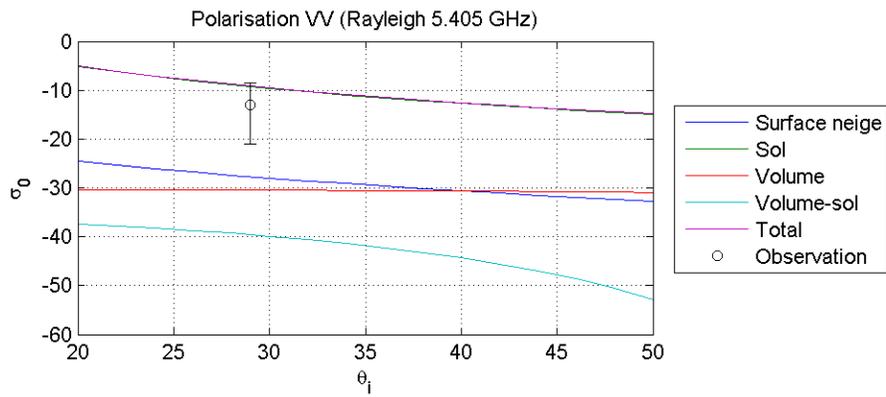
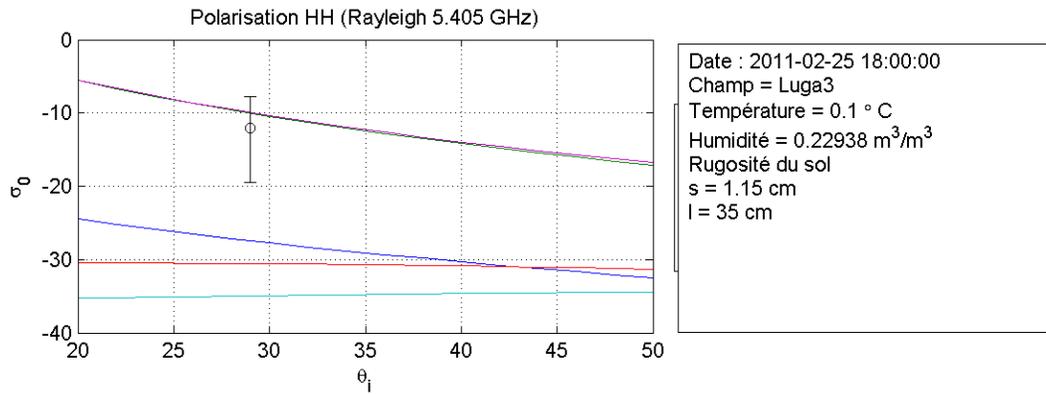


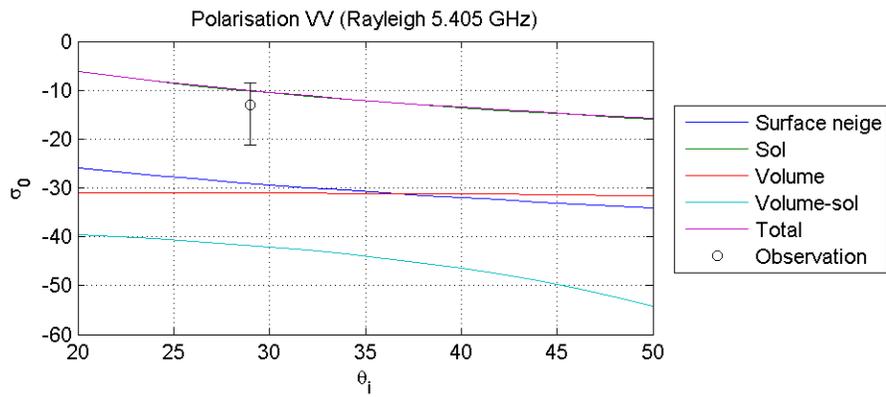
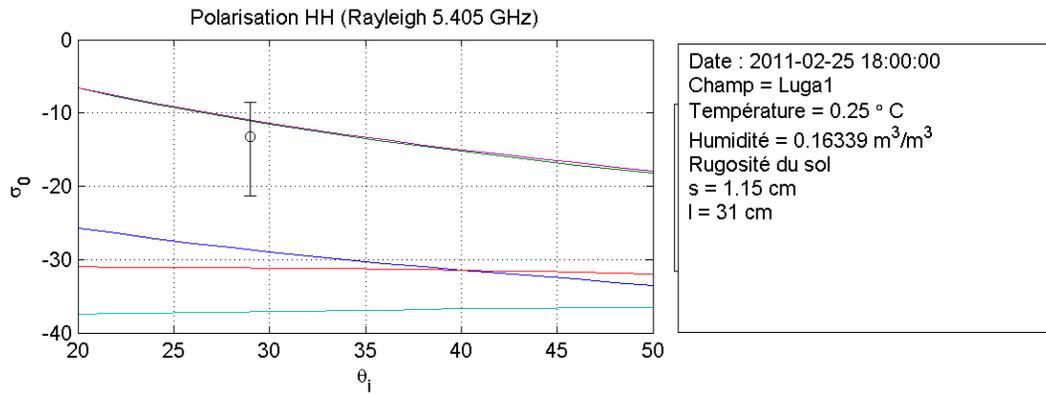


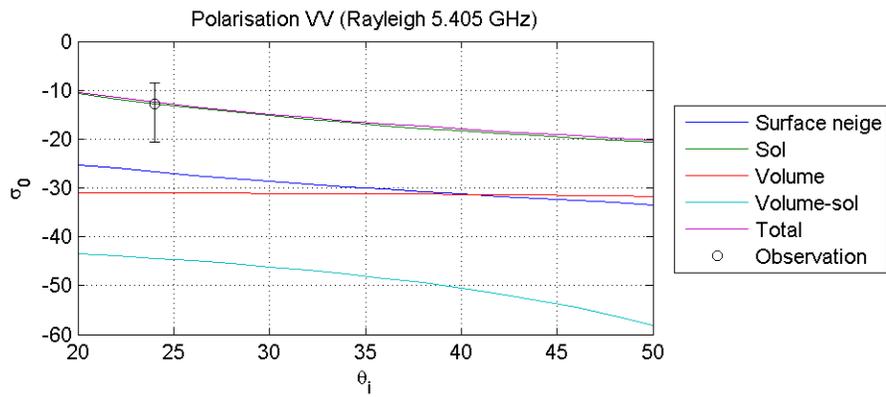
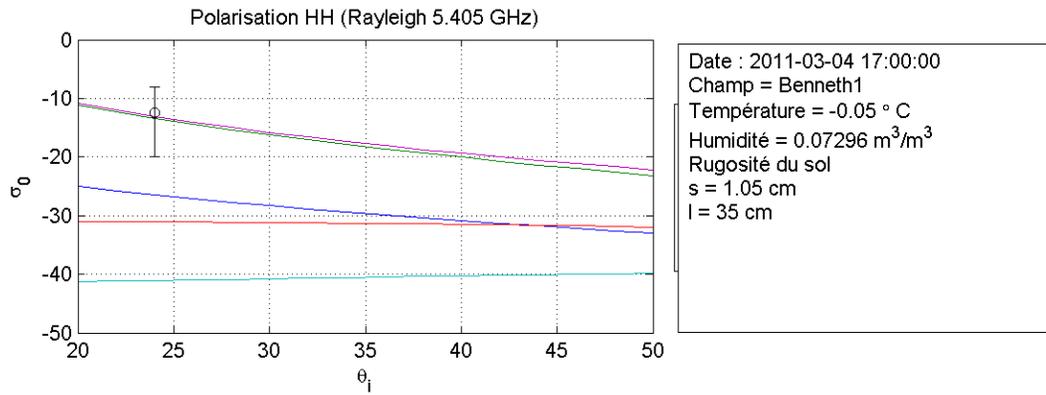


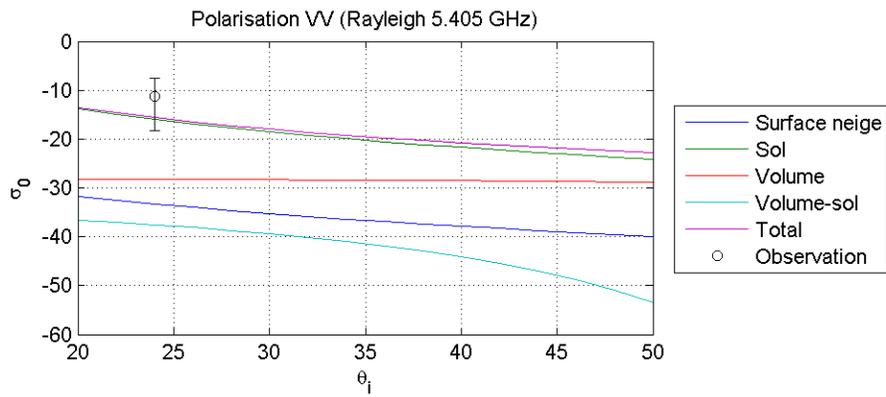
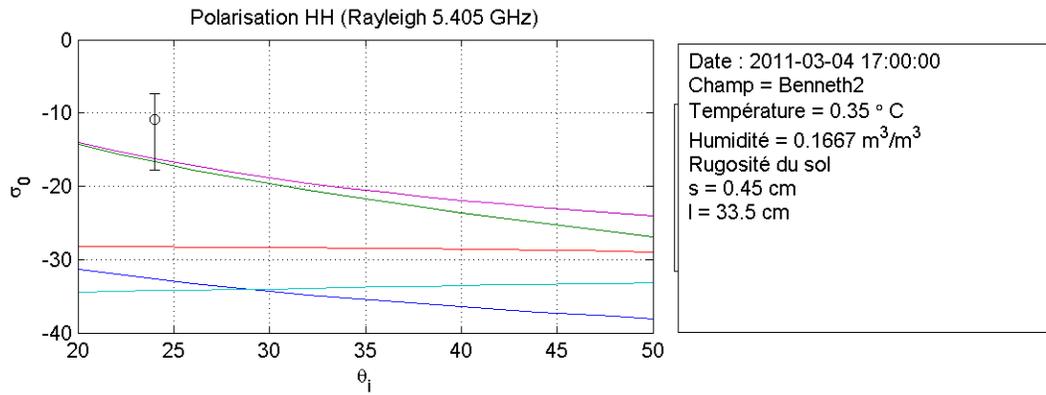


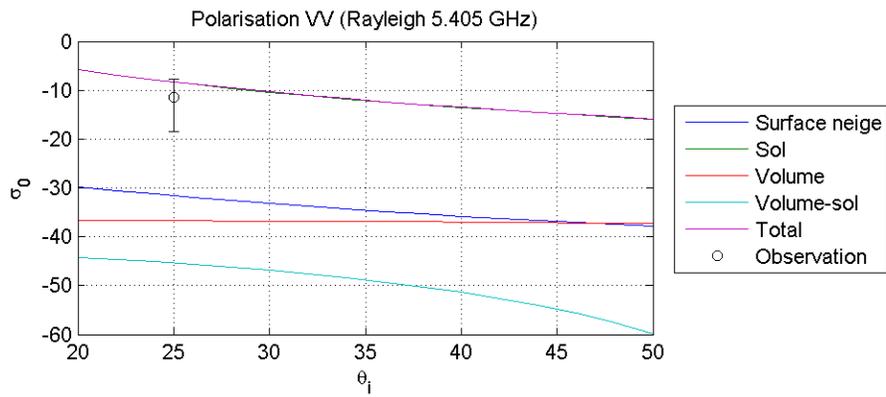
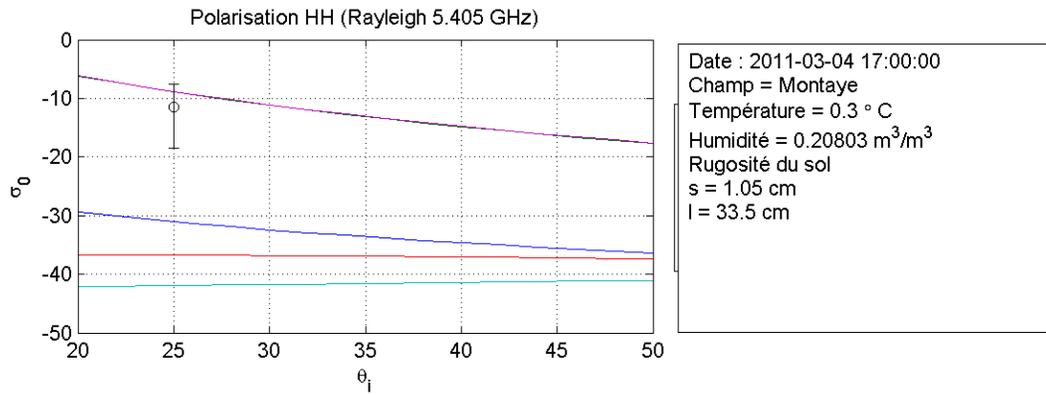


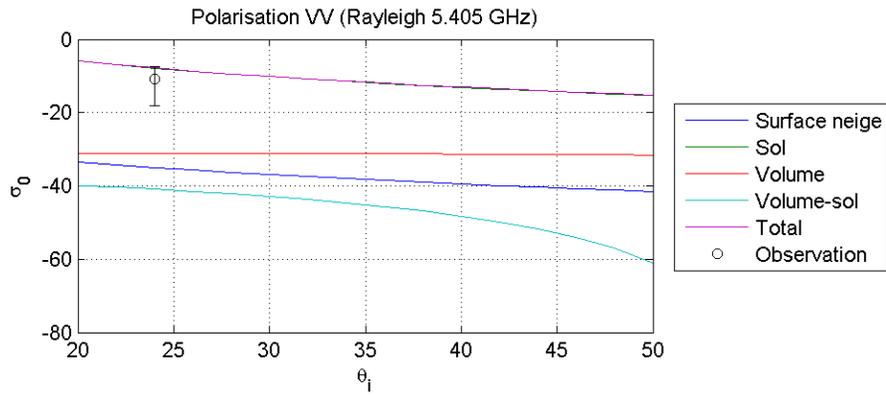
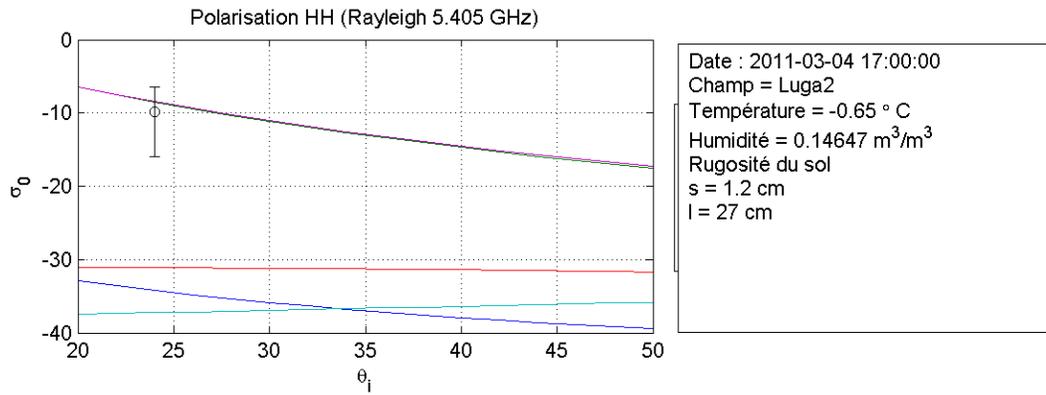


