

UNIVERSITÉ DE SHERBROOKE
Faculté de génie
Département de génie civil

SUIVI DE L'EAU LIQUIDE DANS LA NEIGE PAR IMAGES RADAR EN BANDE C ET PAR MODÉLISATION FINE DU MANTEAU NEIGEUX

Mémoire de maîtrise
Spécialité : génie civil

Gabriel RONDEAU-GENESSE

Jury : Robert LECONTE (directeur)
Hubert CABANA (rapporteur)
Alain ROYER

RÉSUMÉ

MODIS est une méthode fiable et précise utilisée couramment pour suivre l'évolution du couvert nival au-dessus de bassins versants alpins. Toutefois, cette méthode de télédétection possède quelques limitations importantes, tel que l'incapacité à distinguer la neige humide de la neige sèche, qui pourrait être mieux prise en compte par l'utilisation d'une méthode de télédétection complémentaire telle que l'imagerie par radar à synthèse d'ouverture (RSO). Le site d'étude utilisé pour le projet est le bassin versant de la rivière Nechako, situé dans la chaîne Côtière de la Colombie-Britannique, qui est caractérisé par un manteau neigeux pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur en montagne. Quinze images RADARSAT-2 en mode ScanSAR Wide ont été obtenues en polarisation VV et VH entre les mois de mars et juillet 2012. Elles ont été traitées à l'aide d'un algorithme basé sur la méthode de Nagler et Rott pour distinguer la neige humide de la neige sèche, mais qui utilise un seuil graduel plutôt que le seuil de -3 dB fréquemment utilisé. Les cartes de neige humide qui découlent de cette technique correspondent mieux aux incertitudes retrouvées sur le bassin en raison de la présence importante de forêts de conifères et de régions montagneuses. Les cartes ont été combinées au produit de neige de MODIS, afin d'utiliser son habileté à détecter le couvert nival avec précision pour corriger les zones de bruit des images RSO, causées entre autres par des sols gorgés en eau.

Afin d'aider l'analyse des images RSO, une modélisation fine du manteau neigeux a été effectuée avec le logiciel Crocus afin de procéder à une analyse détaillée de l'évolution des caractéristiques du manteau neigeux, notamment du contenu en eau liquide de la neige, tout au long de l'hiver. La modélisation a été effectuée à l'emplacement de trois coussins à neige sur le bassin versant et est réalisée grâce à l'utilisation de données du *North American Regional Reanalysis* (NARR).

À partir des résultats du modèle Crocus et de l'équivalent en eau observé aux coussins à neige, une relation a été établie entre la détection de neige humide en montagne par RADARSAT-2 et le ruissellement reçu au réservoir de la rivière Nechako. Avec le jeu de données actuel, le ruissellement maximal reçu au réservoir a été prévu avec une précision de 10 jours. Il est prévu que davantage d'années d'images radar pourraient permettre de confirmer et de réduire cet intervalle.

Mots-clés : Radar à synthèse d'ouverture (RSO), RADARSAT-2, MODIS, télédétection, Crocus, neige, fonte, montagnes, modélisation fine du manteau neigeux

REMERCIEMENTS

Je voudrais remercier Robert Leconte et Mélanie Trudel pour le temps qu'ils m'ont accordé pour répondre à mes questions, pour me conseiller et pour leur appui en général. Je voudrais également remercier Rio Tinto Alcan (RTA) et le Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) pour leur appui financier. L'obtention des images RADARSAT-2 a été possible grâce à l'Initiative de recherche sur les applications scientifiques et opérationnelles – Éducation (SOAR-E), de l'Agence spatiale canadienne et de MDA. L'obtention des modèles SURFEX et Crocus a été possible avec l'appui de Météo-France et du Centre national de recherches météorologiques (CNRM). En particulier, je voudrais remercier Stéphanie Faroux, Matthieu Lafaysse, Éric Martin, Samuel Morin et toute l'équipe de SURFEX et de Crocus pour leur aide à installer et faire fonctionner le logiciel. Finalement, je voudrais remercier Gino-Karl Marcil pour m'avoir fourni des images MODIS du bassin versant de la Nechako.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	i
REMERCIEMENTS	iii
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES ACRONYMES	xiii
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1 Mise en contexte	1
1.2 Définition du projet de recherche	2
1.3 Objectifs du projet de recherche	6
1.4 Contributions originales	7
1.5 Plan du document	8
CHAPITRE 2 ÉTAT DE L'ART	9
2.1 Télédétection environnementale	9
2.1.1 Notions de base	9
2.1.2 Radar à synthèse d'ouverture	10
2.1.3 MODIS	13
2.2 Télédétection de la neige	13
2.2.1 Influence de la neige humide	13
2.3 Modélisation fine du manteau neigeux	16
2.3.1 Logiciels retenus pour l'étude	16
2.3.2 Crocus	17
2.3.3 SURFEX	22
2.3.4 SNTHERM	24
2.3.5 Données météorologiques	26
CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE	29
3.1 Acquisition de données pour les modèles de manteau neigeux	29
3.1.1 Intrants de SNTHERM et SURFEX	29
3.1.2 <i>Avalanche and Weather Program</i>	30
3.1.3 Données NARR	31
3.2 Choix du modèle de manteau neigeux	32
3.2.1 Implantation de SNTHERM	32
3.2.2 Implantation de SURFEX	33
3.2.3 Essais préliminaires à la station Stearns	33
3.3 Analyses de sensibilité de SURFEX	34
3.3.1 Station Shames	34
3.3.2 Analyses de sensibilité sur les paramètres et les intrants du modèle	35
3.4 Modélisation et calage des coussins à neige de la Nechako	36
3.5 Images RADARSAT-2	37
3.5.1 Processus d'acquisition	37
3.5.2 Traitement des images	39
3.6 Combinaison de SURFEX et RADARSAT-2	41
3.6.1 Analyse des extraits de SURFEX	41
3.6.2 Données radar aux coussins à neige	41

CHAPITRE 4	ARTICLE SCIENTIFIQUE.....	45
4.1	Avant-propos	45
4.2	Abstract.....	47
4.3	Introduction	48
4.4	Study Area	51
4.5	Data.....	53
4.5.1	SAR Dataset	53
4.5.2	MODIS Dataset	54
4.5.3	Reconstructed Inflow.....	55
4.5.4	NARR Dataset	56
4.6	Methods	56
4.6.1	MODIS Image Processing	56
4.6.2	SAR Image Pre-Processing	57
4.6.3	Creation of the Wet Snow Maps.....	58
4.6.4	Combined product of the wet snow maps and MODIS.....	59
4.6.5	Snow Metamorphism Model SURFEX-Crocus	60
4.7	Wet Snow Probability Maps.....	60
4.8	Combination with MODIS	63
4.8.1	Correction algorithm for the SAR images.....	63
4.8.2	Validation of the snow wetness maps.....	66
4.8.3	Rise of inflow in the reservoir	68
4.8.4	Peak inflow in the reservoir.....	72
4.9	Conclusion.....	73
CHAPITRE 5	RÉSULTATS ET DISCUSSION	75
5.1	Modélisation de la station Stearns	75
5.1.1	Hiver 2011-2012.....	75
5.1.2	Hiver 2010-2011	76
5.2	Analyses de sensibilité de SURFEX	78
5.2.1	Résultats initiaux à la station Shames.....	78
5.2.2	Analyse de sensibilité sur les paramètres du modèle	79
5.2.3	Analyse de sensibilité sur les données NARR.....	81
5.2.4	Analyse de sensibilité sur les intrants.....	85
5.3	Modélisation des coussins à neige de la Nechako	91
5.3.1	Résultats avant calage.....	91
5.3.2	Calage des intrants.....	92
5.4	Analyse des images satellitaires	95
5.5	Combinaison de SURFEX et de RADARSAT-2	95
5.5.1	Données radar aux coussins à neige	95
5.5.2	Analyse des sorties de SURFEX	97
5.5.3	Comparaison entre SURFEX et RADARSAT-2.....	102
5.5.4	Estimation de crue printanière.....	110
CHAPITRE 6	CONCLUSION.....	115
6.1	Sommaire des travaux réalisés	115
6.2	Contributions originales des travaux	116
6.3	Perspectives de recherche et travaux futurs.....	117
ANNEXE A	– FICHER DE PARAMÈTRES SURFEX	119

ANNEXE B – ANALYSE DE SENSIBILITÉ	123
ANNEXE C – MODÉLISATION SURFEX 1992-2013	125
ANNEXE D – CARTES DE NEIGE HUMIDE	129
ANNEXE E – COMPARAISON RS-2 ET SURFEX.....	145
LISTE DES RÉFÉRENCES.....	165

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Bassin versant de la rivière Nechako.....	3
Figure 1.2 Occupation du territoire.....	3
Figure 1.3 Outils utilisés par RTA pour la prévision des débits à moyen et long terme.....	5
Figure 2.1 Appellations des bandes micro-ondes et millimètres.....	9
Figure 2.2 Antenne à ouverture synthétique.....	11
Figure 2.3 Modes d'acquisition de RADARSAT-2.....	12
Figure 2.4 Interactions entre le signal radar et la neige.....	14
Figure 2.5 Représentation des processus impliqués dans Crocus.....	19
Figure 2.6 Représentation des processus impliqués dans ISBA.....	23
Figure 2.7 Représentation des processus impliqués dans SNTHERM.....	24
Figure 3.1 Organigramme de la méthodologie employée.....	29
Figure 3.2 Image radar du 15 avril en polarisation VV.....	39
Figure 3.3 Exemple d'application du logiciel <i>Snowtools</i>	41
Figure 3.4 Zones utilisées pour le calcul du coefficient de rétrodiffusion moyen aux coussins à neige.....	42
Figure 4.1 Topography of the Nechako River basin.....	52
Figure 4.2 Flowchart of the methodology.....	56
Figure 4.3 Wet snow probability map for May 9th, VH Polarization.....	61
Figure 4.4 Combined SAR-MODIS maps in VH polarization for June 19th.....	64
Figure 4.5 Examples of the additional constraints on the correction algorithm.....	66
Figure 4.6 Liquid water content (LWC) and snow depth in the snow pillows as modeled by SURFEX-Crocus.....	67
Figure 4.7 Combined SAR-MODIS maps in VH polarization.....	69
Figure 4.8 Percentage of wet snow in the Nechako River basin compared to the MODIS SCA and the reconstructed inflow at the reservoir.....	70
Figure 4.9 Combined SAR-MODIS maps in VV polarization.....	71
Figure 5.1 Modélisation de la station Stearns (Hiver 2011-2012).....	75
Figure 5.2 Modélisation de la station Stearns (Hiver 2010-2011).....	77
Figure 5.3 Modélisation de Shames avec les paramètres par défaut de SURFEX.....	78
Figure 5.4 Analyse de sensibilité sur les paramètres de SURFEX.....	80
Figure 5.5 Comparaison des températures entre la station Shames et les données NARR.....	82
Figure 5.6 Comparaison des précipitations entre la station Shames et les données NARR.....	83
Figure 5.7 Comparaison de la vitesse du vent entre la station Shames et les données NARR.....	84
Figure 5.8 Modélisation de la station Shames avec les observations de l'AWP et les données NARR.....	84
Figure 5.9 Analyse de sensibilité sur le degré de différenciation pluie-neige.....	87
Figure 5.10 Analyse de sensibilité sur la quantité de précipitations.....	88
Figure 5.11 Analyse de sensibilité sur le vent.....	89
Figure 5.12 Analyse de sensibilité sur le rayonnement solaire à courtes longueurs d'onde.....	90
Figure 5.13 Modélisation des coussins à neige après calage sur la période 2002-2013.....	94
Figure 5.14 Sphéricité [0-1] à Mt. Pondsosy pendant l'hiver 2011-2012.....	98
Figure 5.15 Dendricité [0-1] à Mt. Pondsosy pendant l'hiver 2011-2012.....	98
Figure 5.16 Taille des grains de neige (mm) à Mt. Pondsosy pendant l'hiver 2011-2012.....	98
Figure 5.17 Surface spécifique (m ² /kg) à Mt. Pondsosy pendant l'hiver 2011-2012.....	99

Figure 5.18 Contenu en eau liquide (%) à Mt. Pondosy pendant l'hiver 2011-2012	100
Figure 5.19 Densité (kg/m ³) à Mt. Pondosy pendant l'hiver 2011-2012	100
Figure 5.20 Contenu en eau liquide (%) à Mt. Wells pour l'hiver 2011-2012	101
Figure 5.21 Contenu en eau liquide (%) à Tahtsa Lake pour l'hiver 2011-2012	102
Figure 5.22 Contenu en eau liquide (%) à Shames pour l'hiver 2011-2012	102
Figure 5.23 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion (polarisation VV) et le contenu en eau liquide à la surface du manteau neigeux (gauche) à Mt. Wells et (droite) à Mt. Pondosy	103
Figure 5.24 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion (polarisation VV) et (gauche) la taille des grains de neige à la surface du manteau neigeux à Mt. Wells et (droite) le contenu en eau liquide à la surface du manteau neigeux à Mt. Pondosy	103
Figure 5.25 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion et les caractéristiques des grains de neige à Mt. Pondosy en polarisation VV	104
Figure 5.26 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion et le contenu en eau liquide à Mt. Pondosy	105
Figure 5.27 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion et le contenu en eau liquide à Mt. Pondosy	105
Figure 5.28 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion (polarisation VV) et le contenu en eau liquide à la surface du manteau neigeux à Mt. Wells et Shames	107
Figure 5.29 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion et la densité de la première couche Crocus en polarisation VV	108
Figure 5.30 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion et les caractéristiques globales du manteau neigeux au Mt. Pondosy en polarisation VV	109
Figure 5.31 Contenu en eau liquide pour l'hiver 2011-2012 à Tahtsa Lake	111
Figure 5.32 Apports au réservoir Nechako pour la crue de 2012	112
Figure 5.33 Contenu en eau liquide pour l'hiver 2012-2013 à Tahtsa Lake	113

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Orbites des satellites RADARSAT.....	11
Tableau 2.2 Modes d'acquisition de RADARSAT-2	12
Tableau 3.1 Mesures effectuées aux stations météorologiques de l'AWP	31
Tableau 3.2 Données NARR acquises pour le projet.....	32
Tableau 3.3 Modification des intrants de SURFEX.....	36
Tableau 3.4 Images ScanSAR Wide disponibles au-dessus du bassin versant de la rivière Nechako	38
Tableau 3.5 Erreurs résiduelles (en pixels) du processus d'orthorectification.	40
Tableau 4.1 RADARSAT-2 Dataset and its Characteristics	54
Tableau 5.1 Analyse de sensibilité de SURFEX aux intrants météorologiques.....	86
Tableau 5.2 Calage de SURFEX aux trois coussins à neige	92
Tableau 5.3 Coefficients de rétrodiffusion normalisés à Mt. Pondosy	96

LISTE DES ACRONYMES

Acronyme	Définition
AOS	Antenne à ouverture synthétique
ASC	Agence spatiale canadienne
AWP	<i>Avalanche and Weather Program</i>
CEL	Contenu en eau liquide
CNRM	Centre national de recherche météorologique
ÉEN	Équivalent en eau de la neige
ISBA	Interactions sol-biosphère-atmosphère
MODIS	<i>Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NARR	<i>North American Regional Reanalysis</i>
OEM	Onde électromagnétique
Radar	<i>Radio Detection and Ranging</i>
REM	Rayonnement électromagnétique
RSO	Radar à synthèse d'ouverture
RTA	Rio Tinto Alcan
SCN	Superficie couverte de neige

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Mise en contexte

Dans les environnements alpins, la fonte printanière constitue un événement hydrologique d'une grande importance. Une mauvaise estimation du moment où cet événement se déroulera et des quantités d'eau qui sont attendues peut avoir des conséquences désastreuses. Pour les gestionnaires de barrages, il s'agit donc d'une période critique de l'année pendant laquelle les réservoirs doivent être gérés de manière optimale afin de maximiser la fonction de ces ouvrages tout en assurant la sécurité des infrastructures et du public, de même que de maintenir l'intégrité des écosystèmes soumis aux fluctuations des débits et niveaux d'eau. Une bonne prévision de la crue printanière demande toutefois une bonne connaissance de l'état du manteau neigeux.

Au Canada, de nombreux barrages ont été construits dans des territoires peu peuplés ou difficiles d'accès, tel que dans le nord du Québec ou dans les montagnes de la Colombie-Britannique. Souvent, cela signifie que la densité de stations météorologiques est faible, donc que les conditions de terrain sont mal connues. Cette lacune est partiellement comblée par les acteurs ayant un intérêt pour le territoire en particulier (par exemple, Hydro-Québec dans la région de la Baie James), mais ces données demeurent souvent limitées à quelques stations pour des bassins versants pouvant atteindre plusieurs milliers de kilomètres carrés. Or, ces stations de mesure ne fournissent qu'une information ponctuelle. Elles sont habituellement représentatives dans le cas où un bassin versant est plutôt homogène et petit, mais les bassins versants utilisés pour la construction de barrages sont souvent très grands ou situés en terrain fortement accidenté. Des techniques existent pour spatialiser les relevés de certaines variables hydrométéorologiques. L'utilisation de polygones de Thiessen sur les précipitations en est un exemple. D'autres variables, tel que l'équivalent en eau (ÉEN) du manteau neigeux, sont trop changeantes pour l'utilisation de ces techniques lorsque le territoire n'est pas homogène.

Dans un tel contexte, la télédétection par satellite offre une observation supplémentaire du couvert nival qui serait difficile à obtenir autrement. Depuis plusieurs années, des techniques ont été développées pour suivre l'évolution de la superficie couverte de neige (SCN) grâce aux images satellitaires dans les fréquences du visible et du proche-infrarouge. Cela est réalisé,

entre autres, par le capteur MODIS (*MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer*) installé sur les satellites américains Terra (EOS AM-1) et Aqua (EOS PM-1). Il s'agit d'une technique efficace, mais qui est dépendante d'une météorologie favorable. Lorsque le couvert nuageux est trop important, la technique devient plus complexe à implanter, ou devient tout simplement inapplicable.

Depuis plus de 30 ans, les micro-ondes actives et passives sont connues pour réagir à la présence d'eau liquide dans la neige, ce qui en ferait un outil de choix pour aider à la prévision hydrologique. De plus, ces ondes réagissent peu à la présence de nuages ou de précipitations lorsqu'elles ont une fréquence de moins de 10 GHz, contrairement aux fréquences du visible et du proche-infrarouge. Elles permettent donc d'effectuer un suivi de l'ensemble de la zone étudiée, peu importe la météorologie. Toutefois, le principal inconvénient des micro-ondes est que le signal est influencé non seulement par les propriétés du manteau neigeux, mais aussi par de nombreux paramètres liés au sol sous-jacent, à la dénivellation du terrain et à l'occupation du territoire. En particulier, les milieux alpins et forestiers demeurent problématiques. Certaines techniques ont été proposées, mais il s'agit d'un domaine encore actif de la recherche scientifique.

1.2 Définition du projet de recherche

Le projet de recherche est réalisé dans le cadre d'un partenariat entre l'Université de Sherbrooke et Rio Tinto Alcan (RTA). Le site à l'étude est le bassin versant de la rivière Nechako, situé à la frontière est de la chaîne Côtière de la Colombie-Britannique (Figure 1.1). Le site se situe environ 200 km à l'ouest de la ville de Prince George, aux coordonnées 53.5°N and 126.3°W. Le bassin versant totalise une aire d'environ 14 000 km² et possède une altitude qui varie entre 857 m et 2557 m. La plupart des montagnes se trouvent à l'ouest du bassin et sur l'île centrale. Dans ces régions, la dénivellation moyenne est d'environ 12 % et peut atteindre plus de 50 % près des sommets. Selon le projet d'Observation de la Terre pour le développement durable des forêts, 71 % du territoire est couvert d'une forêt de conifères ouverte, alors que les 29 % restants sont constitués de lacs, de clairières (principalement causées par l'industrie forestière), d'arbustes et de substratum rocheux [National Forest Information Service, 2010]. Une forêt ouverte est définie comme possédant une canopée couvrant de 26 à 60 % du territoire. L'occupation du territoire est présentée à la Figure 1.2.

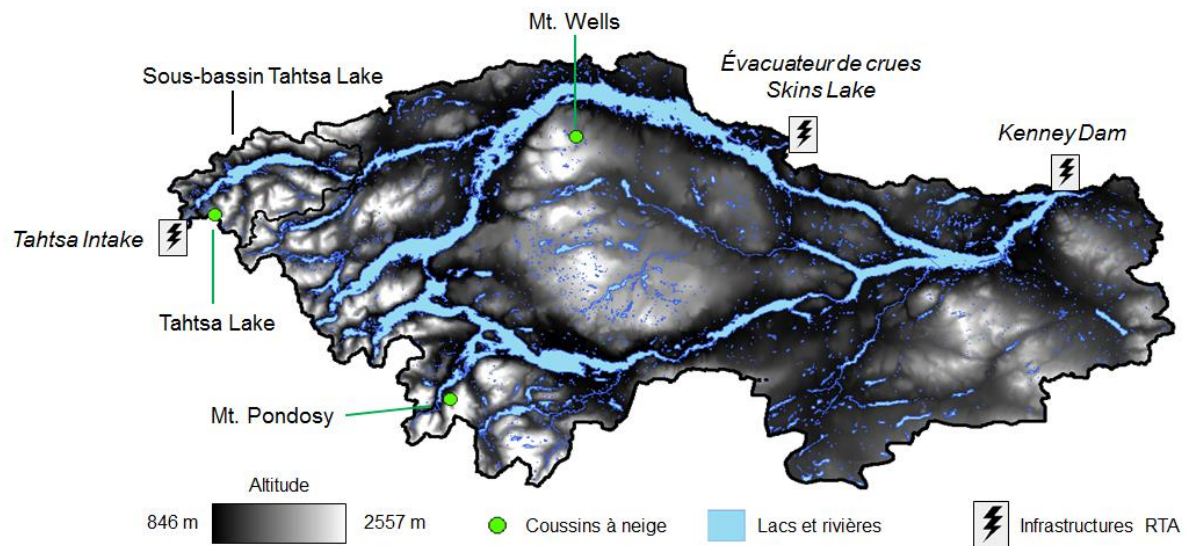


Figure 1.1 Bassin versant de la rivière Nechako.

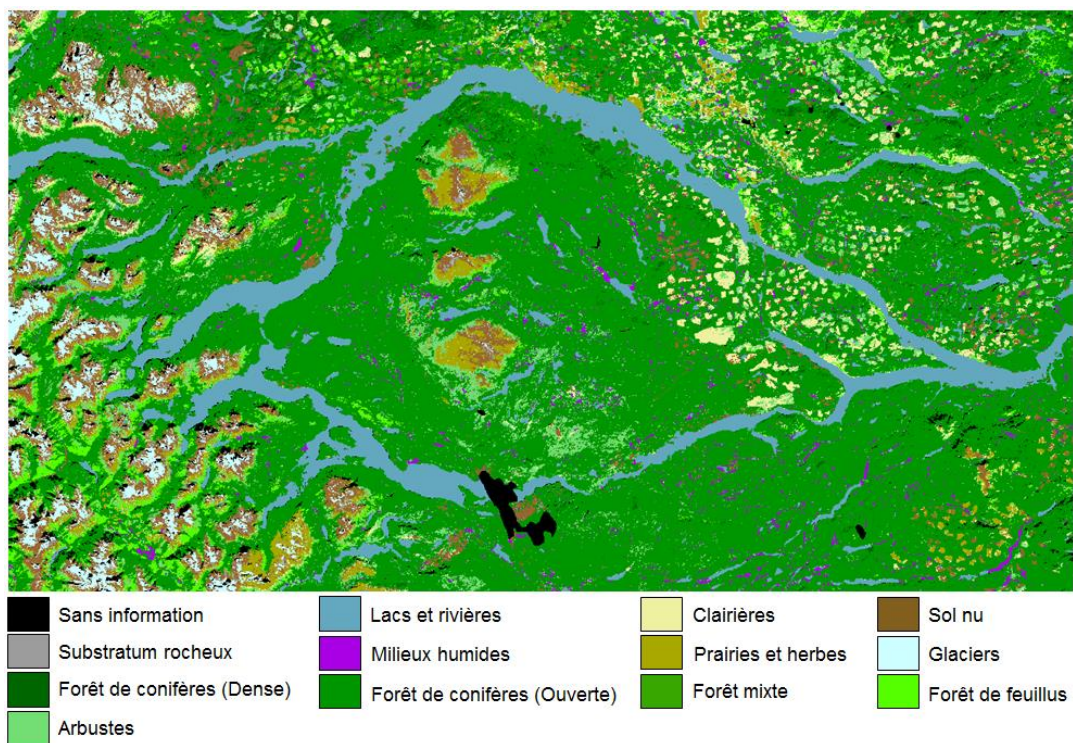


Figure 1.2 Occupation du territoire.

L'île centrale (voir Figure 1.1) est entourée des lacs Whitesail (ouest), Eutsuk (sud-ouest), Tetachuck (sud-est) et du réservoir Nechako (nord). Afin de simplifier la nomenclature, l'ensemble de ces lacs sera référé en tant que réservoir Nechako pour le reste du document. L'écoulement naturel à l'extrémité est du bassin est bloqué depuis 1952 par le barrage

Kenney. Aujourd'hui, l'écoulement est plutôt redirigé vers l'ouest du bassin, au sous-bassin Tahtsa Lake. À Tahtsa Intake, une conduite de 16 km dirige cette eau vers la centrale hydroélectrique de Kemano, située au pied des montagnes du côté Pacifique de la chaîne Côtière. L'eau y est turbinée et sert à alimenter une usine d'aluminium appartenant à RTA.

L'évacuateur de crue du réservoir se trouve au nord du bassin, à Skins Lake. Cet ouvrage redirige l'eau vers le fleuve Fraser, via le lac Cheslatta et la rivière Nechako. Une réglementation stricte impose des limites au débit qui peut être évacué. En été, un débit minimum est imposé dans la rivière Nechako afin de protéger la population de poissons. Au contraire, en période de crue, un débit maximal est imposé pour protéger une communauté amérindienne avoisinante et la ville de Vanderhoof. Le réservoir Nechako est toutefois relativement étroit, ce qui signifie qu'il peut être très réactif lors d'une crue. Cela renforce le besoin d'une bonne prévision hydrologique. L'étude actuelle est motivée par l'hiver record de 2007, dont la crue printanière a causé des inondations importantes en aval du réservoir. Pendant cet hiver, l'équivalent en eau enregistré aux trois coussins à neige du bassin versant, respectivement nommés Mt. Wells, Tahtsa Lake et Mt. Pondsosy, a été de 954, 2365 et 1234 mm. Par rapport aux maximums annuels moyens, il s'agit de 42 à 67.5 % plus de neige au sol. Les outils de prévision utilisés à l'époque n'ont pas été suffisants pour limiter la vidange massive d'eau à l'évacuateur de crue.

Les prévisionnistes de RTA utilisent le modèle hydrologique spatialisé CEQUEAU, développé par le centre Eau Terre Environnement de l'Institut national de recherche scientifique (INRS-ETE) pour prévoir les apports au réservoir Nechako. Le modèle utilise la prévision déterministe d'Environnement Canada sur quatre jours. Par la suite, la prévision à court, moyen et long terme est complétée à l'aide de la météorologie historique, où chaque année constitue une nouvelle simulation avec le logiciel. Le résultat est une prévision d'ensemble des débits, qui fournit un estimé probabiliste des apports possibles au réservoir pour les prochains mois. Ces débits sont par la suite jumelés aux règles de gestion du réservoir afin de produire une comparaison entre les niveaux prévus et la réglementation imposée à la gestion du réservoir Nechako. Ce processus est présenté à la Figure 1.3.

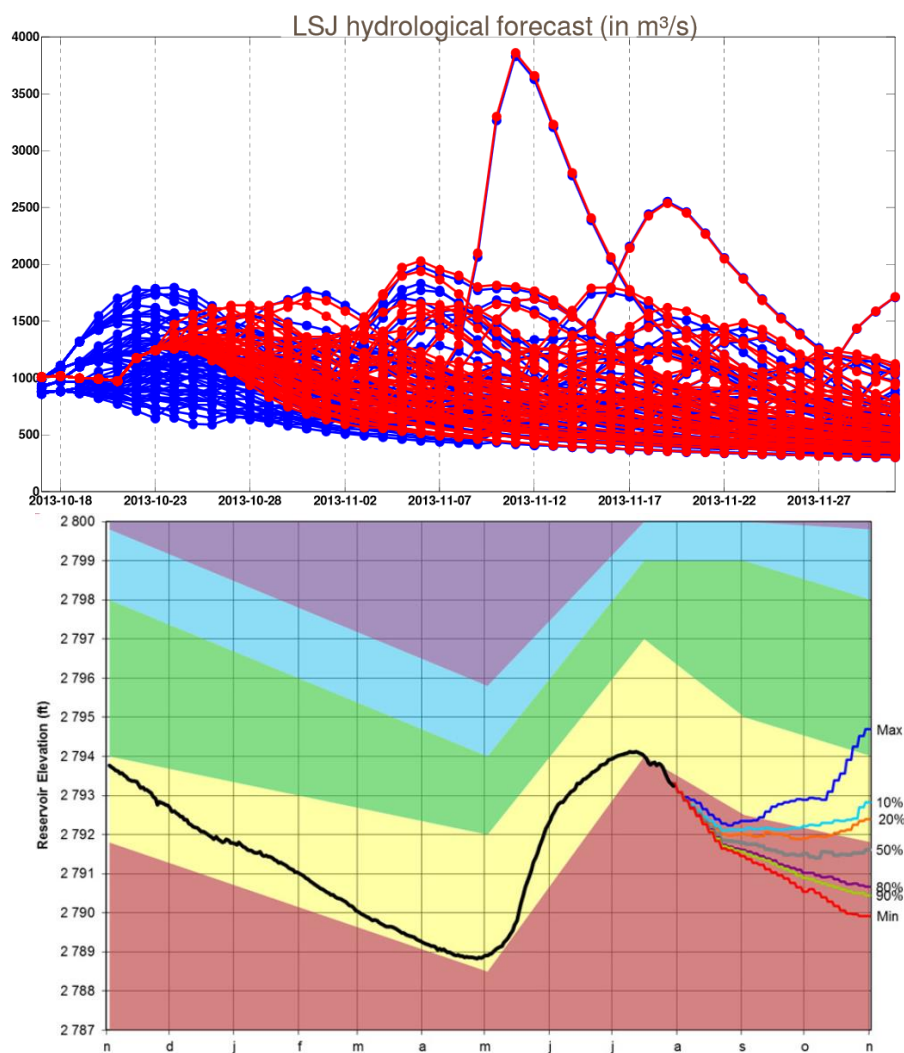


Figure 1.3 Outils utilisés par RTA pour la prévision des débits à moyen et long terme. (Haut) Prévision d'ensemble des débits sur le réservoir du Lac-Saint-Jean. Le scénario rouge représente la technique employée pour le réservoir de la Nechako, où une prévision déterministe est utilisée pour les 4 premiers jours. Le scénario bleu représente l'utilisation de données historiques dès le premier jour. (Bas) Prédiction des niveaux possibles du réservoir Nechako pour les prochains mois, basé sur la prévision d'ensemble des débits. (Larouche *et al.*, 2014)

Le désir d'améliorer les prévisions hydrologiques sur le bassin versant de la rivière Nechako a découlé en quatre projets en partenariat entre RTA et l'Université de Sherbrooke :

- i)* L'amélioration de la gestion du système hydrique du bassin Nechako par l'inclusion de prévision d'ensemble des débits dans la programmation stochastique dynamique;
- ii)* L'apport de la télédétection nivale dans le visible pour la simulation et la prévision hydrologique;
- iii)* L'évaluation de la valeur ajoutée de l'imagerie radar en prévision hydrologique;

- iv) Le développement d'un système d'assimilation de données pour fins de prévision hydrologique.

L'étude actuelle porte sur le 3^e volet de cette liste. La télédétection satellite radar présente en effet un bon potentiel pour le suivi à haute résolution de la neige humide sur un bassin versant, mais cette technique est très dépendante de la topographie du bassin versant et du pourcentage du territoire recouvert par de la forêt. Idéalement, l'analyse des images radar peut être complémentaire à la télédétection dans le visible pour aider à la prévision de l'amorce du ruissellement printanier. Toutefois, en milieu montagneux, les épaisseurs de neige peuvent parfois atteindre plusieurs mètres. Par conséquent, il est probable qu'il y ait un décalage important entre l'apparition d'eau liquide dans la couche supérieure du manteau neigeux (détectée par le satellite) et l'amorce du ruissellement. Ainsi, afin d'aider l'analyse et l'interprétation des images radar, le logiciel de modélisation fine du manteau neigeux Crocus est utilisé (Brun *et al.*, 1992; Brun *et al.*, 2012). Le projet tentera de répondre à ces deux questions :

1) En milieu alpin et en forêt, la télédétection satellite radar peut-elle permettre d'améliorer la prévision du déclenchement du ruissellement printanier et le ruissellement maximal au réservoir ?

2) En milieu alpin et en forêt, la télédétection satellite radar peut-elle permettre de déterminer la teneur en eau liquide de la neige ?

1.3 Objectifs du projet de recherche

Le projet de recherche est divisé en deux aspects, l'un qualitatif et l'autre quantitatif. Lors de l'élaboration du projet, il était difficile et coûteux d'obtenir des images radar de manière régulière. Par conséquent, l'étude ne se base pas sur un suivi continu du bassin, mais plutôt sur une acquisition ponctuelle d'images radar faite quelques fois par année, au plus. C'est également pourquoi ce volet est traité comme un ajout au programme de télédétection dans le visible mentionné à la section précédente. Or, depuis 2015, les images radar acquises par le

satellite européen Sentinel-1 sont disponibles gratuitement et couvrent régulièrement la zone à l'étude. On peut toutefois identifier l'objectif principal du projet comme étant :

i) Développer une méthode d'analyse qui permet de déterminer l'état d'humidité du manteau neigeux du bassin versant de la rivière Nechako à partir d'un minimum d'images radar. Utiliser cette information pour aider à prévoir le déclenchement du ruissellement printanier et le ruissellement maximal au réservoir.

Ce projet touche à plusieurs domaines où la recherche est encore très active. Outre l'objectif principal, d'autres sous-objectifs seront abordés lors du projet de recherche.

ii) Évaluer la plus-value apportée par un logiciel de modélisation fine du manteau neigeux à l'analyse d'images satellite radar.

iii) Proposer des méthodes d'analyse pour la télédétection radar de la neige en milieu alpin et forestier ou valider les méthodes présentées dans l'état de l'art.

iv) Analyser l'impact des caractéristiques de l'image radar sur l'estimation de l'état d'humidité du manteau neigeux (polarisation, angle d'incidence).

1.4 Contributions originales

L'analyse du signal radar à l'aide d'un logiciel de modélisation fine du manteau neigeux constitue un domaine actif de la recherche. En particulier, l'étude actuelle analyse l'interaction entre le signal radar et les propriétés des couches du manteau neigeux extraites par le logiciel, tel que le contenu en eau liquide, la densité ou l'épaisseur de neige mouillée.

La combinaison de MODIS et d'un radar en bande C pour le suivi de la fonte du manteau neigeux a déjà été exploré, mais jamais de la manière effectuée lors de ce projet de recherche. Les études précédentes ont toujours considéré le radar en bande C et la télédétection dans le visible comme deux entités distinctes : lorsque le couvert nuageux empêche l'utilisation de MODIS, le radar en bande C est utilisé pour détecter la neige humide seulement. Des cartes de neige en archive, l'altitude moyenne de la neige humide et la température de l'air sont par la

suite utilisés pour déduire la présence de neige sèche [Nagler et Rott, 2008; Pettinato *et al.*, 2009]. Dans l'étude actuelle, les deux techniques de télédétection sont utilisées en synergie, en exploitant la résolution 10 fois plus petite du radar à la facilité d'interprétation de MODIS.

1.5 Plan du document

Le corps de ce mémoire est composé de quatre chapitres, soient l'état de l'art, la méthodologie, la présentation de l'article scientifique rédigé dans le cadre des travaux de recherche et, finalement, les résultats accompagnés d'une discussion.

L'ensemble de l'état de l'art traitant sur le fonctionnement des logiciels de modélisation fine du manteau neigeux, de même que les études importantes réalisées avec ces modèles, est présenté au Chapitre 2. Certaines notions de base de télédétection qui sont nécessaires à la compréhension de ce document y sont également traitées. Toutefois, la majorité de l'état de l'art portant sur la télédétection est plutôt décrit dans l'article scientifique présenté au Chapitre 4.

Le Chapitre 3 présente l'ensemble de la méthodologie qui n'est pas mentionnée dans l'article scientifique, donc excluant le traitement des images radar et MODIS. Ces notions sont décrites au Chapitre 4.

Le Chapitre 4 présente l'article scientifique qui a été écrit dans le cadre du projet de recherche. L'article porte sur la combinaison des images radar et de MODIS pour le suivi de la fonte du manteau neigeux.

Finalement, le Chapitre 5 présente les résultats complémentaires à ceux de l'article scientifique. En particulier, ce chapitre présente les résultats de simulation avec le logiciel de modélisation fine du manteau neigeux et la comparaison de ceux-ci avec le signal radar.

CHAPITRE 2 ÉTAT DE L'ART

2.1 Télédétection environnementale

2.1.1 Notions de base

La télédétection se définit comme un ensemble de méthodes permettant d'obtenir de l'information sur un objet à partir de mesures faites sans contact direct avec l'objet. Cette science se base sur le principe que tout objet dont la température est de plus de 0°K émet et/ou réfléchit un rayonnement électromagnétique (REM) qui peut être capté et analysé. La télédétection environnementale s'intéresse principalement à trois sections du spectre électromagnétique : le visible (0.4 – 0.7 μm), l'infrarouge (0.7 – 15 μm) et les micro-ondes (1 mm – 1 m) [Bonn et Rochon, 1993]. Les micro-ondes actives constituent le sujet principal du projet de recherche, bien que le visible et l'infra-rouge soient approchés en raison de l'utilisation d'images MODIS.

La télédétection active consiste à envoyer une onde électromagnétique (OEM) vers la cible désirée, puis à mesurer et à analyser le signal rétrodiffusé. Lorsque cette onde se retrouve dans le domaine des micro-ondes,

la technique est communément appelée « télédétection radar », de *RADio Detection And Ranging*. La longueur d'onde utilisée définit l'appellation qui lui sera donnée, tel que présenté à la Figure 2.1. Plus la fréquence est faible, moins l'onde interagit avec la matière. En télédétection environnementale, les bandes L, C, X et Ku sont les plus courantes, bien que certaines applications utilisent les bandes K et Ka.

Les interactions entre les OEM et la matière se résument en quatre phénomènes : la réflexion, la réfraction, la diffusion et l'absorption [Bonn et Rochon, 1993]. Le type de réflexion d'un REM dépend en grande partie de la rugosité de la surface rencontrée. Si la hauteur moyenne des aspérités est plus petite ou égale à la longueur d'onde, alors l'interface est considérée lisse

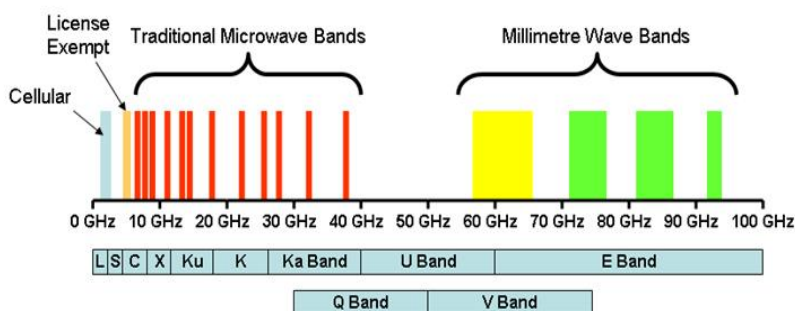


Figure 2.1 Appellations des bandes micro-ondes et millimètres. (Sub10 Systems Limited, 2015)

et la réflexion est spéculaire (demeure globalement dans une seule direction). Au contraire, si les aspérités sont plus importantes que la longueur d'onde, l'interface est considérée non-lisse et la réflexion est diffuse (se perd dans plusieurs directions). La réfraction se manifeste lorsqu'une OEM traverse deux milieux différents et change de direction. La relation est décrite par la loi de Snell-Descartes :

$$n_1 \sin(\theta_1) = n_2 \sin(\theta_2) \quad (2.1)$$

où l'indice de réfraction n représente le rapport entre la vitesse de la lumière dans le vide et dans le milieu rencontré et où θ_1 et θ_2 représentent respectivement les angles d'incidence et de réfraction. On parle de diffusion lorsqu'une portion du REM est absorbée par les atomes et les molécules environnantes, puis relâchée sous la forme de photons dans une direction aléatoire. Dans l'atmosphère, ce phénomène est jugé négligeable pour les longueurs d'onde de plus de 3 cm. Finalement, le phénomène d'absorption se définit comme la transformation d'un REM en énergie calorifique, chimique et/ou électrique. Une fenêtre atmosphérique se définit comme une portion du spectre électromagnétique où l'absorption de l'OEM par l'atmosphère est plus ou moins nulle. L'ensemble des micro-ondes se trouvent dans une telle fenêtre [Bonn et Rochon, 1993].

2.1.2 Radar à synthèse d'ouverture

Les images radar utilisées proviennent du satellite canadien RADARSAT-2, qui a été lancé en 2007. Le satellite fonctionne en bande C, soit avec une fréquence de 5.405 GHz. Il s'agit de la même fréquence que celle prévue pour la constellation RADARSAT qui doit être lancée vers 2018, mais elle est légèrement différente de la fréquence de 5.3 GHz utilisée pour RADARSAT-1. Les caractéristiques des orbites des satellites sont présentées au Tableau 2.1. Un cycle complet demande 24 jours. En d'autres termes, le satellite prend 24 jours avant de retourner exactement au même endroit par rapport à la surface terrestre.

Tableau 2.1 Orbites des satellites RADARSAT

	<i>RADARSAT-1</i>	<i>RADARSAT-2</i>	<i>Constellation RADARSAT</i>
Altitude	793 - 823 km	798 km	592.7 km
Inclinaison	98.6°	98.6°	97.74°
Durée d'une orbite	100.7 min	100.7 min	96.4 min
Passage au noeud descendant	6h	6h	6h ± 15 min
Passage au noeud ascendant	18h	18h	18h
Orbite héliosynchrone	14 orbites par jour	14 orbites par jour	14.92 orbites par jour

Le satellite RADARSAT-2 utilise la technologie d'antenne à ouverture synthétique (AOS), ou radar à synthèse d'ouverture, ce qui permet d'obtenir des images à haute résolution depuis l'espace. Cette technologie utilise le mouvement du satellite pour illuminer un même point P pendant une plus longue période, tel qu'illustré à la Figure 2.2. L'analyse des spectres Doppler (ensemble des vitesses) permet l'obtention d'une image dont la résolution demanderait une antenne réelle beaucoup plus grande. La résolution angulaire d'une AOS (m) est définie par :

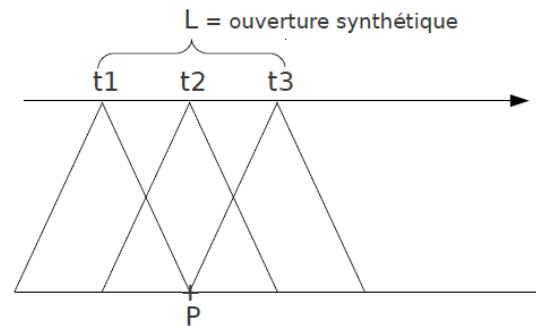


Figure 2.2 Antenne à ouverture synthétique (Bonn et Rochon, 1993)

$$r_a = \frac{l}{2} \quad (2.2)$$

où l correspond à la longueur de l'antenne installée sur le satellite (m). Comme RADARSAT-2 possède une antenne de 15 m, cela signifie une résolution angulaire de 7.5 m. Il est à noter que cette résolution ne dépend ni de la distance entre le capteur et sa cible, ni de la longueur d'onde utilisée [Bonn et Rochon, 1993].

Le Tableau 2.2 présente les modes d'acquisition disponibles avec RADARSAT-2. Les quatre polarisations (HH, VV, HV et VH) peuvent être acquises par le satellite, bien qu'elles ne soient pas disponibles pour tous les modes d'acquisition. La représentation graphique des modes d'acquisition est illustrée à la Figure 2.3. Un intérêt particulier doit être porté à la représentation du mode ScanSAR, puisqu'il s'agit du type d'images qui a été acquis pour le projet. La Figure 2.3 démontre bien l'une des problématiques de ce mode d'acquisition. En

effet, sur la largeur de fauchée de 500 km, l'angle d'incidence varie entre 20° et 49°, ce qui se répercute par une image brute très déformée. La technique d'orthorectification utilisée pour traiter les déformations est présentée au Chapitre 3.

Tableau 2.2 Modes d'acquisition de RADARSAT-2

<i>Modes d'acquisition</i>	<i>Largeur de fauchée nominale (km)</i>	<i>Résolution approximative (m)</i>
Polarisation sélective		
Transmission H ou V. Réception H et/ou V.		
<i>Fin</i>	50	10 x 9
<i>Standard</i>	100	25 x 28
<i>Faible incidence</i>	170	40 x 28
<i>Haute incidence</i>	75	20 x 28
<i>Large</i>	150	25 x 28
<i>ScanSAR étroit</i>	300	50 x 50
<i>ScanSAR large</i>	500	100 x 100
Polarimétrie		
Transmission H et V alternée. Réception H et V simultanée.		
<i>Quad-pol fin</i>	25	11 x 9
<i>Quad-pol standard</i>	25	25 x 28
Polarisation sélective unique		
Transmission H ou V. Réception H ou V.		
<i>Ultra-fin</i>	20	3 x 3
<i>Spotlight</i>	18	3 x 1
<i>Fin à multivisée</i>	50	11 x 9

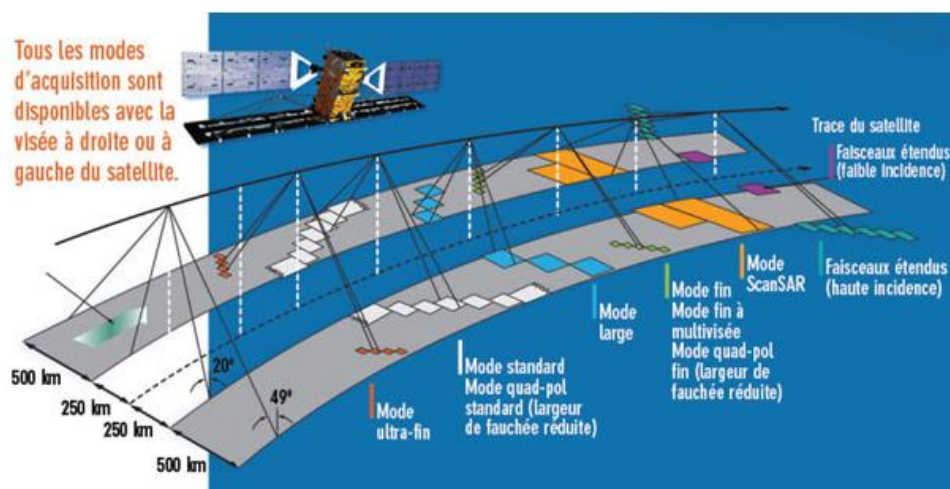


Figure 2.3 Modes d'acquisition de RADARSAT-2 (Agence spatiale canadienne, 2015)

2.1.3 MODIS

Le capteur MODIS est installé sur deux satellites de la NASA qui font partie du *Earth Observation System* (EOS), Terra (EOS AM-1) et Aqua (EOS PM-1). Le capteur acquiert des images sur un total de 36 bandes spectrales qui varient entre 405 nm et 14.385 μm , soit dans les domaines du visible et de l'infrarouge. Sur le satellite Aqua, la bande 6 est toutefois endommagée. La résolution spatiale varie selon le produit, allant de 250 m (bandes 1 et 2) à 500 m (bandes 3 à 7) et jusqu'à 1000 m (bandes 8 à 36). Une seule image couvre un territoire de 2330 km par 10 km et l'ensemble de la Terre est couvert tous les un à deux jours. Au-dessus d'un point donné, MODIS acquiert les images à 10:30 (Terra) et à 13:30 (Aqua).

Plusieurs produits sont réalisés par le *National Snow & Ice Data Center*. Dans le cadre de l'étude, leur produit de détection de la neige a été utilisé. Ce produit consiste en une image neige / non-neige d'une résolution de 500 m qui utilise les réflectances détectées aux bandes 4 (0.545-0.565 μm), 6 (1.628-1.652 μm , Terra seulement) et 7 (2.105-2.155 μm , Aqua seulement). Tel qu'il est discuté dans l'article du Chapitre 4, ce produit possède une excellente précision. Davantage de détails sont discutés dans l'article scientifique, en plus des méthodes utilisées pour contrer la présence de forêt ou de nuages sur l'image.

2.2 Télédétection de la neige

2.2.1 Influence de la neige humide

Depuis une trentaine d'années, plusieurs études ont démontré que les signaux micro-ondes, autant actifs que passifs, sont influencés par la présence d'eau dans la neige [Stiles et Ulaby, 1980; Ulaby *et al.*, 1986; Shi et Dozier, 1995]. Malheureusement, la télédétection passive dans le domaine des micro-ondes souffre d'une faible résolution de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres par pixel, ce qui diminue fortement son applicabilité dans des bassins versants comparables en taille à celui de la Nechako. Par conséquent, ce domaine a été écarté au profit des micro-ondes actives (radar). Dans le domaine actif, la rugosité de l'interface air-neige lorsque la neige est humide, de même que les propriétés diélectriques du sol et de la neige, a un impact important sur le coefficient de rétrodiffusion enregistré par le satellite [Magagi et Bernier, 2002].

L'eau possède une constante diélectrique d'environ 80, alors qu'elle est de l'ordre de 5 pour le sol sec. Comme l'influence de la neige sèche est négligeable à certaines longueurs d'onde telles que la bande C, il est techniquement possible de distinguer l'étendue couverte de neige humide sur une image radar [Bonn et Rochon, 1993]. En particulier, ce phénomène rend possible le suivi du couvert de neige lors de la fonte. La distinction entre la neige humide et le sol humide peut toutefois s'avérer plus complexe en raison d'une différence moindre entre ces deux états.

La Figure 2.4 présente les différents éléments qui composent le coefficient de rétrodiffusion d'un manteau neigeux. Selon l'humidité du manteau neigeux, l'un ou l'autre de ces phénomènes sera dominant [Besic *et al.*, 2012].

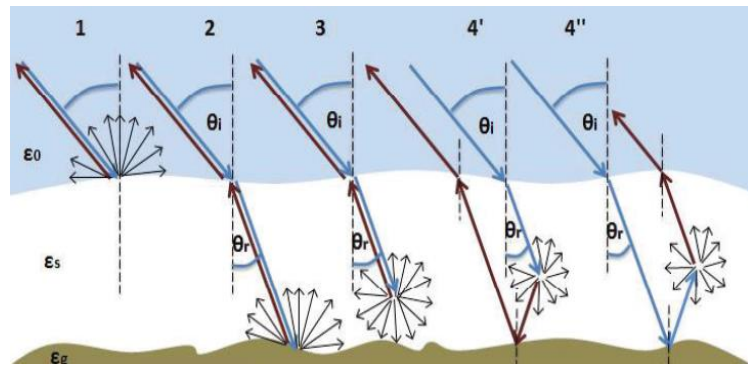


Figure 2.4 Interactions entre le signal radar et la neige
(Besic *et al.*, 2012)

Le premier cas (composante de surface, σ_s) est typique d'une

neige très humide. Le coefficient de rétrodiffusion est alors dépendant de l'angle d'incidence local (θ_i), de l'angle d'azimut (ϕ_s), de la constante diélectrique de la neige (ϵ_0), de la hauteur moyenne des aspérités de surface (σ_{RMS}^s) et de la longueur de corrélation (l_c^s). Le deuxième cas (composante du sol sous-jacent, σ_{gr}) est typique d'un manteau neigeux sec. Le coefficient demeure dépendant de tous les éléments mentionnés précédemment, mais appliqué à l'interface sol-neige. À ceux-ci, il faut toutefois ajouter des paramètres liés à l'interface air-neige, soit l'angle de réfraction (θ_r), le ratio des cosinus (μ_i/μ_r) et le coefficient de transmission de Fresnel ($T_{pp}^2(\theta_r, \theta_i)$), tous trois dépendants de la densité de la neige. Finalement, il faut ajouter le coefficient d'absorption de la neige, représenté par $e^{\frac{-2\kappa_e d}{\mu_r}}$, où κ_e représente les propriétés d'extinction de la neige. Le troisième cas (composante du volume, σ_v) représente l'absorption du signal radar par le manteau neigeux. En plus des paramètres mentionnés précédemment, ce coefficient est fonction de la matrice de diffusion de Rayleigh ($P_{pp}(\mu_r, -\mu_r, \phi_s - \phi)$). Finalement, le quatrième cas (composante sol-volume, σ_{gv}) est une fonction de la diffusion du manteau neigeux et de la réflexion spéculaire du sol ($R_{pp}(\theta_r, \theta_i, \epsilon_g)$) ajustée par un

facteur supplémentaire pour tenir compte de la rugosité du terrain [Besic *et al.*, 2012]. On obtient ainsi les six équations suivantes :

$$\sigma_0 = \sigma_s + \sigma_g + \sigma_v + \sigma'_{gv} + \sigma''_{gv} \quad (2.3)$$

$$\sigma_s = \sigma \left(\varepsilon_0, \theta_i, \theta_r, \varphi_s - \varphi, \frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_0}, \sigma_{RMS}^s, l_c^s \right) \quad (2.4)$$

$$\sigma_g = \frac{\mu_i}{\mu_r} T_{pp}^2(\theta_r, \theta_i) e^{\left(\frac{-2\kappa_e d}{\mu_r}\right)} \sigma \left(\varepsilon_s, \theta_r, \theta_r, \varphi_s - \varphi, \frac{\varepsilon_g}{\varepsilon_s}, \sigma_{RMS}^g, l_c^g \right) \quad (2.5)$$

$$\sigma_v = \alpha \frac{\mu_i}{2} T_{pp}^2(\theta_r, \theta_i) \left[1 - e^{\left(\frac{-2\kappa_e d}{\mu_r}\right)} \right] P_{pp}(\mu_r, -\mu_r, \varphi_s - \varphi) \quad (2.6)$$

$$\sigma'_{gv} = \mu_i \alpha \frac{\mu_i}{2} R_{pp}(\theta_r, \theta_i, \varepsilon_g) \frac{\kappa_e d}{\mu_r} e^{\left(\frac{-2\kappa_e d}{\mu_r}\right) - 4k^2 \sigma_{RMS}^s \mu_r^2} T_{pp}^2(\theta_r, \theta_i) P_{pp}(-\mu_r, -\mu_r, \varphi_s - \varphi) \quad (2.7)$$

$$\sigma''_{gv} = \mu_i \alpha \frac{\mu_i}{2} R_{pp}(\theta_r, \theta_i, \varepsilon_g) \frac{\kappa_e d}{\mu_r} e^{\left(\frac{-2\kappa_e d}{\mu_r}\right) - 4k^2 \sigma_{RMS}^s \mu_r^2} T_{pp}^2(\theta_r, \theta_i) P_{pp}(\mu_r, \mu_r, \varphi_s - \varphi) \quad (2.8)$$

En bande C, il a été déterminé que la composante du sol sous-jacent σ_g compte pour 95.5 % du coefficient de rétrodiffusion de la neige lorsqu'elle est sèche et homogène [Besic *et al.*, 2012].

Typiquement, l'apparition d'eau liquide dans le manteau neigeux provoque une diminution d'au moins -3 dB du coefficient de rétrodiffusion [Koskinen *et al.*, 1997; Nagler et Rott, 2000; Magagi et Bernier, 2002]. Toutefois, ce seuil est variable selon les conditions de la neige. Il a été démontré que cette valeur varie selon l'angle d'incidence utilisé, la rugosité de terrain (m , égale à $\sqrt{2} \frac{rms}{l_c^s}$) et le contenu en eau liquide (CEL) de la neige. Il a également été démontré que les conditions requises pour obtenir une différence d'au moins -3 dB entre la neige sèche et la neige humide en mode S1 de RADARSAT-1 ($\theta=23^\circ$) sont $m \leq 0.058$ et $CEL \geq 1.1$ %. En mode S7 ($\theta=47^\circ$), les critères sont $m \leq 0.082$ et $CEL \geq 3.0$ % [Magagi & Bernier, 2002; Baghdadi *et al.*, 2000]. Ainsi, le mode S7 est préférable pour détecter un manteau neigeux très humide, alors que le mode S1 est mieux adapté pour détecter le début du processus de mûrissement du manteau neigeux. Les méthodes les plus couramment utilisées pour détecter la neige humide, dont la méthode de Nagler et Rott (2000), sont discutées plus en détail dans l'article scientifique présenté au Chapitre 4. Les principales études en lien avec l'analyse d'images RSO pour la détection de la neige humide y sont également présentées.

2.3 Modélisation fine du manteau neigeux

2.3.1 Logiciels retenus pour l'étude

En plus du contenu en eau liquide, le coefficient de rétrodiffusion des ondes radar varie selon plusieurs caractéristiques intrinsèques au manteau neigeux, dont la densité de la neige, la taille et la forme des grains, la stratification créée entre chaque épisode de précipitations, de même que l'humidité et la rugosité du sol sous-jacent [Du *et al.*, 2010]. De plus, en raison des grandes épaisseurs de neige présentes sur le site à l'étude, l'apparition de neige humide sur l'image radar ne signifie pas nécessairement que le manteau neigeux est en train de fondre, puisque la période de mûrissement peut s'étendre sur plusieurs semaines. Afin d'étudier de manière plus précise l'évolution du signal radar par rapport aux propriétés de la neige, un logiciel de modélisation fine du manteau neigeux a été utilisé. Deux logiciels ont été envisagés, soient SNTHERM (*SNow THERmal Model*) et Crocus (aujourd'hui intégré au logiciel SURFEX) [Jordan, 1991; Brun *et al.*, 1992]. SNTHERM a été développé par le U.S. Army Corps. of Engineers, alors que Crocus provient du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), une branche de Météo-France.

Dans les deux cas, il s'agit de modèles multicouches qui ne fonctionnent qu'en mode forcé, soit en leur imposant des conditions météorologiques en un seul point. Ils sont donc unidimensionnels. Crocus peut être utilisé en mode bi et tridimensionnel depuis son intégration à la plateforme SURFEX en 2012 [Brun *et al.*, 2012], mais cela n'a pas été exploré dans le cadre de l'étude. Les calculs utilisent une approche physique par bilan d'énergie (contrairement, par exemple, à une approche degré-jours). Les relations air-neige et sol-neige sont décrites à même le code et dépendent ainsi du niveau de complexité qui leur a été donné.

Une différence majeure entre les deux logiciels est l'objectif pour lequel ils ont été développés. Crocus est utilisé d'abord pour la prévision d'avalanches dans les Alpes françaises. Ainsi, une bonne représentation de la stratigraphie du manteau neigeux est essentielle. De plus, comme la prévision d'avalanches demeure un aspect important de Météo-France, Crocus est régulièrement mis à jour depuis sa création en 1989. La dernière mise à jour majeure de Crocus consiste en son intégration à la plateforme SURFEX en 2012 [Brun *et al.*, 2012]. Cette plateforme consiste en un regroupement de plusieurs modèles développés par les différents groupes de recherche de Météo-France. Entre autres, cette mise à jour a permis

de remplacer les équations d'échanges thermiques sol-neige de Crocus par celles plus complexes du modèle de surface ISBA (décrit à la Section 2.3.3). De son côté, SNTHERM a été développé par le *U.S. Army Corps. of Engineers* afin d'estimer la différence de température à la surface d'un manteau neigeux entre une neige non-perturbée et la neige située sous des chenilles de chars d'assaut. Suite aux résultats satisfaisants de la version actuelle du logiciel, SNTHERM.89, le développement du modèle a été arrêté. Une nouvelle version nommée SNTHERM2 est en développement depuis 1989, mais elle n'est toujours pas disponible.

Une étude a comparé l'ÉEN simulé par SNTHERM, Crocus et SNOWPACK [Bartelt et Lehning, 2002] à des mesures effectuées sur le terrain pendant une période de trois hivers [Langlois *et al.*, 2009]. En général, les résultats des modèles sont satisfaisants, avec des R^2 entre 0.78 et 0.99. Au niveau du profil vertical de la densité de la neige, les trois modèles donnent également de bons résultats. Il est toutefois noté que Crocus demeure généralement plus près de l'observé et que SNTHERM présente une surestimation de la densité de la neige de l'ordre de 100 kg/m^3 . Aucun des trois modèles n'a été en mesure de simuler une couche de glace observée sur le terrain.

2.3.2 Crocus

Crocus est l'un des premiers modèles à avoir simulé le métamorphisme des grains de neige et la stratification du manteau neigeux [Brun *et al.*, 1992]. Il a également été l'un des premiers modèles à utiliser des équations physiques pour évaluer l'impact des changements climatiques sur les manteaux neigeux alpins et sur le débit des rivières alpines [Braun *et al.*, 1994; Martin *et al.*, 1997]. Cela a entre autres permis de mettre en œuvre un système opérationnel de prévision du risque d'avalanches dans les Alpes françaises [Durand *et al.*, 1999].

Tel qu'indiqué précédemment, Crocus est un modèle multicouches unidimensionnel à base physique [Brun *et al.*, 1992]. Il possède un minimum de 3 couches, mais pas de limite supérieure. Une valeur de 50 couches est souvent utilisée. Une différence notable par rapport à SNTHERM est que Crocus simule la morphologie des grains de neige. Cet aspect est actuellement représenté par leur sphéricité (le rapport entre le nombre de grains arrondis et le nombre de grains anguleux), leur dendricité (la forme cristalline des flocons de neige fraîchement tombés) et leur taille (le rayon moyen des grains de neige arrondis). Les deux

derniers paramètres sont mutuellement exclusifs. Toutefois, la description de la morphologie des grains de neige est en cours de modification. La combinaison de la sphéricité, de la dendricité et de la taille sera abandonnée au profit de la combinaison de la sphéricité et d'un diamètre optique (d_{opt} (m)). Cela s'explique par la plus grande facilité à mesurer la surface spécifique (SSA, (m^2/kg)) sur le terrain, qui est inversement proportionnelle au diamètre optique [Morin *et al.*, 2012; Carmagnola *et al.*, 2014]. Au contraire, la dendricité est une propriété beaucoup plus difficile à quantifier sur le terrain [Lesaffre *et al.*, 1998]. Le diamètre optique est défini par:

$$d_{opt} = \frac{6}{\rho_{ice} * SSA} \quad (2.9)$$

où ρ_{ice} correspond à la densité de la glace ($\sim 917 \text{ kg/m}^3$). L'évolution du manteau neigeux lors d'une saison est simulée à partir d'un bilan d'énergie entre l'atmosphère et le sol, tel que démontré à la Figure 2.5. Les intrants météorologiques incluent la température, les précipitations, le rayonnement solaire, le vent, l'humidité relative et la pression atmosphérique. Chaque couche de neige est décrite dans le modèle par son épaisseur, son âge, sa masse volumique, son enthalpie, de même que par la sphéricité, la dendricité et la taille des grains de neige. Finalement, une variable garde en mémoire la présence d'eau liquide dans la couche de neige. En théorie, cela sert à créer des plaques de glace dans le manteau neigeux. Toutefois, en pratique, il a été noté que cet aspect demeure à développer [Langlois *et al.*, 2009].

La séquence de processus utilisée par Crocus a été modifiée depuis l'intégration du modèle à SURFEX [Brun *et al.*, 2012]. Le premier élément de la séquence d'algorithmes concerne la chute de neige. Alors que cette valeur est constante dans SNTHERM, la densité de la neige fraîche dans Crocus dépend de la température et de la vitesse du vent près de la surface [Pahaut *et al.*, 1976]. Les propriétés physiques des nouveaux grains de neige dépendent elles aussi des conditions météorologiques. Par exemple, la dendricité des grains sera faible par vents forts, puisque la collision des flocons les uns avec les autres brise leur forme cristalline. La mise à jour de la stratification est le deuxième élément de la séquence de calcul. Le nombre de couches dans le manteau neigeux est variable, à la fois pour représenter la variation réelle qui se produit dans un manteau neigeux et pour diminuer le temps de calcul en combinant des couches similaires.

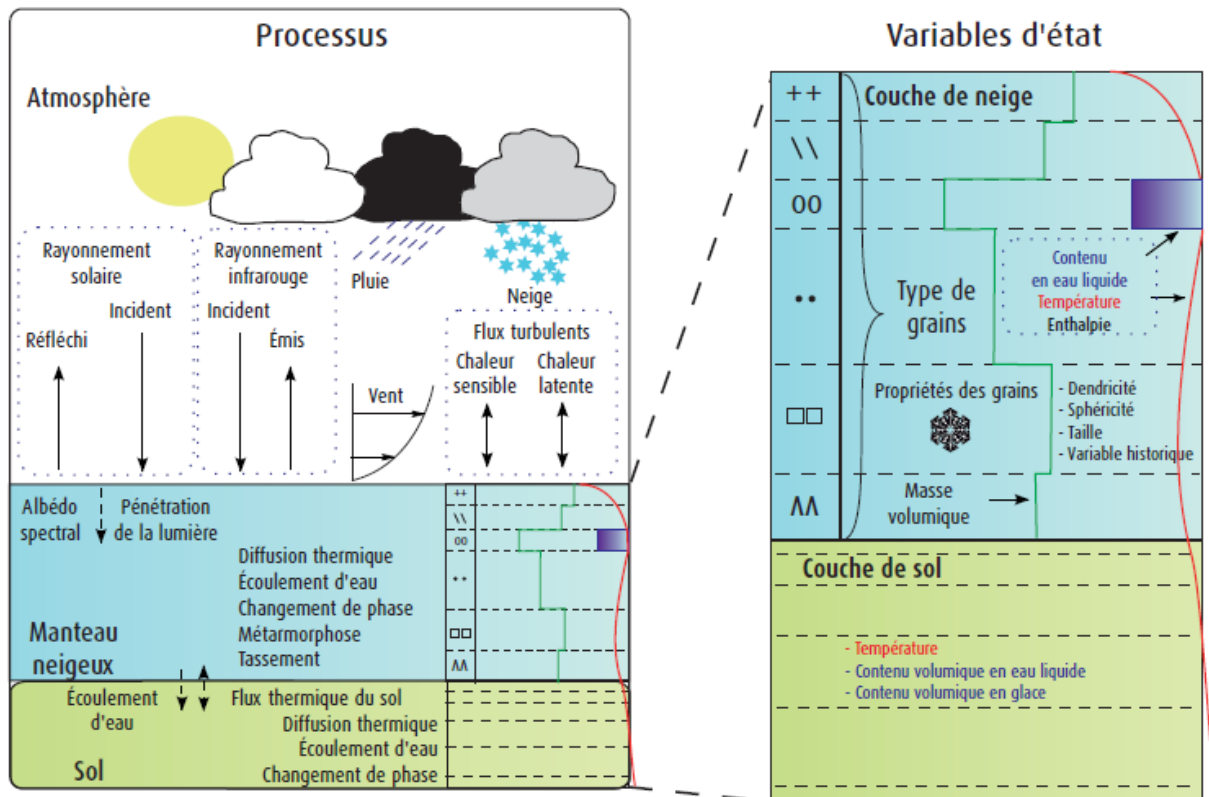


Figure 2.5 Représentation des processus impliqués dans Crocus (Brun *et al.*, 2012).

Le métamorphisme des grains de neige provient d'un ensemble de lois empiriques qui dépendent de la température de la couche, du contenu en eau liquide et d'un gradient vertical de température. Ce dernier agit dans un manteau neigeux sec afin d'activer la redistribution de masse en modifiant les caractéristiques morphologiques et mécaniques des grains de neige et en les rendant graduellement plus anguleux. Dans un manteau neigeux humide, les grains de neige ont plutôt tendance à grossir et à s'arrondir à un rythme dépendant de la teneur en eau liquide. Tous ces mécanismes sont représentés par des valeurs expérimentales de dendricité, sphéricité et taille des grains [Marbouty, 1980; Brunot, 1986; Brun, 1989]. L'effet de tassement est calculé après le métamorphisme des grains de neige. Celui-ci est une combinaison du poids des couches supérieures (contrainte verticale) et de la viscosité de la neige, qui elle-même dépend de la température, de la teneur en eau liquide et du métamorphisme des grains de neige.

Les effets du vent sont par la suite pris en compte. Un certain seuil de vitesse doit être atteint avant que le vent n'ait un effet sur la couche supérieure du manteau neigeux [Guyomarc'h et Mérindol, 1998]. Lorsque ce seuil est dépassé, l'action de transport de la neige, de

fragmentation des grains de neige et de tassement des couches supérieures est prise en compte. Le phénomène de sublimation de la neige lors du transport par le vent peut être pris en compte par Crocus, mais seulement en mode forcé. Ce phénomène est décrit par les équations suivantes :

$$Q_s = A \left(\frac{T_0}{T_a} \right)^\gamma U_t \rho_a q_{si} (1 - Rh_i) \left(\frac{U}{U_t} \right)^B \quad (2.10)$$

$$U_t = - \frac{\log((M_o + 1)/2.868)}{0.085} \quad (2.11)$$

$$S_l = -2.868 \exp(-0.085U) + 1 + M_o \quad (2.12)$$

où T_a représente la température (°K), T_0 est égal à 273.16 °K, U représente la vitesse du vent (m/s), U_t est le seuil de vitesse à dépasser (m/s), ρ_a est la densité de l'air (kg/m³), Rh_i représente l'humidité relative avec considérations pour la glace (0-1), q_{si} est égal à l'humidité spécifique de saturation à la température T_a (kg/kg) et où γ , A et B sont des coefficients adimensionnels respectivement égaux à 4, 0.0018 et 3.6. Les variables S_l et M_o sont utilisées pour résoudre le système d'équations, où S_l doit être posé égal à 0 [Le Moigne *et al.*, 2012].

L'albédo du manteau neigeux dépend du métamorphisme final de la couche supérieure du manteau neigeux, suite aux étapes mentionnées précédemment. De plus, un indice d'âge est compris dans chaque couche de neige. Ainsi, lorsqu'il n'y a pas eu de nouvelle précipitation pour un pas de temps donné, cet indice simule le brunissement graduel de la neige causé par l'apport en débris végétaux ou en particules de sol. Le calcul de l'albédo pour les spectres du visible et de l'infrarouge est utilisé dans le bilan d'énergie afin d'estimer l'absorption du rayonnement solaire par le manteau neigeux. Ce bilan d'énergie fait intervenir diverses relations sol-neige et neige-atmosphère par des flux thermiques indiqués à la Figure 2.5. Les conditions limites imposées par le bilan d'énergie et les flux thermiques sont par la suite utilisées pour remettre à jour le profil de température du manteau neigeux [Boone et Etchevers, 2001]. Le flux énergétique net permet de déterminer, couche par couche, si l'énergie est suffisante pour faire fondre la neige.

Dans un premier temps, le modèle détermine à partir des flux d'énergie si l'eau liquide déjà présente dans le manteau neigeux doit regeler. Par la suite, l'eau liquide restante est gérée de la

surface jusqu'à l'interface du sol. L'écoulement liquide à travers le manteau neigeux est principalement contrôlé par la capacité de rétention de la neige, qui dépend entre autres de sa masse volumique. Lorsque l'eau liquide dépasse la capacité de rétention, l'excédent s'écoule vers la couche suivante. En fonction des caractéristiques du sol, l'écoulement qui atteint le bas du manteau neigeux est distribué entre de l'infiltration et du ruissellement. Il est à noter que la capillarité du manteau neigeux et la formation de couches saturées ne laissant pas s'écouler l'eau excédante n'est pas encore incluse dans Crocus, si bien que la formation de lentilles de glace est souvent ignorée. Cela a d'ailleurs été noté par Langlois *et al.* (2009).

Enfin, à partir du rapport entre la phase liquide et la phase solide à l'interface neige-atmosphère, l'épaisseur de la couche supérieure du manteau neigeux est ajustée pour prendre en compte les phénomènes de sublimation et de dépôt de givre. Il est noté que cet aspect est toujours en développement, particulièrement par rapport au givre de surface, et que les équations nécessaires à la modification de la masse volumique ne sont pas encore en place [Brun *et al.*, 2012].

Une étude a tenté d'utiliser les sorties de Crocus, le satellite ENVISAT (radar en bande C) et un modèle électromagnétique afin de déduire les propriétés d'un manteau neigeux alpin, en particulier son contenu en eau liquide, à partir d'images radar [Longépé *et al.*, 2009]. La simulation de Crocus a été effectuée à haute résolution (intrants météorologiques à tous les 300 m d'altitude pour six orientations) sur une montagne fréquemment utilisée pour la recherche scientifique, donc qui possède une densité élevée de relevés météorologiques. Un problème de résolution spatiale a été identifié entre le radar (environ 5 m de résolution) et Crocus. Un suivi adéquat du contenu en eau liquide a tout de même pu être effectué lors de la fonte du manteau neigeux, en redistribuant les profils verticaux de Crocus sur le bassin versant en fonction des résultats du modèle électromagnétique (qui utilise les résultats de Crocus comme données d'entrée). Malgré cette redistribution, il a été noté qu'entre 10 et 20 % des pixels de l'image radar ne peuvent être classifiés. Cela est dû au fait que pour un pixel donné, il existe parfois une variété de profils verticaux différents qui puissent produire un coefficient de rétrodiffusion semblable au signal détecté par ENVISAT. Les suites de cette étude utilisent plutôt un radar en bande X afin d'ajouter un suivi de la neige sèche [Phan *et al.*, 2012]. Plutôt qu'une redistribution des profils de Crocus, une mise à jour des paramètres par assimilation de

données est préconisée. Les résultats, bien que préliminaires, semblent prometteurs. Il est à noter que lors de ces deux études, des différences notables ont été identifiées entre le profil vertical de Crocus et les mesures de terrain, particulièrement au niveau de la densité du manteau neigeux et de la taille des grains de neige.

2.3.3 SURFEX

Crocus a récemment été intégré au modèle SURFEX (*SURface EXternalisée*), de Météo-France [Brun *et al.*, 2012]. Il est ainsi au centre de tous les développements scientifiques et techniques du CNRM liés aux processus de surface. Le principal avantage est la possibilité d'effectuer des simulations complexes, puisque les modules de SURFEX combinent des éléments liés à l'atmosphère, aux sols, aux villes, à l'océan, aux lacs et à la neige. Ces simulations peuvent utiliser des données forcées ou des données en temps réel et peuvent puiser dans les bases de données incluses avec la plateforme. SURFEX est divisé en quatre modules principaux qui sont ou non activés selon l'utilisation du territoire. Pour l'étude actuelle, les modules liés aux villes (Town Energy Balance), à la mer (1D Ocean Model) et aux lacs (FLake) n'ont pas été utilisés. Alors qu'aucune ville ne se trouve à proximité et que l'océan Pacifique est lui aussi à une distance importante, plusieurs lacs se situent dans le bassin versant de la rivière Nechako. Or, comme SURFEX n'a été utilisé qu'en mode unidimensionnel lors de l'étude, ceux-ci peuvent également être ignorés. Le module « Nature », qui comporte le modèle ISBA (Interactions sol-biosphère-atmosphère), est celui auquel les modèles de simulation de la neige sont couplés. Le principal rôle de ce module est de gérer les échanges de flux d'énergie, d'eau et de carbone entre le forçage météorologique et l'environnement. Tel que Crocus, ISBA utilise une approche physique, d'où la bonne compatibilité entre les deux modèles. La Figure 2.6 présente un schéma du fonctionnement d'ISBA. Toutefois, comme l'étude actuelle ne s'intéresse qu'à l'évolution du manteau neigeux, de nombreux phénomènes tels que l'évapotranspiration des plantes sont ignorés.

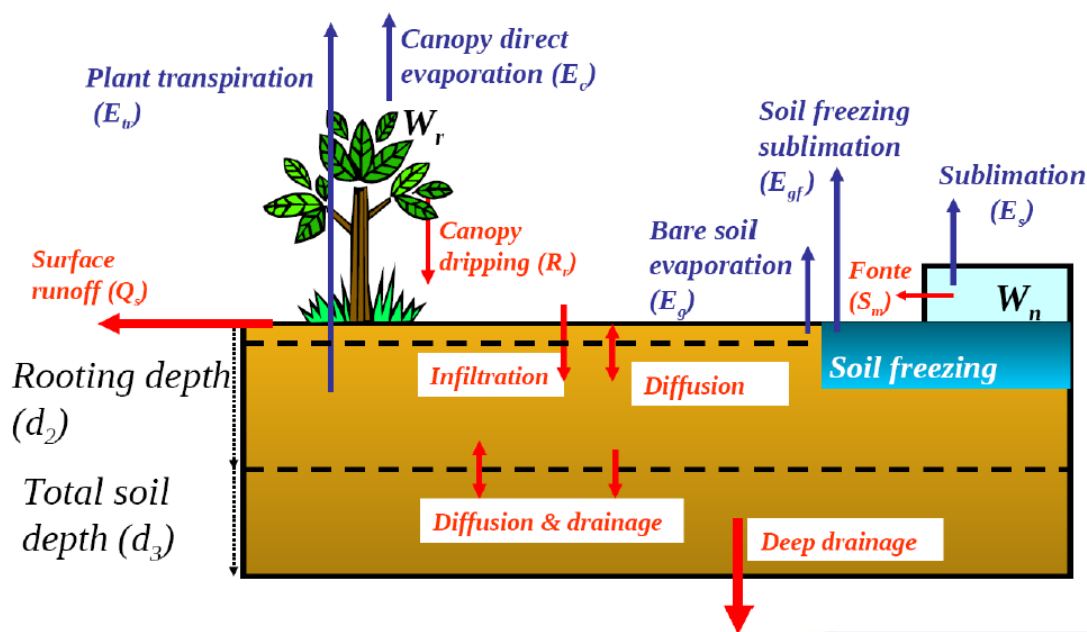


Figure 2.6 Représentation des processus impliqués dans ISBA (Samuelsson, 2011)

Depuis 2012, Crocus est ainsi inclus dans la liste d'options possibles pour la modélisation du manteau neigeux, parmi d'autres telles qu'une représentation en une seule couche homogène (méthode Douville 1995) ou en 3 couches (méthode 3-L). Le modèle Douville 1995 (D95), par exemple, est utilisé de manière opérationnelle pour les prévisions météorologiques de Météo-France.

Il a été démontré que l'intégration de Crocus à ISBA améliore les résultats en remplaçant les interactions sol-neige de Crocus par celles plus complexes d'ISBA [Boone *et al.*, 2000; Vionnet *et al.*, 2012]. Bien que cela n'ait pas été exploré lors de l'étude actuelle, l'intégration de Crocus à SURFEX implique également que la météorologie peut désormais provenir des modèles atmosphériques du CNRM (ARPÈGE, Meso-NH, AROME, ALADIN et SAFRAN) et que Crocus peut être utilisé en mode tridimensionnel. Comme cette modification est récente, il n'existe que peu d'études qui portent sur les nouvelles fonctionnalités de Crocus.

Une étude a couplé Crocus-ISBA au système d'analyse météorologique SAFRAN afin de recréer l'évolution du manteau neigeux au massif des Grandes-Rousses pour l'hiver 2010-2011. En redistribuant les intrants météorologiques dans six directions différentes pour plusieurs gammes d'altitude, le manteau neigeux de la montagne a pu être simulé en mode tridimensionnel [Vionnet *et al.*, 2011 (1)]. Une seconde étude, réalisée elle aussi au massif des

Grandes-Rousses, a plutôt utilisé le modèle atmosphérique Meso-NH afin d'imposer un vent sud-ouest de 15 km/h pendant un intervalle de 20 minutes. Crocus a par la suite été utilisé en mode bidimensionnel afin de simuler le transport de la neige par le vent [Vionnet et al., 2011 (2)]. Toutefois, contrairement au bassin versant de la rivière Nechako, le massif des Grandes-Rousses est une montagne dédiée à la recherche scientifique. Les équipements de mesure sont ainsi nombreux et mis en place depuis plusieurs années. Une étude d'une complexité comparable serait difficile à réaliser sur la Nechako avec l'équipement actuel. Ces études démontrent tout de même la flexibilité qu'offre Crocus depuis son implantation dans SURFEX.

2.3.4 SNTHERM

SNTHERM est également un modèle multicouche à base physique, ce qui signifie qu'il simule explicitement la stratification du manteau neigeux et les propriétés physiques associées à chaque couche [Jordan, 1991]. Tel que Crocus lorsqu'utilisé en-dehors de SURFEX, SNTHERM ne simule que les phénomènes liés aux conditions hivernales, soit entre le gel du sol à l'automne et la fonte de la neige au printemps. La Figure 2.7 présente un schéma du fonctionnement de SNTHERM.