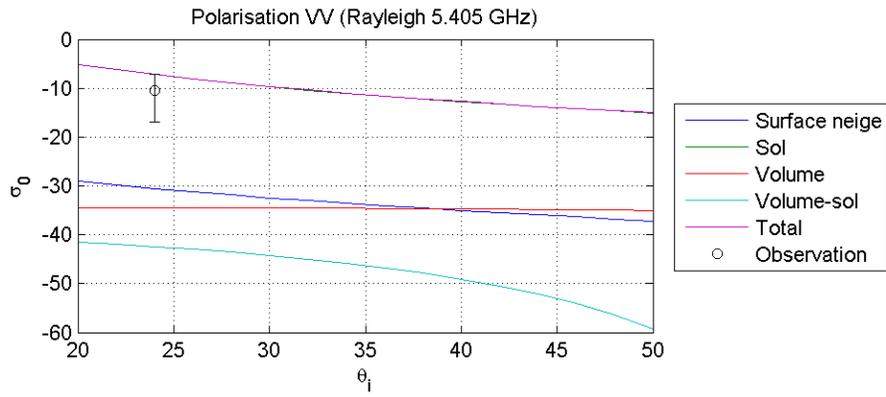
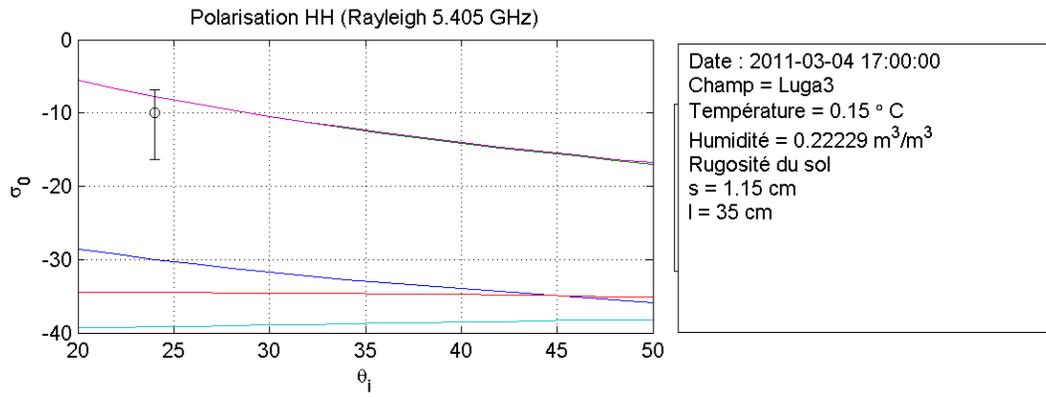


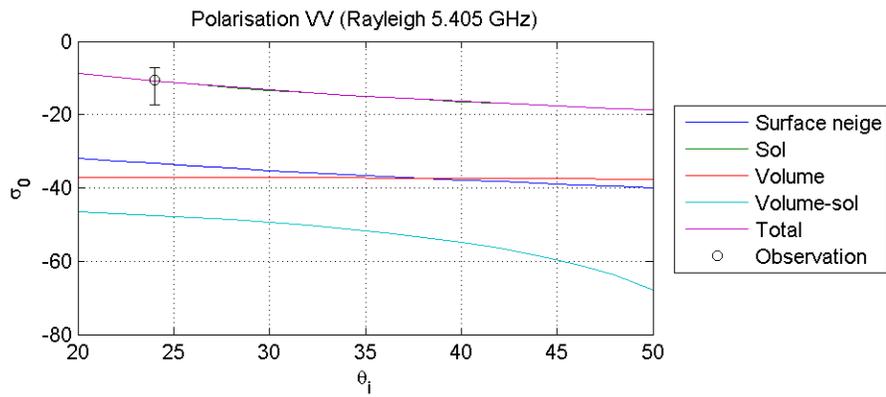
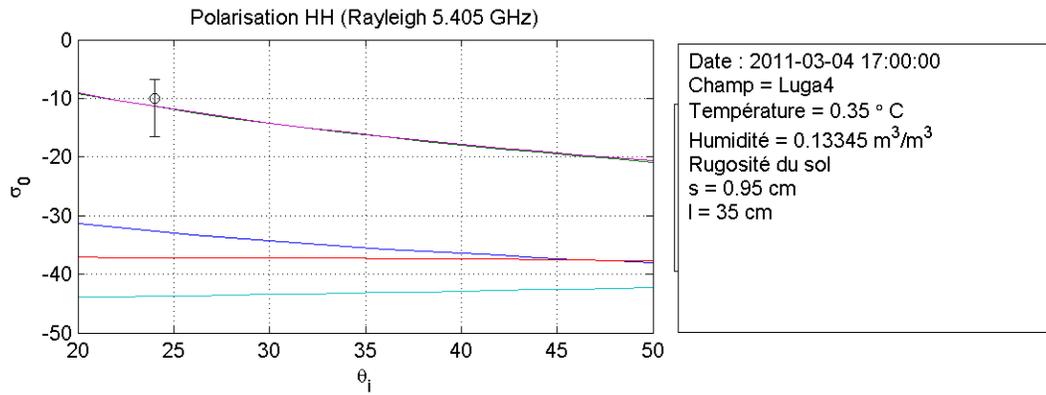


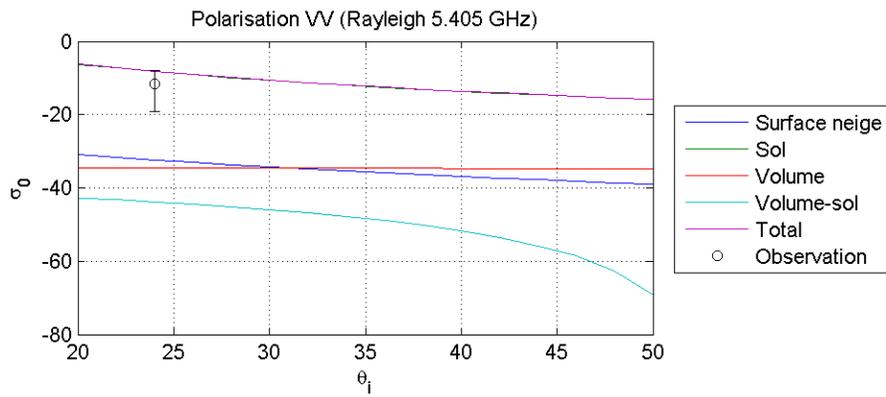
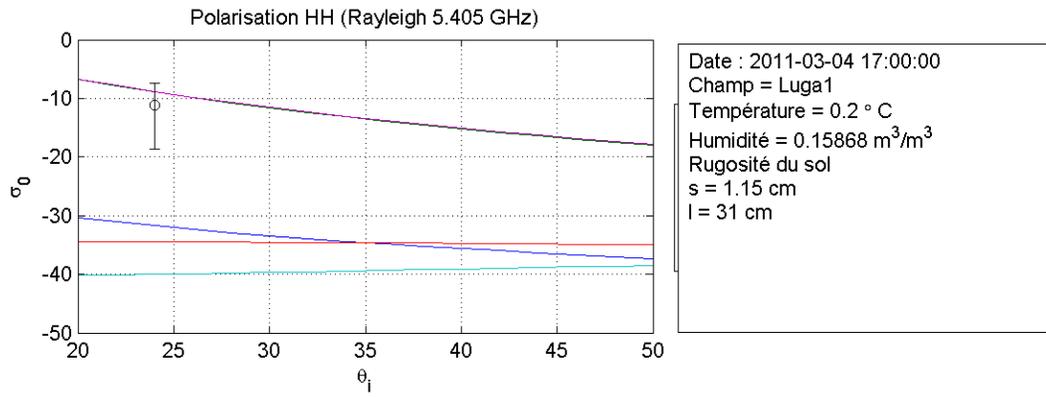


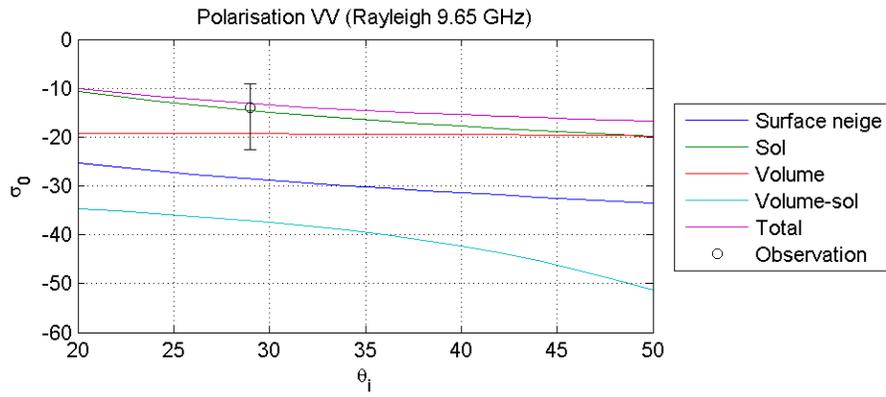
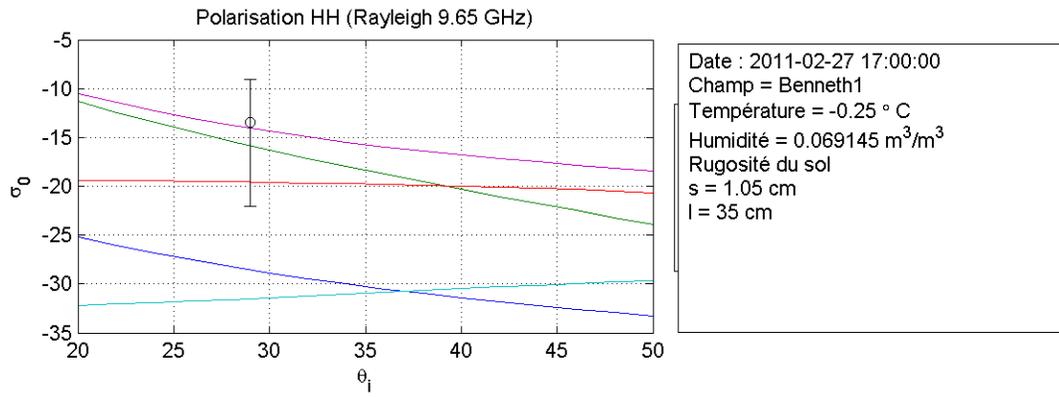


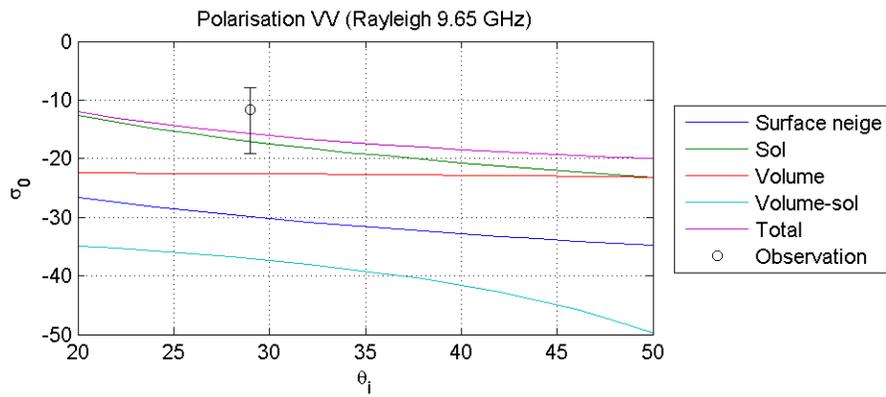
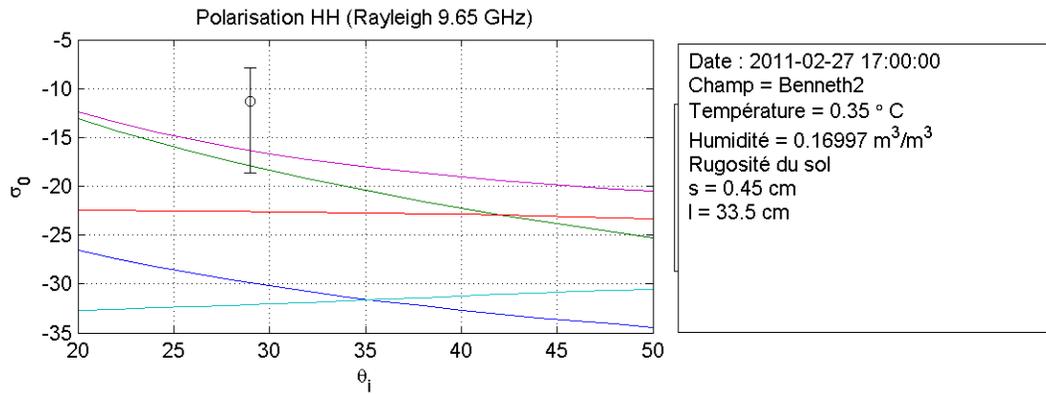


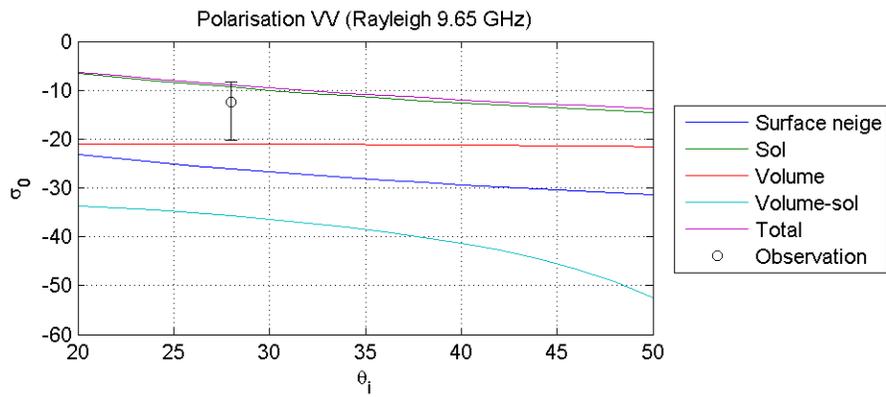
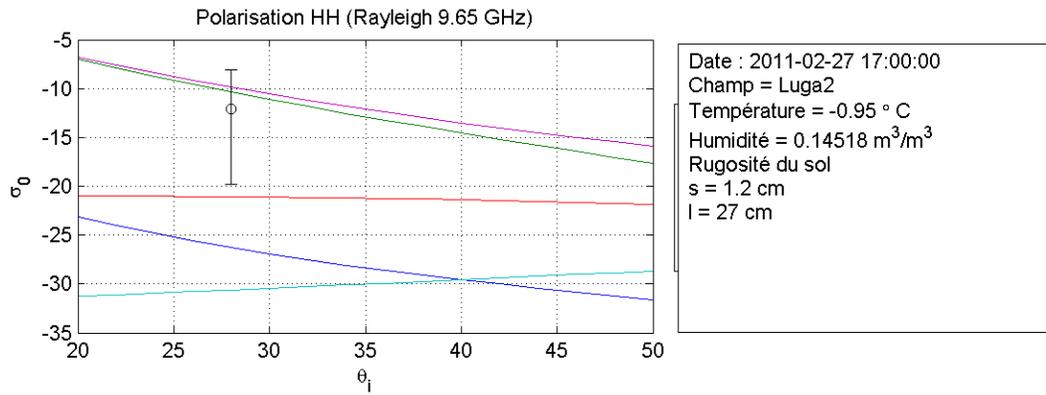


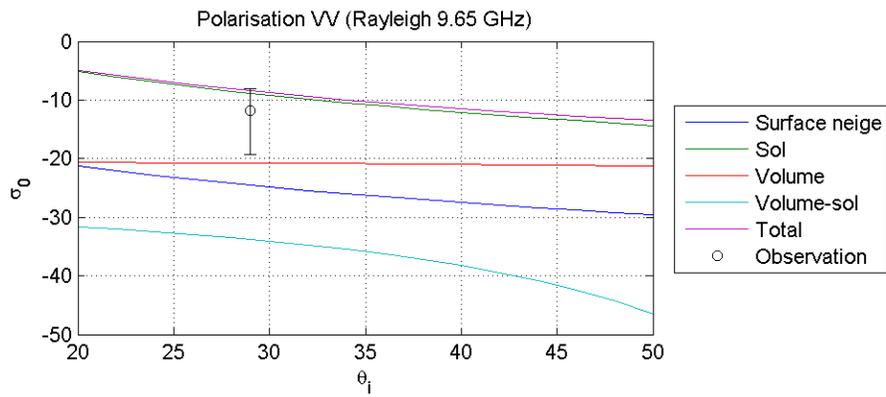
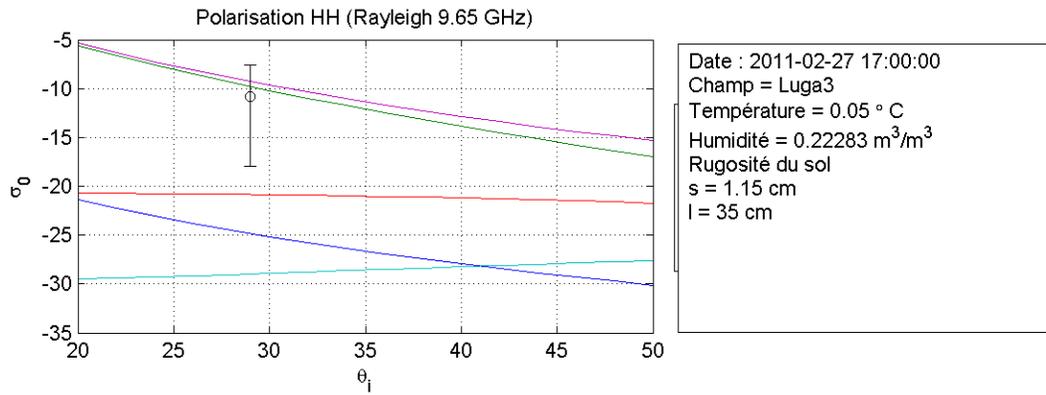


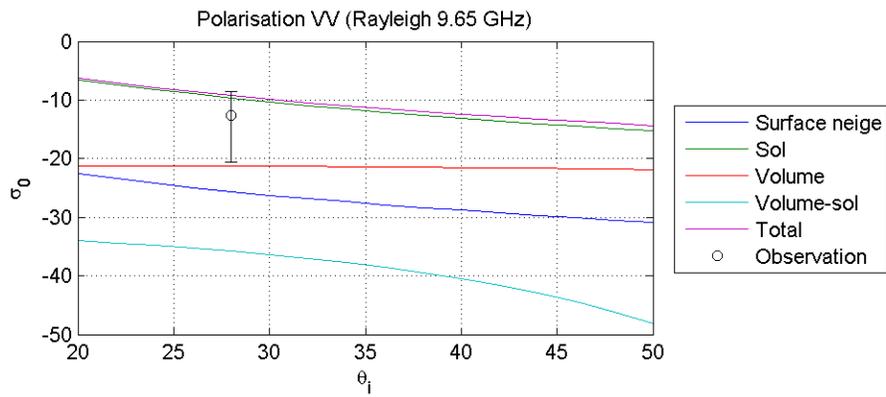
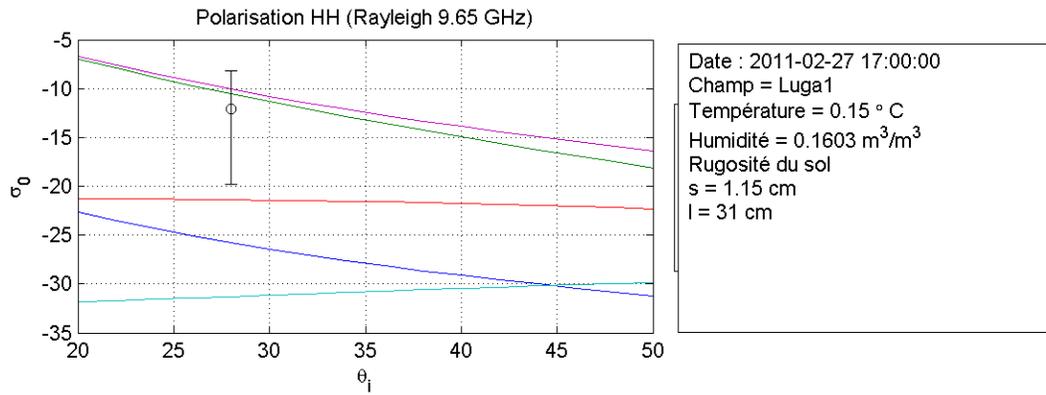


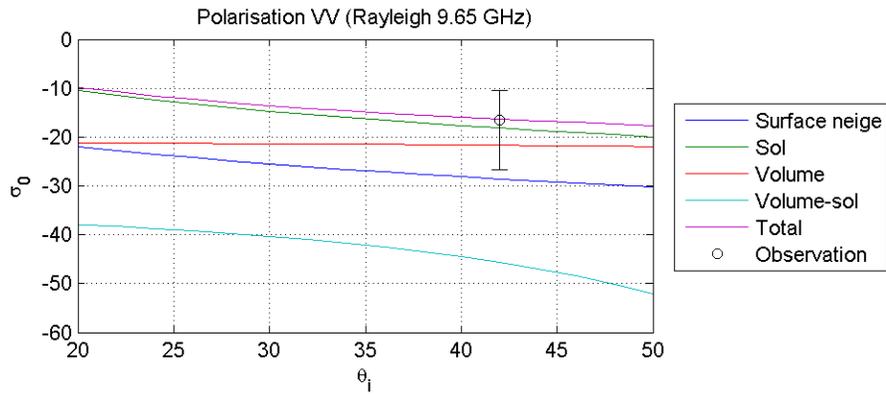
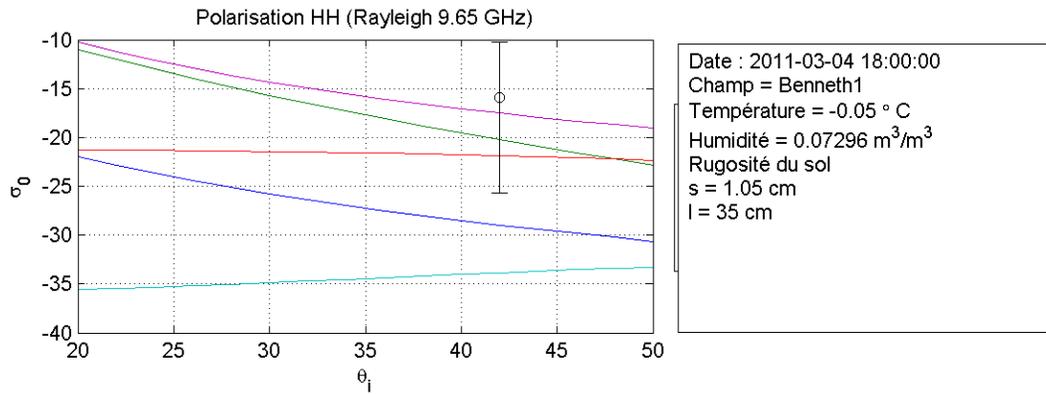


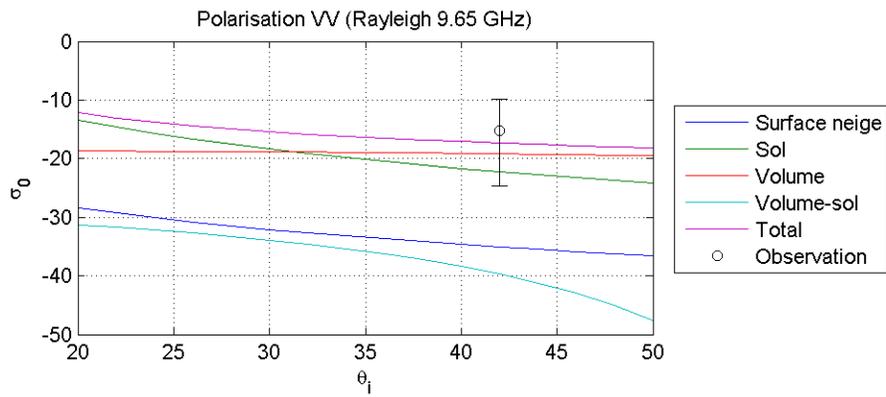
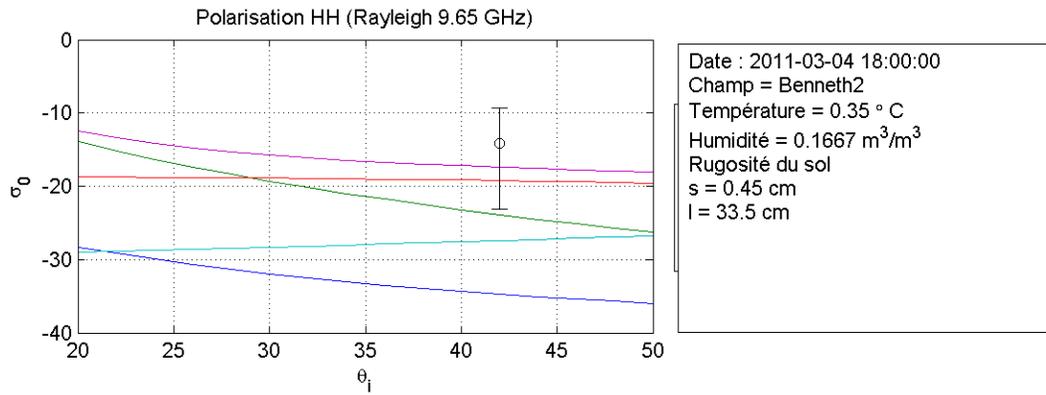


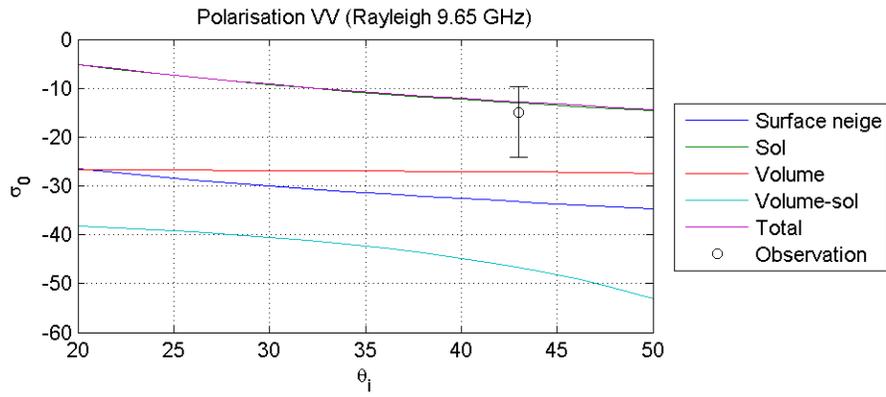
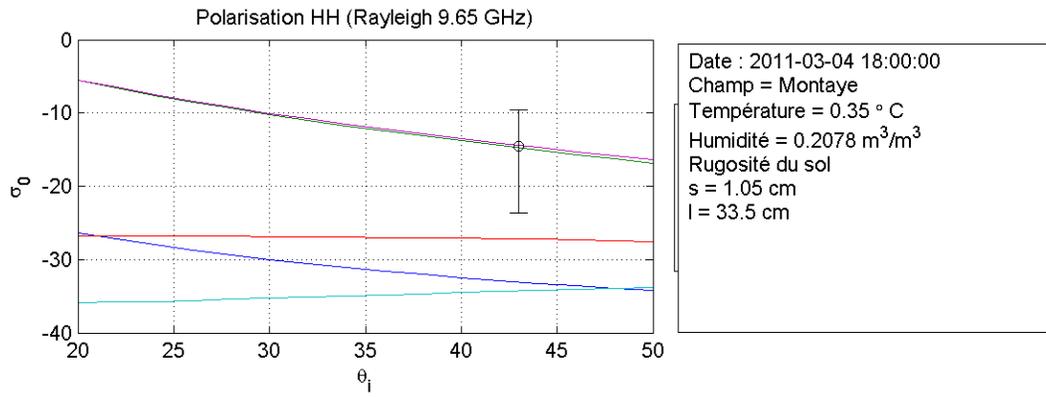


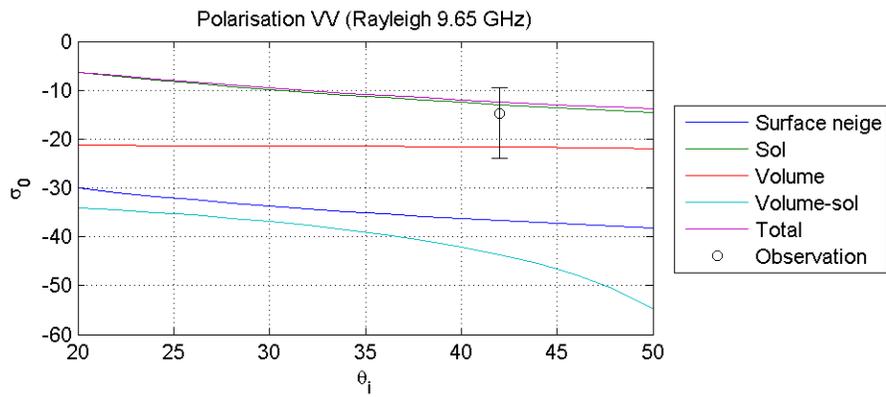
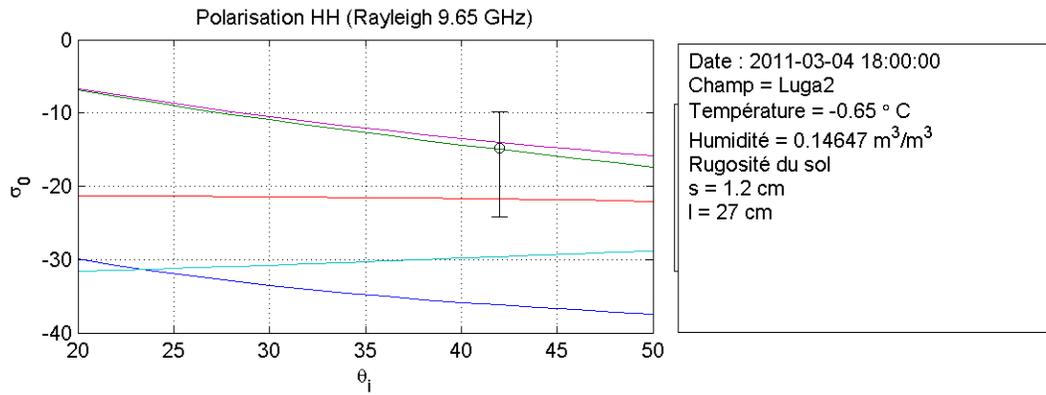