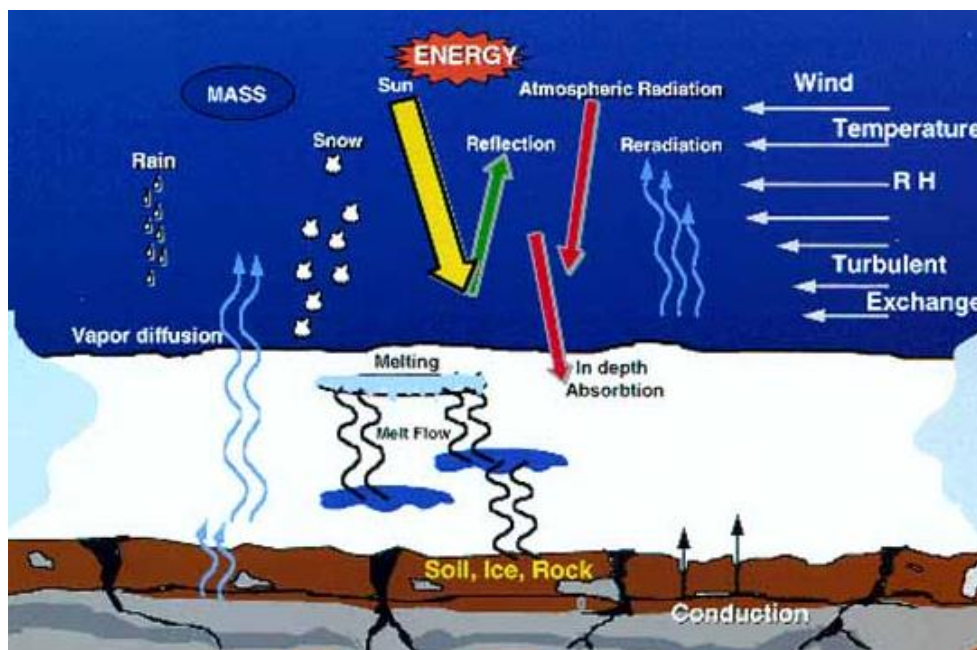


Figure 2.7 Représentation des processus impliqués dans SNTHERM (ERDC, 2015)

Les processus simulés par SNTHERM sont très semblables à ceux utilisés par Crocus et décrits à la Section 2.3.2. La simulation du manteau neigeux est effectuée par bilan d'énergie entre les flux thermiques aux interfaces sol-neige-atmosphère. Tel que dans Crocus, l'effet de la capillarité est ignoré lors du transport de l'eau liquide à travers le manteau neigeux. Toutefois, alors que plusieurs paramètres tels que l'albédo du manteau neigeux, la densité de la neige fraîche et le coefficient de viscosité du manteau neigeux sont variables dans Crocus, ils sont jugés constants dans SNTHERM. De plus, les grains de neige ne sont décrits que par leur taille et par la densité de la couche dans laquelle ils se trouvent, sans indication sur leur forme. Contrairement au couplage Crocus-ISBA, l'eau qui atteint l'interface sol-neige dans SNTHERM est simplement retirée de la simulation. Ainsi, le guide technique recommande de n'utiliser ce modèle que pour gérer des quantités faibles d'eau liquide dans la neige et indique que la simulation de la fonte printanière n'est pas optimale [Jordan, 1991].

D'ailleurs, SNTHERM a été identifié comme possédant un modèle sol-neige assez simpliste [Chung *et al.*, 2006]. Au printemps, les transferts de chaleur de type sol-neige-végétation jouent un grand rôle sur la fonte du manteau neigeux. Toutefois, SNTHERM réussit difficilement à modéliser ce phénomène. En effet, son module sol-neige ignore de nombreux procédés de transport d'énergie et d'humidité. Entre autre, la diffusion vers le manteau neigeux de la vapeur d'eau présente dans le sol est ignorée, alors qu'elle a un impact non négligeable à la fin de l'hiver et au printemps.

Des résultats similaires ont été obtenus aux mois de mars et d'avril en milieu alpin [Liu *et al.*, 2009]. SNTHERM a été performant avant l'amorce du ruissellement printanier. Une comparaison de la hauteur de neige simulée et observée a d'ailleurs produit un R^2 de 0.865 et un RMSE de 1.69 cm. Toutefois, le modèle a perdu beaucoup de précision lors d'épisodes de fonte, avec des sous-estimations de l'ordre de 25 %. Il a été noté que le calcul de l'albédo inclus dans SNTHERM ne prend pas en compte les résidus forestiers, de même que les épaisseurs de neige plus petites que 10 cm. Cela peut se traduire par de grandes différences avec les informations recueillies sur place. Selon cette étude, le modèle simule également mal l'effet du vent sur le transport de la neige, ce qui a un impact sur l'épaisseur obtenue. D'ailleurs, des différences importantes ont été notées par rapport au moment où les accumulations se produisent.

2.3.5 Données météorologiques

SNTHERM et Crocus requièrent des données horaires sur la température, les précipitations, l'humidité relative, la pression atmosphérique, le vent, la direction du vent et le rayonnement solaire à courtes et grandes longueurs d'onde. Quelques stations de l'*Avalanche and Weather Program* (AWP) du ministère des Transports de la Colombie-Britannique se situent à proximité du bassin versant de la rivière Nechako. Elles mesurent tous les paramètres météorologiques nécessaires, hormis le rayonnement solaire. Toutefois, aucune station de l'AWP n'est installée sur le bassin versant de la rivière Nechako. Afin de contrer cette problématique, des données de réanalyses météorologiques *North American Regional Reanalysis* (NARR) sont utilisées. Il s'agit d'une base de données à résolution de 32 km qui couvre les années 1979 à aujourd'hui, avec un pas de temps de trois heures [Mesinger *et al.*, 2006].

Les données NARR fournissent de l'information météorologique sur plusieurs élévations allant de quelques centimètres dans le sol jusqu'à plusieurs kilomètres dans l'atmosphère. Le modèle climatique utilisé pour générer ces données est corrigé par assimilation de données observées [Mesinger *et al.*, 2006]. Cela qui signifie que la précision du modèle dépend entre autres de la densité d'observations pour une région donnée. Sur le bassin versant de la Nechako, par exemple, l'incertitude sera plus importante que près d'une région urbaine telle que Vancouver.

Une étude a utilisé comme données d'entrée les observations d'une station météorologique équipée pour mesurer tous les intrants nécessaires aux modèles SNTHERM, Crocus et SNOWPACK et a comparé les résultats avec des simulations effectuées depuis des intrants tirés des données NARR [Langlois *et al.*, 2009]. Cette étude a porté sur un hiver du sud du Québec. Une comparaison des observations de la station météorologique et des données NARR a permis de conclure que les deux jeux de données concordent très bien au niveau de plusieurs paramètres. D'ailleurs, la température concorde presque parfaitement. Les valeurs d'humidité sont généralement semblables lorsque l'observé est au-dessus de 60 %, mais les données NARR descendent rarement sous cette barre. Le rayonnement solaire est lui aussi très semblable, mais les données NARR montrent une légère surestimation au niveau des courtes

longueurs d'onde. Finalement, les précipitations surviennent à des moments différents, mais le total calculé pour une saison arrive à un résultat comparable.

Pour les trois hivers, l'ÉEN et les profils verticaux simulés par SNTHERM, Crocus et SNOWPACK arrivent plus près de l'observé en utilisant les données NARR plutôt que celles de la station météorologique [Langlois *et al.*, 2009]. Il s'agit donc d'un résultat positif. Toutefois, cette étude était réalisée en terrain relativement homogène (région de Sherbrooke). En milieu alpin, la résolution de 32 km des données NARR apporte une plus grande incertitude.

Une seconde étude vient confirmer la surestimation du rayonnement solaire des données NARR mentionnée dans l'étude de Langlois (2009). En effet, une analyse des données recueillies au *Reynolds Creek Experimental Watershed* en Idaho sur une période de 13 ans a permis de constater une surestimation moyenne de 23 % (+43 W/m²) du rayonnement à courtes longueurs d'onde des données NARR. Pour l'ensemble de l'ouest du Canada et des États-Unis, la constatation demeure dans le même ordre de grandeur, puisqu'une surestimation moyenne de 35.13 W/m² a été notée [Franz *et al.*, 2010].

Une étude a réalisé une analyse de sensibilité sur SNTHERM en faisant varier tous les intrants de ± 20 %, sauf la température qui a été modifiée de $\pm 4^\circ\text{C}$. Cela a permis d'identifier que le rayonnement solaire à grandes longueurs d'onde est le paramètre qui a le plus grand impact sur les résultats, suivi par les courtes longueurs d'onde. La température de l'air et les précipitations ont eux aussi un impact, alors que l'effet du vent et de l'humidité est négligeable [Liu *et al.*, 2009]. Ces résultats ne se rapportent qu'à SNTHERM. Une analyse de sensibilité similaire a été effectuée sur SURFEX lors du projet actuel. Elle est présentée aux Chapitres 3 et 5.

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE

La Figure 3.1 illustre la méthodologie employée pendant le projet de recherche. Noter que cette figure est complémentaire à la Figure 4.2 située dans l'article scientifique.

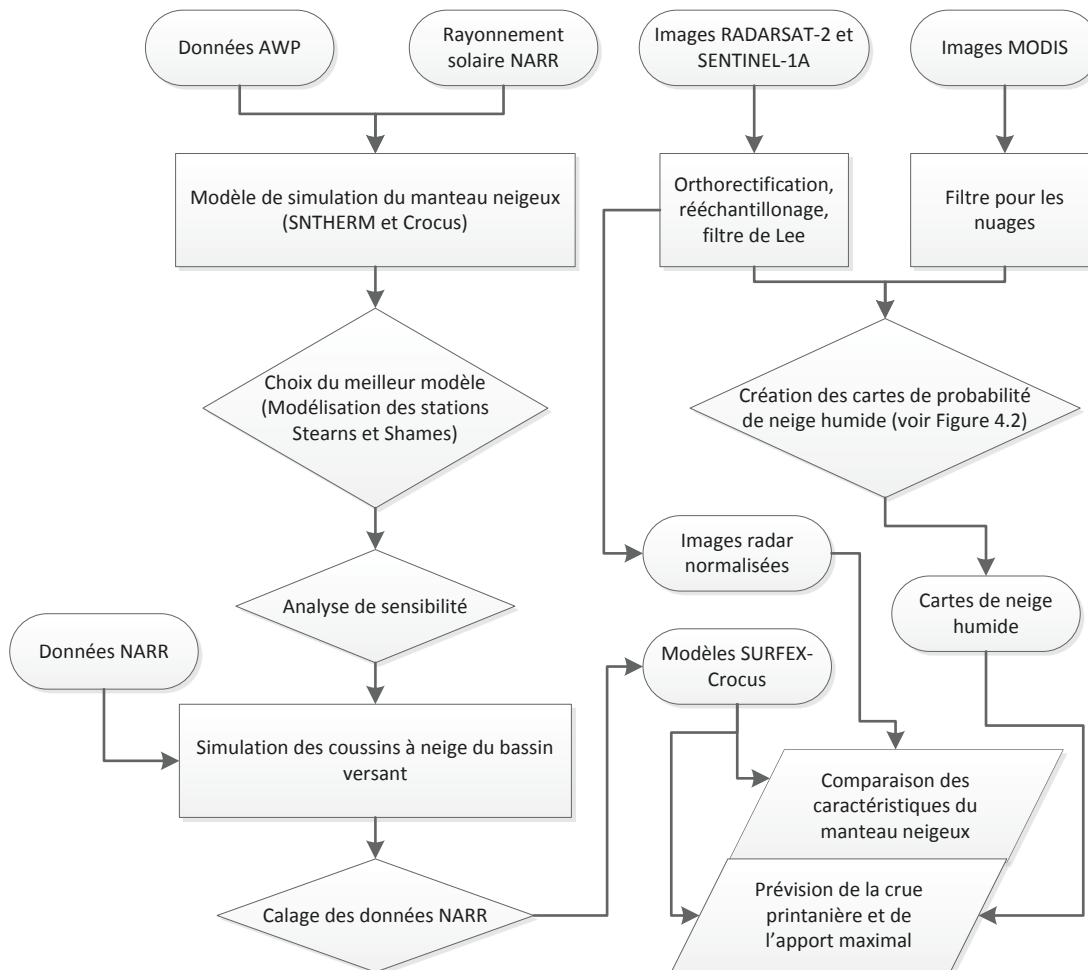


Figure 3.1 Organigramme de la méthodologie employée.

3.1 Acquisition de données pour les modèles de manteau neigeux

3.1.1 Intrants de SNThERM et SURFEX

Les deux modèles qui ont été choisis pour l'étude, SNThERM et SURFEX, demandent une grande quantité d'intrants météorologiques horaires. Les deux modèles requièrent la température, l'humidité relative, la quantité de précipitations et la vitesse du vent. En plus de ces intrants, SURFEX a besoin de la pression atmosphérique, de la direction du vent et du

rayonnement solaire descendant à grandes et à courtes longueurs d'onde. SNTHERM demande lui aussi le rayonnement solaire, mais offre l'option de remplacer cet intrant par le pourcentage de couvert nuageux. Le rayonnement solaire est par la suite calculé par le modèle à partir de la position géographique, de la topographie du site et du jour julien. Sinon, le rayonnement solaire descendant à grandes et à courtes longueurs d'onde, de même que le rayonnement solaire ascendant à courtes longueurs d'onde, doivent être spécifiés. Lorsque l'acquisition de données horaires n'est pas possible, l'intervalle le plus court disponible est recommandé.

3.1.2 *Avalanche and Weather Program*

La météorologie utilisée pour le projet provient de deux sources différentes. Dans un premier temps, deux stations du *Avalanche and Weather Program* (AWP), du ministère des Transports et des Infrastructures de la Colombie-Britannique, ont été utilisées pour l'étude comparative entre SNTHERM et SURFEX et pour l'analyse de sensibilité subséquente.

Les archives météorologiques acquises par l'AWP sont disponibles en ligne sur le site internet du ministère des Transports et des Infrastructures de la Colombie-Britannique [<https://pub-apps.th.gov.bc.ca/saw-paws/weatherstation>]. Il s'agit d'un total de 320 stations météorologiques (dont plusieurs ne sont plus en service) situées dans la chaîne Côtière, dans les Rocheuses et dans le plateau Intérieur. Les années d'acquisition varient entre 1963 et aujourd'hui. Des données brutes sont acquises de manière horaire, alors qu'une observation standard est effectuée deux fois par jour, à 6h et à 18h.

Pour les fins de l'étude comparative, deux stations situées à proximité du bassin versant de la Nechako ont été utilisées. Il s'agit des stations Stearns (54.192°N, 125.536°W) et Shames (54.485°N, 128.956°W), qui se trouvent respectivement à environ 50 et 150 km du bassin à l'étude. La station Stearns acquiert des données depuis novembre 2003, alors que la station Shames a été installée en août 2010. Malgré leurs élévations similaires, 719 m par rapport à 740 m, la station Stearns est située dans le plateau Intérieur, alors que la station Shames est dans la chaîne Côtière. Par conséquent, la station Shames reçoit environ cinq fois la quantité de neige perçue à la station Stearns. Les données météorologiques acquises aux deux stations sont décrites au Tableau 3.1. Par rapport aux intrants requis par SNTHERM et SURFEX, seul

le rayonnement solaire n'est pas mesuré. Celui-ci est extrait des données de réanalyse du North American Regional Reanalysis (NARR, voir la section suivante).

Tableau 3.1 Mesures effectuées aux stations météorologiques de l'AWP

<i>Données</i>	<i>Unité</i>	<i>Description</i>
Température max.	°C	Température maximale à la station depuis la dernière observation standard
Température min.	°C	Température minimale à la station depuis la dernière observation standard
Température actuelle	°C	Température au moment de la prise de données
Humidité relative	%	HR au moment de la prise de données
Point de rosée	°C	Calculé à partir de la température actuelle et de l'humidité relative
Précipitation horaire	mm	Changements dans la jauge depuis la dernière heure
Nouvelle précipitation	mm	Changements dans la jauge depuis la dernière observation standard
Nouvelle neige	cm	Chute de neige à la station depuis la dernière observation standard
Hauteur de neige	cm	Mesuré à l'aide d'un capteur à ultrasons
Vitesse du vent	km/h	Moyenne de la dernière heure
Bourrasque maximale	km/h	Vitesse de vent maximale de la dernière heure
Direction du vent	°N	Direction moyenne du vent de la dernière heure
Pression atmosphérique	mmHg	Pression atmosphérique au moment de la prise de données

3.1.3 Données NARR

Comme aucune station de l'AWP ne se trouve dans le bassin versant de la Nechako, des données de réanalyse du *North American Regional Reanalysis* (NARR) sont utilisées pour le site de l'étude lui-même.

Les données NARR sont disponibles en ligne sur un serveur FTP du *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), qui contient des données allant de 1979 à aujourd'hui [http://nomads.ncdc.noaa.gov/data.php?name=access#narr_datasets]. Le pas de temps du modèle est de 3 heures. Les paramètres météorologiques choisis sont décrits au Tableau 3.2.

Au total, 530 paramètres différents sont disponibles. Il est à noter qu'au moment d'effectuer cette acquisition de données, le choix du modèle de manteau neigeux avait déjà été complété. Par conséquent, certains paramètres nécessaires à SNTHERM n'ont pas été acquis.

Tableau 3.2 Données NARR acquises pour le projet

<i>Code</i>	<i>Définition</i>	<i>Unité</i>	<i>Niveau</i>
APCP	Précipitation totale des 3 dernières heures	kg/m ²	Surface
DLWRF	Moyenne de rayonnement solaire descendant à grandes longueurs d'onde	W/m ²	Surface
DSWRF	Moyenne de rayonnement solaire descendant à courtes longueurs d'onde	W/m ²	Surface
PRES	Moyenne de la pression atmosphérique	Pa	2 m au-dessus du sol
RH	Moyenne de l'humidité relative	%	2 m au-dessus du sol
TMP	Température moyenne	°K	2 m au-dessus du sol
UGRD	Moyenne de la vitesse du vent Nord/Sud	m/s	10 m au-dessus du sol
VGRD	Moyenne de la vitesse du vent Est/Ouest	m/s	10 m au-dessus du sol

3.2 Choix du modèle de manteau neigeux

3.2.1 Implantation de SNTHERM

SNTHERM est écrit en langage FORTRAN-77 et est destiné à être exécuté dans un environnement UNIX. En alternative, il a été décidé de l'exécuter dans le programme Cygwin, qui permet de simuler l'environnement UNIX à partir de Windows [<https://www.cygwin.com/>]. La dernière version du logiciel, SNTHERM.89, a été installée. Elle consiste en un fichier « maître » et une centaine de fichiers « esclaves », sans interface graphique. Outre les intrants météorologiques décrits à la Section 3.1.1, SNTHERM requiert quelques autres paramètres. Par exemple, une pression atmosphérique moyenne est utilisée pour l'ensemble de la simulation. L'albédo du manteau neigeux doit également être spécifié et il est considéré constant pour l'ensemble de la simulation. La densité de la neige fraîchement tombée, le coefficient de viscosité du manteau neigeux et le pourcentage maximal d'eau liquide doivent eux aussi être spécifiés. Ils peuvent également être estimés par les algorithmes

de SNTHERM. Finalement, les propriétés du sol doivent être indiquées, soient le type de sol, le contenu en quartz, la longueur de rugosité, le coefficient de transfert d'énergie et le pourcentage d'eau liquide du sol à saturation.

3.2.2 Implantation de SURFEX

SURFEX est écrit en langage FORTRAN-90 et est lui aussi destiné à être utilisé dans un environnement UNIX ou Linux. De par la nature plus complexe du logiciel (environ 21 000 fichiers répartis en plusieurs sous-dossiers), une alternative telle que Cygwin n'est pas possible. Par conséquent, Linux Ubuntu 12 a été installé sur l'émulateur de système d'exploitation *VirtualBox* [<https://www.virtualbox.org/>]. Tel que spécifié dans l'état de l'art à la Section 2.3, Crocus est intégré au modèle météorologique SURFEX depuis 2012. L'équipe du CNRM s'occupant de Crocus met régulièrement l'algorithme à jour, alors que la mise à jour de SURFEX est effectuée plus rarement et n'a pas nécessairement d'impact sur la modélisation de la neige. Par conséquent, l'avant-dernière version de SURFEX (v7.2) a été installée, accompagnée de la dernière version de Crocus.

Un fichier de paramètres d'entrée a été fourni par l'équipe de Crocus. Comme SURFEX est un modèle météorologique général, plusieurs des intrants utilisés n'ont pas d'impact sur la modélisation de la neige. La concentration moyenne en CO₂ en est un exemple. Une valeur arbitraire, mais réaliste, est ainsi utilisée dans plusieurs cas. Le fichier de configuration utilisé pour l'étude, recommandé par l'équipe de Crocus, comporte environ 200 paramètres d'entrée. Au total, SURFEX en utilise plus du double. Lorsque rien n'est spécifié dans le fichier de configuration, une valeur par défaut est utilisée. Les paramètres les plus pertinents ont été déterminés à partir de l'analyse de sensibilité et ils sont décrits à la Section 5.2.

3.2.3 Essais préliminaires à la station Stearns

La première simulation avec les deux logiciels a été réalisée à la station Stearns. Cette station est caractérisée par un relief plat et par environ un mètre de neige au sol en hiver. Il s'agit donc d'un cas simple pour implanter SNTHERM et SURFEX. Deux simulations ont été effectuées. La première se situe entre le 15 novembre 2011 et le 15 juin 2012. La deuxième se situe entre le 15 juin 2010 et le 15 juin 2011. La météorologie utilisée provient de la station de l'AWP,

mais elle est combinée au rayonnement solaire des données NARR. Lorsque nécessaire, les unités ont été modifiées pour correspondre aux intrants des logiciels.

Quelques paramètres ont dû être spécifiés pour effectuer la simulation avec SNTHERM. À partir des relevés de la station météorologique, une pression moyenne de 925 kPa a été estimée. Le rayonnement solaire des données NARR a été utilisé, donc les intrants reliés au calcul de ce paramètre (pente, orientation, couvert nuageux) ont été désactivés. Une valeur de 0.80 a été utilisée comme première estimation de l'albédo du manteau neigeux. Lors d'une simulation subséquente, le calcul de ce paramètre a été laissé aux algorithmes du logiciel. La densité de la nouvelle neige a été spécifiée à 100 kg/m³ dans un premier temps, puis laissée aux calculs du logiciel. Le sol a été supposé comme étant dépourvu de quartz, avec une rugosité variant entre un sol plutôt lisse jusqu'à un sol très rugueux. Le pourcentage maximal d'eau liquide a été spécifié à 7 %.

Tel qu'indiqué précédemment, les paramètres par défaut de SURFEX fournis par l'équipe responsable du développement de Crocus ont été utilisés. Les seules modifications sont en lien avec les coordonnées géographiques du site et son altitude. La sublimation de la neige et le déplacement de la neige par le vent ont été activés. Le fichier de paramètres est présenté à l'Annexe A.

3.3 Analyses de sensibilité de SURFEX

3.3.1 Station Shames

Les résultats de l'implantation des logiciels à la station Stearns sont présentés à la Section 5.1. Ils ont permis d'identifier SURFEX comme étant le logiciel avec le plus de potentiel pour le reste du projet. Par conséquent, il a été décidé que SNTHERM serait abandonné, au profit de Crocus et de SURFEX.

La station Shames, également de l'AWP, a été choisie pour effectuer les analyses de sensibilité en raison des quantités plus importantes de neige au sol par rapport à la station Stearns. Lors des trois années de données disponibles, 2010 à 2013, la station a enregistré des

maximums respectifs de 2.30, 3.57 et 1.78 m de neige au sol, ce qui est plus représentatif des valeurs retrouvées dans les montagnes du bassin versant de la Nechako.

3.3.2 Analyses de sensibilité sur les paramètres et les intrants du modèle

Trois analyses de sensibilité différentes ont été réalisées. Dans un premier temps, les paramètres d'entrée du modèle ont été perturbés. Dans plusieurs cas, les paramètres ne sont pas une valeur numérique, mais représentent plutôt une méthode de calcul. Dans ces situations, les méthodes alternatives ont été utilisées et comparées. Dans les autres cas, les paramètres ont été modifiés selon l'incertitude qui leur est rattachée. Par exemple, la rugosité de surface a été altérée pour des valeurs situées entre 0.05 m (terrain découvert) et 5 m (présence d'arbres et arbustes). Au total, 50 simulations différentes ont été effectuées. Les résultats les plus pertinents sont présentés à la Section 5.2 et la liste complète des modifications se trouve à l'Annexe B.

Par la suite, les résultats du modèle simulés avec la météorologie de la station de l'AWP ont été comparés aux résultats en utilisant uniquement les données NARR. Comme les stations météorologiques situées sur le bassin de la Nechako ne fournissent pas les intrants requis par SURFEX, cela constitue la seule comparaison possible entre les deux jeux de données.

Finalement, la robustesse du modèle par rapport aux intrants a été vérifiée. Cela a été effectué en raison des différences possibles entre les données NARR et les conditions de terrain aux coussins à neige. Un total de 68 simulations a été effectué. Elles sont décrites au Tableau 3.3. En rétrospective, un ajout ou un retrait de quelques degrés Celsius à la température aurait été préférable au facteur multiplicatif, puisque cela aurait augmenté l'impact aux valeurs près de 0°C.

Tableau 3.3 Modification des intrants de SURFEX

<i>Simulations</i>	<i>Paramètre</i>	<i>Modifications</i>	<i>Commentaire</i>
1 à 8	Précipitations	± 25 %	
9 à 12	Température Pluie-Neige	Entre 0 et 2°C, par intervalles de 0.5°C	Par défaut: 2°C
13 à 20	Humidité relative	± 25 %	Limite supérieure à HR = 100 %
21 à 28	Grandes longueurs d'onde	± 25 %	Formule: $(L_{WAVE}-200)*[X \%]+200$ Équivaut à environ ± 30 W/m ² au maximum
29 à 36	Courtes longueurs d'onde	± 25 %	
37 à 44	Vitesse du vent	± 75 %	Grande incertitude sur ce paramètre
45 à 52	Température	± 25 %	Facteur appliqué sur la valeur en Celsius
53 à 60	Direction du vent	± 75 %	Grande incertitude sur ce paramètre
61 à 68	Pression atmosphérique	± 25 %	

3.4 Modélisation et calage des coussins à neige de la Nechako

La Section 5.2 aborde en détails les résultats de l'analyse de sensibilité. Suite à cette analyse, il a été décidé que les paramètres par défaut de SURFEX seraient utilisés, alors que les intrants météorologiques feraient l'objet d'un calage. La météorologie NARR a ainsi été acquise au-dessus des trois coussins à neige du bassin versant entre le 1^{er} janvier 1992 et le 31 octobre 2013. Cette période correspond aux années d'observation disponibles. Chaque coussin à neige est calé indépendamment.

La méthode de calage est SCE-UA, un algorithme communément utilisé en hydrologie [Duan *et al.*, 1992]. Les années 2002 à 2013 sont utilisées comme période de calage. Basé sur un temps de calcul moyen d'environ 20 minutes par simulation, un maximum de 2200 essais a été spécifié. La fonction objectif est le calcul de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre l'ÉEN observé aux coussins à neige et celui simulé par SURFEX. Le RMSE est défini par :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(\text{Simulé}-\text{Observé})^2}{n}} \quad (3.1)$$

Le critère d'arrêt est une amélioration de la fonction objectif de 0.0001 sur 10 groupes d'essais. La matrice de départ et les bornes inférieures et supérieures sont définies par :

$$X = [0, 1, 1, 275, 1, 1, 1]$$

$$LOW = [-5, 0.75, 0.75, 273, 0.50, 0.75, 0.75]$$

$$HIGH = [5, 1.25, 3.0, 276, 3.0, 1.25, 1.25]$$

Le paramètre X_1 correspond à la modification apportée à la température, alors que le paramètre X_4 est le degré de température, en degrés Kelvin, qui sépare la neige de la pluie. Les paramètres X_2 , X_3 , ainsi que X_5 à X_7 , sont respectivement des facteurs multiplicatifs appliqués à l'humidité relative, aux précipitations, à la vitesse du vent et au rayonnement solaire à courtes et grandes longueurs d'onde. Dans le cas du rayonnement solaire à grandes longueurs d'onde, la formule suivante a été utilisée afin de limiter l'impact du facteur multiplicatif :

$$X_7 \cdot (L_{Wave} - 200) + 200 \quad (3.2)$$

3.5 Images RADARSAT-2

3.5.1 Processus d'acquisition

Les images radar ont été identifiées à partir du logiciel *Acquisition Planning Tool* distribué par l'Agence spatiale canadienne (ASC) et MDA Corporation. Il s'agit d'un logiciel qui aide à identifier et à préparer les images pour la demande officielle auprès de l'ASC. Toutefois, en raison de limitations imposées par l'Initiative de recherche sur les applications scientifiques et opérationnelles – Éducation (SOAR-E) par laquelle les images ont été obtenues, seules des images RADARSAT-2 en polarisation double ou quadruple pouvaient être acquises.

Dans le cadre du projet, l'acquisition d'images d'archive a été priorisée. Comme le satellite RADARSAT-2 a été lancé en 2007 et qu'une période de 6 mois est nécessaire à sa calibration, aucune image n'est disponible avant 2008. De plus, le recensement des images existantes au-dessus de la Nechako a révélé que des images en polarisation double n'ont été acquises qu'à partir de 2010. La majorité de celles-ci sont de type ScanSAR Wide. Ce mode est d'ailleurs l'un des seuls qui ait une largeur de fauchée assez grande pour couvrir l'ensemble du bassin de manière régulière. Quelques images en mode Standard et en mode Quad-Pol Fine ont été recensées dans la banque de données, mais elles ne couvrent qu'une petite région du bassin versant. Elles n'ont donc pas fait l'objet d'une demande d'acquisition. Les images ScanSAR

Wide disponibles entre 2010 et 2013 sont présentées au Tableau 3.4. Il est à noter que la date indiquée est déterminée selon l'heure GMT (utilisée par la base de données de RADARSAT). Au fuseau horaire local, la date réelle est le jour précédent.

Tableau 3.4 Images ScanSAR Wide disponibles au-dessus du bassin versant de la rivière Nechako

<i>Hiver 2010-2011</i>			<i>Hiver 2011-2012</i>			<i>Hiver 2012-2013</i>																																																																																																			
Date	Polarisation	Orbite	Date	Polarisation	Orbite	Date	Polarisation	Orbite																																																																																																	
20 avril	HH+HV	Desc.	06 octobre	VV+VH	Asc.	17 avril	VV+VH	Asc.																																																																																																	
21 avril		Asc.	03 janvier			22 mars		29 mars	23 avril	Asc.	Desc.																																																																																														
28 avril									Desc.		01 avril	05 avril	24 avril	Desc.	11 mai	Asc.																																																																																									
01 mai													Asc.				08 avril	15 avril	10 mai	Desc.	04 juin	Asc.																																																																																			
04 mai																			Desc.				21 avril	21 avril	11 mai	Asc.	11 juin	Desc.																																																																													
05 mai																									Asc.				22 avril	28 avril	20 juin	Asc.	21 juin	Asc.																																																																							
08 mai																															Desc.				02 mai	09 mai	21 juin	Asc.	21 juin	Asc.																																																																	
14 mai																																									Asc.	16 mai	19 mai	22 mai	Asc.	26 mai	Asc.																																																										
15 mai																																																Desc.	19 mai	23 mai	26 mai	Asc.	09 juin	19 juin																																																			
22 mai																																																							Asc.	26 mai	09 juin	19 juin	26 juin	13 juillet	20 juillet																																												
28 mai																																																														Desc.	09 juin	19 juin	26 juin	13 juillet	20 juillet	27 juillet																																					
29 mai																																																																					Asc.	13 juillet	20 juillet	27 juillet	13 juillet	20 juillet	27 juillet																														
31 mai																																																																												Desc.	20 juillet	27 juillet	13 juillet	20 juillet	27 juillet	13 juillet																							
04 juin																																																																																			Asc.	27 juillet	13 juillet	20 juillet	27 juillet	13 juillet	20 juillet																
07 juin																																																																																										Desc.	13 juillet	20 juillet	27 juillet	13 juillet	20 juillet	27 juillet									
14 juin																																																																																																	Asc.	13 juillet	20 juillet	27 juillet	13 juillet	20 juillet	27 juillet		
15 juin	Desc.			13 juillet	20 juillet		27 juillet																																																																																																	13 juillet	20 juillet
25 juin		Asc.	13 juillet			20 juillet		27 juillet		13 juillet																																																																																															
28 juin									Desc.		13 juillet	20 juillet		27 juillet	13 juillet	20 juillet																																																																																									
01 juillet													Asc.				13 juillet	20 juillet		27 juillet	13 juillet	20 juillet																																																																																			
02 juillet																			Desc.				13 juillet	20 juillet		27 juillet	13 juillet	20 juillet																																																																													
08 juillet																									Asc.				13 juillet	20 juillet		27 juillet	13 juillet	20 juillet																																																																							
09 juillet																															Desc.				13 juillet	20 juillet	27 juillet	13 juillet	20 juillet	27 juillet																																																																	
15 juillet																																									Asc.	13 juillet	20 juillet	27 juillet	13 juillet	20 juillet	27 juillet																																																										
16 juillet																																																Desc.	13 juillet	20 juillet	27 juillet	13 juillet	20 juillet	27 juillet																																																			

Afin de pouvoir utiliser la méthode de Nagler et Rott (2000) (voir Chapitre 4) pour analyser les images radar, il est nécessaire d'obtenir des images acquises dans des conditions similaires. L'hiver 2010-2011 n'est ainsi pas idéal, puisqu'il comporte un mélange d'images en passes ascendante et descendante, en plus d'avoir à la fois des images en polarisation HH+HV et VV+VH. L'hiver 2012-2013 se retrouve dans une situation similaire, en plus d'avoir eu un hiver très court et, par conséquent, moins d'images disponibles pendant la période de fonte. Au contraire, l'hiver 2011-2012 ne possède que des images en passe ascendante et en polarisation VV+VH. Il a donc été choisi pour l'étude. Au total, 18 images ont été obtenues. Elles sont indiquées en gras au Tableau 3.4.

3.5.2 Traitement des images

En raison de la topographie alpine et de l'angle d'incidence variable du satellite, les images radar brutes sont déformées. Elles ont été orthorectifiées avec le logiciel *OrthoEngine*, de *PCI Geomatics* [<http://www.pcigeomatics.com/>]. Pour chaque image, 12 points de contrôle basés sur les lacs présents dans et autour du bassin ont été utilisés, en plus d'un modèle d'élévation numérique. La méthode d'orthorectification utilise un ré-échantillonnage de type $8 \sin(x)/x$. La résolution de ré-échantillonnage est de 50 m. Un exemple de résultat est présenté à la Figure 3.2.

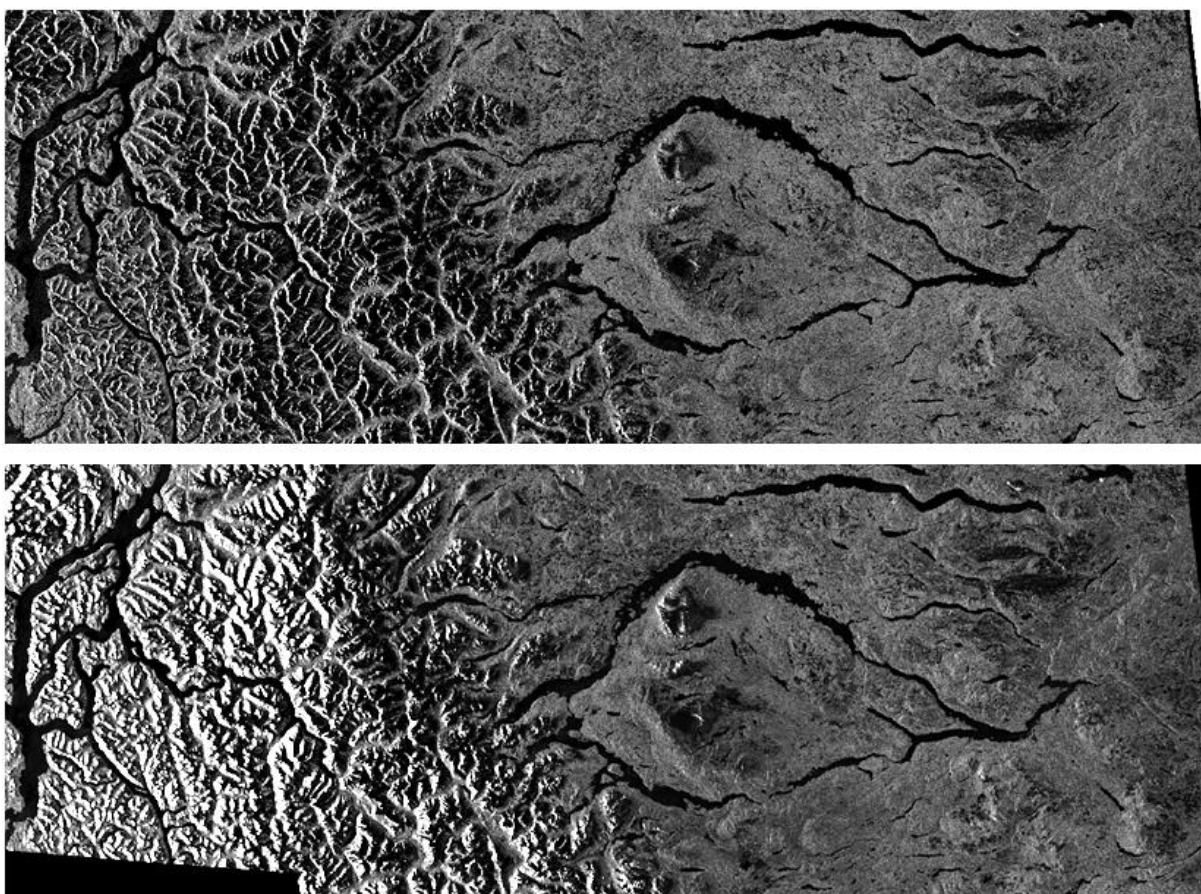


Figure 3.2 Image radar du 15 avril en polarisation VV. (Haut) Avant le processus d'orthorectification. (Bas) Après le processus d'orthorectification.

Cela n'est pas directement apparent sur la figure précédente, mais une légère contraction horizontale se produit sur l'image orthorectifiée. Cet effet est plus marqué dans la chaîne Côtière, soit dans la moitié gauche de l'image. Ce phénomène est causé par l'utilisation de points géoréférencés. Les erreurs résiduelles (en pixels) sont présentées au Tableau 3.5.

Tableau 3.5 Erreurs résiduelles (en pixels) du processus d'orthorectification.

<i>Image</i>	<i>X RMS</i>	<i>Y RMS</i>
05 octobre	0.88	0.52
12 octobre	0.91	0.72
02 janvier	0.68	0.46
21 mars	0.80	0.68
28 mars	0.71	0.80
07 avril	0.72	0.32
14 avril	0.83	0.45
21 avril	0.80	0.58
01 mai	0.91	0.64
08 mai	0.82	0.63
15 mai	0.87	0.54
25 mai	0.66	0.42
08 juin	0.81	0.53
18 juin	1.03	0.55
25 juin	0.85	0.38
12 juillet	0.94	0.70
19 juillet	0.60	0.39
26 juillet	0.91	0.43

La principale correction se situe toutefois dans les montagnes, où le repliement présent avant l'orthorectification est éliminé dans l'image finale. Cela signifie toutefois que le flanc ouest de plusieurs montagnes n'est constitué que de quelques pixels étirés afin de correspondre à la montagne réelle, donc que le flanc touché ne peut être analysé. Heureusement, cet effet est moins présent dans le bassin versant de la rivière Nechako en raison de l'angle d'incidence plus élevé dans cette région de l'image radar et de la topographie moins accidentée à l'est et au centre du bassin. Les manipulations subséquentes, incluant l'analyse des images par la méthode de Nagler et Rott (2000) avec le logiciel *ArcGIS*, sont présentées dans l'article scientifique au Chapitre 4.

3.6 Combinaison de SURFEX et RADARSAT-2

3.6.1 Analyse des extraits de SURFEX

Le logiciel *Snowtools* a été développé par l'équipe de Crocus afin d'aider à l'analyse des extraits de SURFEX. Il s'agit d'un regroupement de fichiers Python combinés à une interface graphique simplifiée. Ce logiciel permet de transformer les sorties de SURFEX en graphiques d'évolution du manteau neigeux et en profils verticaux. Un exemple de résultat est illustré à la Figure 3.3.