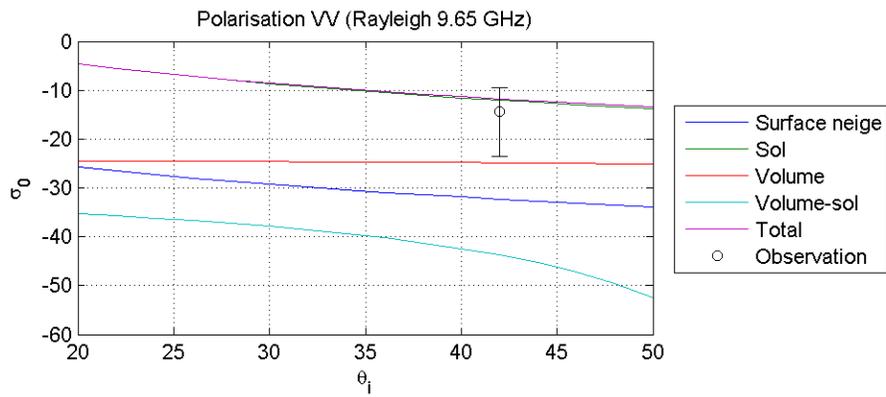
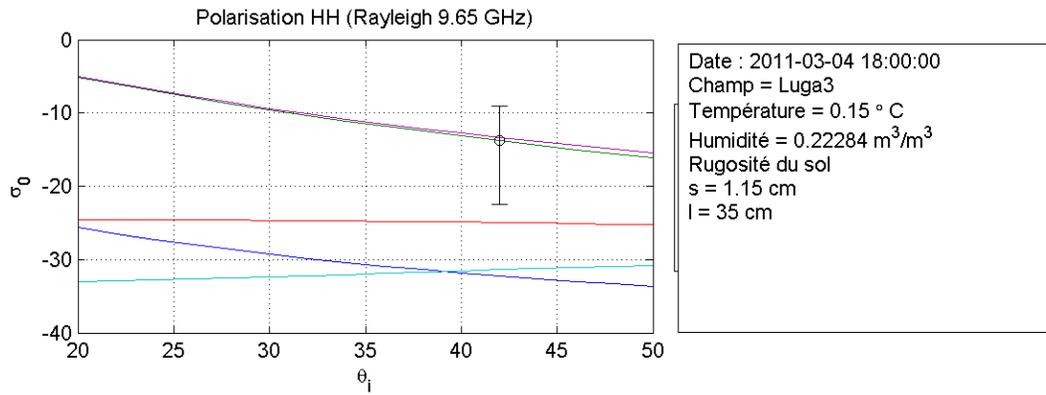


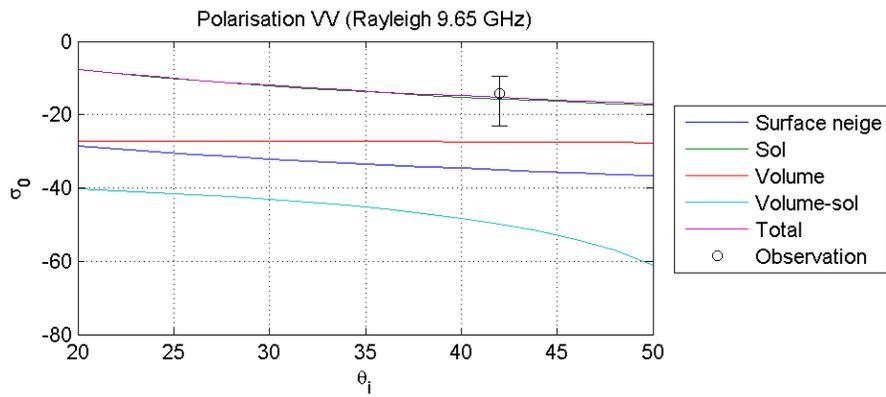
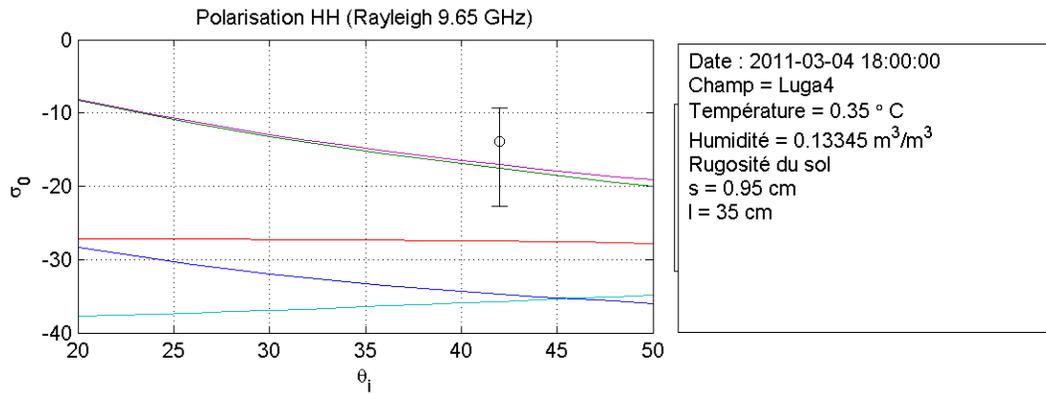


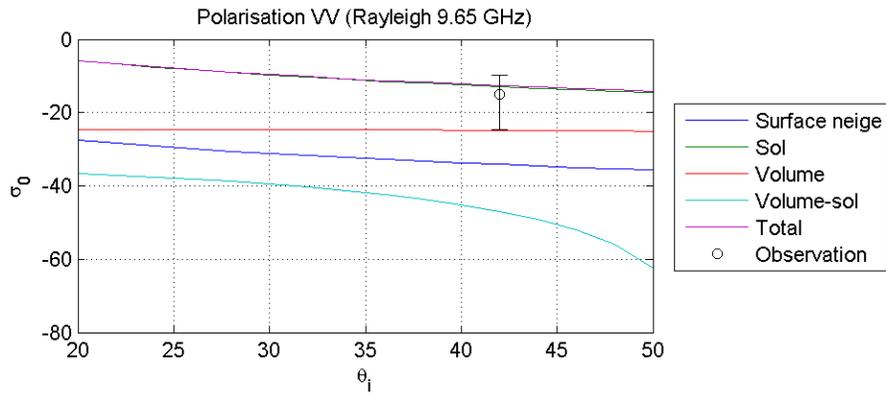
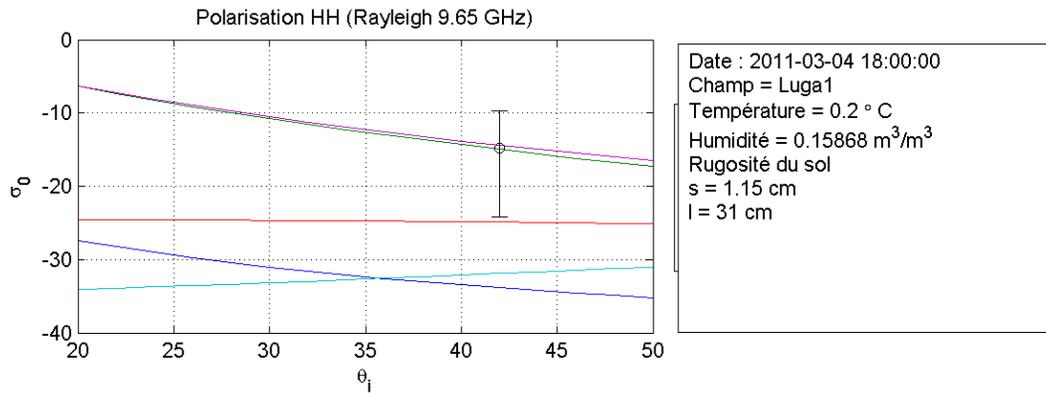




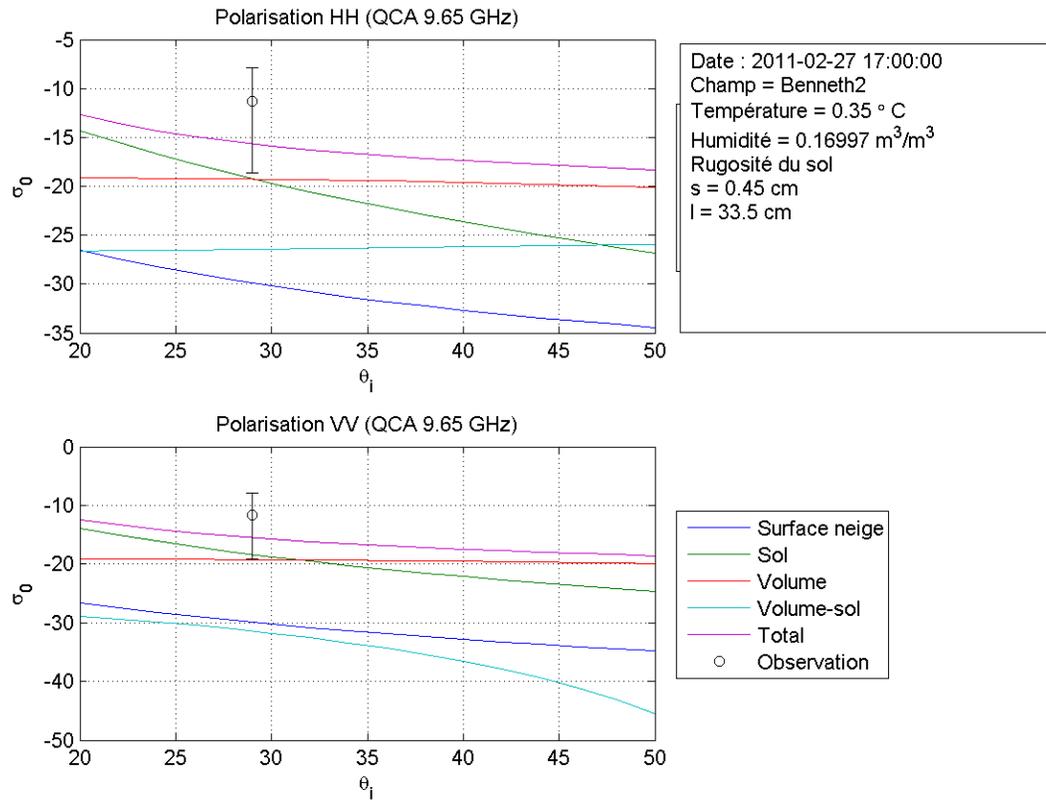


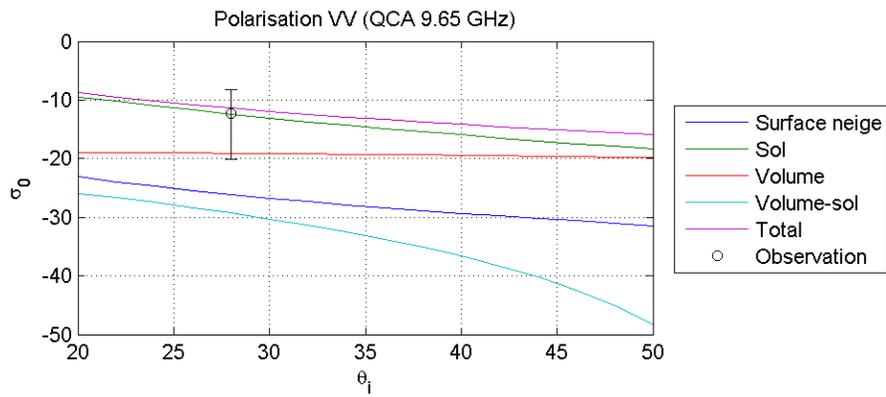
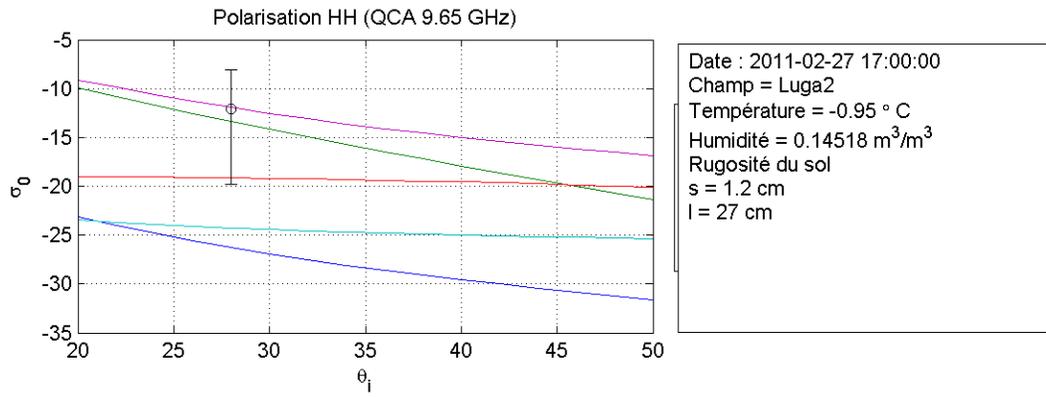


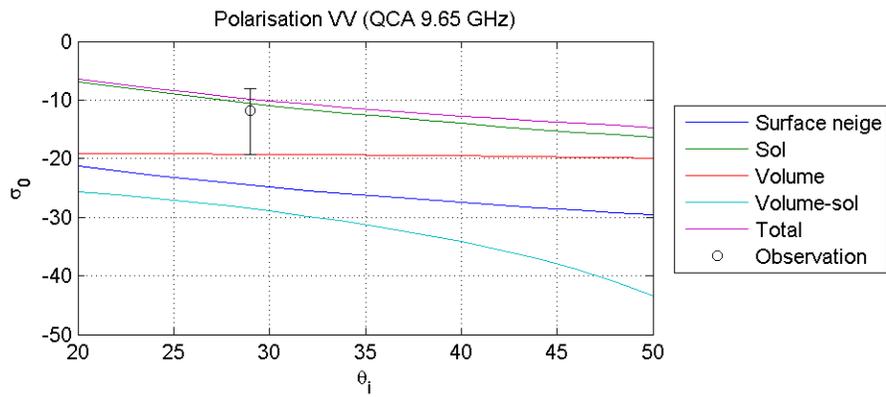
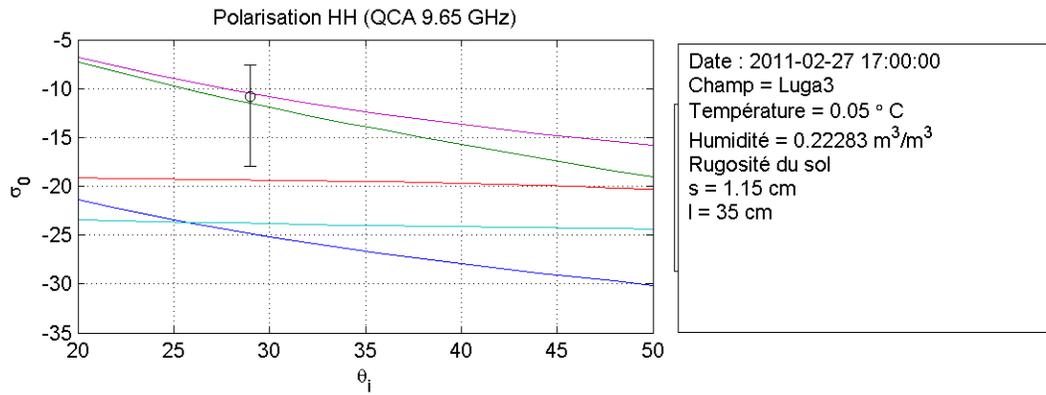