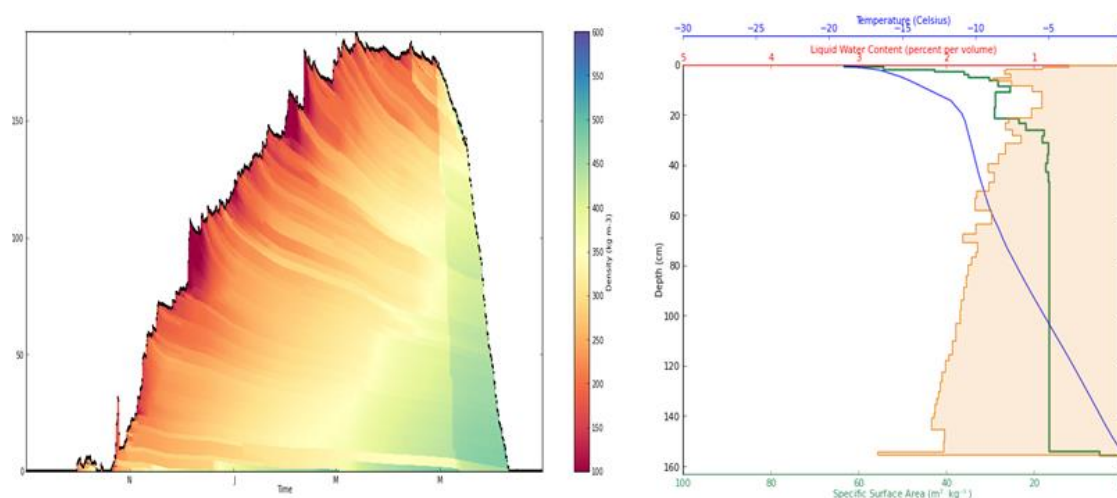


Figure 3.3 Exemple d'application du logiciel *Snowtools*. (Gauche) Densité de la neige au Mt. Wells pour l'hiver 2011-2012. (Droite) Profil vertical du manteau neigeux le 9 mai 2012.

Toutefois, les sorties de ce logiciel sont des images (.png) plutôt que des fichiers de données. Par conséquent, dans le cadre du projet, une portion du code a été réécrite en langage MATLAB afin de faciliter l'analyse des résultats. Les profils verticaux mentionnés dans les résultats au Chapitre 5 proviennent de cette version MATLAB.

3.6.2 Données radar aux coussins à neige

Des coefficients de rétrodiffusion moyen ont été calculés aux coussins à neige Mt. Wells et Mt. Pondosy, de même qu'à la station Shames. Afin de contrer l'effet de chatoiement, une zone homogène de 200 à 350 pixels a été délimitée autour de chaque coussin à neige. Cette zone est définie avec le logiciel *ArcGIS* à partir de l'occupation du sol, de la pente et de son orientation, puis raffinée sur *Focus* (le logiciel d'information géographique de *PCI Geomatics*) afin d'éliminer les zones d'ombre radar ou de repliement. Ces zones sont également utilisées

afin de déterminer l'angle d'incidence moyen à chaque coussin à neige. Le résultat est présenté à la Figure 3.4.

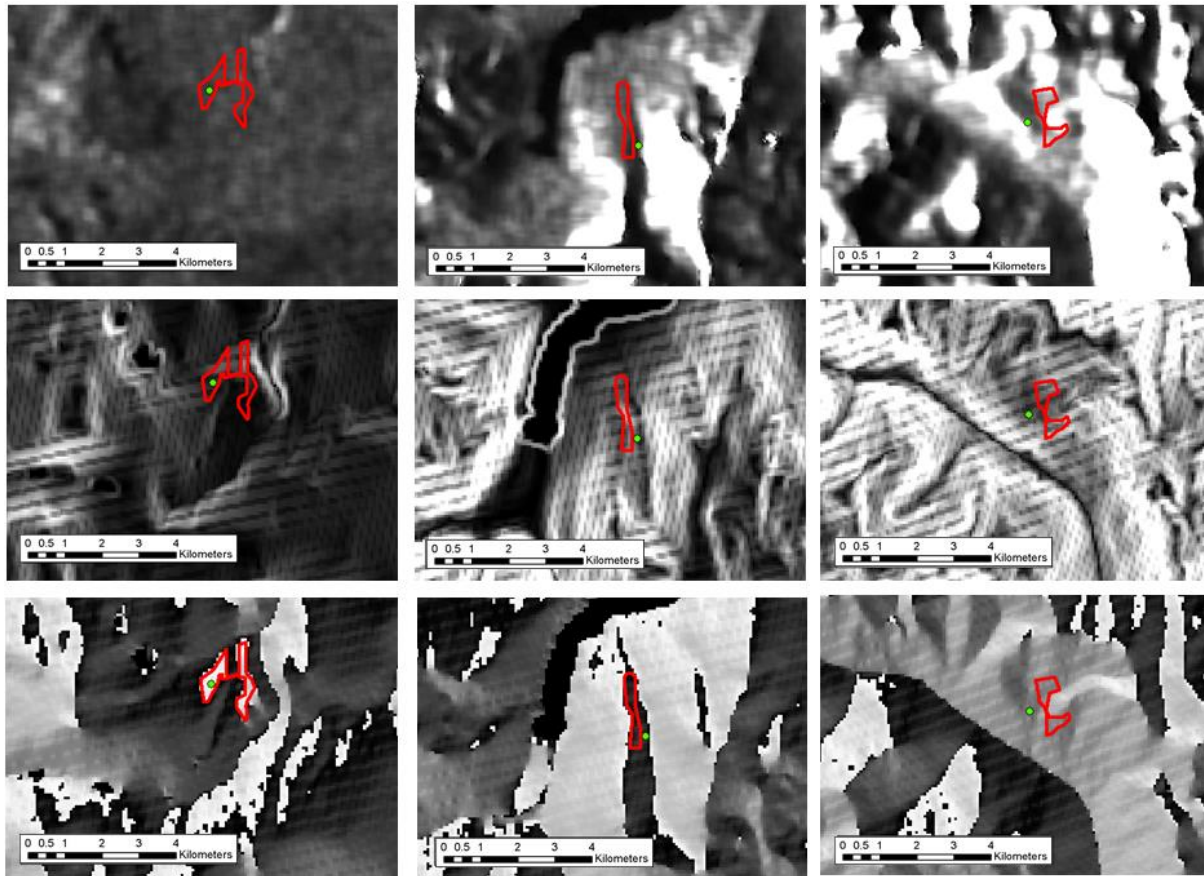


Figure 3.4 Zones utilisées pour le calcul du coefficient de rétrodiffusion moyen aux coussins à neige. (De gauche à droite) Respectivement les zones au Mt. Wells, au Mt. Pondosy et à la station Shames. (Du haut vers le bas) Respectivement l'image radar, la pente et son orientation. Les lignes horizontales présentes sur la pente et l'orientation sont dues à la résolution du modèle d'élévation numérique utilisé. Le point vert indique l'emplacement du coussin à neige ou de la station météorologique.

Comme le coussin à neige situé à Tahtsa Lake se trouve près d'un sommet de montagne, les effets de déformation radar sont trop importants pour obtenir un coefficient de rétrodiffusion moyen dont l'écart-type soit acceptable. Ce coussin à neige a donc dû être ignoré. Dans le cas de Mt. Pondosy et de Shames, le coussin à neige et la station météorologique sont exclus de la zone analysée, puisqu'ils se trouvent dans une zone d'ombre de l'image radar.

Afin d'établir des relations entre les caractéristiques du manteau neigeux extraites de Crocus et le coefficient de rétrodiffusion aux coussins à neige, ces derniers doivent être normalisés afin de prendre en compte l'angle d'incidence local à chaque coussin à neige. Dans un premier temps, l'angle d'incidence local doit être calculé à partir de la formule suivante :

$$\cos(\theta_L) = \cos(\theta) \cos(s) + \sin(\theta) \sin(s) \cos(\alpha - \varphi) \quad (3.3)$$

où θ_L est l'angle d'incidence local, θ est l'angle d'incidence du satellite, α est l'azimut du satellite, s est la pente au sol et φ est l'orientation de la pente [Zhou *et al.*, 2011].

Les coefficients de rétrodiffusion sont extraits de l'image radar en puissance de leur signal. Ils sont normalisés par la formule suivante :

$$\sigma_{0 \text{ norm}} = \frac{\sigma_{0 \text{ power}}}{\cos(\theta_L)^\gamma} \quad (3.4)$$

où le coefficient γ est égal à 2.2 pour une polarisation VV et 1.9 en VH. Le coefficient de rétrodiffusion peut être exprimé en décibels par la formule suivante :

$$\sigma_{0 \text{ norm dB}} = 10 \cdot \log_{10}(\sigma_{0 \text{ norm}}) \quad (3.5)$$

L'erreur sur le coefficient de rétrodiffusion normalisé peut être déterminée en calculant l'amplitude des variations causées par l'incertitude sur l'angle de la pente, son orientation (qui dépendent de la cible) et le coefficient de rétrodiffusion extrait de la zone homogène spécifiée précédemment (qui dépend entre autres des caractéristiques radiométriques du radar).

CHAPITRE 4 ARTICLE SCIENTIFIQUE

4.1 Avant-propos

Auteurs et affiliation :

Gabriel Rondeau-Genesse : étudiant à la maîtrise, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.

Mélanie Trudel : professionnelle de recherche, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.

Robert Leconte : professeur, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.

Date de soumission : 23 juin 2015

État de l'acceptation : Article soumis pour révision

Revue : *Remote Sensing of Environment*

Référence : À déterminer

Titre français : Suivi de l'humidité de la neige dans un bassin versant montagneux par combinaison de RSO en bande C et MODIS

Contribution au document :

Cet article contribue au mémoire en élaborant sur le traitement et sur l'analyse des images RADARSAT-2 en combinaison avec le produit de détection du couvert nival de MODIS.

Résumé français :

L'analyse d'images MODIS permet d'obtenir un suivi régulier du couvert nival à l'échelle du bassin versant. Toutefois, en prévision hydrologique, l'inhabilité de MODIS à distinguer la neige humide de la neige sèche limite les utilisations possibles de ce capteur. Une technologie complémentaire, tels que les radars à synthèse d'ouverture (RSO), pourrait être utilisée afin de combler les lacunes de MODIS. Le bassin versant à l'étude est celui de la rivière Nechako, situé dans la chaîne Côtière de la Colombie-Britannique (Canada), où la neige en montagne peut atteindre plusieurs mètres de profondeur. Quinze images RADARSAT-2 en mode ScanSAR Wide ont été acquises dans les polarisations VV et VH entre les mois de mars et de juillet 2012. Elles sont analysées à l'aide d'un algorithme basé sur la méthode de Nagler et Rott, mais en favorisant l'utilisation d'un seuil graduel pour détecter la neige humide plutôt que le seuil de -3 dB couramment utilisé. Les cartes de probabilité de neige humide produites par cette technique correspondent bien aux incertitudes liées à la présence de forêts de

conifères sur le bassin. Ces cartes sont combinées à la superficie couverte de neige (SCN) de MODIS afin d'exploiter sa facilité à détecter le couvert nival et ainsi aider à réduire l'influence des sols gorgés d'eau sur le signal radar et sur la détection de neige humide. Finalement, les coussins à neige situés sur le bassin versant sont utilisés afin d'établir une relation entre la détection de neige humide au sommet des montagnes et les apports perçus au réservoir Nechako. Avec la banque d'images actuelle, l'apport maximal au réservoir peut être prévu avec une précision de deux semaines et demie. Il est prévu que cet intervalle devrait réduire avec l'acquisition de davantage d'image radar dans les prochaines années.

Monitoring Snow Wetness in an Alpine Basin using Combined C-Band SAR and MODIS Data

4.2 Abstract

MODIS is a reliable means of monitoring the snow cover extent over an entire river basin. However, it displays a few significant limitations for hydrologic forecasting, such as the inability to distinguish dry snow from wet snow, which could be addressed by the use of a technology such as Synthetic Aperture Radar (SAR). This study is based on the Nechako River basin, located in the Coast Mountains of British Columbia (Canada), where the snowpack can reach several meters in depth. Fifteen RADARSAT-2 ScanSAR Wide images were obtained in VV+VH polarization between the months of March and July 2012 and sixteen SENTINEL-1A IW images were obtained in VV polarization between the months of February and June 2015. They were processed with an algorithm based on Nagler and Rott's methodology, but which employs a soft threshold instead of the -3 dB hard threshold used in their method. The wet snow probability maps from this technique correspond better to the uncertainties caused by the coniferous forest found throughout the river basin. They were combined with the MODIS snow-covered area (SCA) product to exploit its ability to accurately detect the snow cover extent. The wet snow probability was also cross-referenced with the MODIS SCA product to remove discrepancies caused by forested areas or waterlogged soil. Finally, using data from snow pillows and the snow metamorphism model SURFEX-Crocus, a relationship was established between the detection of wet snow in the mountains and the inflow at the Nechako Reservoir. With the current dataset, the date at which the peak inflow occurred in the reservoir was narrowed down to an interval of 10 days in 2012 and 2 days in 2015.

Keywords: Synthetic aperture radar (SAR), RADARSAT-2, SENTINEL-1, MODIS, SURFEX, Crocus, Snowmelt, Remote sensing, Alpine river basin

4.3 Introduction

In alpine regions, snowmelt plays a crucial role in hydrologic forecasting. However, ground data is often difficult to obtain, and many river basins are sparsely monitored. Remote sensing programs, such as NASA's Earth Observing System (EOS), have increased the number of data sources available to hydrologic forecasters. In particular, the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) aboard the Terra (EOS AM 1) and Aqua (EOS PM 1) satellites makes it possible to monitor the snow-covered area (SCA) of entire river basins every day (Hall *et al.*, 2002).

Snow detection by MODIS is estimated to have an overall accuracy of around 93%, although it varies depending on land-cover type and snow conditions. This is especially true for forested areas and complex terrain (Hall & Riggs, 2007). In mountainous regions, for instance, MODIS 500-m resolution data can miss abrupt changes in topography and snow cover. In forested areas, the influence of the canopy is strongly related to the density of the vegetation. Hall *et al.* (1998) noted an accuracy of only 71% in areas where the vegetation-cover density exceeded 50%, while the accuracy was 96% otherwise. This is because dense canopies hide the underlying snowpack.

Cloud cover remains the main limitation of MODIS. Even though clouds and snow appear similar in the visible spectrum, the use of the Normalized Difference Snow Index (NDSI) in the snow mapping algorithm has proven to be effective to discriminate most types of clouds. Some types of ice clouds are still a challenge, as they tend to be erroneously identified as snow (Riggs & Hall, 2002). The main problem with cloud cover is the ground area obscured by clouds, as it can lead to a major loss of information for extensive periods of time. This problem can be circumvented by the use of a temporal filter. Parajka and Blöschl (2008) successfully reduced the cloud cover in an image from 63% to 52% using a combination of Terra and Aqua images, which are separated by a 3-hour delay. Furthermore, the cloud cover was reduced to 34% and 4% using a 1-day and 7-day temporal filter, respectively. Meanwhile, those three techniques only reduced the overall accuracy of snow detection from 95.5% to 94.9%, 94.4%, and 92.1%, respectively.

A study by Zhou *et al.* (2005) successfully used MODIS to correlate the decline of the SCA during the snow ablation period and the observed streamflow in a mountainous river basin. That method has been successfully adapted to eastern British Columbia and, recently, to the Nechako River basin, which is the current study area (Tong *et al.*, 2009; Marcil *et al.*, 2015). However, while the SCA provides information on the extent of the snow cover on a regional scale, it is being unable to provide other essential information to hydrologic forecasters such as the depth of the snowpack or its wetness level. Studies over the last 30 years have shown that microwave signals of snow, both active and passive, are affected by numerous properties such as snow wetness, density, and grain size, as well as soil roughness and moisture in the case of dry snow (Stiles & Ulaby, 1980; Ulaby *et al.*, 1986; Shi & Dozier, 1995). Due to the crude resolution of passive microwaves, their application is inadequate for relatively small river basins in alpine regions. However, spaceborne synthetic aperture radars (SARs) usually offer a resolution ranging from 100 m to a few meters. In addition, a benefit of SARs working at low frequencies is that they are not affected by cloud cover, meteorological conditions or darkness, which makes them ideal for monitoring wet snow (Baghdadi *et al.*, 1999).

Numerous studies have noted a difference of the order of -3 dB between the backscattering coefficient of a dry and a wet snowpack in open areas (Koskinen *et al.*, 1997; Nagler & Rott, 2000). Nagler and Rott (2000) developed a methodology based around that threshold to map wet snow using a reference image taken either under dry snow or frozen ground conditions using RADARSAT-1 (C-Band, HH pol.) and ERS-1 (C-Band, VV pol.). However, it has been shown that the -3 dB threshold can vary depending on the land cover, surface roughness, snow wetness or radar incidence angle (Koskinen *et al.*, 1997; Magagi & Bernier, 2002; Baghdadi *et al.*, 2000). For instance, in forested environments, the difference between a dry and a wet snowpack can be as low as -1 dB, which makes it difficult to detect given the speckle noise in SAR data. This can be addressed by employing an alternative method that uses a reference image before and after snowmelt. This method has been used successfully to map wet snow in pine and mixed forests (Koskinen *et al.*, 1997). However, this approach requires the second reference image to be taken when the ground is still moist. Under conditions where the ground has started to dry, there can be significant errors (Luojuus *et al.*, 2007). An alternative is to use a soft threshold in Nagler and Rott's methodology instead of the hard -3 dB threshold, to

account for the bigger uncertainty of certain types of land cover (Malnes & Guneriusen, 2002; Longépé *et al.*, 2009).

Alpine regions still remain a challenge for SAR imagery because of the distortions in the backscattering coefficients caused by topography. A study by Dedieu *et al.* (2003) compared two radiometric correction methods over the French Alps. The first, by Van Zyl *et al.* (1993), used an algorithm based on the ratio between the local incidence angle of the surface and the incidence angle of the satellite. The second algorithm, by Ulander (1993), instead used the product of the brightness coefficient per unit image area and the complementary of the smallest angle between the surface normal and the satellite. For slopes facing the radar, both algorithms performed similarly; however, Ulander's method might be better suited to correct the distortions on slopes that are 30° and higher (Dedieu *et al.*, 2003).

Since the launch of RADARSAT-2 and other fully polarized SAR satellites around 2007, more research has been carried out to improve the detection of snow through quad-polarization acquisition modes. For instance, it has been shown that a fully polarized C-Band SAR signal can even detect dry snow, a feat that is not possible with one or two polarizations (Martini *et al.*, 2006; Trudel *et al.*, 2009; Dedieu *et al.*, 2012; Lessard-Fontaine *et al.*, 2012). However, this technique remains fairly limited in terms of reservoir management, since the Quad-Pol modes of spaceborne SARs are characterized by a smaller swath, which does not entirely cover large river basins.

Both the SCA and the characteristics of the snowpack, particularly its wetness, are useful for making hydrologic forecasts for reservoirs located in alpine or northern river basins. However, only a limited number of studies have tried to combine the SCA from optical sensors with the wet snow detection from SAR imagery. One study was conducted for a small basin (764 km²) in the Austrian Alps, with most of the area located above the treeline (Nagler *et al.*, 2008). Both MODIS and Envisat ASAR data were used to successfully map the snow cover extent. In particular, the MODIS snow product (with some modifications to the NDSI) was used on days with a cloud cover of less than 20%, while ASAR data (C-Band, VV pol.) were used otherwise. On days when ASAR imagery was used, the method followed Nagler and Rott (2000) for the detection of wet snow, while archived snow maps and altitude-based decisions

were used for dry snow. Another study used a similar approach in the Italian Alps, but with the addition of an air temperature profile to help estimate the dry snow cover extent when Envisat ASAR imagery was used (Pettinato *et al.*, 2009).

A comparable approach should be possible for more complex river basins, given some modifications to both the MODIS SCA and SAR wet snow detection algorithms. Our study explored the benefits of combining both remote sensing methods, instead of solely using SAR imagery when the cloud cover is too high for MODIS, as it has been done in the past to map the snow cover extent. This new technique lead to reliable snow wetness maps that combine the SCA to a probability of wet snow, both of which are useful to monitor the state of the snowmelt process at the scale of the river basin. In addition, the combination of MODIS and SAR data helped address the relatively low 500-m resolution of MODIS, while also correcting errors on SAR data caused by forested areas and waterlogged soils.

To help assess the reliability of this method and to assist with the analysis of the SAR images, the snow metamorphism model SURFEX-Crocus was used to model the snow pillows located in the study area (Brun *et al.*, 1989; 1992; 2012). Studies in the past have noted a high concordance between this model and wet snow detected by C-Band and X-Band SAR data in the French Alps (Longépé *et al.*, 2009; Phan *et al.*, 2014). With this model, our study established an empirical method to predict the rise of inflow and the peak inflow in the Nechako River basin, using the modeled liquid water content (LWC) at the location of the snow pillows and SAR data. While this still consists of a proof of concept, the method was successfully used during two different snow ablation periods and using two different satellites, demonstrating its adaptability.

4.4 Study Area

The study area is the Nechako River basin, located on the eastern boundary of the Coast Mountains of British Columbia, Canada (Figure 4.1). It is situated approximately 200 km west of Prince George and 500 km northwest of Vancouver, at the coordinates 53.5°N and 126.3°W. The total drainage area is 14 000 km². According to the land cover data, 71% of the area is open coniferous forest, and the remaining 29% is mostly lakes, forest clearings,

shrublands and bedrock (National Forest Information Service, 2010). The basin is characterized by an alpine topography, with the altitude ranging from 846 to 2557 m. Most of the mountains are located in the west end of the basin, as well as on the central island. They display respective mean slopes of 12.57° and 6.74° , with maximums of up to 63.69° and 52.76° near the summits.

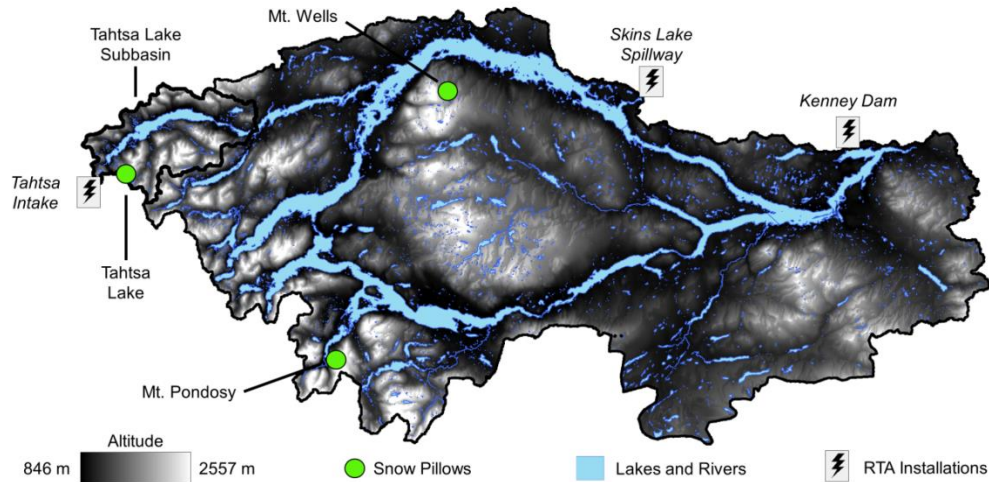


Figure 4.1 Topography of the Nechako River basin. The lakes and rivers are displayed for a better representation of the basin, but their level may vary throughout the year compared to this figure. The Kemano power plant is located outside the basin and is thus not indicated in the figure.

The construction of Kenney Dam in 1952, at the east end of the basin, resulted in the creation of the Nechako Reservoir. The water is now redirected to the Pacific Ocean through a 16-km long intake tunnel located in the Tahtsa Lake subbasin. It is used by the Kemano power plant to produce electricity for a Rio Tinto Alcan aluminum plant. The reservoir's spillway is located north of the basin, at Skins Lake. It redirects the water back to the Fraser River by way of Cheslatta Lake and the Nechako River. However, it is controlled by strict environmental and flood regulations, which reinforces the need for a good prediction of snowmelt.

Snow water equivalent (SWE) has been monitored by snow pillows since 1991 in the west, southwest and central areas of the river basin, respectively named Tahtsa Lake, Mt. Pondosy and Mt. Wells (Figure 4.1). They display mean annual maximums of 1412, 869 and 612 mm respectively. The winter of 2012, which is the subject of this study, had the second highest recorded SWE of the dataset. For that year, the recorded SWE at the three snow pillows was respectively 1963, 1225 and 840 mm. The winter of 2015 was closer to the mean annual

maximums, with respective recorded SWE of 1359, 1053, and 850 mm. Note that errors of up to 30% are possible for snow pillows (Sorteberg *et al.*, 2001).

A previous study of the Nechako River basin concluded that the SCA for the Tahtsa Lake subbasin is strongly related ($R^2 = 0.90$) to the fraction of flood volume that has already occurred in the reservoir (Marcil *et al.*, 2015). This is consistent with other studies which state that a small fraction of an alpine river basin can contribute for a high proportion of the volume of snowmelt (Biggs & Whitaker, 2012).

4.5 Data

4.5.1 SAR Dataset

Eighteen RADARSAT-2 SAR images were obtained as part of the Canadian Space Agency's Science and Operational Applications Research – Education (SOAR–E) Project #5286. They consist of ScanSAR Wide A archive images taken in dual-polarization VV+VH. Given the fairly large area to cover, only the ScanSAR Wide and Narrow modes have a wide enough swath to consistently include the entire river basin. Fifteen of those images were taken during the snow ablation period, while an additional three images were acquired in late 2011 and early 2012 to be used as reference images. All the images are in mode S7 with a 34 – 49° incidence angle at the location of the Nechako River basin. The steep incidence angle reduces the loss of information due to layover and foreshortening (Nagler & Rott, 2005). This mode was also found to be ideal for the detection of very wet snow, while an acquisition mode with a lower incidence angle, such as mode S1, would be better for low values of liquid water content (Magagi & Bernier, 2002; Baghdadi *et al.*, 2000). However, because RADARSAT-2 has a repeat cycle of 24 days and because the images were obtained from archives, the dataset was divided into three groups of slightly different incidence angles.

In addition, twenty images from the C-Band SAR SENTINEL-1A were obtained in 2015 from the European Space Agency. The dataset consists of Level-1 processed images, where focused data that has been detected, multi-looked and projected to ground range. The images are part of the worldwide coverage plan, which means that they are not necessarily centered on the

river basin. They are acquired in Interferometric Wide (IW) swath mode, with a single polarization VV, both ascending and descending passes, and a 30 – 46° incidence angle. Sixteen of the images were obtained during the snow ablation period, while the other four images are used as reference. The characteristics of the images are shown in Table 4.1.

Tableau 4.1 RADARSAT-2 Dataset and its Characteristics

<i>Parameter</i>	<i>Value</i>	<i>Parameter</i>	<i>Value</i>
RS-2 Product	ScanSAR Wide A	SENTINEL-1A Product	Interferometric Wide
Direction	Ascending	Channels	VV
Channels	VV / VH	Incidence Angle	30 – 46°
Mode	S7	Frequency (GHz)	5.405
Time of acquisition	Between 18:15 and 18:25	Time of acquisition (Asc.)	Between 18:10 and 18:20
Frequency (GHz)	5.405	Time of acquisition (Desc.)	Between 6:35 and 6:50
34 – 45° Incidence Angle Acquisition Dates (2012)	Oct. 12 th (2011), Mar. 28 th , Apr. 21 st , May 15 th , Jun. 8 th , Jul. 26 th	Ascending Pass Acquisition Dates (2015)	Dec. 19 th (2014), Jan. 12 th , May 5 th , May 24 th , May 29 th , Jun. 22 nd
38 – 49° Incidence Angle Acquisition Dates (2012)	Oct. 5 th (2011), Mar. 21 st , Apr. 14 th , May 8 th , Jun. 25 th , Jul. 19 th	Descending Pass Acquisition Dates (2015)	Nov. 14 th (2014), Jan. 1 st , Feb. 13 th , Mar. 2 nd , Mar. 9 th , Mar. 26 th , Apr. 19 th , Apr. 24 th , Apr. 26 th , May 13 th , May 18 th , May 20 th , Jun. 6 th , Jun. 30 th
42 – 49° Incidence Angle Acquisition Dates (2012)	Jan. 2 nd , Apr. 7 th , May 1 st , May 25 th , Jun. 18 th , Jul. 12 th		

4.5.2 MODIS Dataset

The MODIS images in the study are archived at and distributed by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC), and consist of an SCA product from the satellites Terra and Aqua with a spatial resolution of 500 m. The algorithm uses the difference in reflectance in MODIS bands 4 and 6, respectively in the visible and near-infrared spectrum, to calculate the Normalized Difference Snow Index (Hall & Riggs, 2007). The NDSI is defined as:

$$NDSI = \frac{B4 - B6}{B4 + B6} \quad (4.1)$$

where B4 and B6 are the respective reflectance measured in band 4 (0.545 0.565 μm) and band 6 (1.628 1.652 μm). For Aqua, band 6 is replaced by band 7 (2.105 2.155 μm) due to a technical malfunction of the detector. Snow is detected when the NDSI is greater than 0.4,

along with a few other threshold tests (Hall *et al.*, 2002). For dense forests, the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) is used in addition to the NDSI. This combination has been shown to provide more accurate results (Klein *et al.*, 1998). However, the malfunction on Aqua means that the NDVI cannot be used with that satellite.

The MODIS SCA product is acquired twice daily over the Nechako River basin, at 10:30 and 13:30 local time for Terra and Aqua respectively. However, cloud cover is a problem during the snowmelt period. An analysis performed on MODIS images from 2000 to 2012 showed an average cloud cover of 65% for Terra and 55% for Aqua between April and June (Marcil *et al.*, 2015).

Moreover, during those months, the accuracy of the MODIS SCA product decreases significantly. When compared to the 34 snow pillows located in British Columbia, MODIS shows an accuracy of over 80% for January, February, and March. However, it decreases to 70% in April, and then goes down to 40 and 50% in May and June respectively (Marcil *et al.*, 2015). However, note that this analysis compares a single point (the snow pillow) to a 500-m pixel from MODIS. Similar drops in accuracy have been noted by other studies during the snowmelt period (Hall & Riggs, 2007; Wang *et al.*, 2009). The errors primarily come from a combination of snow and ground for a pixel, which renders the response from MODIS ambiguous. Another cause of error is the effect of the dense canopy near some of the snow pillows, which can hide the underlying snow and artificially create a combination of snow and snow-free areas for the same pixel. However, that should not be a problem for the Nechako River basin, since most of the forest is classified as “open”.

4.5.3 Reconstructed Inflow

A daily water level measurement is made at the Tahtsa Lake intake, which is used to calculate the net variation of volume in the reservoir from an elevation-volume curve. Both outflows at the intake and at the spillway are monitored by Rio Tinto Alcan. Therefore, the total natural inflow of the Nechako Reservoir can be reconstructed as:

$$Q_{inflow} = \frac{(V_{t+1} - V_t)}{86\,400 \text{ seconds}} + Q_{intake} + Q_{spillway} \quad (4.1)$$

where V is the daily volume (m^3) derived from the elevation-volume curve of the reservoir, Q is the flow (m^3/s) at the location indicated in the subscript and t is the time (days). Note that because of the waves on the surface of the reservoir, the water level measurements sometimes create a negative inflow when used in the formula above. In this case, the inflow is assumed to be equal to the mean of the previous three days.

4.5.4 NARR Dataset

SURFEX-Crocus requires data with a time step of a few hours or less. Due to a lack of precise weather stations in the river basin, data from the North American Regional Reanalysis (NARR) was acquired over the location of the three snow pillows (Mesinger *et al.*, 2006). In particular, data on the precipitation rate, temperature, relative humidity, pressure, wind, and shortwave and longwave solar radiation were acquired for the 1992-2015 period with a 3-hour time step, to be used as inputs for SURFEX-Crocus.

4.6 Methods

The flowchart in Figure 4.2 illustrates the main steps of the methodology.

4.6.1 MODIS Image Processing

This section of the methodology is described in detail in Parajka and Blöschl (2008) and Marcil *et al.* (2015). Two temporal filters are used to reduce the high percentage of cloud cover over the Nechako River basin between April and

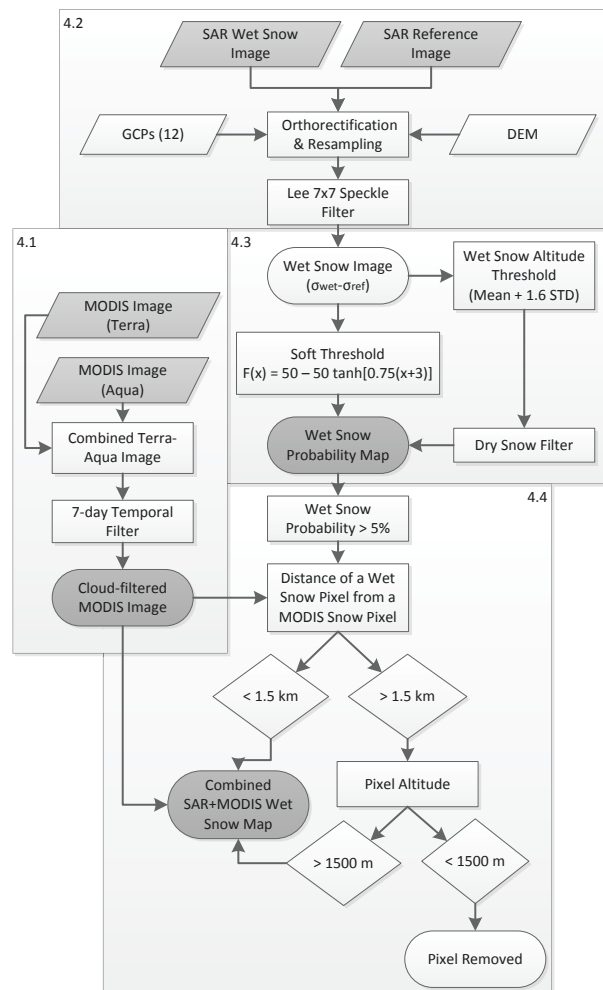


Figure 4.2 Flowchart of the methodology. Inputs are indicated by parallelograms, processes are indicated by rectangles, and decisions by diamonds. Results are identified by round-edged rectangles. The more important inputs and outputs are identified in grey.

June. The first one is a combination of Terra and Aqua data, from the two satellites equipped with MODIS. Since there is a 3-hour delay between them, the clouds sometimes move enough between the images to reveal the ground underneath. In cases where a pixel is obscured by clouds in both the Terra and Aqua images, the state of that pixel over the previous days is examined, up to a maximum of 7 days. A pixel that was still obscured by clouds is classified as “No Data”. When a pixel is not obscured by clouds, but the information from the satellites on the same day contradict each other, the priority for snow detection is given to Terra. This is due to the fact that some of the detectors on band 6 of MODIS on Aqua is non-functional, which renders its ability to detect snow less effective in unfavorable conditions. In particular, the NDVI cannot be used in forested regions (Riggs & Hall, 2004). The technique eliminates most of the clouds in the image, leaving only 0 to 5%.

4.6.2 SAR Image Pre-Processing

The orthorectification of the RADARSAT-2 images is accomplished using PCI Geomatica’s OrthoEngine with 12 ground control points (GCPs) (<http://www.pcigeomatics.com>). The resampling resolution is 50 m and the residual error is always less than a pixel. Using PCI Geomatica’s Focus, a 7x7 Lee filter is applied to the images to reduce the speckle noise (Lopes *et al.*, 1990). The orthorectification, resampling and application of the Lee filter on the SENTINEL-1A images is accomplished using the Sentinel-1 Toolbox (<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/toolboxes/sentinel-1>). Due to the better resolution of the Interferometric Wide Swath mode, the resampling resolution on SENTINEL-1A images is 25 m.

Since wide swath modes are used, the raw images cover a large area between the Pacific Ocean and the Nechako River basin. On RADARSAT-2 images, the layover effect is significant in the Coast Mountains themselves, but becomes less of an issue as it nears the Nechako River basin because the incidence angle gradually increases. For the basin, that deformation error affects less than 1% of the pixels. The same was identified for the SENTINEL-1A images in descending passes, while images in ascending passes display a significant amount of layover pixels. Radar shadow is also an issue, particularly for RADARSAT-2 images and SENTINEL-1A images in descending passes, and was identified as a signal less than -15 dB in VV and -22 dB in VH.

4.6.3 Creation of the Wet Snow Maps

As described in Nagler and Rott (2000), the wet snow images are first compared to a reference image taken under frozen ground or dry snow conditions. The images taken between October and January serve this purpose (Table 4.1). The use of more than one reference image is recommended, as it helps to further decrease the noise from the radar by calculating a mean backscattering coefficient. However, due to the limited number of images available and the three groups of incidence angles, this could not be accomplished with the RADARSAT-2 dataset. A mean of two reference images is used in both ascending and descending passes with SENTINEL-1A data.

As stated before, a strong incidence angle is ideal to detect very wet snow ($> 3\%$ LWC), while it is less effective for lower values of liquid water content (Magagi & Bernier, 2002; Baghdadi *et al.*, 2000). To account for this uncertainty, as well as the forests covering the majority of the Nechako River basin, a soft threshold was used instead of the -3 dB hard threshold used in Nagler and Rott (2000; 2005; 2008). Rather than a binary map, this provides a probability that the difference between the backscattering coefficient and the reference image is due to wet snow in the pixel. The formula used is:

$$F(x) = 50 - 50 \tanh[a(x + 3)] \% \quad (4.3)$$

where x is the difference of the backscattering coefficient (dB) and a is a steepness factor (Malnes and Guneriusen, 2002). A steepness factor of 0.75 was found adequate for the current study. It corresponds to a probability of wet snow of 5% for a difference of -1 dB. This helps account for the significant forest cover in the Nechako River basin, while limiting unnecessary noise caused by the speckle. The combination with MODIS, discussed later in this paper, further reduces the noise caused by the lower boundary of the algorithm. A difference of -3 dB is equal to a probability of 50%.

Since the melting process in alpine river basins, such as the Nechako, strongly follows the topography, a simplistic filter is used to differentiate the dry snow on mountain peaks from the pixels at lower altitudes (Nagler & Rott, 2000; 2008; Pettinato *et al.*, 2009). From the wet snow maps, a mean wet snow elevation is determined from pixels with a probability of wet

snow of 50% and higher. However, a peculiarity of the Nechako River basin is that Mount Wells, situated on the central island (Figure 4.1), is located at a higher elevation than many mountains in the west end of the river basin. However, the western mountains receive more snow than the island. Of the three snow pillows located in the river basin, the lowest one, Tahtsa Lake, is actually the one that receives the most snow, and thus melts later and slower than other regions of the river basin. For that reason, the criterion is a combination of the mean altitude and the standard deviation of the altitude of the wet pixels extracted from the image. A pixel is defined as dry snow if its altitude is greater than:

$$Mean_{wet} + \beta \times STD_{wet} \quad (4.4)$$

where β is a calibration factor that depends on the topography of the river basin. On the Nechako River basin, a calibration factor of 1.6 was found adequate, as it corresponds to a state where the dry snow pixels created by this algorithm remain located on the mountains summits and do not overwrite the wet snow detected by the Eq. 4.3 algorithm. Note that this algorithm is primarily used for a visual representation of dry snow in the mountains on the radar images and that the MODIS snow detection takes precedence over it.

4.6.4 Combined product of the wet snow maps and MODIS

To exploit the strengths of both MODIS and SAR imagery, the wet snow probability maps are combined with the Terra-Aqua MODIS-derived SCA images with the 7-day filter. The MODIS SCA image is used as the background, while all the snow with a probability of 5% or more of being wet is superimposed. Terra and Aqua have an overpass time of 10:30 and 13:30 respectively, while RADARSAT-2 has an ascending overpass time varying between 18:15 and 18:25. SENTINEL-1A also has an overpass time varying between 18:10 and 18:20 on its ascending orbit, but between 6:35 and 6:50 on its descending orbit. The SAR images are first combined with the 7-day filtered MODIS SCA images for the same day. Then, to account for any changes between the Terra and Aqua passes and the SAR satellites passes in ascending orbit, another combination is made with the MODIS SCA taken the following day.

As snowmelt progresses in the Nechako River basin, wet snow is sometimes detected by the SAR algorithm in regions where MODIS detects only snow-free ground. This is because the wet snow detection algorithm is solely based on the difference of the backscattering

coefficient with a reference image. However, that signal is also influenced by phenomena other than snow properties, such as soil moisture. Once the snowpack has melted, this causes areas with waterlogged soil to be falsely classified as wet snow. In a similar way, the trees and canopy can cause differences in the backscattering coefficient that are significant enough to be detected by the wet snow algorithm, especially at lower values of the soft threshold. Therefore, a correction is applied to the wet snow probability maps by removing wet snow pixels if they are further than 1.5 km away from snow detected by MODIS. That distance, equivalent to three MODIS pixels, is used to account for the cruder resolution of MODIS in comparison with the SAR imagery. Since waterlogged soil and forests are not a problem in mountains, no wet snow pixels are removed if they are located at an altitude of 1500 m or higher.

4.6.5 Snow Metamorphism Model SURFEX-Crocus

In physically-based models, inputs such as solar radiation, air temperature, and precipitation rates have a significant impact on the results, compared to the model's parameters (Liu *et al.*, 2009). Due to the crude 32-km resolution of NARR data, factors were applied to the precipitation and temperature to make them correspond to the daily measurements made at the snow pillows. Further calibration on the other inputs was performed using the SCE-UA algorithm to optimize the dataset based on the observed snow water equivalent (Duan *et al.*, 1992). A Normalized Root-Mean-Square Error (NRMSE) varying between 7.63 and 11.01% was obtained for all three snow pillows, both during the calibration (2002-2015) and validation (1992-2001) periods. In 2012, the NRMSE was 3.70, 15.12 and 15.91%, for Tahtsa Lake, Mt. Pondosy and Mt. Wells respectively. It was 5.00, 12.03 and 3.76% in 2015. The 12–15% NRMSE in 2012 and 2015 are caused by missed snowfall events mid-winter, which create a bias for the remainder of the season. The timing of snowmelt, however, corresponds to the observed data.

4.7 Wet Snow Probability Maps

The wet snow probability map presented in Figure 4.3 is representative of many phenomena seen in the Nechako River basin between April and the end of June 2012. The eastern half of the basin has a relatively low altitude and receives less snow than in the west. As such, snow

ablation occurs over two to three weeks, which makes it difficult to observe with the current dataset, which provides one image per week at most. For that reason, the region east of the river basin has a wet snow probability of less than 5% for most of the images. For the central island and western mountains, the soft threshold indeed provides more information than what a -3 dB hard threshold would have given. At low altitudes, the land cover is mostly open coniferous forest. As stated earlier, previous studies have shown that the difference between a dry and wet snowpack in a forested environment can be as low as -1 dB (Koskinen *et al.*, 1997). The current results are consistent with that statement, since the probability of wet snow remains between 5 and 15%, with a few pixels going up to 35%. This corresponds to a difference of the backscattering coefficient varying only between -1 and -2 dB, which would not be detected with a hard threshold.

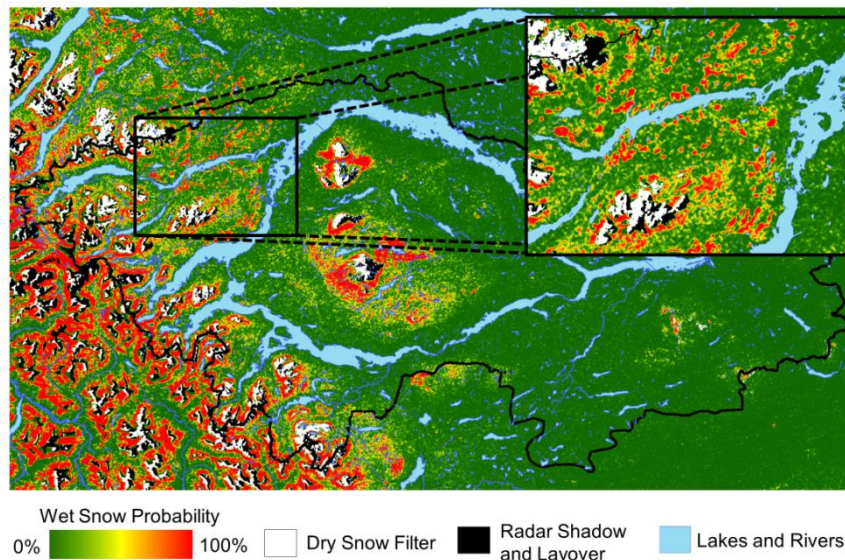


Figure 4.3 Wet snow probability map for May 9th, VH Polarization. The outline of the basin is drawn in black, but at this point of the process the full SAR image is used.

The assumption that these low probability pixels correspond to wet snow in a forested environment is further reinforced by the red shapes with a high wet snow probability that can be observed in the northwestern part of the basin. According to the land cover maps, they correspond to forest clearings. Without canopy, it is indeed expected that snowmelt in those areas would have a higher probability than in the forest, which is reflected in the figure.

The method described in Koskinen *et al.* (1997) to detect wet snow in forests has been assessed. However, the current dataset is poorly suited for that method, since there is

approximately one week between each SAR image and because the method requires two reference images: one at the beginning of the snowmelt process and a second after the snow has melted, but when the ground is still wet. While the first reference image has been acquired (March 28th, 2012), the latter is uncertain. According to MODIS data, snow in the majority of the forested regions of the basin completely melts by April 16th or 17th. However, the first SAR image after the snow ablation process was taken on April 21st. No soil moisture can be detected in that image, which implies that it is unsuitable as a reference. Nonetheless, given the rapid snowmelt in the forested regions located at lower altitudes and the 1-week delay between each SAR image, the method used by Koskinen *et al.* (1997) could be applied at most to only two images in the whole dataset, excluding the reference images. The winter in 2015 was subject to many thawing periods, which, according to MODIS data, left large areas at low altitude devoid of a snowpack. As indicated before, this is where most of the forested regions are located. As such, the method could not be used with the 2015 dataset either. However, it was deemed that the soft threshold used in this study provides comparable information on the state of the snowpack, without the need for an alternative method.

In the mountains, the wet snow algorithm demonstrates a behavior much more akin to a binary response, in comparison with the forested areas at lower altitudes which exhibit a strong speckle effect. The wet snow probability is also higher and varies between 40% and 100%. This corresponds well to the hard threshold of -3 dB noted in open areas. The dry snow filter is active on all summits. This is because the mean wet snow altitude (Mean_{wet} in Eq. 4.4) is still relatively low on May 9th 2012. As shown in Figure 4.3, when the radar shadow occurs in the mountains, it only obscures a small proportion of pixels in the river basin.

There is not a significant difference between VV and VH images. Areas with a high probability of wet snow are generally similar, while the discrepancies are concentrated in the forests. When both polarizations detect wet snow in a forested region, the VH image will generally display a slightly higher probability. However, the VV image often detects a low probability of wet snow (2 to 10%) over large regions where the VH image shows no probability of wet snow. This would tend to illustrate that the lower values of the soft threshold might not be well adapted for the VV polarization and create more noise than the actual data. For that reason, the VH images are used for the rest of the study when

RADARSAT-2 data is used. Only VV polarization images were available with SENTINEL-1A.

4.8 Combination with MODIS

4.8.1 Correction algorithm for the SAR images

Nagler and Rott's method works well over areas that are completely covered by snow, as has been shown in many studies. However, a major limitation is that the algorithm is solely based on the difference of the backscattering coefficient between an image and its reference. Once the snowpack has melted over an area, the SAR signal continues to be influenced by many other factors, such as soil moisture. For a large river basin like the one in this study, there comes a moment when the snow has melted in the eastern region, while the mountains to the west and on the island will have a snowpack for several months. However, because of the high mean altitude of the Nechako River basin, an episode of snowfall is still possible in the areas where the snowpack has melted. Thus, those regions cannot be removed from the algorithm once snowmelt has occurred.

On several occasions throughout the dataset, the algorithm detects clusters of pixels with a difference of the backscattering coefficient of the order of -1 to -2 dB in areas where the snowpack should have already melted. Single pixels are ignored, since they are likely due to the natural speckle noise of SAR data. Without accounting for MODIS, the only other available information on the snow cover extent in the basin is the three snow pillows located in the mountains. In this case, it can be difficult to determine whether the clusters of "wet snow" detected by the algorithm are due to localized snowfall or to another phenomenon. While these variations in the backscattering coefficient are often caused by a rain event or variations in the water table resulting in waterlogged soil, observations are needed to support a plausible explanation.

In this sense, MODIS adds an invaluable observation of the snow cover extent that would be difficult to acquire without remote sensing. As an example, Figure 4.4a illustrates a wet snow probability map combined with a Terra-Aqua MODIS image with the 7-day filter, but before any other correction. This is for June 19th 2012, so most of the snowpack has already melted except at higher altitudes. Nonetheless, the SAR image detects a vast region northwest and

south of the basin which the algorithm classifies as a low-to-mid probability of wet snow. Since there is no weather station near the south end of the basin, it is impossible to know whether or not snowfall occurred in that region. The closest weather station is to the north of the basin ($53^{\circ}46'19.8''\text{N}$, $125^{\circ}59'47.6''\text{W}$). It confirms that around 7 mm of precipitation occurred between June 15th and 17th, though no temperature below 0°C was recorded at the station itself after June 15th.

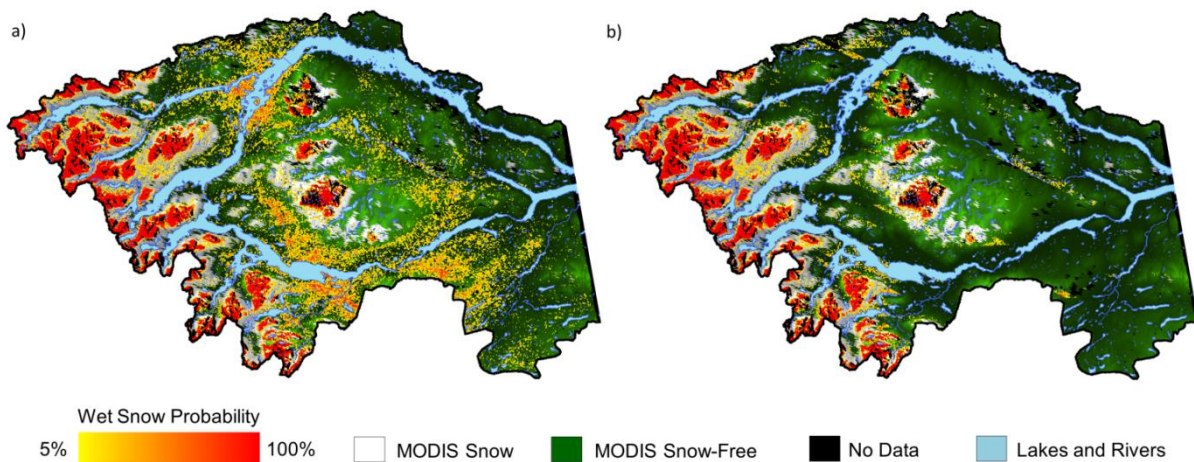


Figure 4.4 Combined SAR-MODIS maps in VH polarization for June 19th a) without corrections b) with the correction algorithm for waterlogged soil. The region to the right of the island was not included in the raw RADARSAT-2 image and has been removed. “No Data” consists of MODIS clouds (post-filter), radar layover, and radar shadow.

A comparison with the previous MODIS images confirms that some of the precipitation observed at the weather station fell as snow over the Nechako River basin. On June 19th, there are indeed small clusters of snow pixels at the eastern end of the island which were not detected on June 9th. However, no snow is displayed in the regions where the SAR data detects wet snow, excluding the mountains themselves. Since the areas detected by the wet snow algorithm are located either at low altitude or near the smaller streams of the basin, this reinforces the assumption that the variations in the backscattering coefficient are due to waterlogged soil instead of snow. Most likely, the waterlogged soil is caused by snowmelt in the mountains and not the rain event that occurred a few days before the SAR image was taken.

Figure 4.4b illustrates the combined SAR-MODIS image with the corrections for waterlogged soil. The algorithm discards any wet snow pixels at low altitudes if they are located further

than 1.5 km away from snow detected by MODIS. On June 19th, some low probability pixels were kept in the northeastern section of the island because of the observed snowfall by MODIS, but the waterlogged soil located elsewhere has been removed. The correction algorithm sometimes creates trapezoidal shapes. This is due to the projection of the MODIS images. Those shapes only happen on a few images of the dataset, when there is a high amount of noise caused by waterlogged soil or other phenomena.

As stated in the methodology, wet snow pixels will always be kept if they are located closer than 1.5 km from a MODIS snow pixel or if they are at an altitude of 1500 m or higher. This is due to the fact that RADARSAT-2 and SENTINEL-1A have respective resampling resolutions of 50 m and 25 m, while the resolution of MODIS is 500 m. Therefore, those constraints are added to limit the loss of information due to a difference in the resolutions of the two remote sensing methods. Figure 4.5a illustrates a case where MODIS and the wet snow probability map do not concur on the exact boundary of the snow cover extent. These regions are usually characterized by a combination of both snow and snow-free areas, which are a source of ambiguity with the MODIS snow algorithm. In those cases, the higher resolution of SAR imagery is likely to produce more accurate boundaries, which is why the distance of 1.5 km is used. In a similar way, Figure 4.5b represents a case where wet snow is detected on summits that MODIS classifies as snow-free. For this case, either the resolution of MODIS or distortions in the SAR signal could be the source of the discrepancy. Since a majority of the inflow to the Nechako Reservoir comes from snowmelt in the mountains, the safest option for the management of the reservoir is to keep the wet snow pixels, which is what was done in Figure 4.5b.

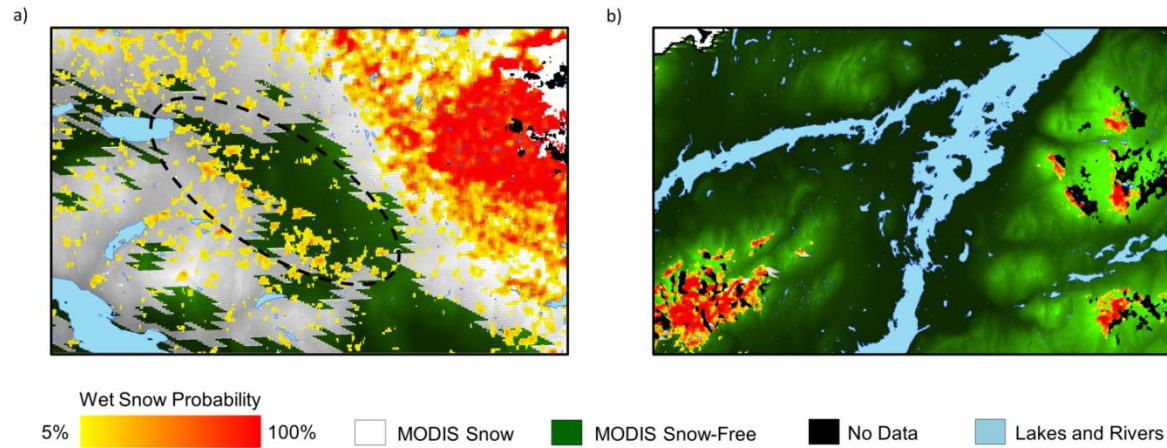


Figure 4.5 Examples of the additional constraints on the correction algorithm for a) maximal distance to a MODIS snow pixel (May 16th) and b) altitude higher than 1500 m (July 13th). They are respectively located at the southwest and northwest boundary of the island. “No Data” consists of MODIS clouds (post-filter), radar layover, and radar shadow.

4.8.2 Validation of the snow wetness maps

SURFEX-Crocus has been used to model the liquid water content (LWC) in the snowpack at the location of the three snow pillows of the river basin. The seasonal LWC profiles at Tahtsa Lake, Mt. Pondosy and Mt. Wells for 2012 and 2015 are illustrated in Figure 4.6.

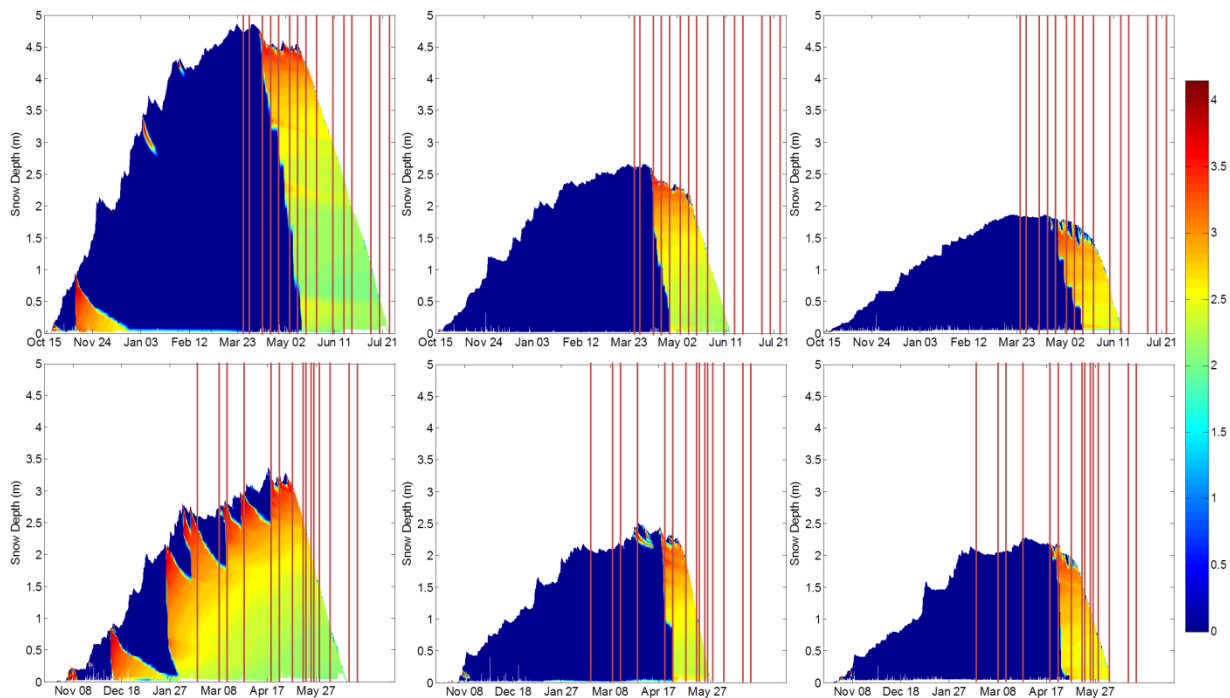


Figure 4.6 Liquid water content (LWC) and snow depth in the snow pillows as modeled by SURFEX-Crocus (Up to down) for the 2011-2012 and 2014-2015 winters. (Left to right) Respectively Tahtsa Lake, Mt. Pondosy and Mt. Wells. The red vertical bars correspond to the dates at which SAR images were acquired.

The Mt. Pondosy snow pillow first displays wet snow between April 5th and April 9th 2012, during daytime, with only of a few centimeters of the snowpack containing a LWC of 1.5%. Starting on April 9th at Tahtsa Lake and Mt. Pondosy and on April 14th at Mt. Wells, the snowpack remains wet until the end of the snow ablation process, on July 22nd, July 1st, and June 24th respectively. The snow wetness maps correspond to those observations. Wet snow is indeed first detected on April 7th at Tahtsa Lake and Mt. Pondosy, albeit with a low probability of 13.2% and 7.3% which goes up to 48.5% and 22.0% on the subsequent image. Wet snow is detected at Mt. Wells on April 14th, with a fairly strong probability of 26.3% given the forested region it is located at.

At Mt. Wells and Tahtsa Lake, wet snow ceases to be detected on the snow wetness maps roughly 3 weeks before the end of the snow ablation process, while MODIS still detects snow at their location. However, wet snow pixels are still detected in their vicinity, approximately 230 m away from Mt. Wells and 50 m away from Tahtsa Lake. This distance is negligible, given the resampling resolution and Lee filter that were used on SAR data. On their last respective SAR image before the snow ablation process is completed, no wet snow is detected

in the vicinity of the three snow pillows. This is likely caused by patchy snow, as this error only happens late in the snow ablation process. SURFEX-Crocus data indicates that the height of the snowpack on those dates is less than 30 cm. As seen in Figure 4.6, snow in winter can reach several meters in height.

A similar analysis was performed on the 2015 dataset. The ripening process at the Mt. Pondosy and Mt. Wells snow pillows started on April 20th, which is corroborated by the snow wetness maps with wet snow first detected on the image of April 26th. Figure 6e indicates many thawing periods during the winter at Tahtsa Lake, which are confirmed by the weather station located near the snow pillow. The snow wetness maps are in accordance, as wet snow is detected with a probability varying between 20% and 100% on all the images. In a similar way to the 2012 dataset, wet snow is detected at the snow pillows throughout the snow ablation process, until the snowpack reaches heights of 10 cm or less. At that point, patchy snow likely prevents snow to be detected by either MODIS or SAR data.

4.8.3 Rise of inflow in the reservoir

In a managed reservoir, such as the Nechako River basin, two events generally need to be forecast. The first one is the rise of inflow in the reservoir, which means that snowmelt has started in the snowpack at lower altitudes. It can be arduous to predict this phenomenon from MODIS alone, since it happens before the snowpack has melted enough to display a notable difference in SCA. The detection of wet snow from SAR images can be helpful to identify this event. The second event that needs to be forecast is the peak inflow in the reservoir, which is caused by snowmelt in the mountains. That event can be monitored with the MODIS SCA, as demonstrated in Zhou et al. (2005) and Marcil *et al.* (2015), but the SAR images still provide useful information that can help to predict it.

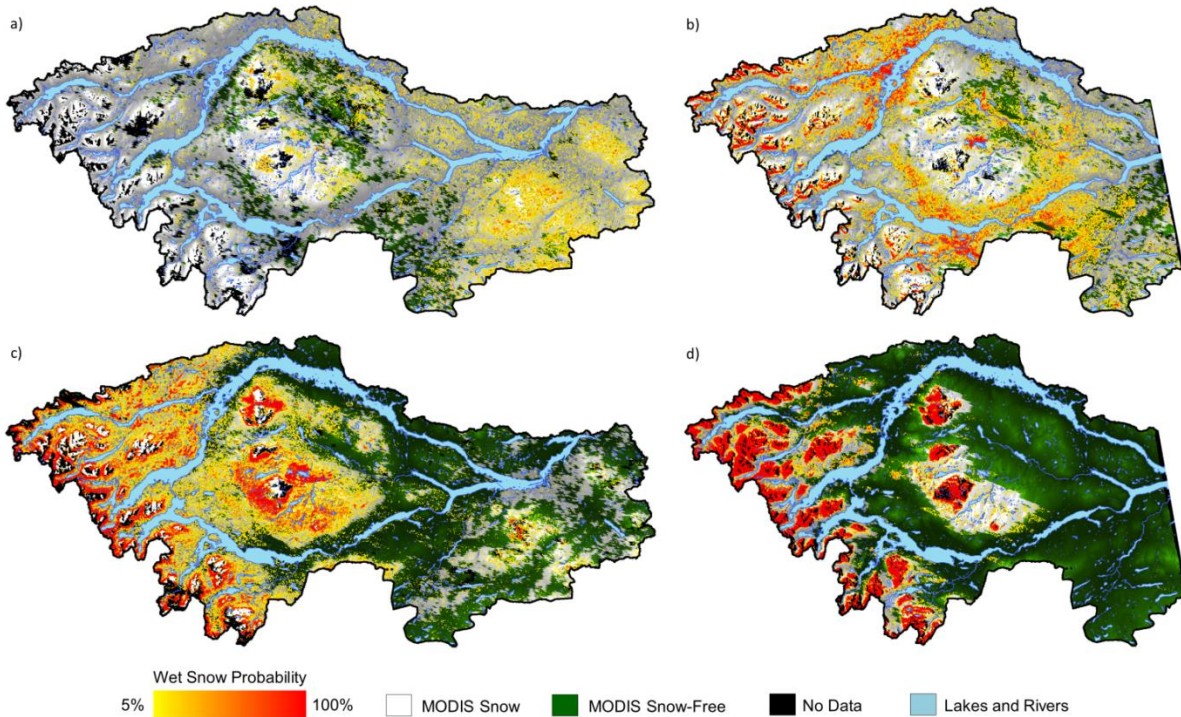


Figure 4.7 Combined SAR-MODIS maps in VH polarization for a) March 21st b) April 7th c) May 8th d) May 25th. For April 7th and May 25th, the region to the right of the island was not included in the raw RADARSAT-2 image and has been removed. “No Data” consists of MODIS clouds (post-filter), radar layover, and radar shadow.

Figure 4.7 shows four key images taken from the 2012 dataset. For comparison, Figure 4.8 displays the MODIS SCA, the percentage of the basin detected as wet snow, and the reconstructed inflow at Tahtsa Intake. A hard threshold for the wet snow algorithm had to be chosen for the plot. Two different cases are illustrated: 1) pixels have a probability of 5% and more (-1 dB) of being wet, to account for the forested regions, and 2) pixels with a probability of 50% and more (-3 dB) of being wet.

Figure 4.7a is the first image of the 2012 SAR dataset, excluding the three images used as references. Most of the snowpack is still dry, but 17.2% of the pixels display a low (5 to 35%) probability of wet snow. They are mostly regrouped at the east end of the basin, but some pixels are located in the central island. The snowmelt process in the Nechako River basin occurs from east to west, which indicates that the ripening has already begun in those areas. However, there should still be some time before a real increase of inflow is detectable in the reservoir.

The east end of the river basin is sometimes missing from the SAR image, which is the case in Figure 4.7b. However, MODIS detects that the area classified as having a low probability of wet snow on March 21st has indeed begun to melt. From the SAR data, it is possible to see that even though the MODIS-derived SCA on April 7th is similar to March 21st, 82.7% compared to 80.5%, many pixels at low altitude now display a low-to-high probability of wet snow. This is particularly true in the southern and northwestern regions of the river basin. While the proportion of pixels with a probability of wet snow greater than 5% has doubled compared to the last image, 35.5% of the basin compared to 17.2%, a notable difference is that 5.9% of the basin now has a 50% probability or more of being wet snow.

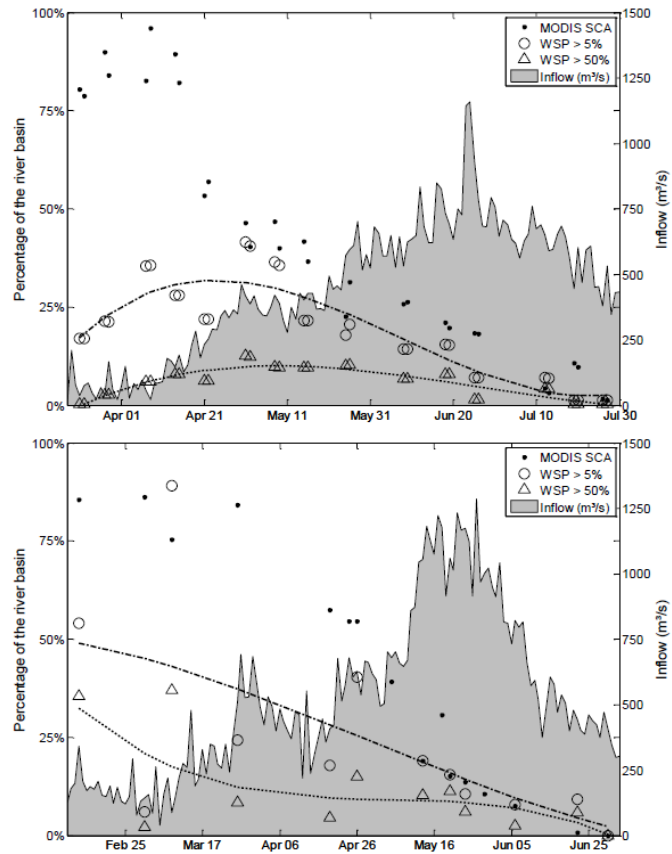


Figure 4.8 Percentage of wet snow in the Nechako River basin compared to the MODIS SCA and the reconstructed inflow at the reservoir (up) in 2012 and (down) in 2015. A wet snow probability (WSP) of 5% corresponds to a difference of -1 dB with the reference image, while a WSP of 50% corresponds to a difference of -3 dB. The dash-dot line (-.-) and dotted line (···) offer a graphical representation of the trends, without considering their equations.

Many of the pixels with a high probability of wet snow are regrouped on the south-facing slopes of the mountains. They display a wet snow probability of over 90%, with a probability of 100% most of the time. A fair number of pixels on the west-facing slopes also display a wet snow probability varying between 35 and 75%. While this strongly suggests that the ripening process has begun on some slopes of the mountains, this does not necessarily indicate that snowmelt has started, due to the high depth of snow that creates a delay between the two phenomena.

According to the reconstructed inflow, the rise of inflow in the reservoir started on April 9th, so two days after Figure 4.7b. The slow and steady nature of that first rise, which reaches a

plateau between April 30th and May 24th, would confirm that it primarily originates from snowmelt at lower altitudes. This is corroborated by the three snow pillows located in the mountains, which started losing snow water equivalent on May 8th at the earliest.

The 2015 SAR dataset corroborates the observation made in 2012. As illustrated in Figure 4.8, the rise of inflow occurred on March 9th in 2015, in part due to many thawing periods during the winter and due to the Chelaslie River wildfire, which burned down 1331 km² of forest in the south-east section of the river basin in July 2014. Figure 4.9a shows the snow wetness map on that day. Only 6.1% of the basin was detected as wet on March 2nd, while it jumps to 89.1% on March 9th. Most of the river basin displays a 5-30% probability of wet snow, while this percentage jumps to 65–100% in the south-east section. This area corresponds to the aforementioned wildfire. The mountains are detected as dry snow, which would confirm the conclusions reached with the 2012 dataset that state that the rise of inflow in the reservoir is linked to the apparition of wet snow in the low altitude areas.

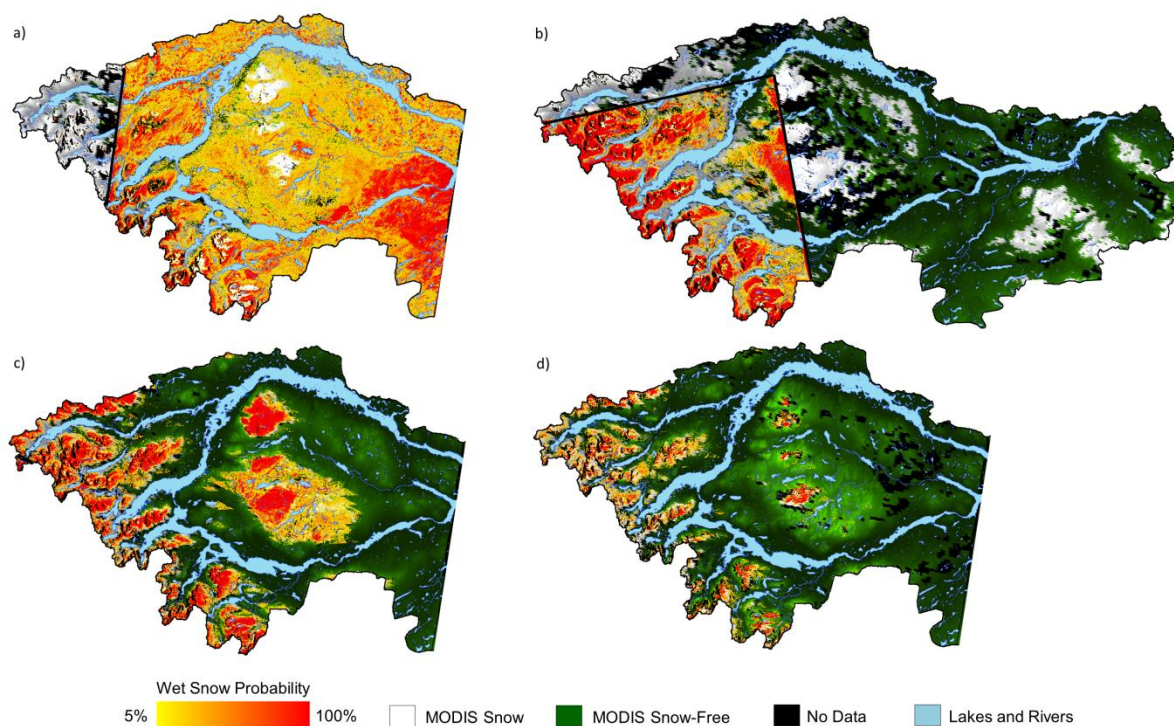


Figure 4.9 Combined SAR-MODIS maps in VV polarization for a) March 9th b) May 5th c) May 13th d) June 6th. On all images, the region to the right of the island was not included in the SENTINEL-1A image and has been removed. “No Data” consists of MODIS clouds (post-filter), radar layover, and radar shadow.

4.8.4 Peak inflow in the reservoir

Figure 4.7c is representative of the Nechako River basin between April 14th and May 9th 2012. At lower altitudes, the temperature oscillates between -5°C at night and up to 12°C during the day. Depending on sunshine, determined by factors such as cloud cover and canopy obscuration, this means that the snowpack at low altitudes can appear either wet or dry on the days the SAR images are taken. The global SCA of the basin, however, slowly decreases. The erratic behavior of the snowpack at low altitudes is reflected by the variations of the “WSP > 5%” dataset in Figure 4.8 between those dates. Except for the forest clearings and the few shrublands, the probability of wet snow remains low because of the presence of forest cover. The behavior of the snowpack at higher altitudes remains stable throughout that period: the summits stay dry, while the mountainsides display a high probability of wet snow.

Wet snow is first detected on the summits on May 25th, depicted in Figure 4.7d. As with the rest of the mountainous area, the probability nears 100%. The previous SAR image, taken on May 16th (not shown), already detected wet snow almost up to the summits in the western mountains and the central island. It is crucial to be able to estimate the delay between the moment the ripening process is detected on the mountain peaks and the beginning of snowmelt, as this delay is closely related to the time left before the peak of inflow reaches the reservoir. The SURFEX-Crocus model of the Tahtsa Lake snow pillow can be used for that purpose. The LWC profile, illustrated in Figure 4.6, indicates a 36-days ripening period. On the other hand, the ripening process on the mountain summits begins somewhere between May 16th and May 25th according to the SAR images. Following the estimated delay, the peak of inflow in the reservoir would occur between June 21st and June 30th. The reconstructed inflow corroborates that estimate, since the peak of inflow in 2012 happened in that interval, on June 24th.

The 2015 dataset demonstrates a faster hydrologic response, primarily due to the thawing periods that strongly shortened the ripening period. Those thawing periods, which can be seen in Figure 4.6, are confirmed by the meteorological station located near the Tahtsa Lake snow pillow. On April 18th, the ripening process only lasts three days, with a loss of 20 mm of SWE on April 21st. This gets interrupted by a snowfall event, but subsequent ripening processes

later in April and early May only last for a day, with snowmelt being almost instantaneous. This is in contrast with 2012, where the ripening lasted more than a month.

The rise of inflow towards the peak started on May 7th, while the peak itself occurred between May 14th and May 27th. This is displayed in Figure 4.8 and it is well represented by SAR data. The image on May 5th, illustrated in Figure 4.9b, is the first to display a high probability of wet snow in the mountains outside of the thawing periods mentioned earlier. While an interval could be derived in 2012, the shortened ripening process modeled by SURFEX-Crocus means that the peak inflow should occur in the next few days. Indeed, the rise of inflow towards the peak starts two days later. The subsequent SAR images, from May 13th to May 29th, continue to display the mountain summits as a near-100% probability of wet snow, as seen in Figure 4.9c. On the images of June 6th and onwards, wet snow gradually disappears from the summits, indicating that the peak inflow has ended. This is shown in Figure 4.9d.

4.9 Conclusion

In the past, MODIS and C-Band SAR have been used to monitor the snow cover extent of river basins, but both methods were used independently (Nagler *et al.*, 2008; Pettinato *et al.*, 2009). This study demonstrated that the combination of MODIS and C-Band SAR results in a snow wetness map that is more complete and useful than either method used on their own. For large river basins where snow melts unevenly, it is sometimes difficult to interpret the SAR signal in accordance with ground conditions. In such cases, the MODIS snow product can be used to corroborate or invalidate the presence of snow in certain regions of the basin. On the other hand, there are many occasions during the ripening and melting process when the MODIS SCA is not sufficient to infer the processes happening in the river basin. SAR data provides additional information on the SCA that helps distinguish wet snow from dry snow. It also offers a higher resolution, which can be used to define the snow cover boundaries with more accuracy.

The results obtained in 2012 and 2015 demonstrate a good agreement between the snow wetness maps and the observed snowpack at three different locations in the river basin. Using the snow metamorphism model SURFEX-Crocus and the reconstructed inflow at the Nechako

Reservoir, it was possible to narrow the date at which the peak inflow occurred to an interval of 10 days in 2012 and 2 days in 2015. This could lead to an interesting tool for hydrological forecasters, as it has been shown in this study that the technique adapts well to widely varying snow conditions.

ESA's recently launched SENTINEL-1A was successfully used to reproduce the results obtained with RADARSAT-2. The future launch of RADARSAT-Constellation, among other benefits, will improve the coverage of C-Band SAR data around the world. This should help reduce the delay between each SAR image, as it was around one week during this study. For now, the limited number of images required by Nagler and Rott's methodology makes it a perfect technique to be used in combination with daily monitoring of the snow cover extent from MODIS. The two years of data demonstrate that the methods proposed in this paper seem to be reliable. Despite a small lack of accuracy at the beginning of the ripening process and at the end of snowmelt, the technique was successfully used in 2012 and 2015 to monitor the wetness level of the snowpack in the Nechako River basin. Future studies will continue to explore SENTINEL-1A data in relation with the inflow in the Nechako reservoir, in order to assess the performance of the technique proposed in this paper.

CHAPITRE 5 RÉSULTATS ET DISCUSSION

5.1 Modélisation de la station Stearns

5.1.1 Hiver 2011-2012

Afin de comparer les logiciels SNTHERM et SURFEX, la modélisation d'une station de l'AWP a été effectuée. La station Stearns a été choisie en raison de sa proximité, puisqu'elle n'est située qu'à environ 50 km du bassin versant à l'étude. Toutefois, comme cette station se situe dans le plateau Intérieur, elle ne possède qu'une faible épaisseur de neige par rapport à ce qui peut être retrouvé dans les sections montagneuses du bassin. Lors de l'hiver 2011-2012, le manteau neigeux n'a d'ailleurs atteint qu'une épaisseur maximale de 80.6 cm. La simulation a été effectuée entre le 15 novembre 2011 et le 15 juin 2012.

La météorologie utilisée provient en majorité de la station de l'AWP, mais le rayonnement solaire est extrait des données NARR. Les paramètres de modélisation sont décrits dans la méthodologie, à la Section 3.2.3. Dans le cas de SNTHERM, il s'agit d'un mélange de valeurs par défaut, de quelques estimations et de quelques valeurs calculées par le logiciel. Pour SURFEX, il s'agit d'un fichier de paramètres fourni par l'équipe du CNRM s'occupant du développement de Crocus. Les résultats de la simulation sont présentés à la Figure 5.1.

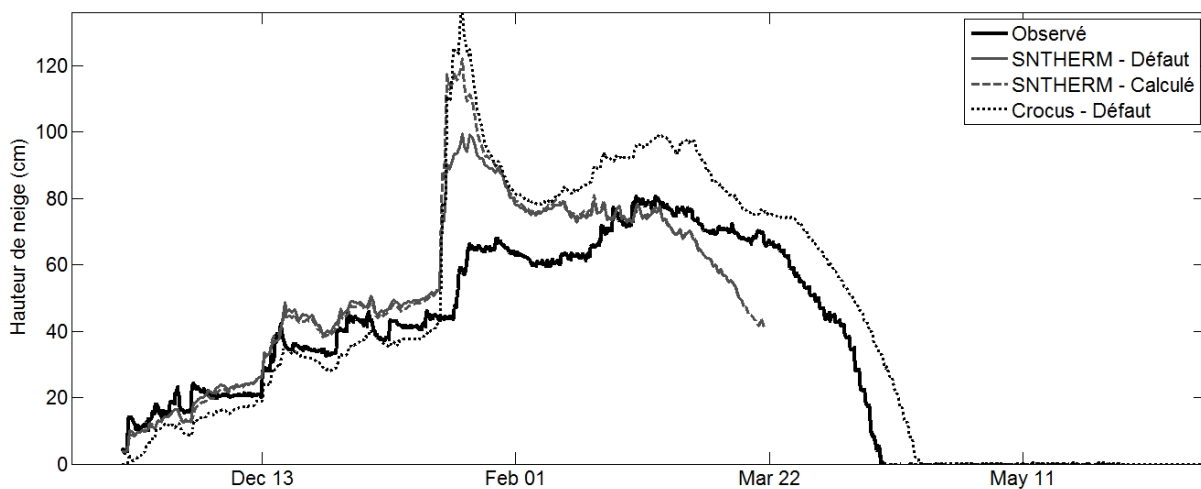


Figure 5.1 Modélisation de la station Stearns (Hiver 2011-2012). Lors de la deuxième simulation avec SNTHERM, l'albédo et la densité de la neige fraîche sont calculés par le modèle.

Quelques éléments importants ressortent de ces résultats. Premièrement, SNTHERM ne parvient pas à compléter sa simulation de l'hiver 2011-2012. L'erreur décrite par le modèle

indique un problème au niveau de l'écoulement d'eau dans le sol. Plusieurs essais ont été réalisés afin de modifier les paramètres du modèle pour augmenter ou réduire la perméabilité du sol. Aucune solution au problème n'a pu être identifiée. Comme le logiciel s'arrête lors de la période de fonte, cela semble confirmer l'assertion du guide d'utilisateur qui indique que SNTHERM n'a pas été optimisé pour gérer de grandes quantités d'eau liquide, tel qu'indiqué précédemment à la Section 2.3.4. Le calcul de la densité de la neige et de l'albédo par le logiciel, plutôt que l'utilisation de données imposées, n'apporte pas de solution. Ce scénario semble toutefois s'approcher des résultats de Crocus, notamment pour le pic important en janvier. Lors des deux scénarios, SNTHERM amorce la fonte du manteau neigeux trop tôt par rapport à l'observé.

Au contraire, SURFEX semble produire des résultats satisfaisants, hormis le pic en janvier qui crée un biais pour le restant de l'hiver. Par ailleurs, la fonte du manteau neigeux semble être adéquatement modélisée, puisque l'amorce et le rythme de la fonte semble correspondre à l'observé.