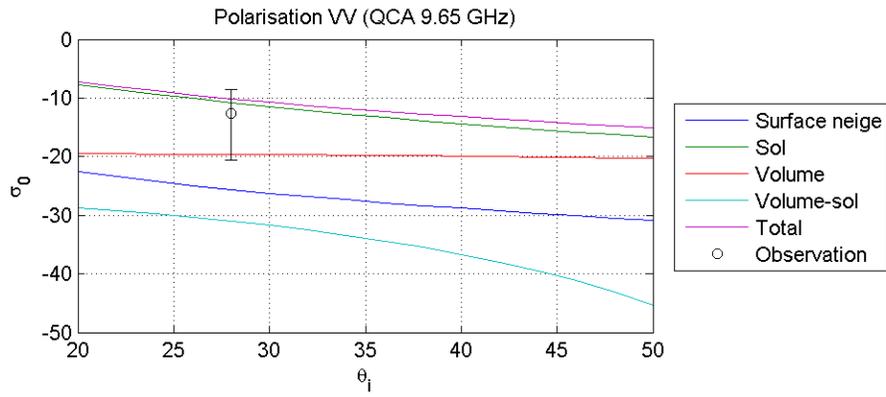
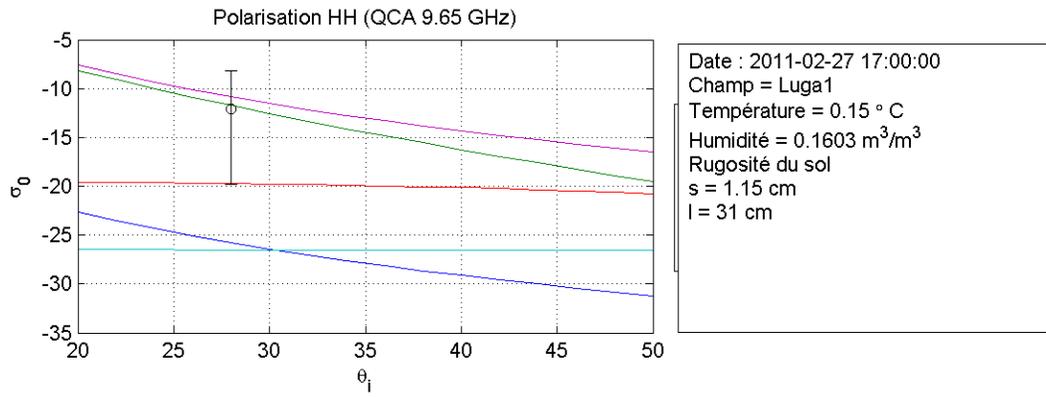


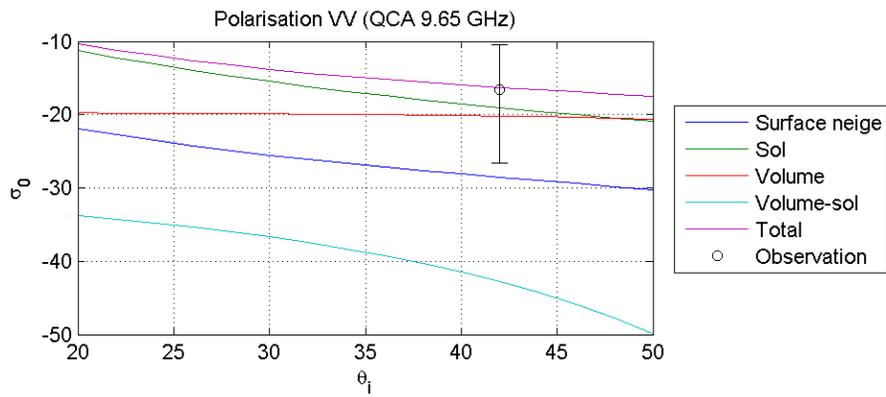
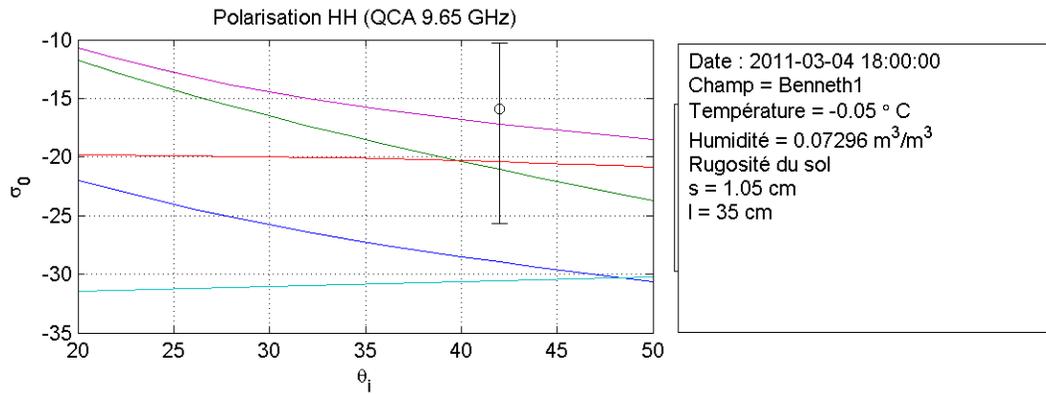
Simulations sous QCA/DMRT

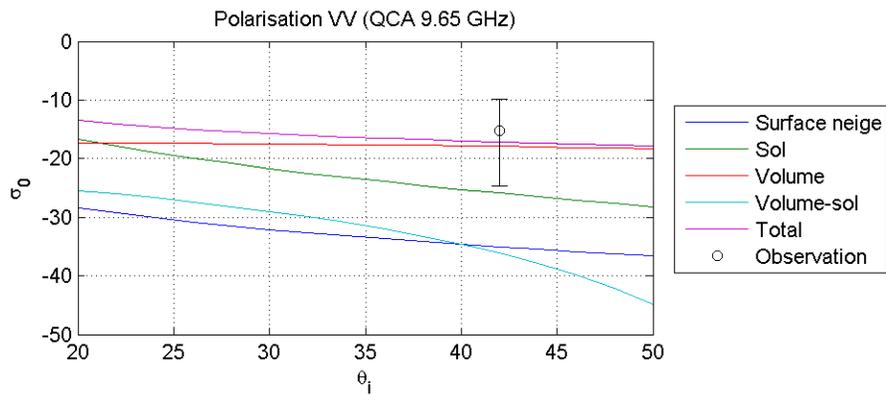
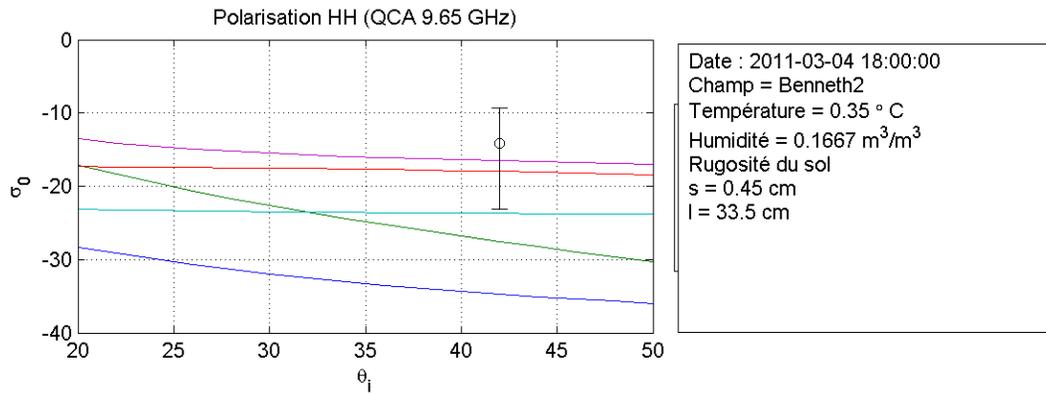


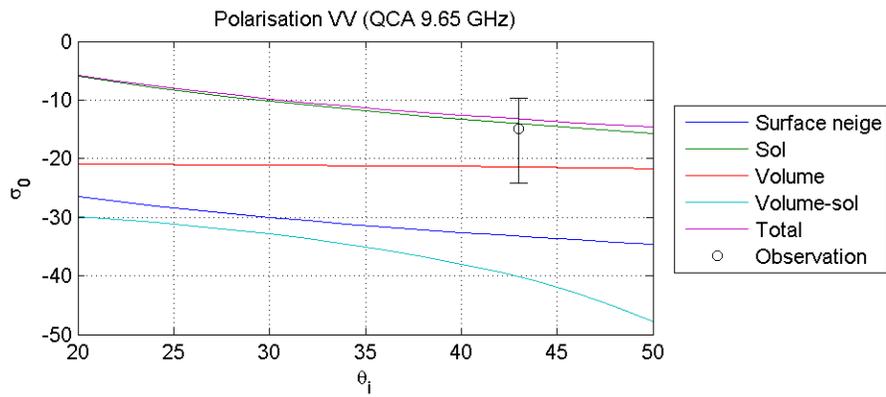
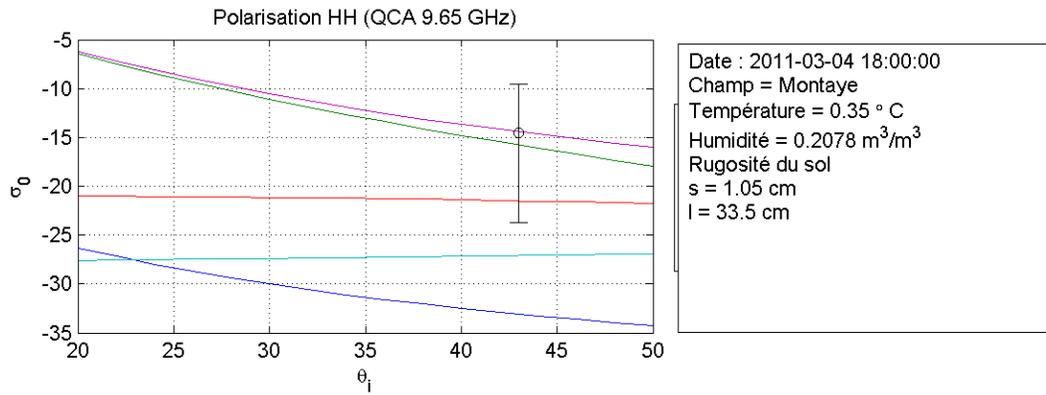


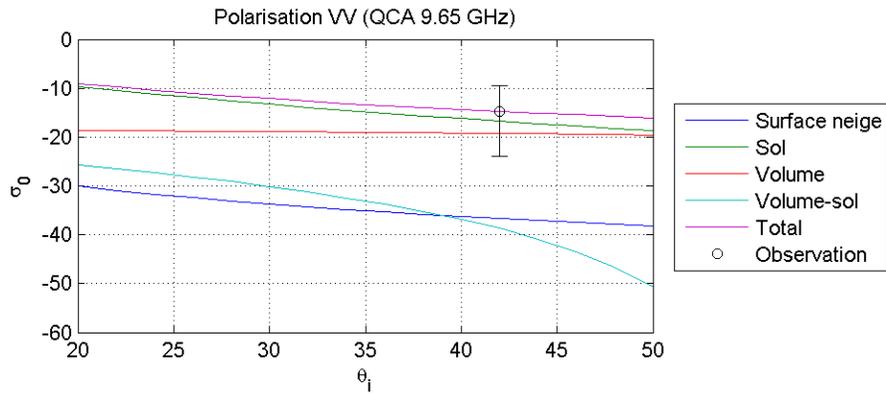
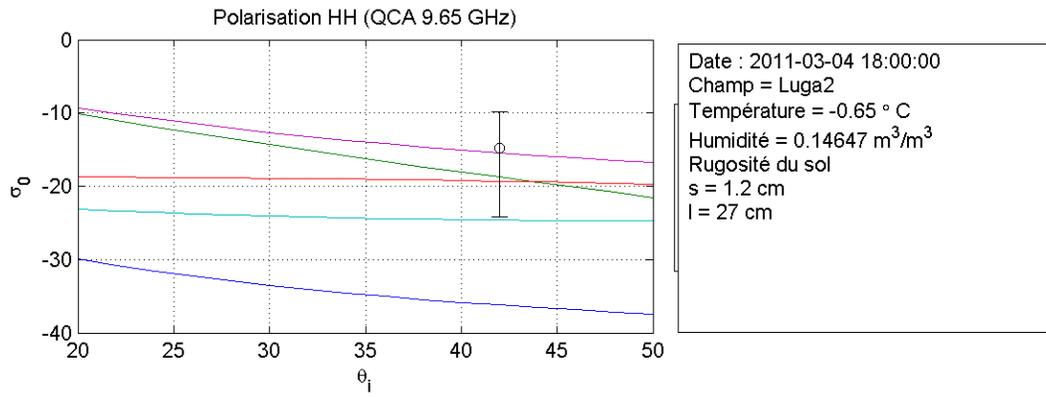


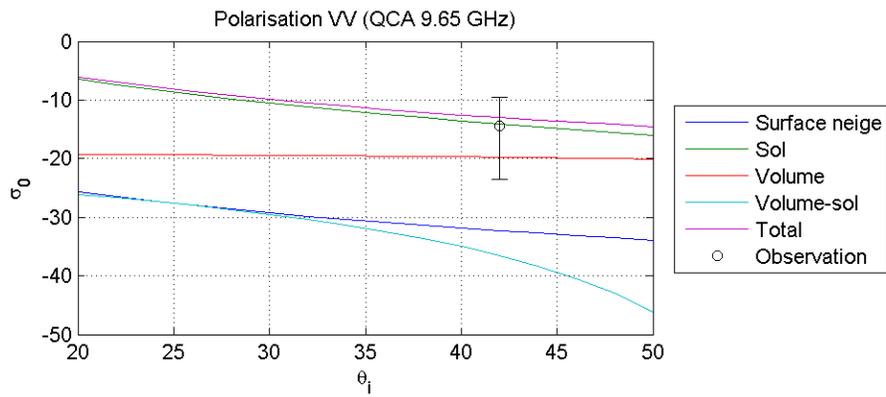
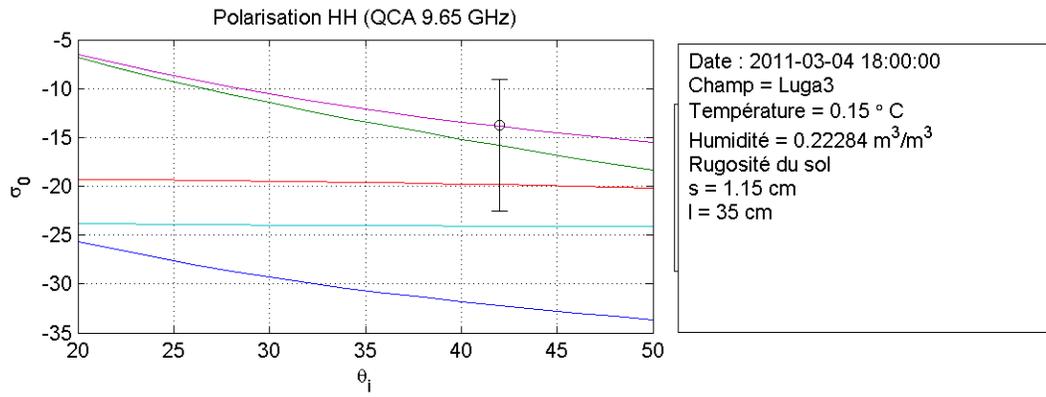