Les deux modèles simulent adéquatement le début de l'hiver, mais un événement au milieu du mois de janvier provoque une surestimation majeure de la hauteur de neige. Une vérification des données de précipitation indique que les 17, 18 et, dans une moindre mesure, 19 janvier, la station détecte une précipitation horaire maximale anormale qui ne dure qu'un ou deux pas de temps. Pour ces trois dates, les précipitations atteignent un total respectif de 17.4, 14.7 et 7.9 mm en équivalent en eau avant que la station ne soit désactivée pour quelques heures. Cela semble indiquer une défectuosité. Par ailleurs, ces précipitations ne sont pas reflétées par un changement significatif de l'épaisseur observée du manteau neigeux. Le manteau neigeux augmente toutefois de 25 cm deux jours plus tard, alors que la station n'indique aucune précipitation notable. En raison des incongruités dans la météorologie, il a été décidé d'abandonner la modélisation de l'hiver 2011-2012 et de plutôt modéliser l'année précédente.

5.1.2 Hiver 2010-2011

Afin de laisser une plus longue période au modèle pour s'ajuster aux paramètres initiaux, la simulation a été amorcée le 15 juin 2010. Les jeux de paramètres spécifiés pour la simulation précédente ont été réutilisés. Les résultats sont présentés à la Figure 5.2.

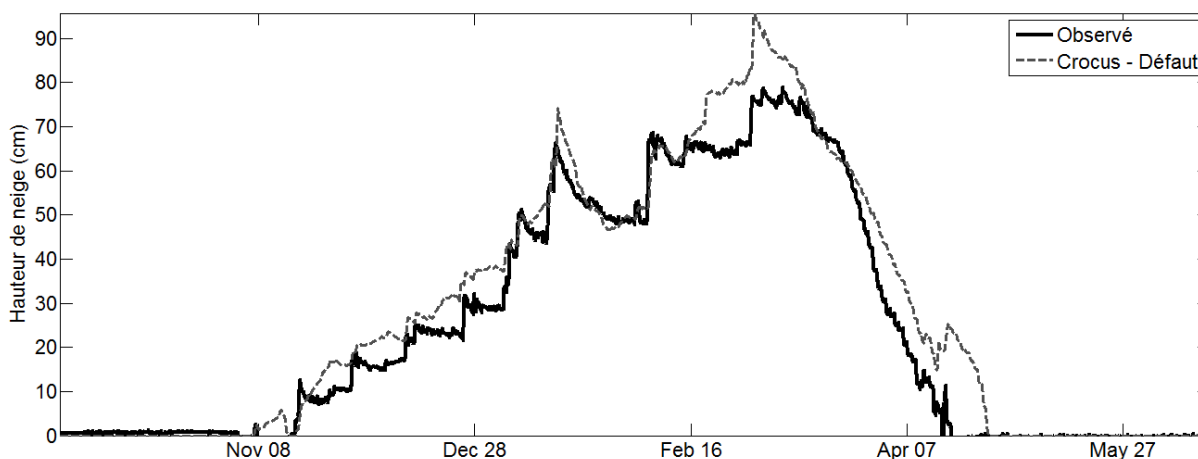


Figure 5.2 Modélisation de la station Stearns (Hiver 2010-2011).

Le problème mentionné précédemment avec SNTHERM, selon lequel le modèle s'arrête pendant la simulation en raison d'une erreur de saturation du sol, se produit de nouveau pour l'hiver 2010-2011. Toutefois, l'erreur empêche d'effectuer la simulation de la station Stearns, puisque le modèle s'arrête en été lors de la première pluie importante, avant même de se rendre au premier épisode de chute de neige. Le guide de SNTHERM indique d'ailleurs que le modèle ne simule que les phénomènes liés aux conditions hivernales, soit entre le gel du sol à l'automne et la fonte de la neige au printemps. Cette restriction est problématique pour une simulation sur plusieurs années, tel que prévu pour le projet.

Au contraire, SURFEX produit des résultats satisfaisants, même en l'absence d'un processus de calage. En absence des anomalies causées par les données météorologiques de la simulation précédente, le modèle se rapproche de l'observé. Il est particulièrement performant au début de l'hiver, mais simule un épisode de chute de neige à la mi-février alors que le manteau neigeux observé ne présente aucun changement à son épaisseur. Cela biaise l'épaisseur de neige simulée pour le restant de l'hiver. L'amorce de la fonte du manteau neigeux se produit légèrement trop tôt et le rythme de fonte est trop lent, mais il s'agit de résultats non-calés. De telles erreurs sont ainsi susceptibles de se produire. D'une manière similaire, à la mi-avril, une chute de neige est adéquatement simulée, mais la fonte subséquente est trop lente. Le manteau neigeux observé redescend presque immédiatement à son niveau précédent, ce qui n'est pas représenté par la simulation de SURFEX. De telles erreurs sont toutefois acceptables, puisque la simulation de la station Stearns a d'abord été effectuée afin de tester les logiciels SURFEX

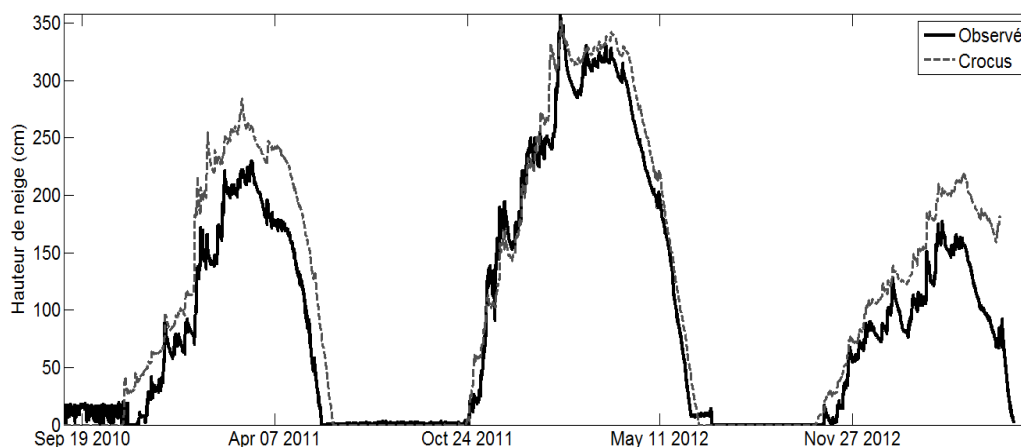
et SNTHERM. Avec un calage adéquat, les différences entre le modèle et le manteau neigeux observé devraient pouvoir être réduites.

En raison de la performance satisfaisante de SURFEX avant calage et, au contraire, des piètres performances de SNTHERM lors de la première simulation, il a été décidé de n'utiliser que SURFEX pour le reste de l'étude. Davantage de temps aurait pu être consacré à SNTHERM afin de trouver une solution aux erreurs du modèle, mais, alors que SURFEX et Crocus comportent des équipes de travail encore très actives et faciles d'accès, il est beaucoup plus difficile de contacter les développeurs de SNTHERM pour des questions ou des conseils. Le développement du modèle est par ailleurs arrêté depuis 1989, alors que Crocus est régulièrement mis à jour.

5.2 Analyses de sensibilité de SURFEX

5.2.1 Résultats initiaux à la station Shames

La station Shames a d'abord été simulée par SURFEX avec les paramètres par défaut spécifiés par l'équipe de Crocus, tel que lors de la simulation de la station Stearns. Outre le rayonnement solaire extrait des données NARR, la météorologie utilisée provient encore une fois de la station de l'AWP. La documentation de Crocus spécifie une période de chauffe d'au moins un an pour limiter l'impact des paramètres initiaux, ce qui n'avait pas été réalisé à la station Stearns. La simulation est donc effectuée sur la majorité de la période disponible pour la station Shames, soit du 30 août 2010 au 29 avril 2013. Le résultat est présenté à la Figure 5.3.



Tel qu'à la station Stearns, les résultats à la station Shames démontrent une bonne performance du modèle avant calage. La hauteur de neige du premier hiver est surestimée d'environ 25 à 35 %, mais le biais semble être causé en majorité par un événement en tout début de saison. Il s'agit également de l'année de chauffe, qui est donc plus sensible aux paramètres initiaux du modèle. Le second hiver est très bien modélisé et correspond presque parfaitement à l'observé, avec seulement 5 à 10 % d'erreur. Toutefois, la hauteur de neige du dernier hiver est largement surestimée. L'hiver 2012-2013 était particulièrement doux, ce qui s'est répercuté par de faibles manteaux neigeux. Le manteau neigeux avait d'ailleurs complètement fondu le 15 mai, soit de deux semaines à un mois avant les hivers précédents. L'écart entre la simulation et l'observé pourrait ainsi être causé par des erreurs au niveau de l'acquisition de données météorologiques. D'ailleurs, certains épisodes importants de fonte pendant cet hiver sont sous-estimés par le modèle, ce qui se répercute par un biais appréciable. Cela renforce le besoin d'une analyse de sensibilité afin d'identifier si cette sous-estimation est causée par les intrants (particulièrement la température et le rayonnement solaire) ou par les paramètres utilisés par Crocus.

5.2.2 Analyse de sensibilité sur les paramètres du modèle

Tel que spécifié dans la méthodologie à la Section 3.2.2, un fichier contenant environ 200 paramètres à utiliser a été fourni par l'équipe de Crocus. Dans certains cas, le paramètre indique une méthode de calcul à utiliser. Dans d'autres, le paramètre est plutôt une valeur numérique. Afin de valider ou d'invalider ces paramètres, une analyse de sensibilité a été réalisée. Les paramètres testés et leur influence sur les résultats sont présentés à l'Annexe B. Sur tous les paramètres testés, seuls trois d'entre eux produisent un impact notable et permanent sur les résultats, alors que quatre autres paramètres ont un impact sur l'année de chauffe et sur l'année suivante seulement. Ces huit paramètres sont présentés à la Figure 5.4.

L'analyse de sensibilité confirme que la plupart des paramètres utilisés par le modèle n'ont pas ou peu d'influence sur le manteau neigeux. Parmi ceux qui produisent un impact, seul un faible nombre a une influence permanente sur les résultats du modèle. Par exemple, l'utilisation de l'algorithme à trois couches (3-L) pour la modélisation du sol produit un manteau neigeux légèrement plus important, de même qu'une fonte précoce. Il est d'ailleurs indiqué dans Brun *et al.* (2012) que seul le modèle de diffusion explicite (ISBA-DIF, par

Boone *et al.*, 2000) possède une complexité suffisante pour effectuer un couplage thermodynamique adéquat entre le modèle de sol et Crocus.

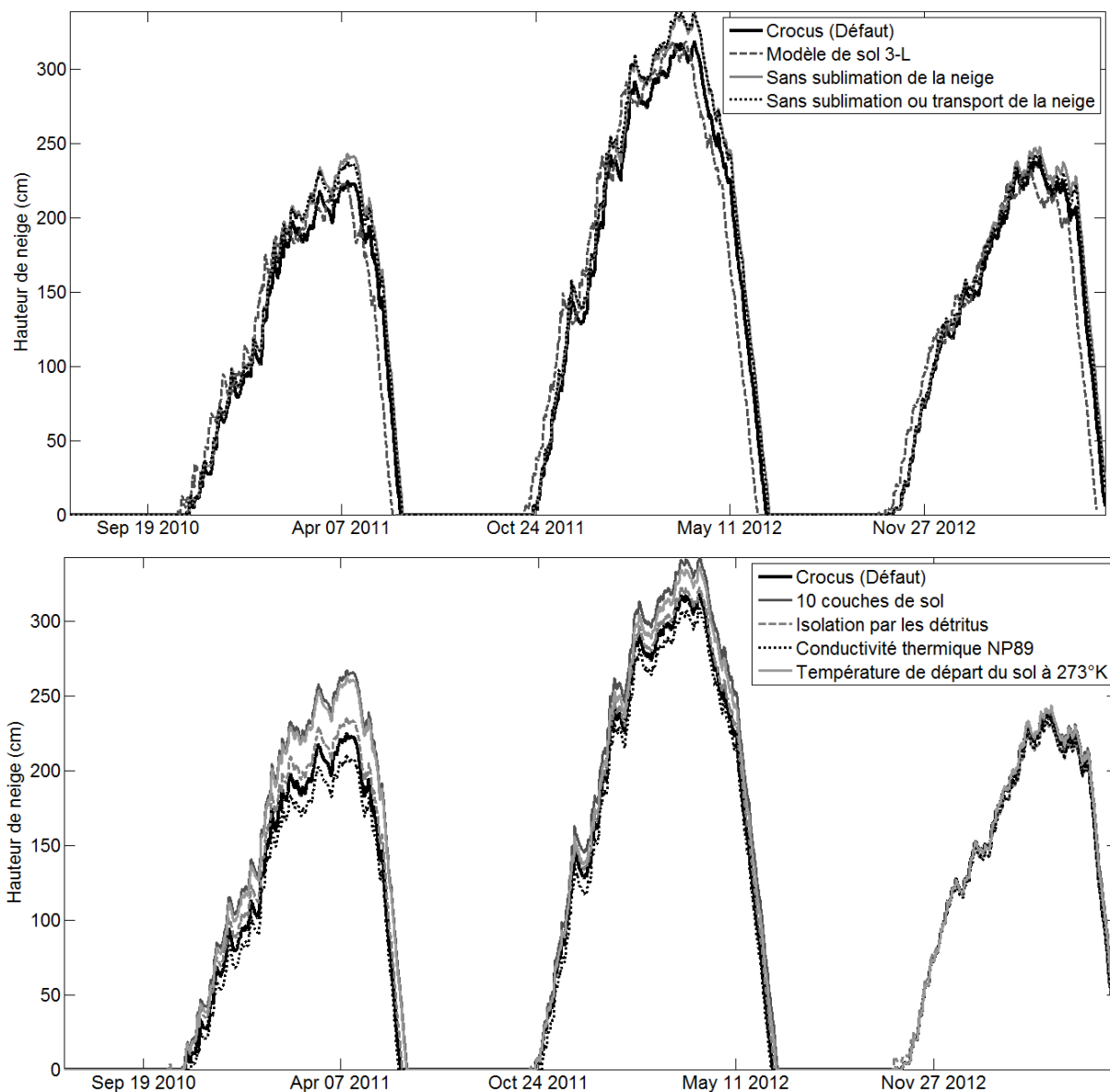


Figure 5.4 Analyse de sensibilité sur les paramètres de SURFEX. (Haut) Paramètres ayant une influence notable permanente sur les résultats. (Bas) Paramètres n'ayant qu'une influence temporaire sur les résultats, soit sur la première et la deuxième année de simulation seulement.

Lorsqu'ils sont désactivés, les paramètres de sublimation et de mouvement de la neige produisent un manteau neigeux plus important. Cela constitue une répercussion logique. La variation est toutefois de moins de 10 %.

Certains paramètres ont une influence sur la première année et, dans une moindre mesure, la deuxième année, mais convergent vers les valeurs par défaut pour la troisième année. Cela tend à confirmer que les paramètres par défaut sont acceptables. Toutefois, en raison de l'hiver relativement doux en 2012-2013, la convergence notée dans les résultats pourrait être due à la faible épaisseur de neige plutôt qu'à la convergence réelle des résultats. Cette hypothèse s'applique d'abord aux scénarios « 10 couches de sol », « Isolation de la neige par les détritits » et « Conductivité thermique NP89 », qui devraient logiquement produire une influence plus permanente que ce qui est démontré par les résultats, puisqu'il s'agit d'une modification aux équations utilisées par le logiciel. L'utilisation de 10 couches de sol a une influence notable sur les résultats, particulièrement lors des deux premières années. Cela pourrait être dû à une incompatibilité entre un nombre de couches de sol assez faible et le modèle ISBA-DIF (par défaut, 20 couches de sol sont utilisées). Les deux autres scénarios ne produisent qu'un écart maximal d'environ 5 % par rapport au scénario par défaut. Contrairement à ces trois scénarios, il est logique que la modification de la température de départ du sol n'ait qu'un effet temporaire sur les résultats.

5.2.3 Analyse de sensibilité sur les données NARR

Une incertitude majeure du projet concerne les intrants météorologiques utilisés pour le logiciel. En effet, contrairement aux stations Shames ou Stearns, les données nécessaires à l'utilisation de SURFEX ne sont pas mesurées sur le bassin versant de la Nechako. Il a été décidé d'utiliser les données de réanalyse NARR pour modéliser les coussins à neige du bassin versant. Toutefois, ces données possèdent une résolution de 32 km par 32 km. Il est donc très probable qu'il existe une différence notable entre ce jeu de données et les conditions météorologiques réelles au coussin à neige. Par conséquent, une analyse comparative a été effectuée à la station Shames entre les données NARR et les mesures effectuées par la station météorologique. La Figure 5.5 présente une comparaison de la température entre les deux jeux de données.

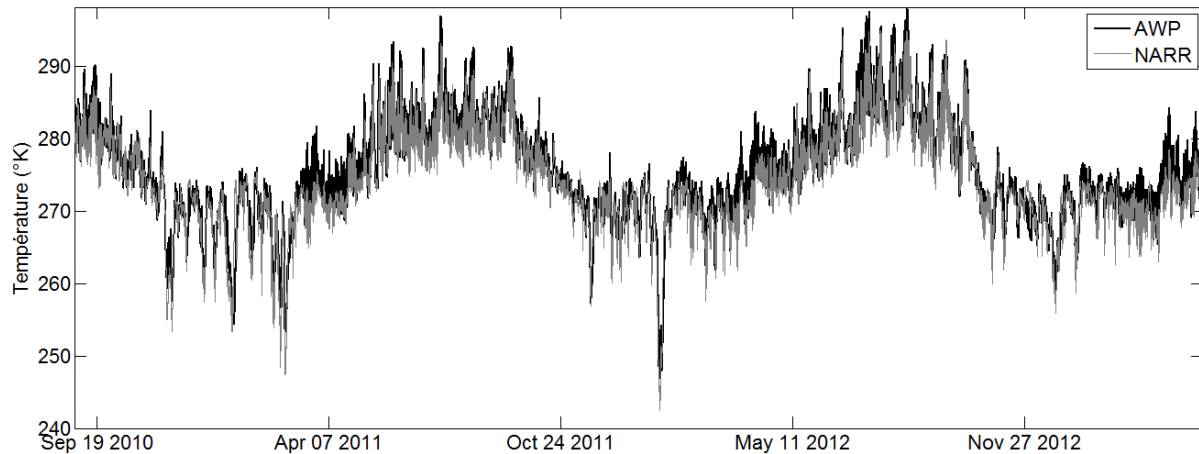


Figure 5.5 Comparaison des températures entre la station Shames et les données NARR

Les variations de température semblent être parfaitement synchronisées. Il existe tout de même une sous-estimation moyenne de 1.16°C qui s'explique probablement par la résolution des données NARR, puisqu'une seule valeur s'applique à une surface de 1024 km^2 . Un écart saisonnier peut également être observé, où la sous-estimation s'élève à -1.73°C entre les mois de mars et mai. L'erreur est à son plus bas entre les mois de septembre et février, avec une sous-estimation de -0.83°C . En été, l'écart est de -1.35°C . Les coussins à neige du bassin versant de la Nechako se trouvent au double de l'altitude de la station Shames, ce qui risque d'augmenter le biais entre les données NARR et les conditions réelles.

La Figure 5.6 présente une comparaison des précipitations. Il est à noter que les stations de l'AWP captent la pluie et la neige séparément, alors que les précipitations ne sont qu'un seul extrant pour les données NARR. Par conséquent, les précipitations des données NARR ont été séparées en pluie et en neige à partir d'une température de 2°C , ce qui est recommandé par le guide technique de Crocus.

Tel que mentionné dans Langlois *et al.* (2009), il existe une différence significative entre les deux jeux de données. Les écarts sont surtout présents lors d'évènements importants de précipitation, qui semblent être manqués par les données NARR. Comme ces évènements sont souvent localisés sur un territoire plus ou moins restreint, il est probable que la résolution des données NARR soit la cause de l'erreur.

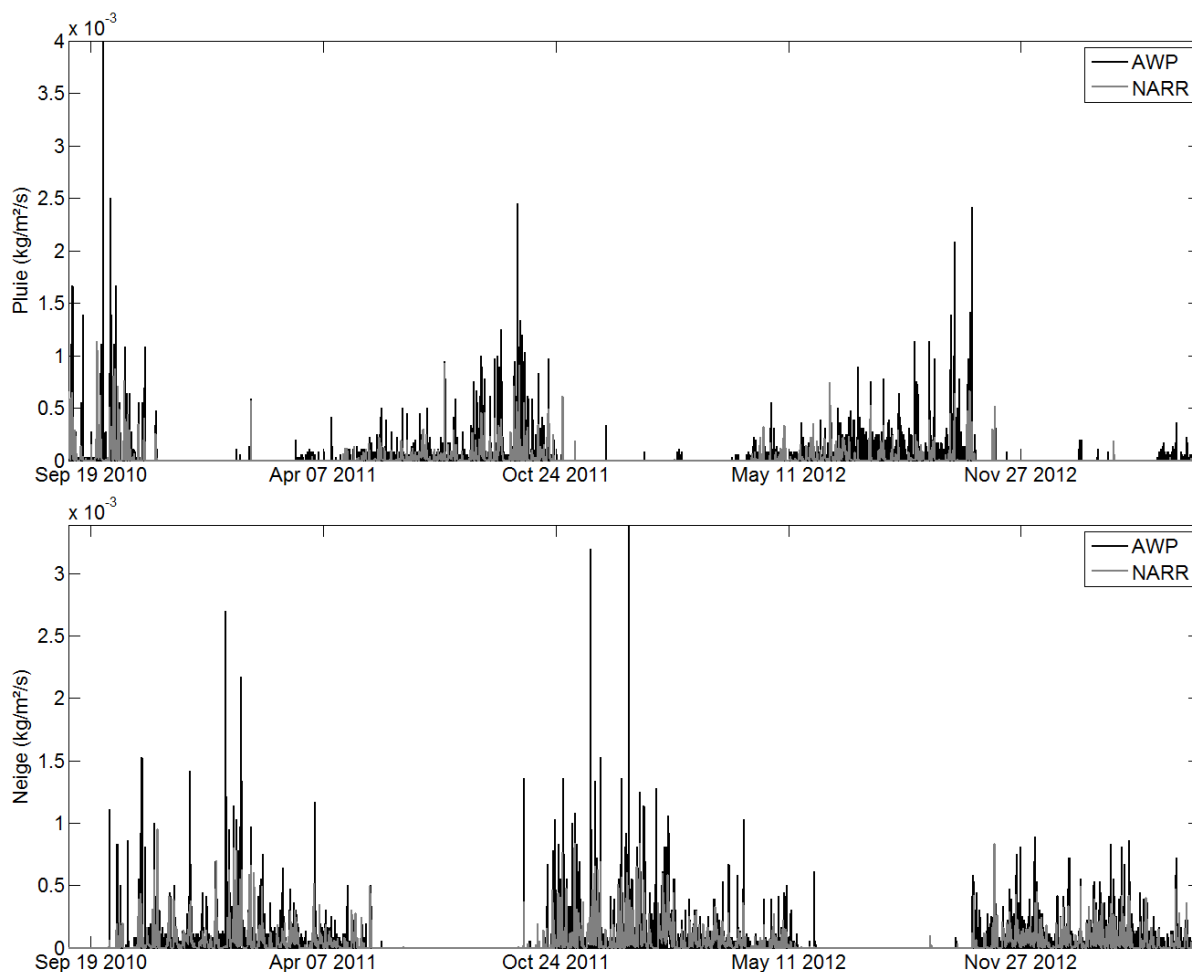


Figure 5.6 Comparaison des précipitations entre la station Shames et les données NARR. (Haut) Précipitation sous forme de pluie. (Bas) Chutes de neige.

Les données NARR sous-estiment d'ailleurs la quantité de pluie de 21.34 %, mais il n'y a qu'une différence de 2.32 % pour la quantité de neige. Cela confirme une fois de plus les observations de Langlois *et al.* (2009), selon lesquelles les précipitations de neige surviennent à des moments différents, mais arrivent à des totaux équivalents à la fin de l'hiver. La différence provient principalement du troisième hiver, où la différence de chute de neige entre les deux jeux de données est de 13.5 %. Sinon, les deux premiers hivers n'affichent qu'un écart respectif de 0.95 % et 2.00 %.

La Figure 5.7 présente la comparaison de la vitesse du vent entre les deux jeux de données.

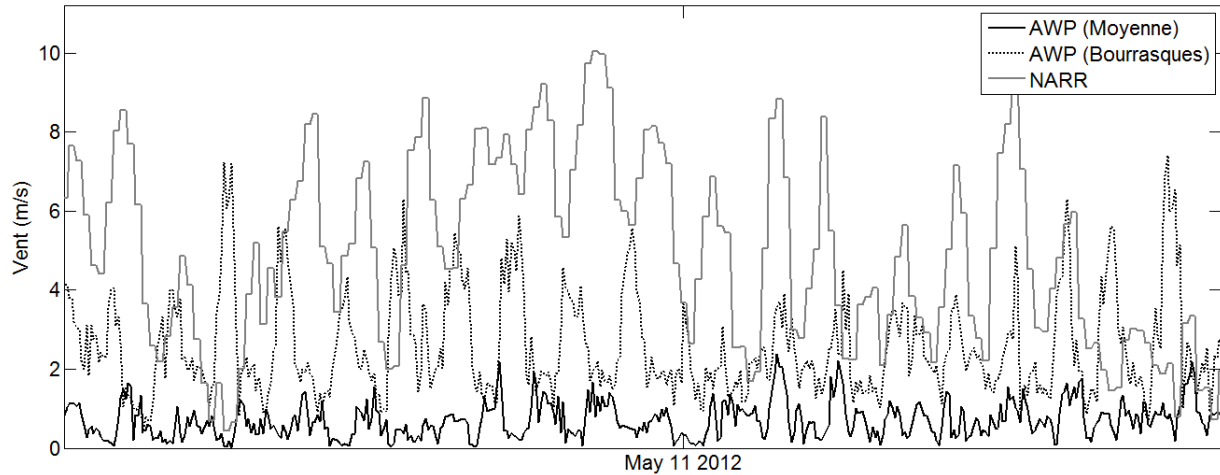


Figure 5.7 Comparaison de la vitesse du vent entre la station Shames et les données NARR. Afin d'aider la lecture de la figure, une période restreinte à quelques jours a été choisie. Elle est toutefois représentative de l'ensemble de la période 2010-2013.

Il y a une différence marquée entre les données NARR et l'observé. Les données NARR semblent toutefois être d'un ordre de grandeur semblable aux bourrasques de vent enregistrées à la station météorologique, plutôt qu'à la moyenne des vitesses. La majorité du temps, le vent spécifié par les données NARR demeure tout de même plus élevé que les bourrasques. Une attention particulière doit donc être portée à ce paramètre par rapport aux résultats de SURFEX, compte tenu du rôle important du vent dans les processus de transformation de la neige. Tel que discuté à la Section 2.3.2, le vent influence le transport, le tassement, le métamorphisme et la sublimation de la neige.

La Figure 5.8 présente la comparaison entre les résultats de SURFEX en utilisant les intrants de la station de l'AWP et le pixel NARR correspondant à la station Shames.

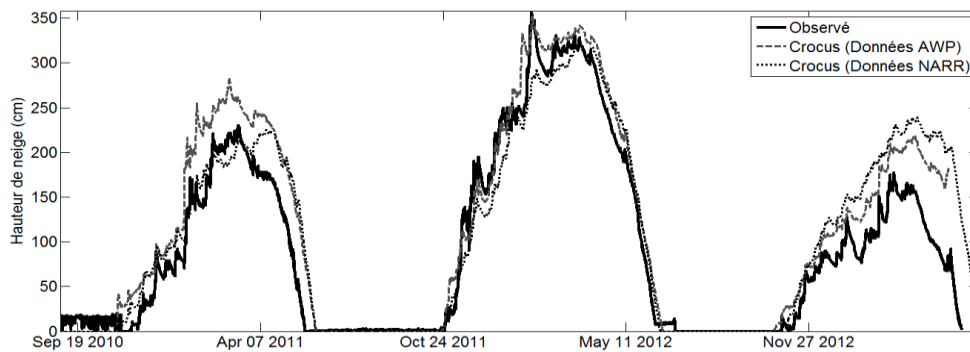


Figure 5.8 Modélisation de la station Shames avec les observations de l'AWP et les données NARR

Malgré les différences mentionnées au niveau des intrants, il n'existe pas d'écart majeur entre les deux modélisations. Lors des deux premiers hivers, le manteau neigeux est plus faible avec les données NARR, ce qui pourrait être expliqué par l'absence d'évènements extrêmes dans les données de précipitation. D'ailleurs, cela se remarque lors du deuxième hiver, puisque le jeu de données ne réussit pas à reproduire la pointe d'équivalent en eau au mois de janvier, alors qu'elle est parfaitement simulée lorsque les données de l'AWP sont utilisées. La période de fonte est toutefois pratiquement identique peu importe le jeu de données et correspond bien à l'observé, surtout dans le cas de la deuxième année. Dans les deux cas, la modélisation de l'hiver 2012-2013 est similaire et se rapproche peu de l'observé. Cela aurait ainsi tendance à indiquer un problème au niveau de l'ÉEN observé, des paramètres de simulation de SURFEX ou du rayonnement solaire (la seule donnée commune aux deux jeux de données). Au contraire, comme les données NARR reproduisent un manteau neigeux similaire à celui simulé avec les intrants de la station de l'AWP, cela indique une certaine robustesse des données de réanalyse.

Cette analyse confirme qu'il existe des différences notables entre les données NARR et les mesures effectuées à la station Shames, mais que la simulation du manteau neigeux produit des résultats comparables malgré ces différences. La principale source d'erreur par rapport à la simulation des coussins à neige de la Nechako risque d'être le manque d'évènements extrêmes dans les données de précipitations.

5.2.4 Analyse de sensibilité sur les intrants

Les écarts entre les données NARR et les observations à la station Shames renforcent le besoin d'effectuer une analyse de sensibilité sur les intrants eux-mêmes. Une analyse semblable à celle effectuée sur SNTHERM par Liu *et al.* (2009) a été réalisée, soit en modifiant les intrants jusqu'à un maximum de $\pm 25\%$, à raison de huit simulations par paramètre. Dans le cas de la température, la modification a été effectuée sur les degrés Celsius. Les grandes longueurs d'onde ont typiquement des valeurs situées entre 200 et 350 W/m². Ainsi, la formule suivante a été appliquée afin de réduire l'écart produit par une simple multiplication :

$$[(L_{Wave} - 200) \cdot x\%] + 200 \quad (5.1)$$

La liste complète des paramètres et des modifications apportées se trouve dans la méthodologie à la Section 3.3.2. Le Tableau 5.1 présente les résultats de cette analyse, classés en ordre d'importance. Les erreurs quadratiques moyennes (RMSE) ont été calculées par rapport au deuxième et au troisième hiver seulement. L'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE) correspond au RMSE divisé par le maximum observé. Il est à noter que seules les simulations avec l'écart le plus important (Paramètre $\pm 25\%$, degré pluie-neige à 0°C) sont notées au Tableau 5.1. Les résultats intermédiaires sont illustrés aux Figures 5.10 à 5.12. Pour les fins de comparaison, la vitesse du vent dans le Tableau 5.1 est elle-aussi indiquée à $\pm 25\%$, alors que les simulations ont été effectuées jusqu'à $\pm 75\%$.

Tableau 5.1 Analyse de sensibilité de SURFEX aux intrants météorologiques

<i>Paramètre</i>	<i>RMSE (m)</i>	<i>NRMSE</i>	<i>Paramètre</i>	<i>RMSE (m)</i>	<i>NRMSE</i>
Impact important			Impact faible		
Pluie-Neige à 0°C	0.596	18.74%	Vent +25 %	0.160	5.03%
Précipitations -25 %	0.564	17.74%	Vent -25 %	0.101	3.16%
Précipitations +25 %	0.539	16.95%	Température -25 %	0.097	3.04%
Humidité relative -25 %	0.509	15.99%	Température +25 %	0.088	2.75%
Grandes longueurs d'onde +25 %	0.395	12.41%	Humidité relative +25 %	0.075	2.36%
Grandes longueurs d'onde -25 %	0.330	10.39%	Direction du vent +25 %	0.014	0.45%
Impact moyen			Pression -25 %	0.014	0.43%
Courtes longueurs d'onde +25 %	0.268	8.45%	Direction du vent -25 %	0.011	0.35%
Courtes longueurs d'onde -25 %	0.257	8.08%	Pression +25 %	0.011	0.34%

L'analyse de sensibilité identifie le degré de différenciation pluie-neige comme le paramètre ayant le plus d'impact, suivi de la quantité de précipitations, de l'humidité relative et des grandes longueurs d'onde. Les courtes longueurs d'onde ont également un impact notable, bien que plus faible que les paramètres mentionnés précédemment. Les autres paramètres sont négligeables. En général, ces résultats concordent avec l'étude de Liu *et al.* (2009) sur SNTHERM. Toutefois, contrairement à l'analyse de sensibilité de SNTHERM, la température n'influence que peu la hauteur de neige. Cela est dû au fait que dans l'étude actuelle, un facteur multiplicatif a été appliqué à la température, plutôt qu'une addition ou une soustraction

tel qu'effectué par Liu *et al.* (2009). Le facteur multiplicatif devient moins efficace à des températures près de 0°C, là où l'influence de la température est la plus importante. Cela se répercute par peu de changements lors de la modélisation du manteau neigeux. Dans cette situation, le degré de différenciation pluie-neige se comporte davantage comme la modification effectuée sur la température par Liu *et al.* (2009). D'ailleurs, ces deux paramètres ont un impact majeur sur les résultats de la modélisation.

La Figure 5.9 présente les résultats de l'analyse de sensibilité effectuée sur le degré de différenciation pluie-neige.

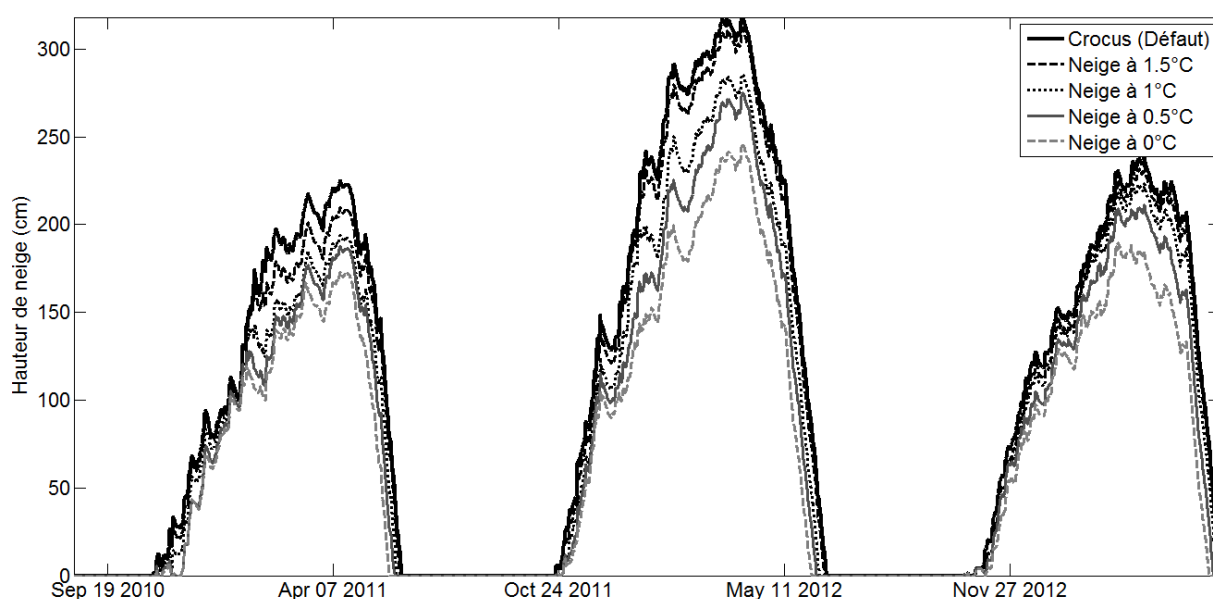


Figure 5.9 Analyse de sensibilité sur le degré de différenciation pluie-neige

Le guide de Crocus recommande d'utiliser une température de 2°C pour séparer la neige de la pluie, ce qui correspond à la valeur par défaut utilisée lors de la modélisation. Cette valeur s'explique par l'ambiguïté sur la forme des précipitations lorsque la température se situe entre 0°C et 2°C. L'influence de ce paramètre est plus marquée en début et en fin de saison, de même que lors des épisodes de redoux en milieu d'hiver. L'utilisation d'une température de 0°C retarde l'apparition de neige en début de saison de l'ordre de quelques jours à près de deux semaines. De plus, surtout lors des deux premiers hivers, l'utilisation d'un degré de différenciation pluie-neige faible favorise l'apparition de quelques épisodes de fonte lors de la période d'accumulation. Tous ces facteurs se traduisent en un manteau neigeux moins important pour les trois hivers. Par exemple, lors du deuxième hiver, une température de

différenciation à 0°C réduit de 72 cm la hauteur de neige maximale atteinte pendant la saison. La fonte du manteau neigeux s’amorce toutefois au même moment peu importe la température utilisée. Comme aucun épisode de chute de neige n’est observé pendant la fonte des trois hivers, l’influence de la température pluie-neige sur ce type d’évènement n’a pas pu être vérifiée.

La Figure 5.10 présente la sensibilité du modèle à la quantité de précipitation.

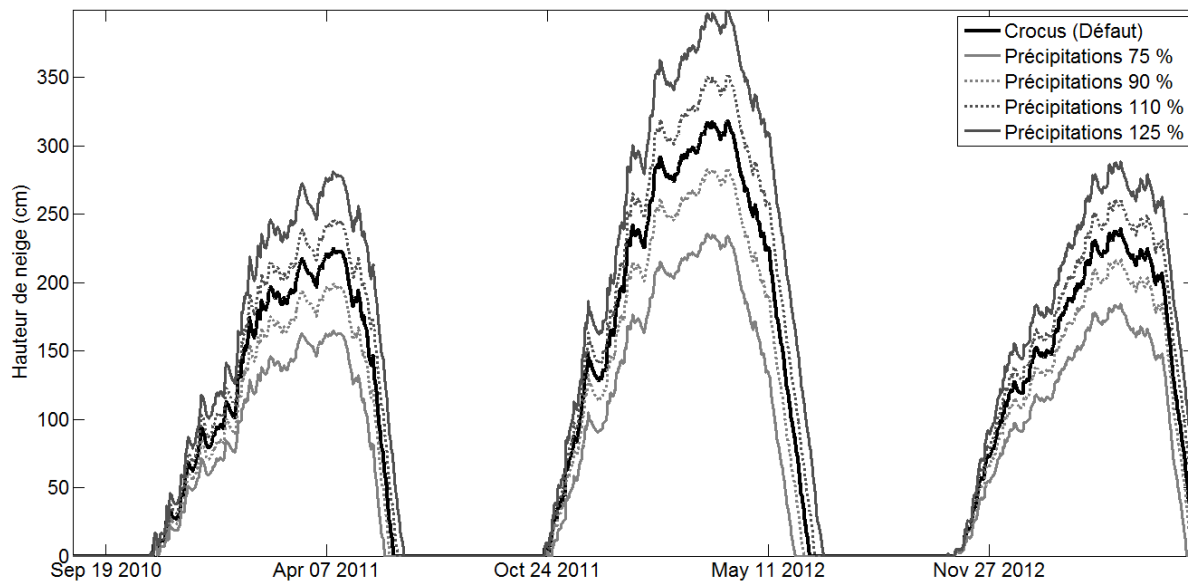


Figure 5.10 Analyse de sensibilité sur la quantité de précipitations

Le profil général demeure le même. La modification à la quantité de précipitation n'entraîne qu'une multiplication directe des valeurs. Ainsi, pour 25 % plus de précipitations, le manteau neigeux possède une hauteur 25 % plus importante. Quoique simple, ce paramètre a donc le potentiel d'avoir une influence importante sur les résultats de la modélisation. Noter que ce comportement linéaire n'a pas été retrouvé aux coussins à neige situés sur le bassin versant de la rivière Nechako.

La Figure 5.11 présente l'influence du vent sur les résultats. Ce graphique est également représentatif du comportement de l'humidité relative.