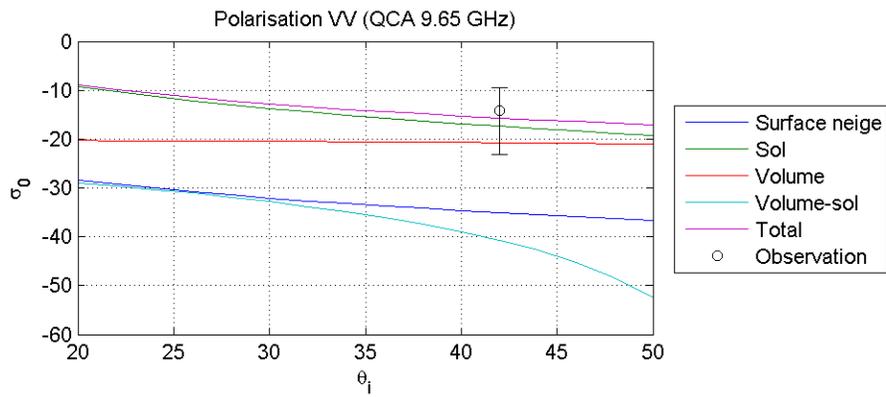
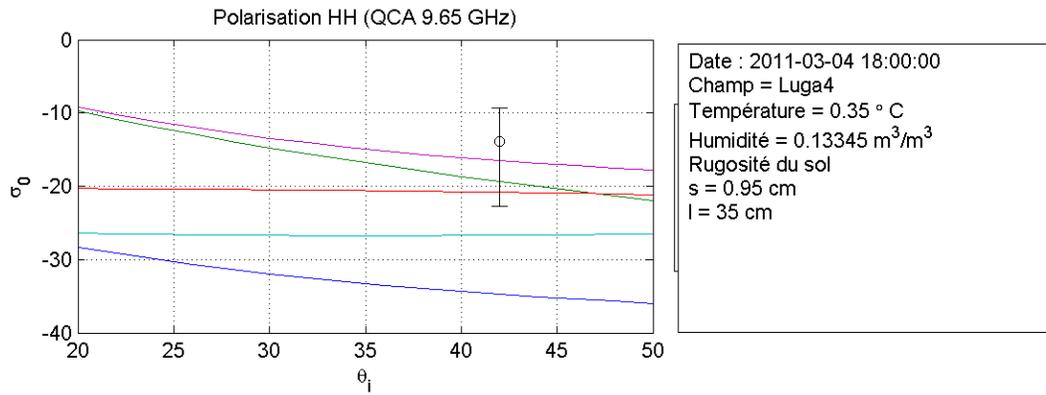


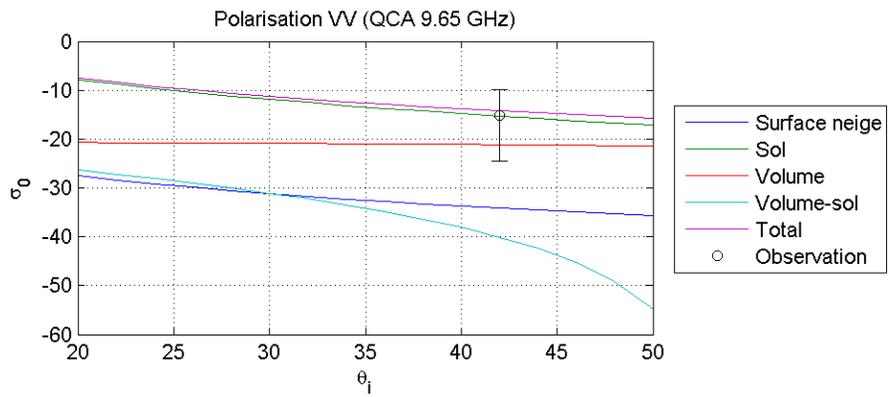
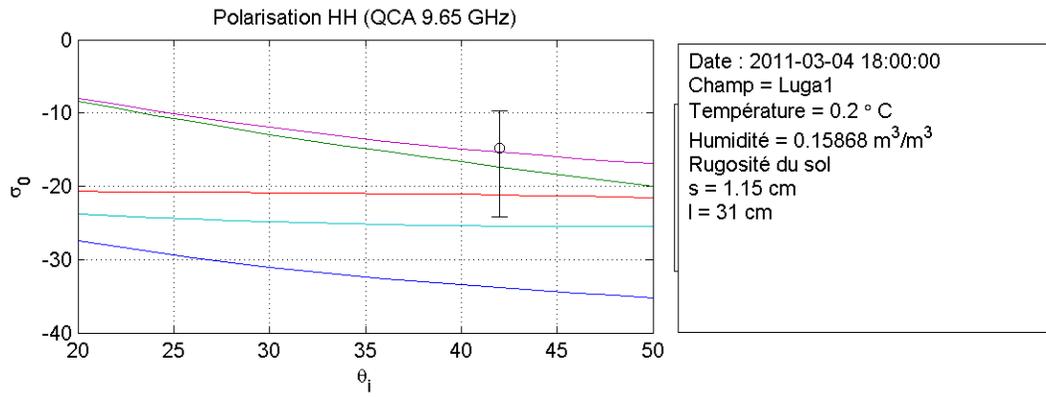


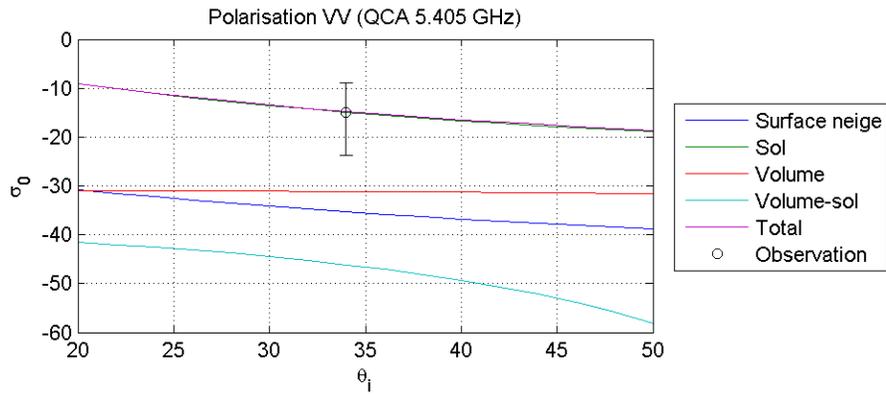
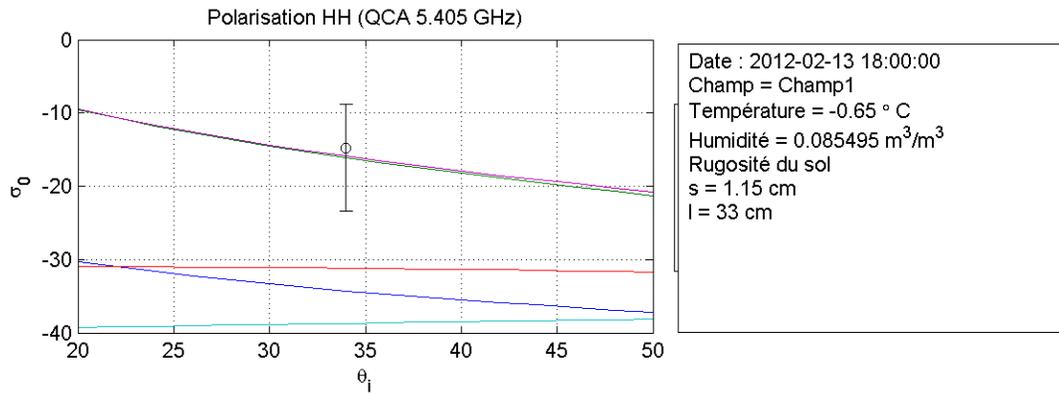


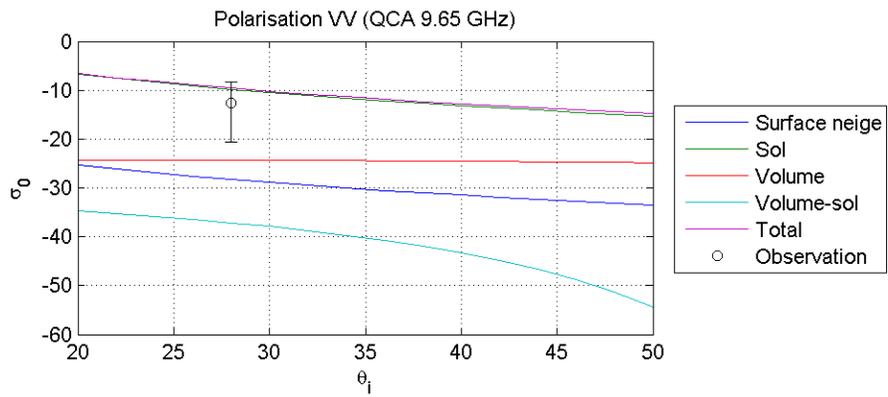
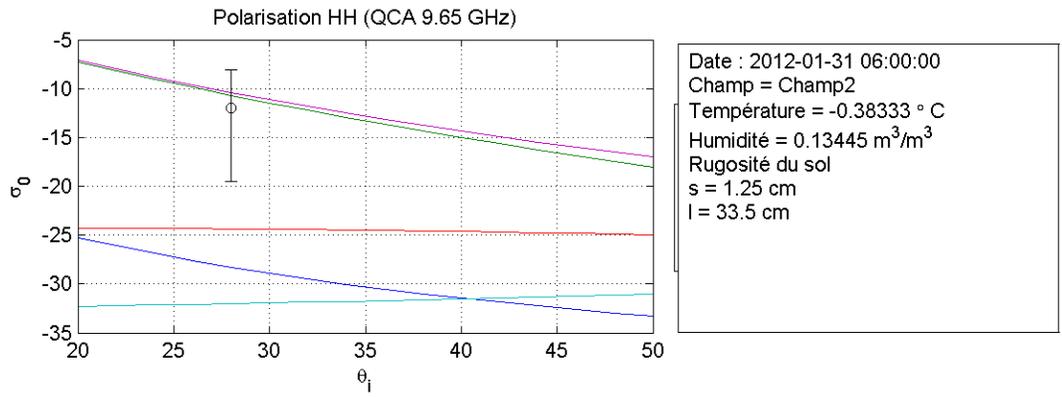


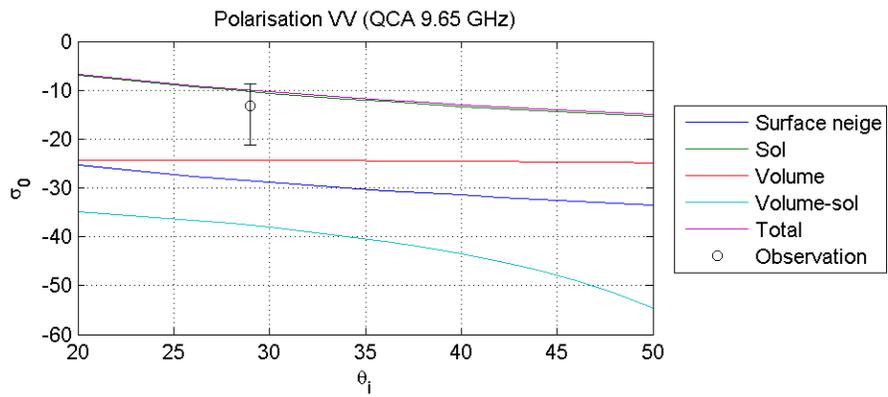
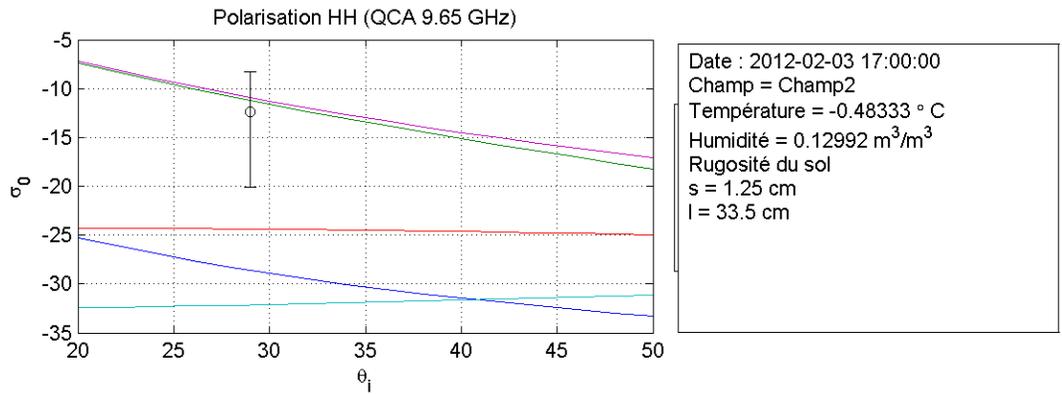


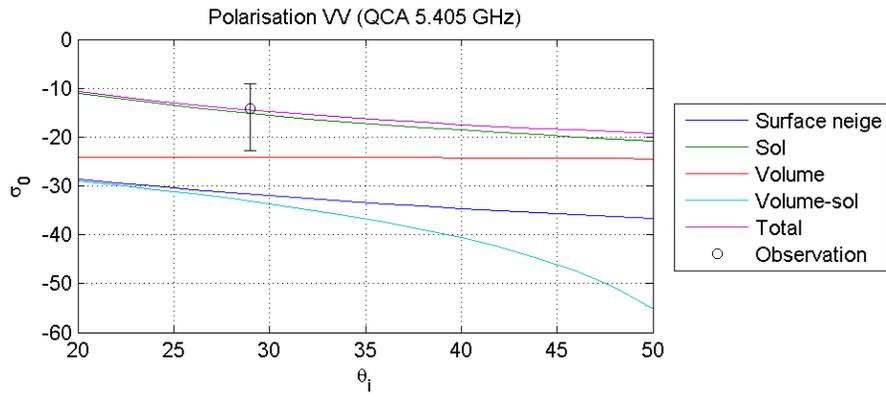
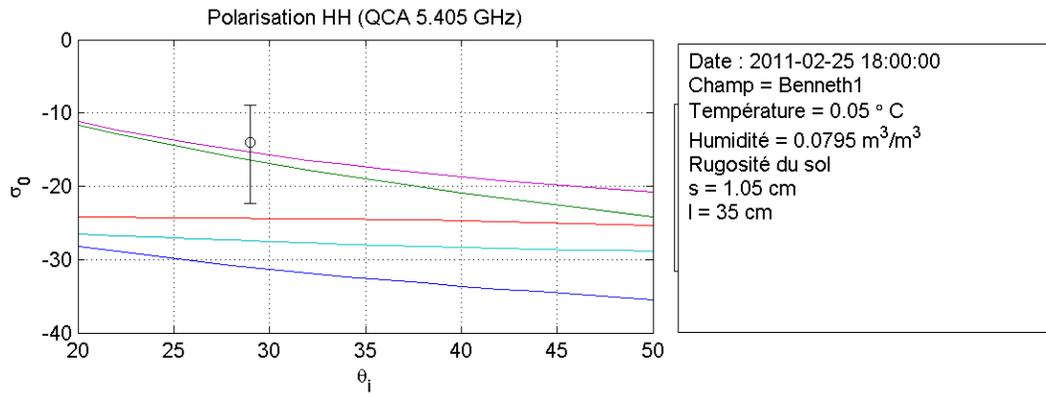