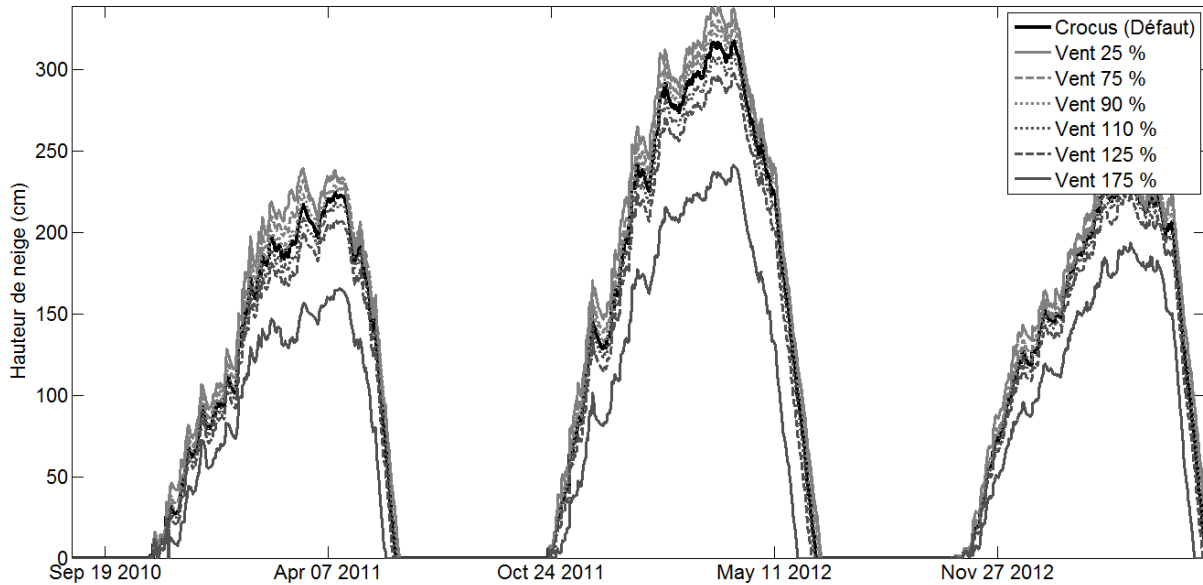


Figure 5.11 Analyse de sensibilité sur le vent

L'influence du vent présente une sensibilité variable selon si la vitesse est augmentée ou diminuée. Lorsque la vitesse du vent est diminuée, l'impact est négligeable. La différence entre une diminution de 75 % et une diminution de 25 % est minime, avec un NRMSE de 4.98 % plutôt que 3.16 %. Au contraire, une augmentation de la vitesse du vent de 25 % se répercute par un NRMSE de 5.03 %, alors que le NRMSE est de 17.73 % pour une augmentation de 75 %. Cela s'explique par le rôle du vent dans les calculs de Crocus. D'une part, le vent agit en tant que contrainte mécanique verticale lors du mécanisme de tassement du manteau neigeux. D'autre part, la vitesse du vent est un élément important des calculs de la sublimation des couches de neige supérieures. La sublimation par le vent est définie dans Crocus par la formule :

$$Q_s = A \left(\frac{T_0}{T_a} \right)^\gamma U_t \rho_a q_{si} (1 - Rh_i) \left(\frac{U}{U_t} \right)^B \quad (5.2)$$

où Rh_i , U et U_t correspondent respectivement à l'humidité relative [0-1], à la vitesse du vent (m/s) et à un seuil de vitesse pour activer la sublimation (m/s) [Guyomarc'h et Mérindol, 1998]. Un vent plus fort aura ainsi tendance à surpasser le seuil de vitesse plus fréquemment et diminuer l'épaisseur du manteau neigeux. Au contraire, un vent moins fort produira moins de sublimation, en plus de diminuer la contrainte de tassement et ainsi favoriser l'accumulation de neige. Toutefois, le vent doit être augmenté de manière drastique avant qu'un impact

significatif soit détecté. Comme le vent fourni par les données NARR correspond déjà aux bourrasques enregistrées à la station Shames, la valeur multiplicative doit probablement rester relativement faible afin de demeurer réaliste.

Dans le cas de l'humidité relative, une limite supérieure à 100 % a été imposée aux modifications. Comme l'humidité relative calculée par les données NARR est généralement élevée, l'impact se situe plutôt sur les facteurs multiplicatifs faibles. Tel que pour le vent, l'humidité relative influence le phénomène de sublimation, tel que présenté à l'équation 5.2. Une humidité relative faible favorise la sublimation et, donc, un manteau neigeux moins important. C'est d'ailleurs ce qui est reflété par les résultats. L'impact de la diminution de l'humidité relative est d'un ordre de grandeur similaire aux précipitations, avec un NRMSE de 15.99 %.

La Figure 5.12 présente les résultats de l'analyse de sensibilité sur le rayonnement à courtes longueurs d'onde.

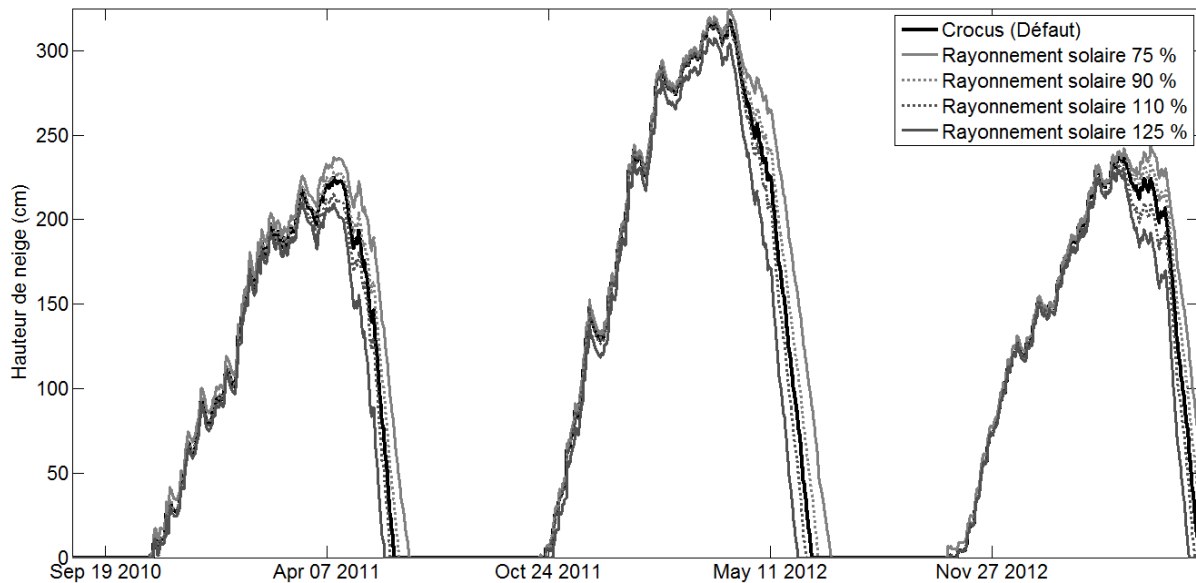


Figure 5.12 Analyse de sensibilité sur le rayonnement solaire à courtes longueurs d'onde

Les rayonnements solaires à courtes et grandes longueurs d'onde se comportent d'une manière similaire. Toutefois, alors que les grandes longueurs d'onde ont un impact sur l'ensemble de l'hiver, l'influence des courtes longueurs d'onde est limitée à la période de fonte. L'impact le plus significatif est la modification du taux de fonte au printemps, ce que n'accomplit aucun

autre intrant météorologique. Le rayonnement solaire a un impact direct sur la quantité d'énergie absorbée par le manteau neigeux, d'où une fonte plus rapide ou plus lente. Ainsi, même si le NRMSE est relativement faible pour les courtes longueurs d'onde, ce paramètre demeure essentiel pour faire correspondre le rythme de fonte entre les données observées et simulées. Le rayonnement solaire à grandes longueurs d'onde est d'ailleurs ce que Liu *et al.* (2009) avait identifié comme étant le paramètre plus significatif pour le modèle SNTHERM.

5.3 Modélisation des coussins à neige de la Nechako

5.3.1 Résultats avant calage

La météorologie NARR a été acquise pour les années 1992 à 2013 aux trois coussins à neige situés sur le bassin versant de la rivière Nechako. Suite à l'analyse de sensibilité effectuée sur le modèle, il a été déterminé que l'influence des paramètres de SURFEX sur les résultats est faible par rapport à celle des données météorologiques. Par conséquent, afin de limiter le nombre de paramètres de calage, seules les données NARR ont fait l'objet d'un calage. Le fichier de paramètres pour SURFEX fourni par l'équipe de Crocus est ainsi utilisé sans modifications autres que les coordonnées géographiques et l'altitude des sites.

Contrairement aux résultats produits à la station Shames, l'utilisation de données NARR sur les coussins à neige de la Nechako se répercute par une sous-estimation marquée par rapport aux observations. L'équivalent en eau simulé ne correspond en effet qu'à environ 25 % de la valeur observée. Deux différences entre les sites utilisés pourraient expliquer cet écart. Dans un premier temps, l'observation n'est pas la même. Seule la hauteur de neige est mesurée à la station Shames, alors que les coussins à neige enregistrent plutôt l'ÉEN. Il est ainsi possible que Crocus puisse reproduire la hauteur de neige avec précision, mais que la densité du manteau neigeux soit plus difficile à modéliser. De plus, il existe une différence d'altitude notable entre les coussins à neige de la Nechako et la station Shames. Les coussins de neige sont situés entre 1300 et 1500 m d'altitude, alors que la station Shames est plutôt à 740 m. Par conséquent, il est possible que les coussins à neige correspondent moins bien aux pixels NARR, alors que la station Shames, située à plus basse altitude, demeure plus représentative.

Cela renforce le besoin d'effectuer un calage du modèle afin de reproduire l'ÉEN observé aux coussins à neige.

5.3.2 Calage des intrants

Le calage est effectué entre les années 2002 et 2013 avec l'algorithme SCE-UA et un maximum de 2200 essais. Les paramètres sont décrits dans la méthodologie à la Section 3.4. Le Tableau 5.2 présente les résultats après calage.

Tableau 5.2 Calage de SURFEX aux trois coussins à neige

	Coussins à neige								
	Mt. Wells			Tahtsa			Pondosy		
	Inf.	Meilleur	Sup.	Inf.	Meilleur	Sup.	Inf.	Meilleur	Sup.
X₁ : Température	-3.628	-2.905	-2.541	-1.898	-1.700	-1.404	-4.998	-4.731	-4.367
X₂ : Humidité relative	0.975	0.981	1.035	0.934	0.947	1.001	0.824	0.892	0.933
X₃ : Précipitations	1.194	1.302	1.354	1.623	1.747	1.776	1.325	1.367	1.458
X₄ : Temp. pluie-neige	274.743	274.743	275.293	273.004	273.045	273.492	274.320	274.483	274.752
X₅ : Vent	2.498	2.741	2.937	0.989	1.178	1.351	1.160	1.351	1.827
X₆ : Rayonnement solaire à courtes longueurs d'onde	0.833	0.915	0.922	0.769	0.800	0.941	0.977	1.016	1.064
X₇ : Rayonnement solaire à grandes longueurs d'onde	0.750	0.764	0.832	0.961	1.024	1.034	0.993	1.017	1.056
Nb. essais pour convergence		937			2158			2099	
Calage: RMSE (mm)		100.38			180.34			111.74	
Calage: NRMSE		10.52%			7.63%			9.06%	
Validation: RMSE (mm)		78.75			198.21			132.11	
Validation: NRMSE		9.82%			11.01%			10.15%	

Malgré le calage, il demeure une erreur d'environ 10 % entre la simulation et l'ÉEN observé. Il est à noter que l'hiver 1995-1996 a été exclu du calcul du RMSE pour Tahtsa Lake, puisque les observations ne sont pas complètes. Dans le tableau, les colonnes *Inf* et *Sup* correspondent respectivement à la valeur minimale et maximale présente dans les 250 meilleurs jeux de paramètres. La différence entre le meilleur jeu de paramètres et le 250^e est une augmentation du RMSE de l'ordre de quelques millimètres. Par conséquent, il n'a pas été jugé nécessaire d'utiliser un ensemble de résultats plutôt que le meilleur jeu de paramètres.

Les jeux de paramètres identifiés ne présentent pas beaucoup de variabilité pour un même coussin à neige. L'humidité relative et le rayonnement solaire présentent un écart de moins de

10 % (en valeur absolue du facteur multiplicatif) entre la valeur minimale et maximale des 250 meilleurs essais. Le rayonnement solaire à courtes longueurs d'onde à Tahtsa Lake constitue une exception, puisqu'il présente une variation de 17 %. La température et le degré de différenciation pluie-neige présentent des écarts de l'ordre d'un demi-degré. Les deux paramètres ayant la plus grande variabilité sont la quantité de précipitations et la vitesse du vent, avec des écarts respectifs de 15 % et de 36 à 67 % entre la valeur minimale et maximale. Avec le degré de différenciation pluie-neige, ces paramètres avaient été identifiés comme ayant un impact significatif lors de l'analyse de sensibilité. Le fait qu'ils présentent une variabilité plus grande indique que la surface de réponse est relativement plane, puisque plusieurs jeux de paramètres fournissent un résultat similaire.

Dans la plupart des cas, il ne semble pas exister de tendance entre les coussins à neige au niveau de la valeur des paramètres. Seule l'humidité relative est d'un ordre de grandeur similaire pour les trois sites. Dans quelques cas, soient le degré de différenciation pluie-neige, la quantité de précipitations ou le rayonnement solaire, deux des trois coussins à neige possèdent des valeurs semblables. Outre la quantité de précipitations, où la valeur finale du paramètre correspond bien à la quantité de neige aux trois sites, il est difficile de lier les paramètres finaux aux conditions réelles en raison de la complexité du modèle SURFEX. L'ajustement à la température semble réaliste, puisque Tahtsa Lake, le plus bas en altitude, n'a qu'un ajustement de -1.7°K , alors que ce paramètre est de -2.9 et -4.7°K pour Mt. Wells et Mt. Pondsosy respectivement. Dans le cas de Mt. Wells et Tahtsa Lake, le facteur appliqué au rayonnement solaire à courtes longueurs d'onde semble correspondre à la surestimation d'environ 20 % identifiée pour les données NARR [Langlois *et al.*, 2009; Franz *et al.*, 2010].

Le seul paramètre qui semble peu réaliste est le facteur appliqué à la vitesse du vent à Mt. Wells. Tel que mentionné précédemment, le vent des données NARR semble déjà correspondre aux bourrasques plutôt qu'à une vitesse moyenne. Par conséquent, un facteur multiplicatif de 2.741 semble élevé. Cela est probablement dû à la borne supérieure utilisée lors du calage qui, en rétrospective, était sans doute trop élevée.

La Figure 5.13 présente la modélisation des trois coussins à neige pour la période 2002-2013. Le profil complet des années 1992 à 2013 se trouve à l'Annexe C.

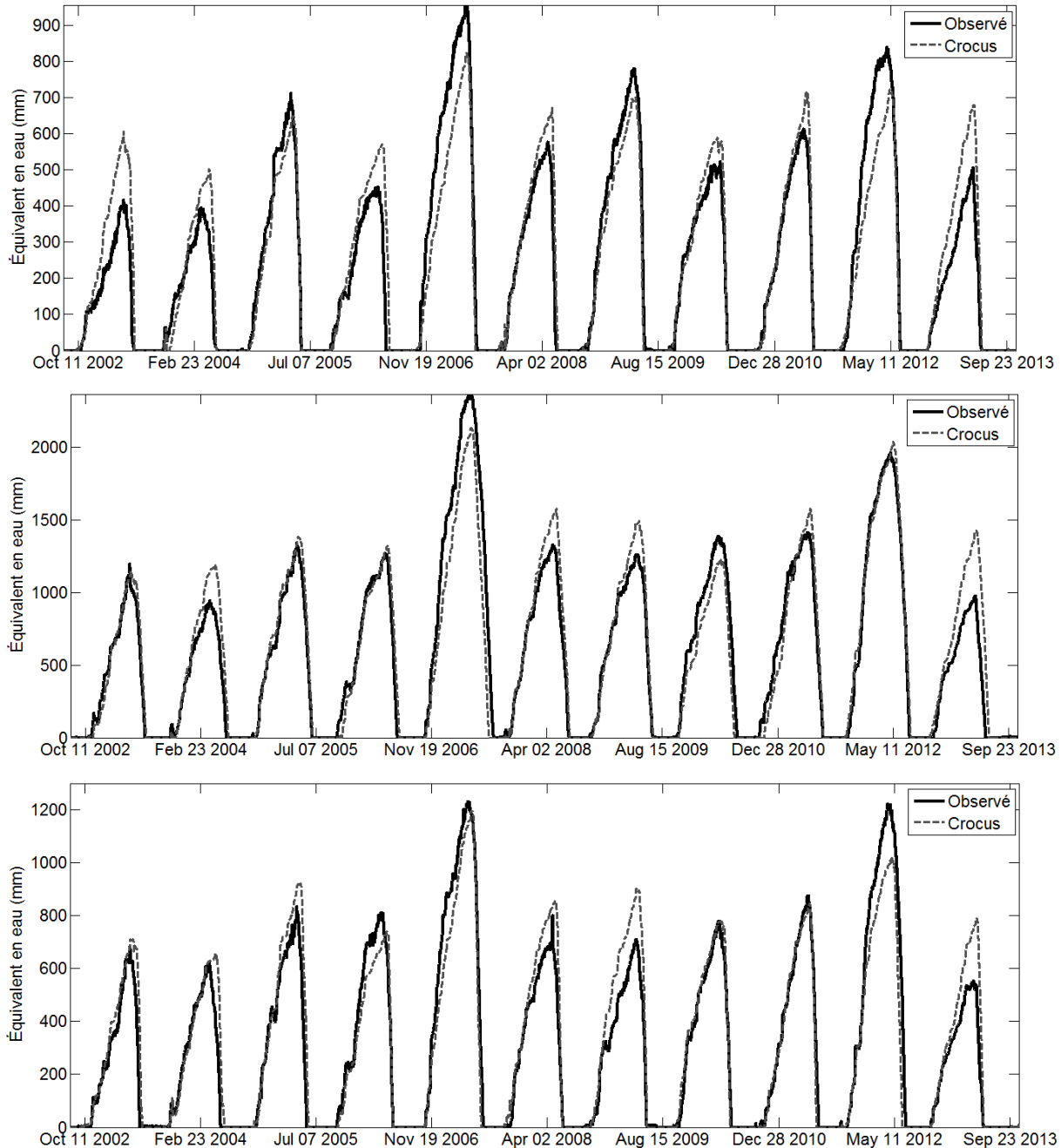


Figure 5.13 Modélisation des coussins à neige après calage sur la période 2002-2013. (De haut en bas) Respectivement Mt. Wells, Tahtsa Lake et Mt. Pondosy

L'utilisation de données NARR signifie que certaines particularités ne sont pas reproduites, peu importe le calage. Cela se répercute par un ÉEN relativement homogène d'une année à l'autre, avec un manque de variations pour les années très fortes ou très faibles. Tel que mentionné précédemment, certains épisodes de chute de neige sont parfois manqués ou mal interprétés et produisent un biais pour le reste de l'hiver. Comme aucune méthode

d'assimilation de données n'est intégrée à SURFEX, il n'est pas possible d'éliminer le biais pendant une simulation. Cet aspect est toutefois en développement chez Météo-France. La fonte du manteau neigeux se produit tout de même de manière synchronisée avec l'observé et, surtout, se produit à un rythme similaire à l'observé. Cela rend possible la comparaison entre les coussins à neige simulés et le suivi de l'humidité du manteau neigeux par images radar. Une analyse quantitative entre les propriétés des couches du manteau neigeux modélisées par SURFEX et le signal radar risque d'être plus complexe à réaliser, en raison des incertitudes sur les résultats du modèle et les paramètres utilisés.

5.4 Analyse des images satellitaires

L'analyse des images radar et MODIS est présentée dans l'article scientifique au Chapitre 4. L'ensemble des cartes de neige humide produites dans le cadre du projet de recherche se trouve toutefois à l'Annexe D.

5.5 Combinaison de SURFEX et de RADARSAT-2

5.5.1 Données radar aux coussins à neige

Un coefficient de rétrodiffusion moyen a été calculé pour chaque image radar à partir de la zone relativement homogène présentée précédemment à la Section 3.6.2. Le coussin à neige à Tahtsa Lake n'a toutefois pu être analysé. Comme il se trouve en sommet de montagne, la majorité du territoire avoisinant est constitué soit d'une zone d'ombre, soit d'une zone de repliement. Par conséquent, l'écart-type est aussi important que la valeur elle-même. Afin de remplacer ce coussin à neige par une source de données supplémentaire, la station Shames a été analysée avec les coussins à neige Mt. Wells et Mt. Pondosy. Il est à noter que les images radar ne couvrent pas toutes la station Shames, ce qui explique le nombre de points plus faible.

Une correction est apportée aux coefficients de rétrodiffusion afin de tenir compte de l'angle d'incidence local. La formule est décrite dans la méthodologie, à la Section 3.6.2. Les coefficients de rétrodiffusion calculés pour Mt. Pondosy sont présentés au Tableau 5.3, alors que ceux aux autres sites sont présentés à l'Annexe E.

Tableau 5.3 Coefficients de rétrodiffusion normalisés à Mt. Pondosy

Azimut	Pente	STD	Aspect	STD					
86.00°	14.90°	5.38°	45.30°	19.52°					
Date	Angle d'incidence	Angle d'incidence local							
2011-10-06	41.16°	23.23°	37.20°						
2011-10-13	37.47°	19.77°	33.63°						
2012-01-03	44.58°	26.50°	40.53°						
2012-03-22	41.15°	23.22°	37.18°						
2012-03-29	37.46°	19.76°	33.61°						
2012-04-08	44.54°	26.46°	40.49°						
2012-04-15	41.13°	23.21°	37.17°						
2012-04-22	37.46°	19.76°	33.61°						
2012-05-02	44.56°	26.48°	40.51°						
2012-05-09	41.16°	23.23°	37.19°						
2012-05-16	37.48°	19.78°	33.63°						
2012-05-26	44.55°	26.47°	40.50°						
2012-06-09	37.45°	19.74°	33.60°						
2012-06-19	44.52°	26.44°	40.47°						
2012-06-26	41.13°	23.21°	37.17°						
2012-07-13	44.54°	26.46°	40.49°						
2012-07-20	41.11°	23.19°	37.15°						
2012-07-27	37.45°	19.75°	33.61°						
VV moyen (power)	VV normal (power)	VV normal (dB)	VH moyen (power)	VH normal (power)	VH normal (dB)				
0.093	0.112	0.153	-9.507	-8.142	0.025	0.030	0.039	-15.271	-14.092
0.088	0.101	0.132	-9.958	-8.789	0.025	0.028	0.036	-15.480	-14.470
0.100	0.127	0.182	-8.956	-7.396	0.026	0.032	0.044	-14.889	-13.542
0.127	0.153	0.209	-8.165	-6.800	0.034	0.040	0.053	-13.975	-12.797
0.114	0.130	0.170	-8.861	-7.692	0.030	0.033	0.042	-14.797	-13.788
0.092	0.117	0.167	-9.327	-7.769	0.031	0.038	0.052	-14.210	-12.865
0.077	0.093	0.127	-10.325	-8.962	0.021	0.025	0.033	-16.045	-14.867
0.088	0.101	0.132	-9.973	-8.805	0.022	0.024	0.030	-16.172	-15.163
0.069	0.088	0.127	-10.532	-8.973	0.018	0.022	0.030	-16.556	-15.210
0.064	0.077	0.106	-11.112	-9.746	0.017	0.020	0.026	-17.068	-15.889
0.086	0.098	0.129	-10.068	-8.898	0.021	0.024	0.030	-16.220	-15.210
0.081	0.104	0.149	-9.834	-8.275	0.022	0.027	0.037	-15.642	-14.296
0.096	0.109	0.143	-9.614	-8.446	0.023	0.026	0.033	-15.876	-14.867
0.080	0.102	0.146	-9.904	-8.347	0.023	0.028	0.039	-15.471	-14.126
0.093	0.112	0.153	-9.520	-8.156	0.029	0.034	0.045	-14.673	-13.495
0.105	0.133	0.191	-8.746	-7.188	0.030	0.037	0.050	-14.375	-13.029
0.103	0.123	0.169	-9.085	-7.723	0.032	0.037	0.049	-14.264	-13.087
0.107	0.123	0.161	-9.110	-7.941	0.036	0.040	0.051	-13.963	-12.954

Il existe un écart variant entre 1 et 2 décibels entre la valeur minimale et maximale calculée en tenant compte des incertitudes sur l'angle de la pente et son orientation. Noter que l'écart-type dû au chatoiement du signal n'est pas pris en compte, puisqu'il s'agit d'un phénomène aléatoire lié à la cohérence de l'onde radar. Malgré la zone homogène relativement petite (environ 200 pixels), il a été vérifié et confirmé que la distribution statistique des pixels est

relativement symétrique. Cela permet de conclure que le signal moyen est représentatif de la zone étudiée.

5.5.2 Analyse des sorties de SURFEX

L'outil Snowtools a été développé par l'équipe de Crocus afin d'extraire l'information pertinente sur le manteau neigeux à partir des sorties de SURFEX, mais ses sorties sont créées sous la forme d'une image. Par conséquent, dans le cadre du projet, une version MATLAB équivalente a été réécrite afin de pouvoir créer des profils verticaux faciles à extraire. Les figures présentées lors de cette section proviennent de cette version MATLAB.

À partir du graphique d'évolution saisonnière, les propriétés du manteau neigeux sont extraites pour les journées auxquelles les images radar ont été acquises. Les caractéristiques analysées concernent la hauteur de neige, la profondeur de neige humide, le métamorphisme des grains de neige (sphéricité, dendricité, taille), la surface spécifique moyenne sur les premiers 1.5 et 6.0 mm de neige, l'équivalent en eau, de même que le contenu en eau liquide et la densité de la première couche de neige. La section actuelle présentera les résultats à Mt. Pondosy et le contenu en eau liquide aux autres sites, alors que les résultats complets (numériques) sont présentés à l'Annexe E. Aucune différence majeure n'a été observée entre les quatre sites. La discussion associée à Mt. Pondosy est par conséquent valide pour les autres coussins à neige. Noter que comme le coussin à neige à Tahtsa Lake ne peut pas être utilisé pour l'analyse du signal radar, aucune valeur numérique n'a été extraite à ce site.

La Figure 5.14, la Figure 5.15 et la Figure 5.16 présentent les caractéristiques du métamorphisme des grains de neige, soient respectivement leur sphéricité, leur dendricité et leur taille. La dendricité et la taille sont mutuellement exclusifs, d'où la forme inhabituelle de la Figure 5.16.

Tel qu'attendu, la neige fraîchement tombée lors de l'hiver présente une dendricité élevée, soit une forme cristalline. La dendricité diminue en profondeur, sous l'effet du tassement des couches supérieures. Au contraire, la sphéricité demeure relativement faible en surface, alors qu'elle est élevée en profondeur. Il s'agit de résultats reflétant bien les processus de fragmentation des grains de neige simulés par Crocus.

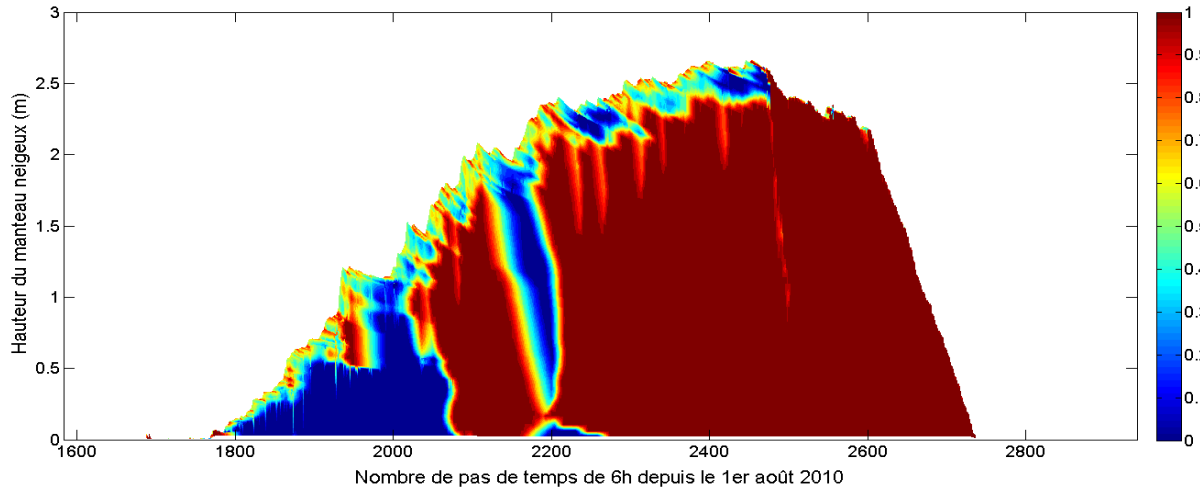


Figure 5.14 Sphéricité [0-1] à Mt. Pondosy pendant l'hiver 2011-2012

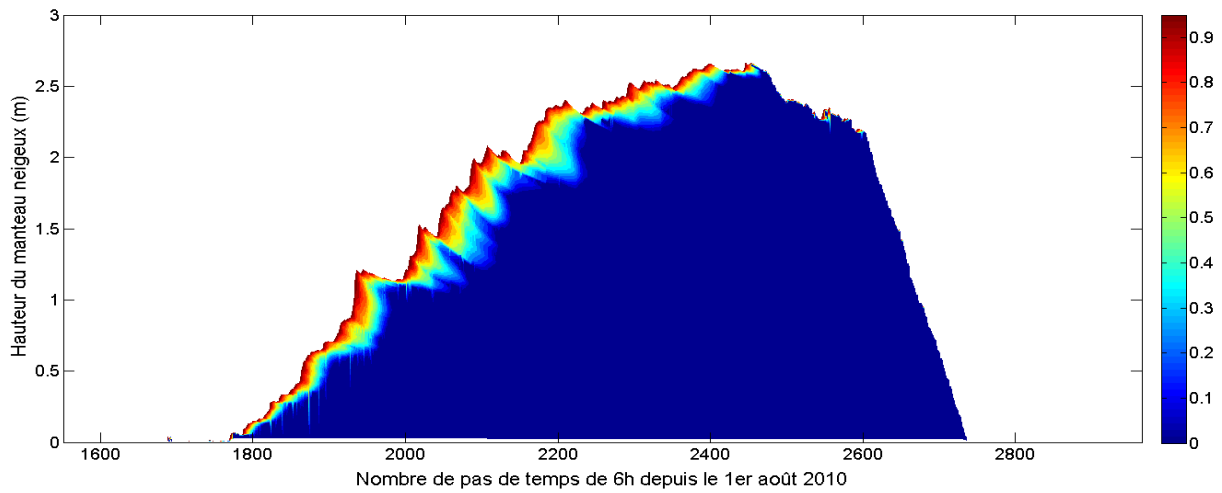


Figure 5.15 Dendricité [0-1] à Mt. Pondosy pendant l'hiver 2011-2012

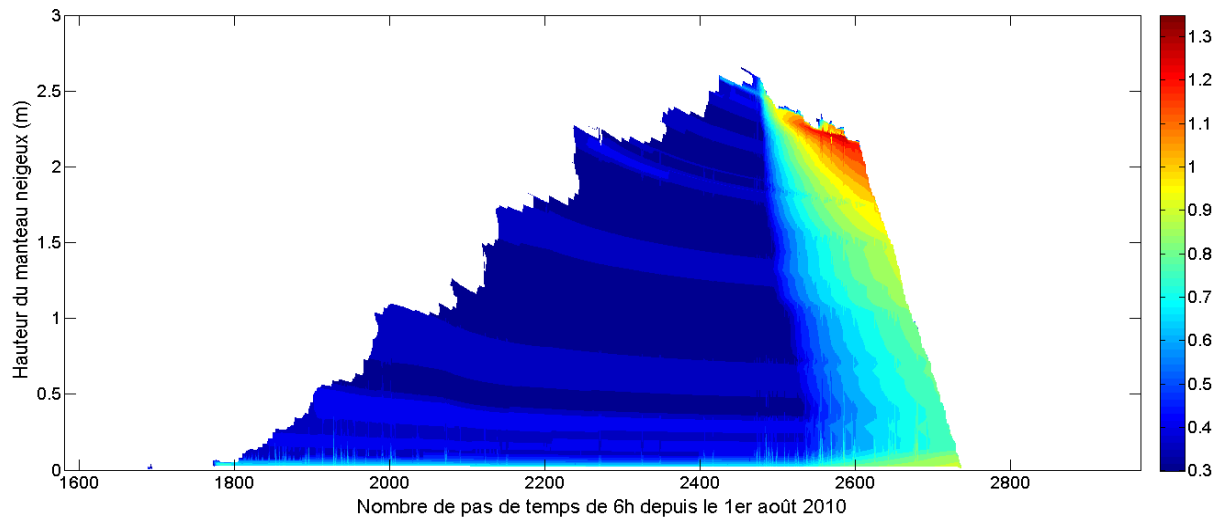


Figure 5.16 Taille des grains de neige (mm) à Mt. Pondosy pendant l'hiver 2011-2012

Les deux zones de sphéricité nulle en profondeur, entre les pas de temps de 1800 et 2050, puis à environ 2200, sont difficiles à expliquer. Ces zones ne sont en effet pas reproduites sur les autres graphiques, autant ceux liés aux caractéristiques des grains de neige que ceux liés aux autres propriétés du manteau neigeux. Il est d'ailleurs illogique que les grains de neige dans ces zones soient non-sphériques et non-dendritiques, puisque ces propriétés sont habituellement opposées. Il s'agit donc probablement d'une erreur dans la simulation de Crocus.

Lors de la période de fonte, la dendricité et la sphéricité n'offrent pas de résultats pertinents, puisque ces paramètres se maintiennent respectivement à des valeurs de 0 et 1. Cela s'explique par la présence d'eau liquide dans le manteau neigeux qui favorise la formation de grains sphériques. C'est également pourquoi la taille des grains de neige, qui se maintient à environ 0.4 mm pendant l'hiver, augmente drastiquement lors de la fonte du manteau neigeux.

La Figure 5.17 illustre la variation de la surface spécifique pendant l'hiver 2011-2012.

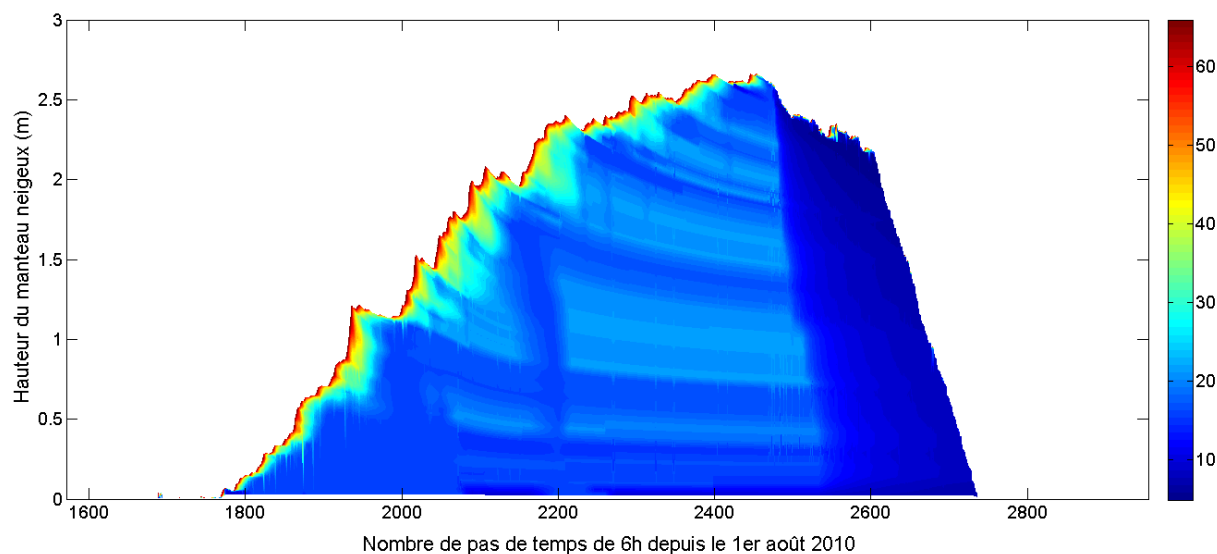


Figure 5.17 Surface spécifique (m^2/kg) à Mt. Pondosy pendant l'hiver 2011-2012

La surface spécifique des grains de neige (*SSA, specific surface area*) est une combinaison des trois paramètres de métamorphisme. Ainsi, la Figure 5.17 reproduit certains comportements identifiés précédemment. Pendant l'hiver, les premières couches de neige possèdent une SSA élevée en raison de la forme dendritique des grains de neige. La SSA diminue en profondeur en raison de la fragmentation et de la compaction des grains de neige.

D'une manière similaire, la SSA est faible lors de la fonte du manteau neigeux en raison de la forme sphérique des grains de neige humides. Alors que les résultats reproduisent des comportements observés précédemment, la distribution des valeurs est mieux adaptée à la comparaison avec le signal radar, contrairement à la sphéricité ou la dendricité qui présentent souvent des valeurs de 0 ou 1 en surface, avec peu de valeurs situées entre les bornes.

La Figure 5.18 et la Figure 5.19 présentent le contenu en eau liquide et la densité du manteau neigeux lors de l'hiver 2011-2012.

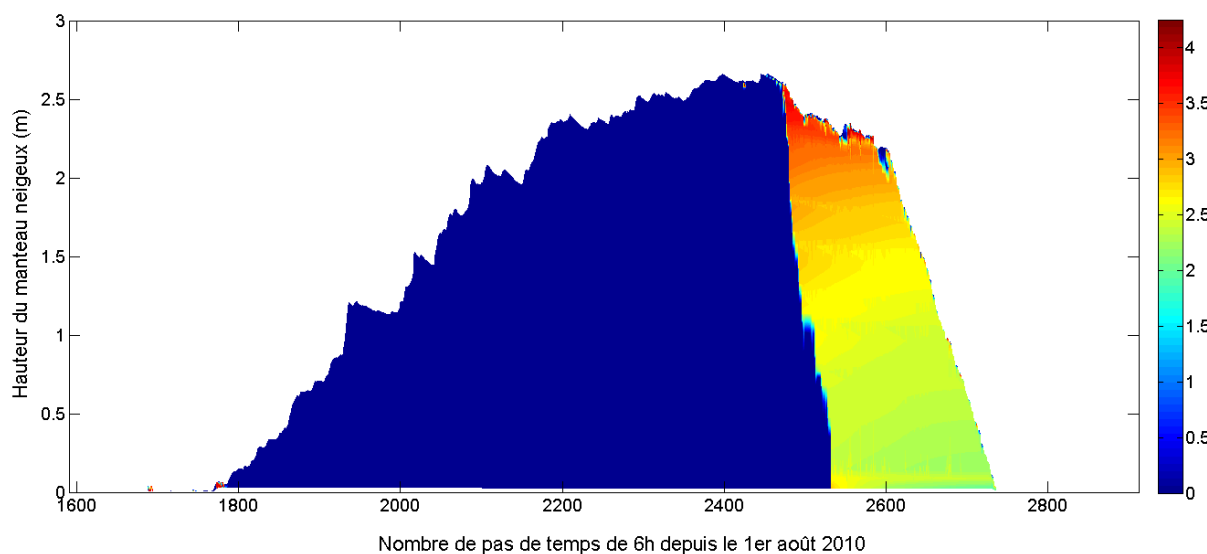


Figure 5.18 Contenu en eau liquide (%) à Mt. Pondosy pendant l'hiver 2011-2012

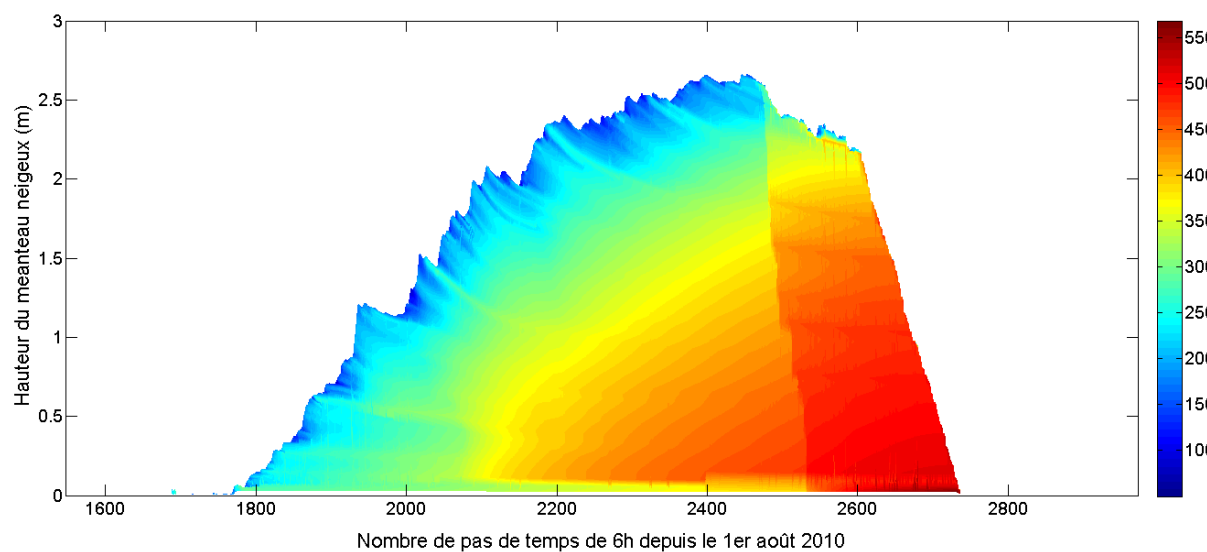


Figure 5.19 Densité (kg/m^3) à Mt. Pondosy pendant l'hiver 2011-2012

Les deux graphiques présentent des résultats satisfaisants et réalistes. L'eau liquide est plus élevée en surface, puis diminue plus en profondeur. Il est intéressant de noter que le pourcentage d'eau liquide dans la neige est plus élevé au tout début de la période de fonte. Cela correspond en effet à un moment où la densité de la neige à la surface est relativement faible, ce qui favorise l'apparition d'eau liquide (jusqu'à 4 %). Au contraire, l'eau liquide à la surface n'atteint qu'environ 2 % plus tard dans la saison.

La densité présente elle aussi un profil réaliste, où la densité des couches de neige augmente progressivement avec la profondeur. La densité relativement faible en début de saison pourrait également expliquer (du moins partiellement) la neige non-sphérique observée précédemment. Il est possible que la contrainte verticale ne soit pas assez prononcée pour modifier le métamorphisme des grains de neige. Toutefois, rien n'est observé au pas de temps 2200, où se trouve l'autre zone de neige non-sphérique.

La Figure 5.20, la Figure 5.21 et la Figure 5.22 illustrent la contenu en eau liquide aux autres sites. Tel que mentionné précédemment, aucune différence majeure n'a été observée entre la simulation à Mt. Pondosy et celle aux autres sites. Par conséquent, les conclusions effectuées pour Mt. Pondosy demeurent valides pour Mt. Wells, Tahtsa Lake et Shames.

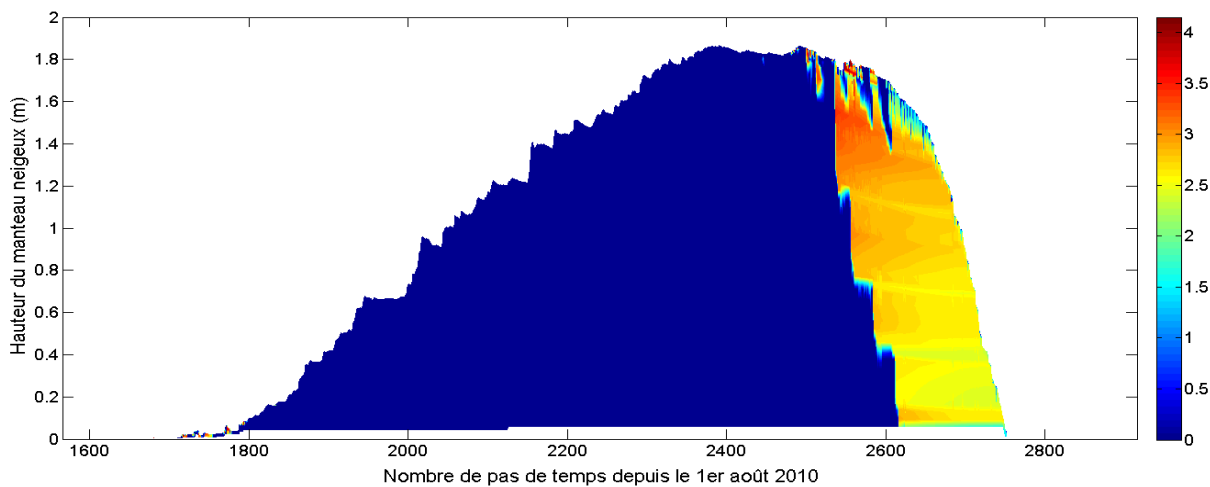


Figure 5.20 Contenu en eau liquide (%) à Mt. Wells pour l'hiver 2011-2012

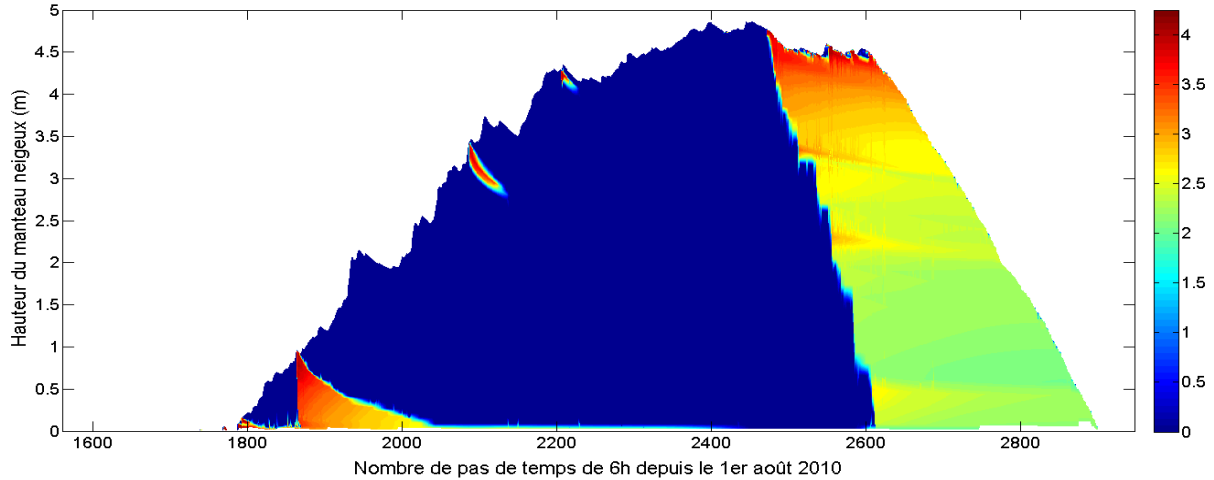


Figure 5.21 Contenu en eau liquide (%) à Tahtsa Lake pour l'hiver 2011-2012

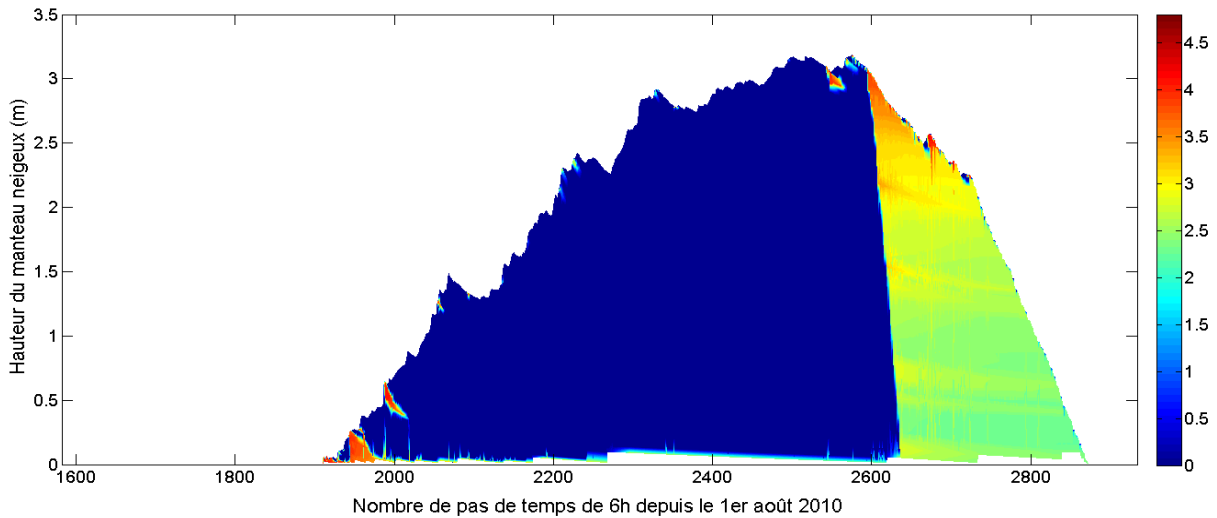


Figure 5.22 Contenu en eau liquide (%) à Shames pour l'hiver 2011-2012

5.5.3 Comparaison entre SURFEX et RADARSAT-2

Les caractéristiques du manteau neigeux indiquées à la section précédente sont comparées au coefficient de rétrodiffusion normalisé des coussins à neige. Seuls les résultats les plus pertinents sont présentés, mais l'ensemble des comparaisons se trouve à l'Annexe E.

Les caractéristiques étudiées peuvent être regroupées en trois grandes familles, soient les propriétés des grains de neige (sphéricité, dendricité, taille, surface spécifique), les propriétés de la couche de surface (contenu en eau liquide, densité) et les propriétés générales du manteau neigeux (hauteur de neige, ÉEN, profondeur de neige mouillée).

Les relations sont établies en fonction du coefficient de rétrodiffusion moyen décrit à la Section 3.6.2. Les barres horizontales représentent les variations causées par les incertitudes sur l'angle de la pente, son orientation (qui dépendent de la cible) et le coefficient de rétrodiffusion extrait de la zone homogène. Il est à noter que sur les figures, un point est noté « sec » lorsque la couche humide est d'une épaisseur de moins de 5 cm. En général, Mt. Wells n'offre pas de relation très concluante entre les caractéristiques du manteau neigeux et le coefficient de rétrodiffusion du signal radar. Un exemple typique est illustré à la Figure 5.23.

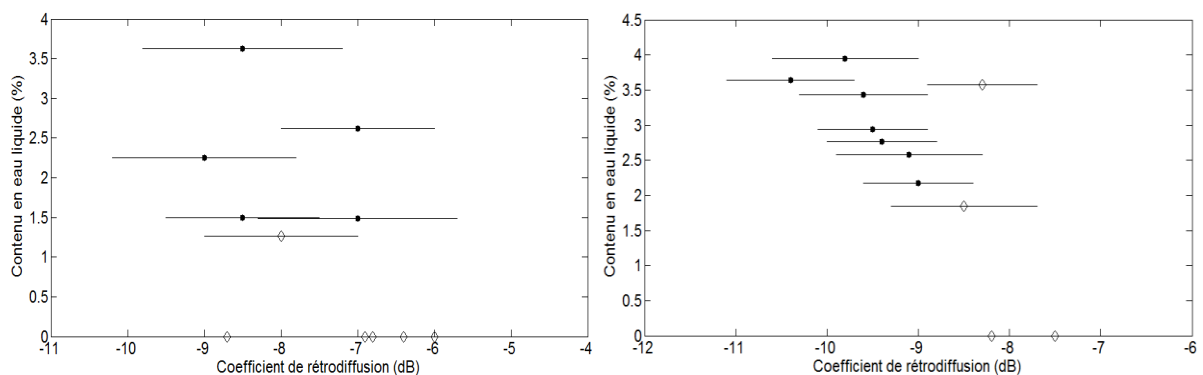


Figure 5.23 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion (polarisation VV) et le contenu en eau liquide à la surface du manteau neigeux (gauche) à Mt. Wells et (droite) à Mt. Pondsosy. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

D'une manière similaire, lorsque seuls les points humides sont utilisés, les simulations aux stations Shames et Mt. Wells souffrent parfois d'un manque de données, ce qui signifie que les résultats se limitent à deux groupes de points (et donc un R^2 faussement élevé). Ce phénomène est illustré à la Figure 5.24.

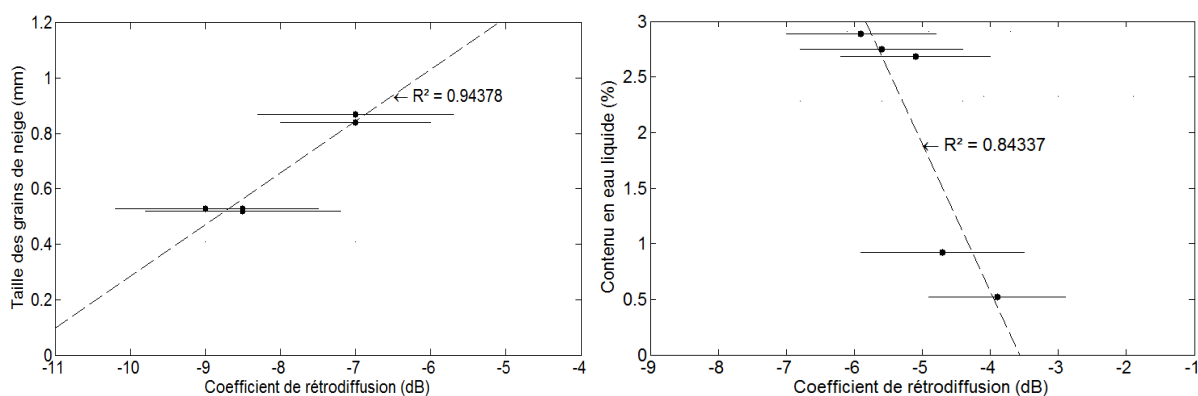


Figure 5.24 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion (polarisation VV) et (gauche) la taille des grains de neige à la surface du manteau neigeux à Mt. Wells et (droite) le contenu en eau liquide à la surface du manteau neigeux à Mt. Pondsosy. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Le coussin à neige de Mt. Pondosy est le plus concluant des trois sites étudiés. En général, il est noté que les résultats en polarisation VV et VH sont similaires, mais que les données en VV tendent à être regroupées sur un intervalle de valeurs plus petit. De plus, il a été noté que certaines tendances n'apparaissent que lorsque seules les dates avec de la neige mouillée sont retenues, bien que cela ne soit pas vrai pour tous les paramètres étudiés.

La Figure 5.25 illustre la relation à Mt. Pondosy entre les caractéristiques des grains de neige et le coefficient de rétrodiffusion normalisé.

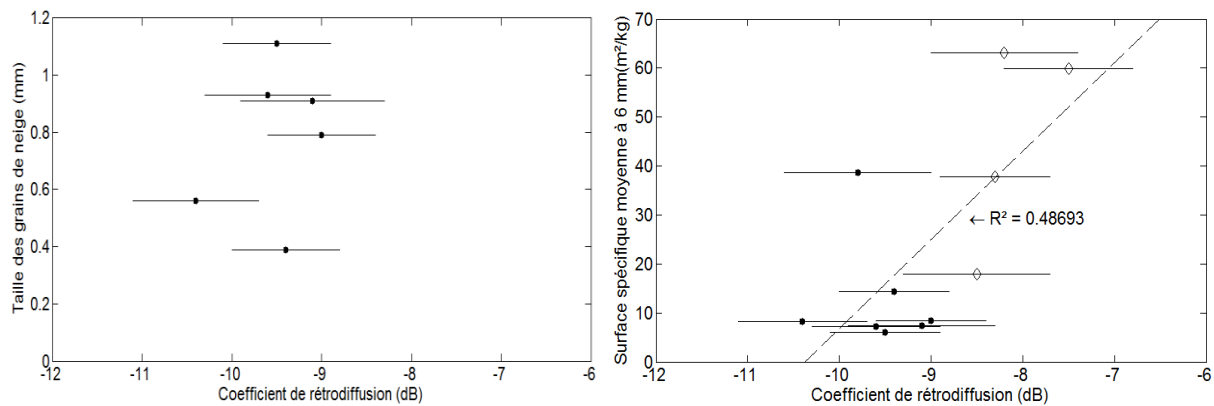


Figure 5.25 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion et les caractéristiques des grains de neige à Mt. Pondosy en polarisation VV. (Gauche) Taille des grains de neige dans la couche supérieure du manteau neigeux. (Droite) Moyenne de la surface spécifique sur les 6 premiers millimètres du manteau neigeux. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Le métamorphisme des grains de neige devrait affecter le signal radar, en raison de l'influence du contenu en eau liquide sur certaines caractéristiques telles que la taille ou la sphéricité des grains de neige. Or, les résultats aux trois sites étudiés démontrent que le trio de paramètres utilisé par Crocus pour définir le métamorphisme des grains de neige (sphéricité, dendricité et taille) n'a pas d'influence sur le coefficient de rétrodiffusion. Cela est représenté par un amas de points plus ou moins verticaux sans aucune tendance évidente, tel que présenté sur l'image de gauche à la Figure 5.25. Cet effet pourrait être dû à une mauvaise modélisation des grains de neige par Crocus ou à une incompatibilité entre la taille des grains simulés (maximum de 1.11 mm, mais généralement sous 1 mm) et la longueur de l'onde radar (environ 5.55 cm). Ce trio de paramètres est d'ailleurs jugé obsolète par l'équipe chargée du développement de Crocus, qui préconise plutôt l'utilisation de la surface spécifique (SSA). À Mt. Wells et à Shames, la SSA présente des résultats similaires, soit une absence de relation entre ce paramètre et le signal rétrodiffusé. Toutefois, une certaine tendance peut être observée à Mt.

Pondosy, tel qu'illustré à la Figure 5.25. Cet effet est présent autant sur la moyenne de la SSA sur 6 mm que celle sur 1.5 mm, soient les deux paramètres calculés par Crocus. Tel qu'illustré à la Figure 5.17, la distinction entre la neige sèche et la neige humide (du point de vue de la SSA) se situe principalement sur les premières couches de neige, d'où le choix de l'équipe de Crocus d'utiliser une moyenne de la SSA sur les premiers 1.5 et 6 mm plutôt qu'une moyenne de l'ensemble du manteau neigeux. Malgré la corrélation identifiée à Mt. Pondosy entre la SSA et le coefficient de rétrodiffusion, il peut être noté que l'influence des caractéristiques des grains de neige sur le coefficient de rétrodiffusion est généralement faible ou nulle.

La Figure 5.26 et la Figure 5.27 illustrent la relation à Mt. Pondosy entre le contenu en eau liquide de la première couche de Crocus et le coefficient de rétrodiffusion normalisé.

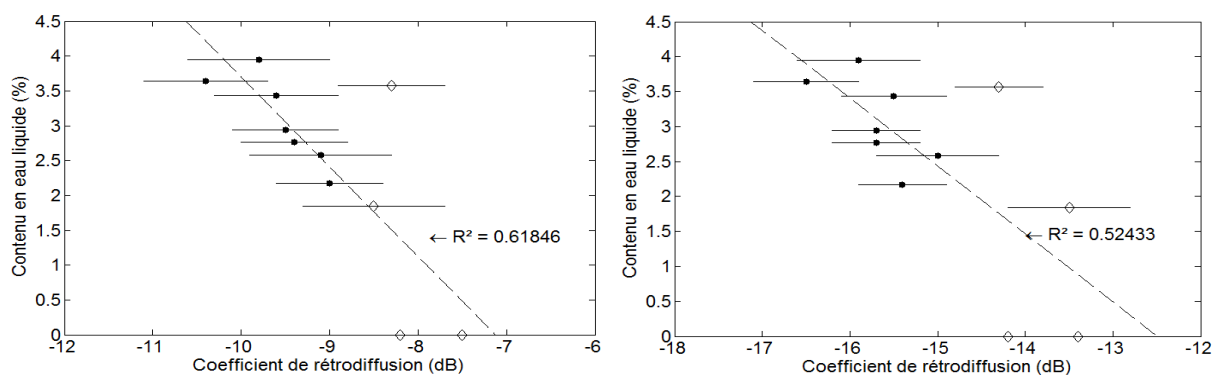


Figure 5.26 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion et le contenu en eau liquide à Mt. Pondosy. (Gauche à droite) Respectivement en polarisation VV et VH. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

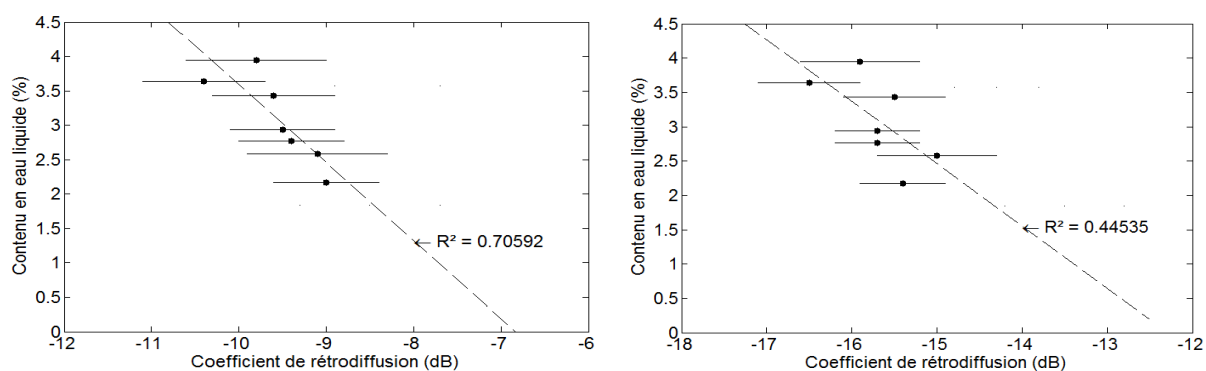


Figure 5.27 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion et le contenu en eau liquide à Mt. Pondosy. (Gauche à droite) Respectivement en polarisation VV et VH. Seuls les points humides sont utilisés.

Tel que spécifié précédemment, les résultats au coussin à neige de Mt. Wells ne sont généralement pas très concluants. Cela est encore le cas pour les deux propriétés de surface,

soient la densité et le contenu en eau liquide de la neige (un exemple est illustré à la Figure 5.23). Toutefois, Mt. Pondosy et Shames présentent une relation concluante entre le coefficient de rétrodiffusion et les propriétés de surface, autant en polarisation VV qu'en VH. Comme le signal radar est sensible à la présence d'eau dans la neige, il s'agit d'un résultat attendu, mais qui indique tout de même une bonne modélisation par Crocus.

Le rapprochement des points en polarisation VV mentionné précédemment, qui se répercute par un R^2 plus élevé, est illustré à Figure 5.27. Ce phénomène est présent pour la plupart des paramètres étudiés. Dans le cas du contenu en eau liquide seulement, il est intéressant de noter que la polarisation VH présente le R^2 le plus élevé lorsque les dates auxquelles le manteau neigeux est sec sont ajoutées. Noter que certains points sont indiqués « secs » en raison d'une épaisseur mouillée de quelques centimètres seulement, ce qui explique qu'ils possèdent un contenu en eau liquide non-nul. Il a été décidé de garder ces valeurs de contenu en eau liquide plutôt que de les écraser à 0 %, puisque cela représente une source d'erreur réelle où le pixel radar peut être constitué d'un mélange de surfaces humides et sèches.

Il existe une corrélation assez directe entre le coefficient de rétrodiffusion et le contenu en eau liquide, avec un R^2 de 0.71 et 0.45 à Mt. Pondosy lorsque seules les dates de neige humide sont utilisées. Le coefficient de détermination est encore plus fort à la station Shames, soit 0.84 et 0.85 en polarisation VV et VH respectivement, mais les points sont regroupés sous la forme de deux amas tel que présenté précédemment à la Figure 5.24. Cela crée ainsi un R^2 faussement élevé.

L'ajout des dates où la neige est sèche a un effet variable selon le site. Tel que présenté à la Figure 5.27, le coefficient de rétrodiffusion en conditions de neige sèche à Mt. Pondosy correspond bien à la relation déjà établie pour la neige humide. Ce n'est toutefois pas le cas à Mt. Wells et à Shames, où le coefficient de rétrodiffusion sur la neige sèche est similaire ou égal à celui de la neige humide. Ce phénomène est présenté à la Figure 5.28. Tel que mentionné précédemment, toutefois, cela pourrait être dû aux points indiqués « secs » alors qu'ils possèdent une épaisseur mouillée de quelques centimètres. Il est donc impossible de conclure sur une quelconque relation entre le contenu en eau liquide et le signal radar à ces deux sites.

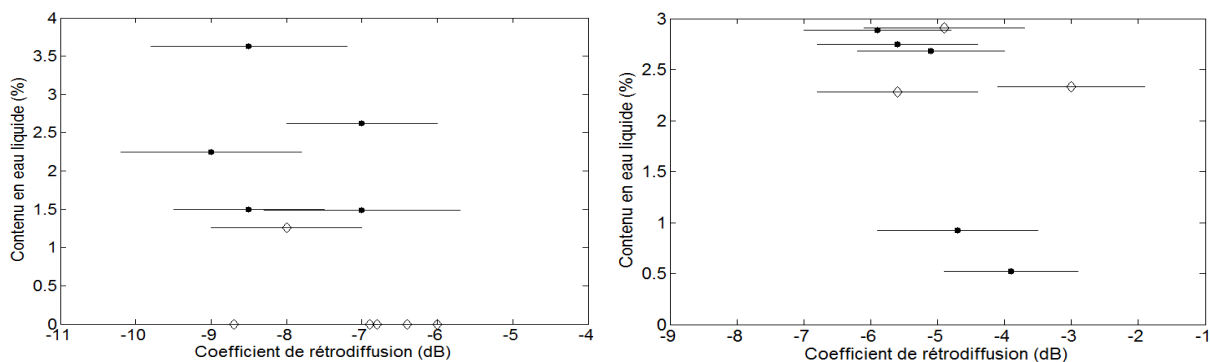


Figure 5.28 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion (polarisation VV) et le contenu en eau liquide à la surface du manteau neigeux (gauche) à Mt. Wells et (droite) Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

La Figure 5.29 illustre la relation entre la densité de la première couche de Crocus et le coefficient de rétrodiffusion normalisé aux trois sites étudiés.

Contrairement au contenu en eau liquide, il existe une séparation marquée entre la neige humide et la neige sèche. À Mt. Pondosy, cela concerne tous les points dont la densité est de moins que 200 kg/m^3 . À la station Shames, cela ne concerne qu'un seul point, situé à 117 kg/m^3 . Dans une moindre mesure (quatre points sur un total de 5 points en conditions de neige sèche), ce phénomène est également retrouvé à Mt. Wells. La Figure 5.29 illustre cette observation, où les points situés dans le coin inférieur droit du graphique correspondent aux dates de neige sèche.

Il est intéressant de noter que l'écart le plus important se trouve à une faible valeur de densité, alors que les manteaux neigeux très denses (dans les environs de 450 à 500 kg/m^3) possèdent un coefficient de rétrodiffusion similaire à la neige sèche. Il s'agit d'une relation inverse au contenu en eau liquide. Cela s'explique en partie par le fait que les valeurs les plus élevées de contenu en eau liquide se produisent dans le premier mois de la période de fonte, à un moment où les grains de neige à la surface sont encore en partie cristallins et possèdent donc un métamorphisme idéal pour favoriser l'apparition d'eau liquide. Au contraire, les valeurs les plus élevées de densité se produisent vers la fin de la fonte, alors que la neige restante est constituée de grains arrondis qui ont été compactés par la fonte des couches supérieures. La capacité maximale en contenu en eau liquide est alors plus faible.

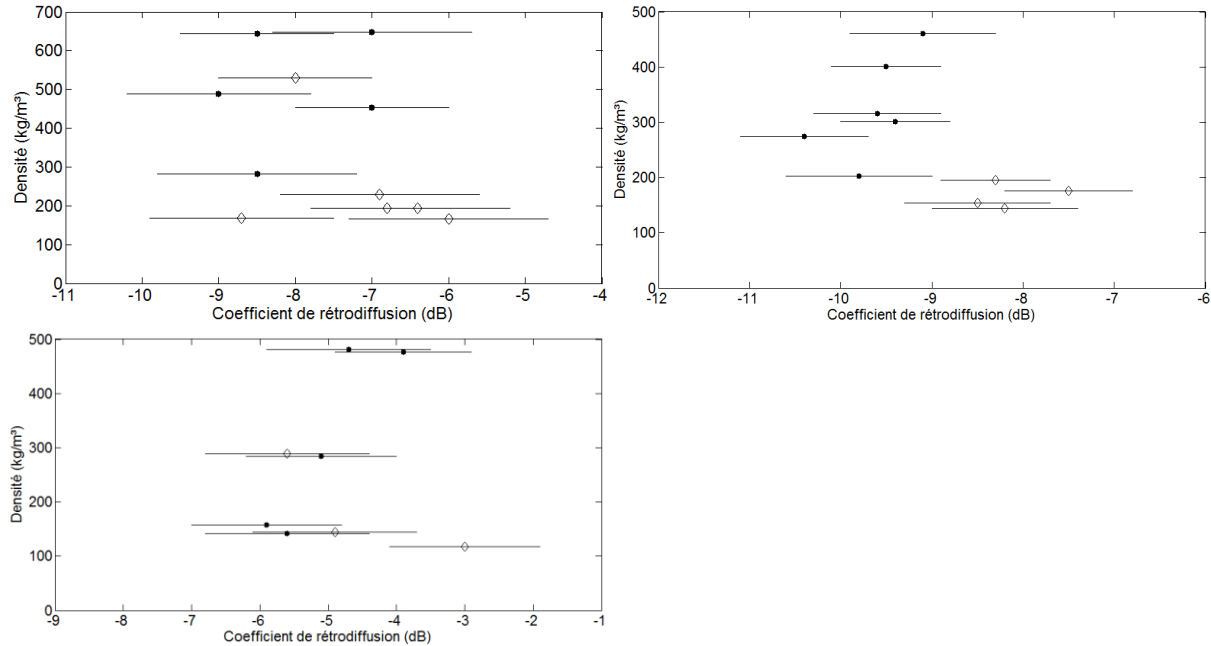


Figure 5.29 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion et la densité de la première couche Crocus en polarisation VV. (Haut - Gauche) Mt. Wells. (Haut - Droite) Mt. Pondosy. (Bas – Gauche) Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Une fois de plus, les résultats à Mt. Wells ne sont pas concluants. Par contre, les deux autres sites présentent une relation bien définie lorsque seules les dates où la neige est humide sont utilisées. À Mt. Pondosy et à Shames, un R^2 respectif de 0.56 et 0.84 en polarisation VV peut être calculé lorsque seuls les points en condition de neige humide sont utilisés. En polarisation VH, ces coefficients sont de 0.45 et 0.59. Dans le cas de la station Shames, les points sont mieux distribués que lors de la comparaison avec le contenu en eau liquide, ce qui renforce la présomption que les résultats qui découlent de ce paramètre sont valables.

La Figure 5.30 présente la relation entre les caractéristiques globales du manteau neigeux à Mt. Pondosy et le coefficient de rétrodiffusion normalisé.

Les trois caractéristiques globales du manteau neigeux étudiées, soient la hauteur du manteau, l'équivalent en eau et la profondeur de neige humide, présentent un profil similaire. Dans les deux premiers cas, les points correspondant à une valeur élevée sont séparés en deux amas plus ou moins concis. Un premier amas regroupe les points de neige humide, alors que le deuxième amas regroupe les points de neige sèche. Environ 2 dB séparent ces deux groupes de points. Une exception concerne la profondeur de neige humide, où l'amas de points de neige sèche se trouve plutôt à 0.

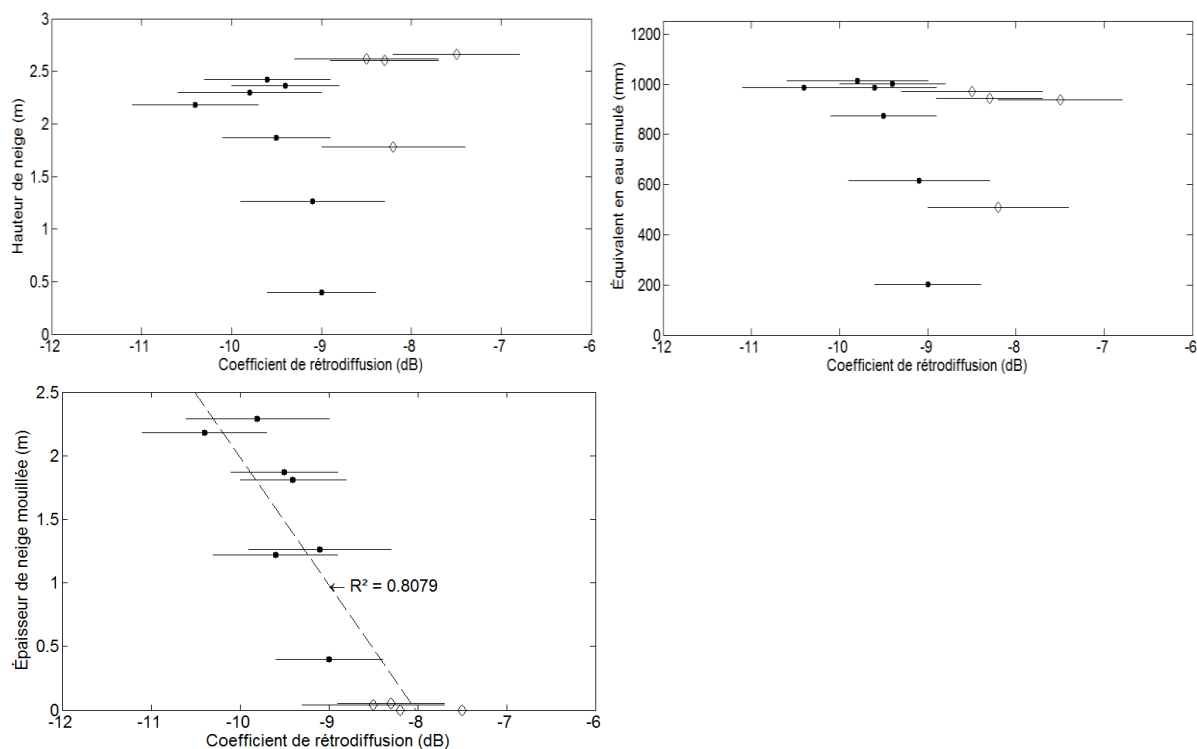


Figure 5.30 Comparaison entre le coefficient de rétrodiffusion et les caractéristiques globales du manteau neigeux au Mt. Pondosy en polarisation VV. (Haut - Gauche) Hauteur de neige. (Haut - Droite) ÉEN simulé. (Bas - Gauche) Épaisseur de neige humide. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Les points dont la valeur est moins élevée sont globalement situés entre ces deux amas, sous la forme d'une ligne plus ou moins verticale. Dans cette ligne, une distance de 1 à 2 dB sépare tout de même les points de neige sèche et de neige humide. Ces observations sont valides pour les trois sites.

Dans un premier temps, ces résultats confirment les données de la littérature, qui indiquent une différence d'environ 3 dB entre la neige sèche et la neige humide. Toutefois, la répartition des points indique qu'il ne semble pas possible de prévoir la hauteur du manteau neigeux ou l'ÉEN à partir du coefficient de rétrodiffusion seulement. Même dans le cas de l'épaisseur de neige mouillée, le point situé à 0.41 m sur la Figure 5.30 semble indiquer un comportement vertical tel que décrit précédemment. La répartition des points aux valeurs élevées est tout de même plus linéaire que pour la hauteur ou l'ÉEN. Cela est dû au fait que la valeur maximale d'épaisseur de neige mouillée est située relativement tôt en saison, soit à la fin de la période de mûrissement mais avant le début de la fonte. Tel que spécifié précédemment, cela correspond au moment où le contenu en eau liquide est lui aussi maximal.

Globalement, l'analyse des résultats de Crocus par rapport au coefficient de rétrodiffusion normalisé indique qu'une relation existe entre le signal radar et le contenu en eau liquide, la densité et la profondeur de neige mouillée. Ces trois paramètres sont directement liés à la présence d'eau dans le manteau neigeux. Toutefois, les résultats démontrent également que le signal radar normalisé moyen diffère de plusieurs décibels d'un site d'étude à un autre. Il est ainsi difficile d'extrapoler les caractéristiques du manteau neigeux au reste du bassin versant à partir du signal radar seulement. De plus, même lorsqu'une relation plus ou moins linéaire peut être établie, tel que pour la densité de la neige humide, la pente de la courbe de régression varie elle aussi d'un site à un autre. Par conséquent, alors que les résultats semblent prometteurs, l'analyse du signal radar demeure pour l'instant très localisée. Une acquisition supplémentaire d'images radar, dans les années à venir, pourrait aider à développer cet aspect.

5.5.4 Estimation de crue printanière

Dans l'article scientifique, à la Section 4.8.3, une estimation est effectuée par rapport au moment où la pointe de la crue printanière est observée dans le réservoir Nechako. Cette estimation est effectuée à partir de la détection de neige humide au sommet des montagnes et de l'ÉEN observé aux coussins à neige. Avec ces informations, il est démontré que la pointe de la crue printanière peut être située dans un intervalle de deux semaines et demi. Or, la modélisation des coussins à neige par Crocus permet d'obtenir une information plus précise sur la période de mûrissement de la neige, par rapport à la détection de la neige humide par radar et l'ÉEN des coussins à neige. Le contenu en eau liquide simulé à Tahtsa Lake pour l'année 2012 est présenté à la Figure 5.31. Seul ce site est choisi, puisqu'il est démontré dans Marcil *et al.* (2015) que la crue printanière est directement liée à la fonte dans le sous-bassin Tahtsa Lake.

La modélisation de Tahtsa Lake indique que la neige humide y apparaît le 9 avril, alors que le coussin à neige détecte une baisse de l'ÉEN à partir du 15 mai seulement. Cela correspond d'ailleurs à la date à laquelle l'eau liquide atteint le sol, selon Crocus. La période de mûrissement dure ainsi 36 jours.

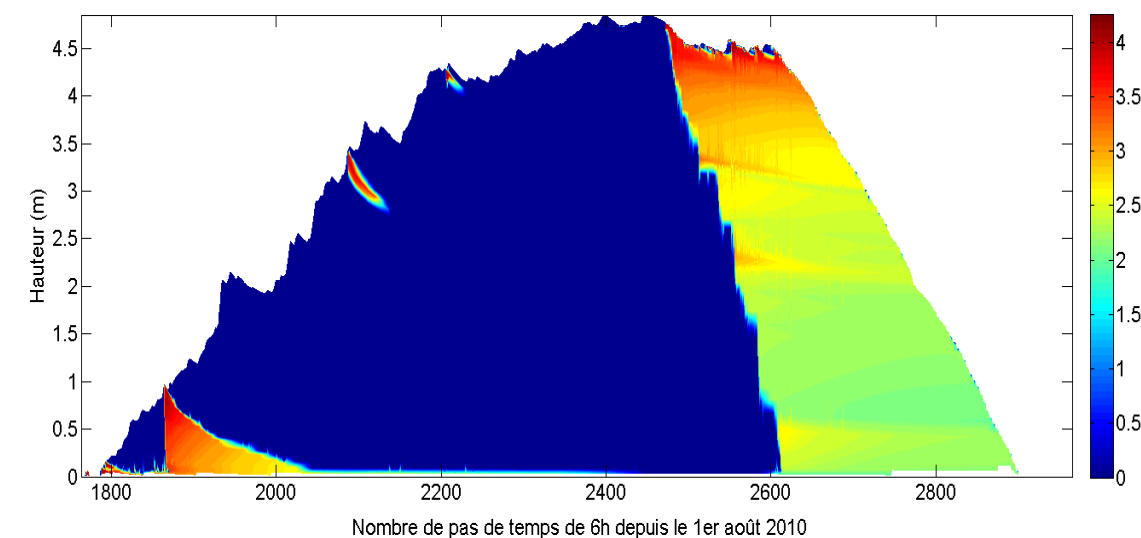


Figure 5.31 Contenu en eau liquide pour l'hiver 2011-2012 à Tahtsa Lake.

Tel qu'indiqué dans l'article scientifique, la neige humide est détectée au sommet des montagnes pour la première fois le 25 mai. L'image précédente est acquise le 16 mai et, alors que les sommets sont toujours secs, la neige humide se trouve déjà haut en altitude. L'apparition de neige humide au sommet des montagnes se produit donc entre le 16 et le 25 mai. À ce point, deux hypothèses sont établies. Premièrement, à partir de l'analyse de Marciel *et al.* (2015) sur le bassin versant à l'étude, il est supposé que l'apport maximal au réservoir Nechako est causé principalement par les montagnes du sous-bassin Tahtsa Lake. Deuxièmement, il est supposé que le coussin à neige situé à Tahtsa Lake, particulièrement la durée du mûrissement modélisé par Crocus, est représentatif des montagnes de ce sous-bassin.

En utilisant l'intervalle de mûrissement de 36 jours déterminé à partir du coussin à neige à Tahtsa Lake, cela signifie que le début de la fonte se produirait entre le 21 et le 30 juin. Cela suppose que la quantité de neige au sommet des montagnes est similaire à celle présente au coussin à neige, ce qui est une supposition réaliste compte tenu du rôle de cet équipement. De plus, comme la période de mûrissement ne provient que d'un seul site pour un seul hiver, il n'est pas possible d'obtenir une estimation de l'erreur. Un mûrissement moyen basé sur plusieurs années serait difficilement représentatif, puisque ce phénomène dépend majoritairement des conditions météorologiques et des propriétés du manteau neigeux au moment de l'amorce du mûrissement. Par conséquent, il est supposé que l'erreur sur la date à laquelle la neige humide apparaît au sommet des montagnes constitue un intervalle adéquat.

La Figure 5.32 illustre les apports au réservoir Nechako pour la crue de 2012 et identifie les deux intervalles