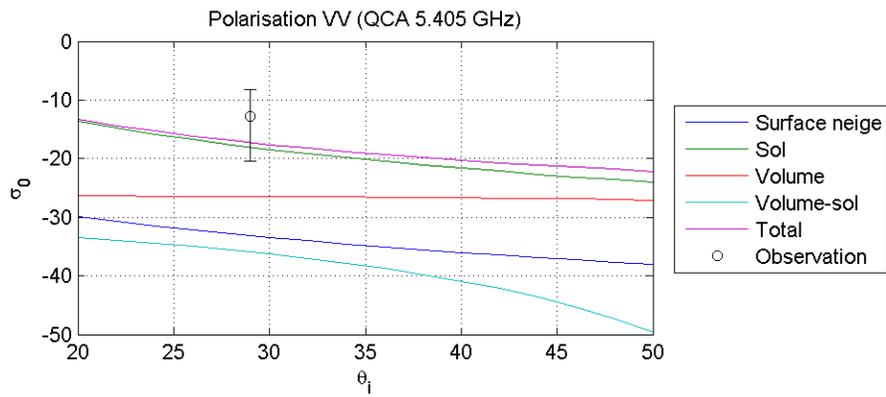
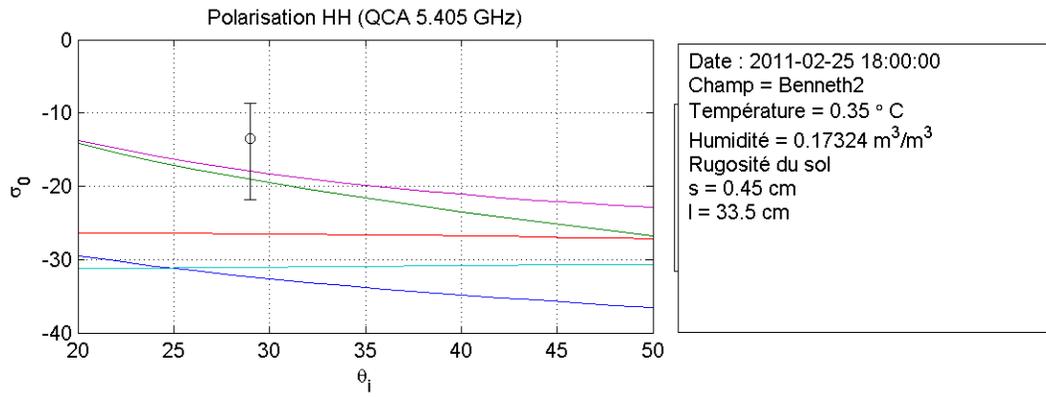


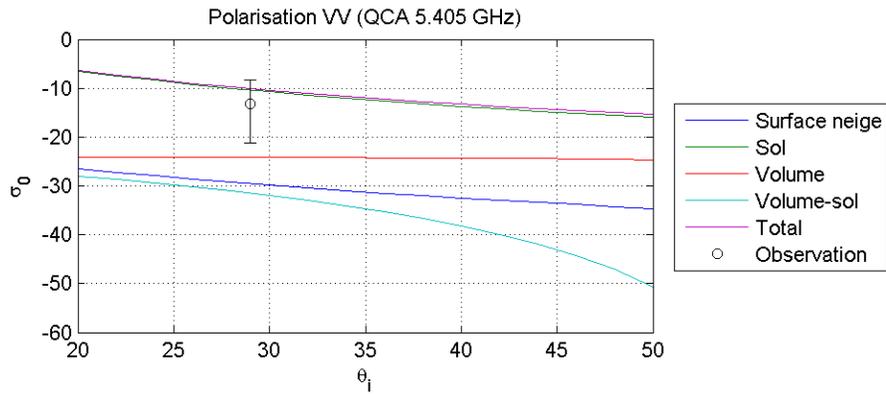
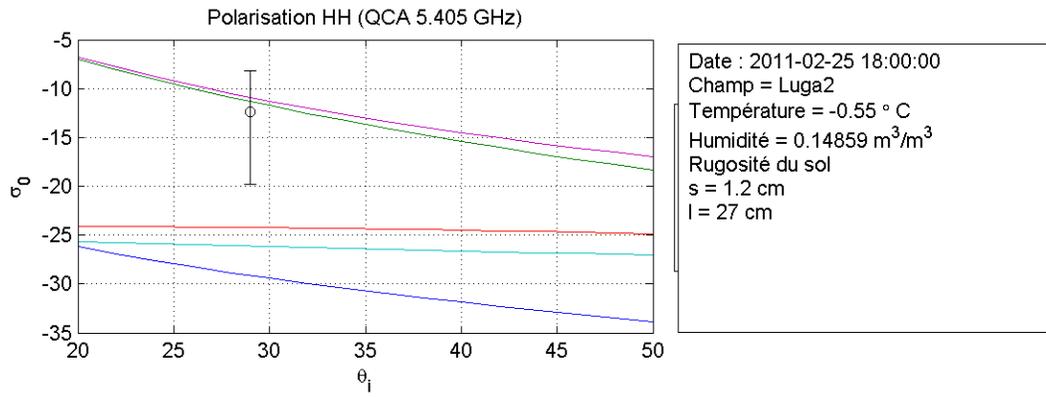


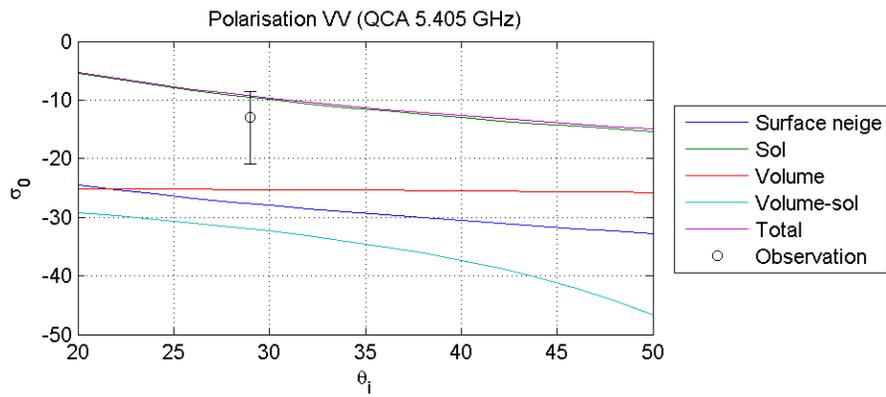
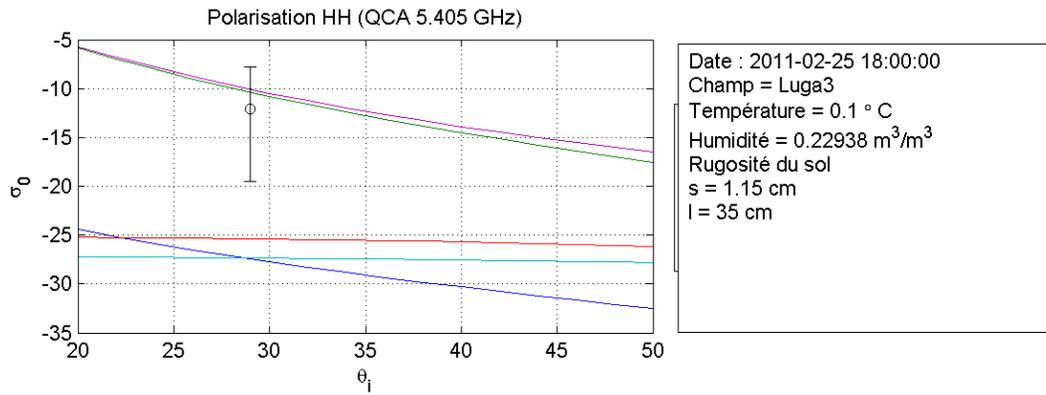


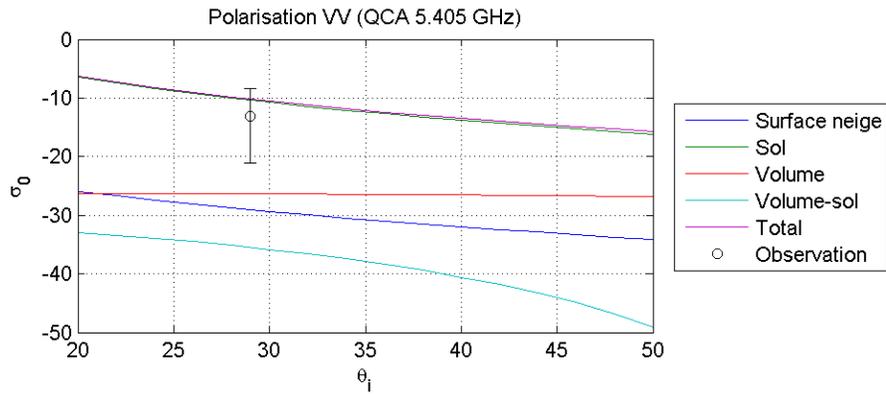
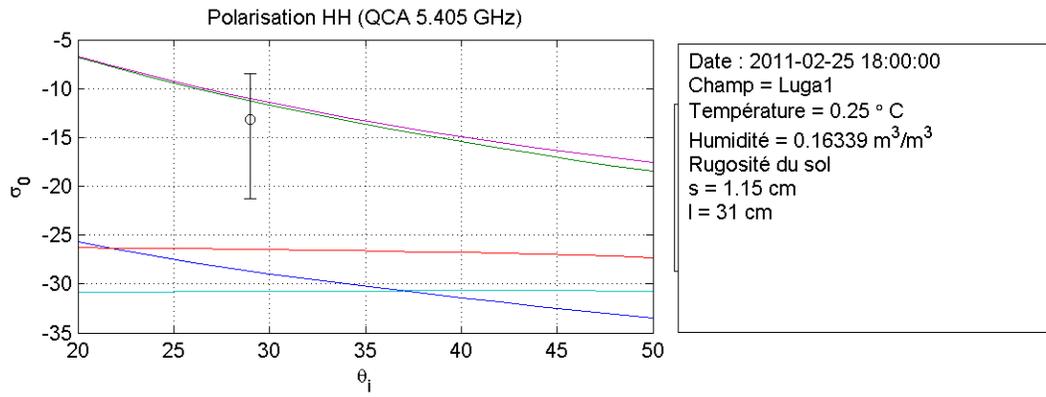


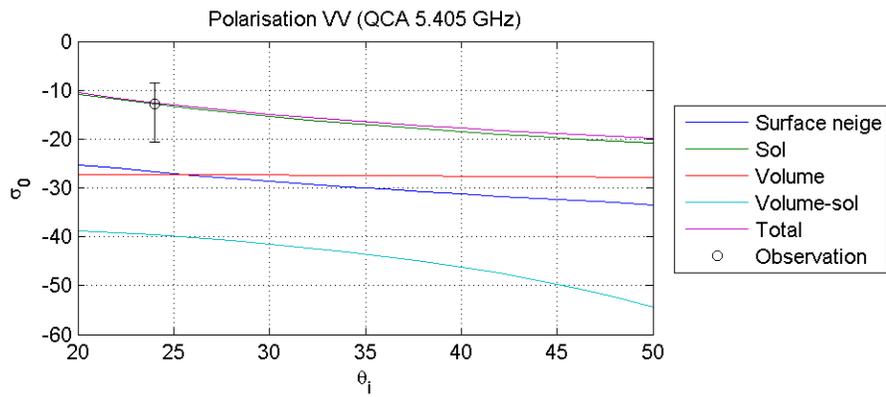
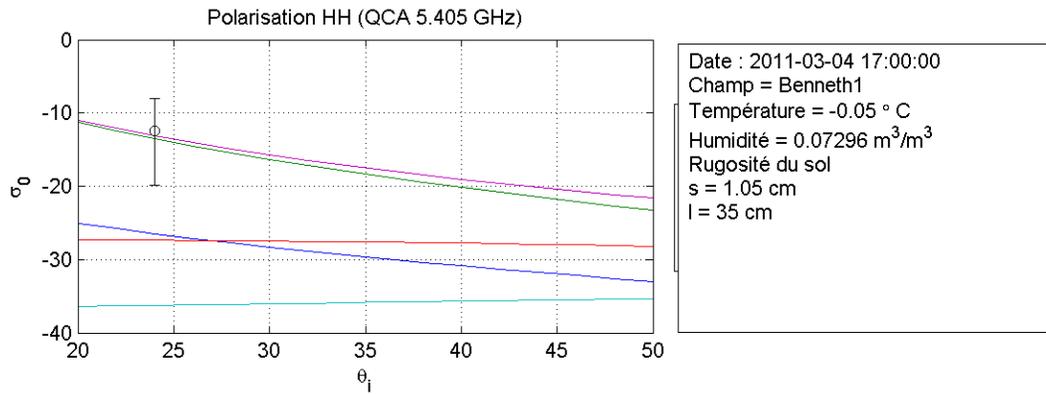


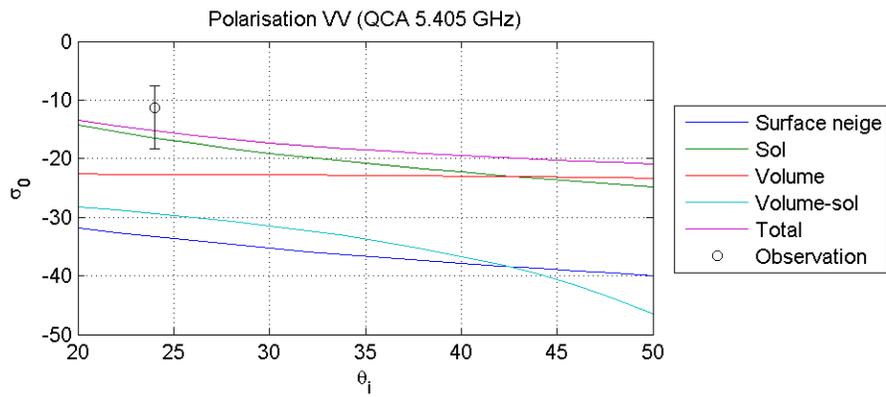
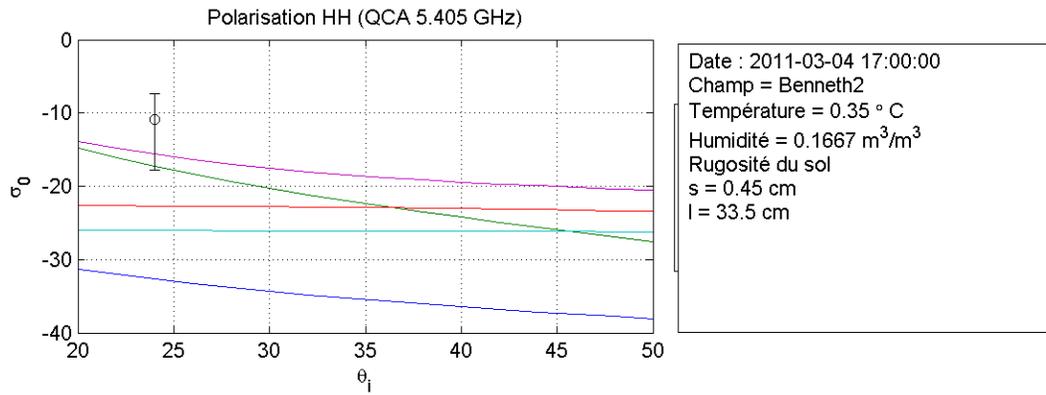


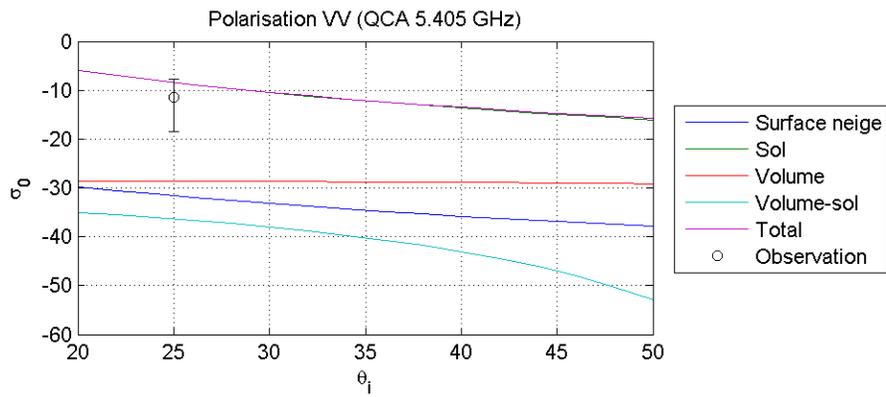
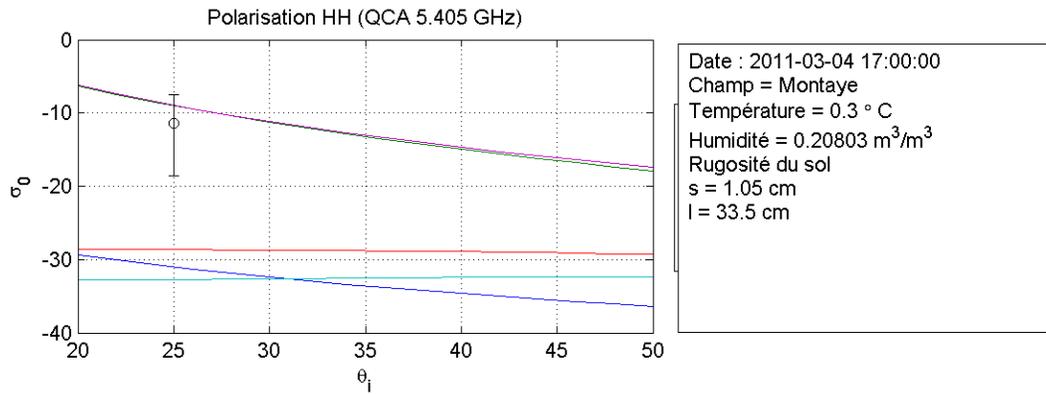


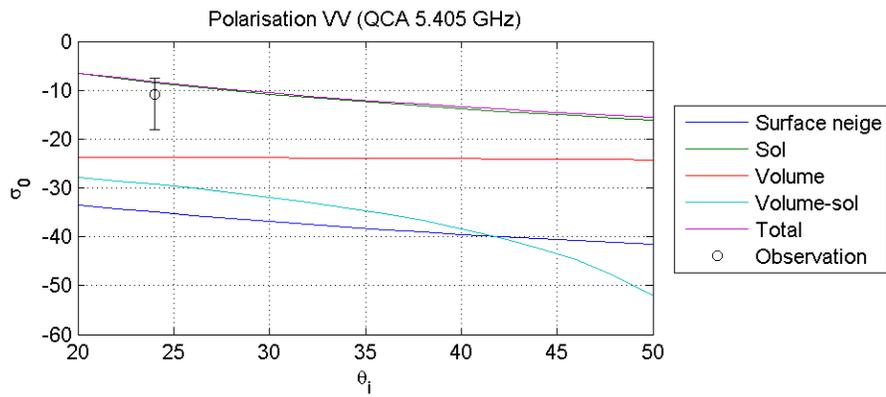
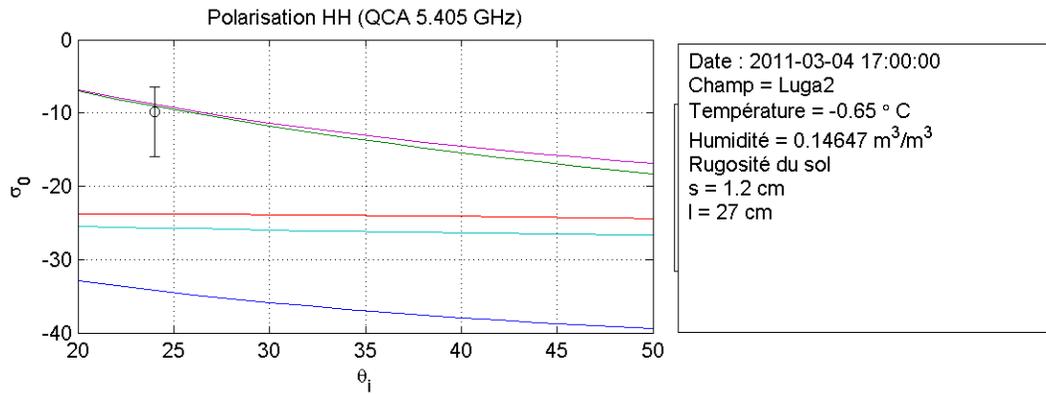


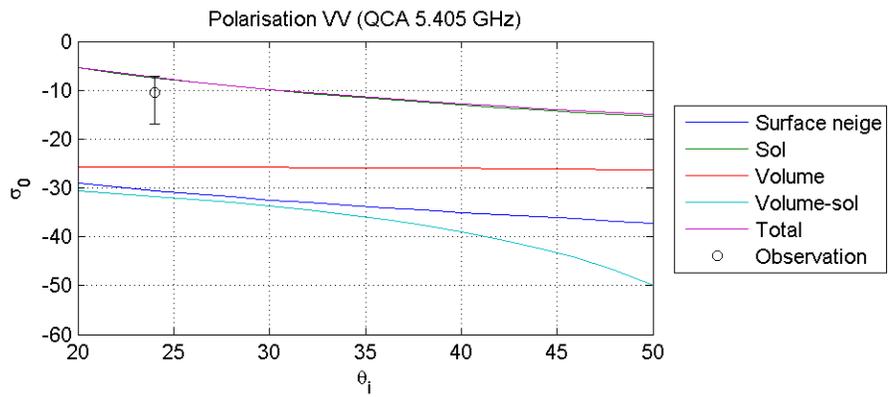
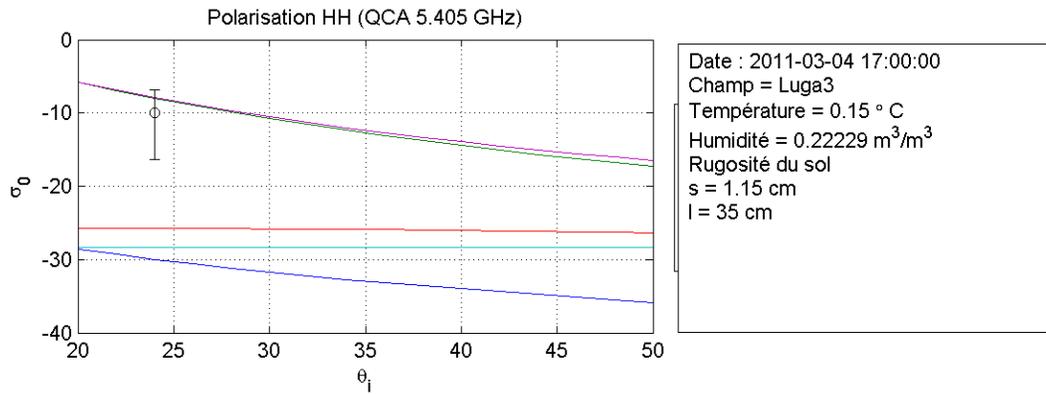


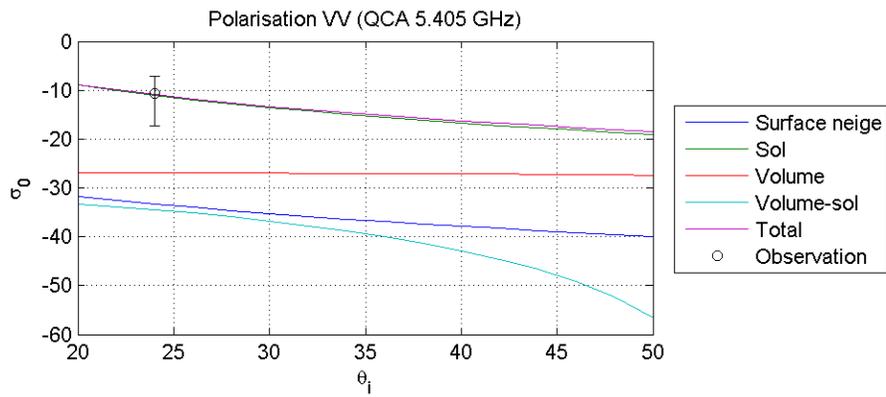
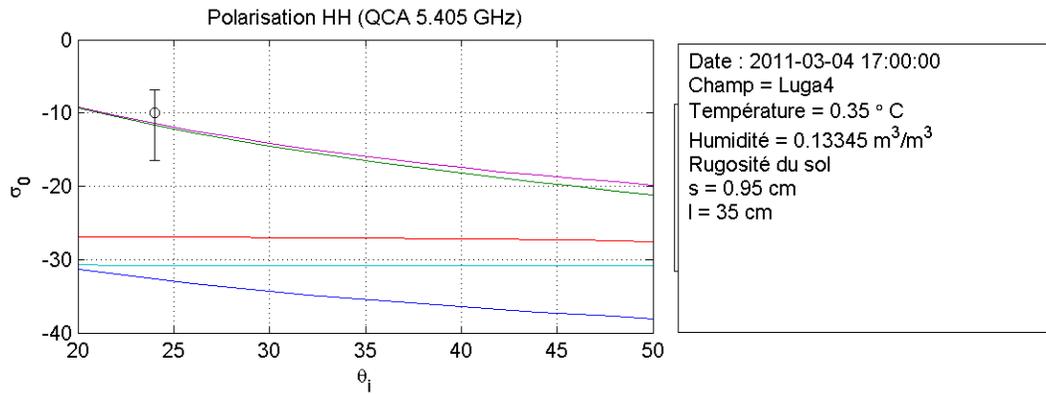


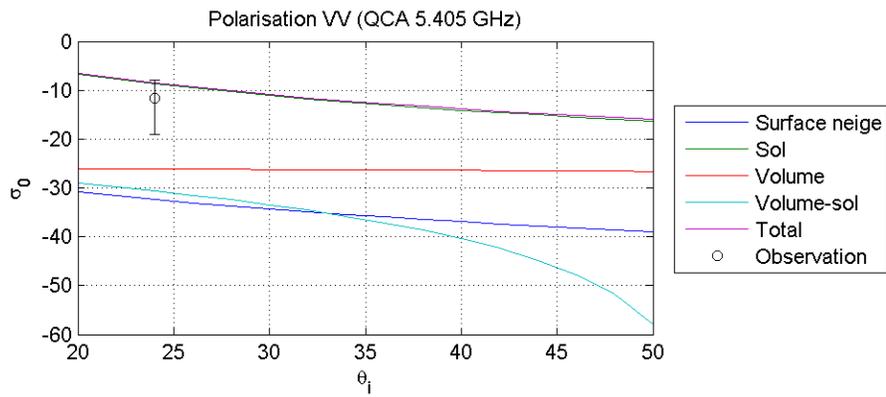
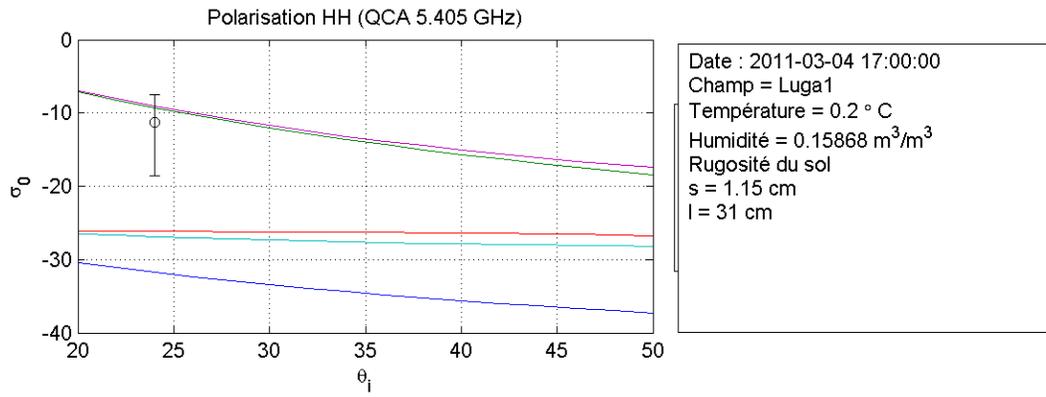


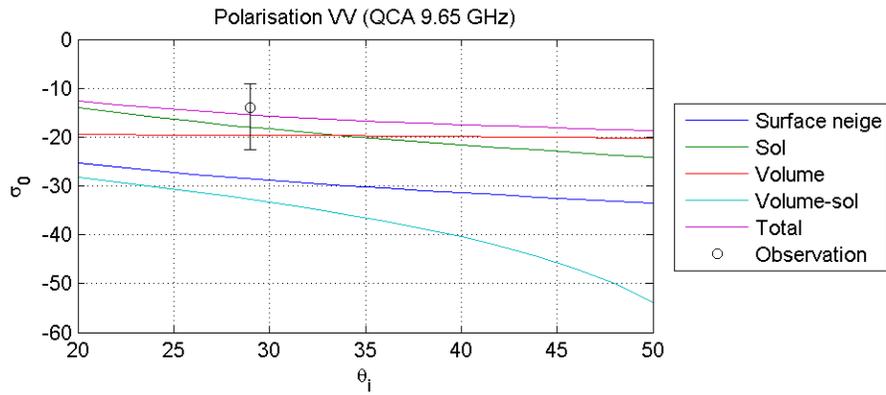
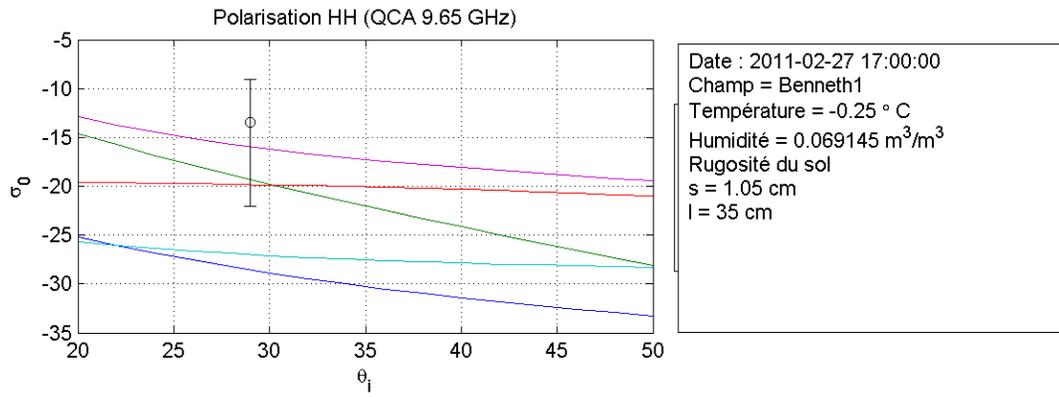












: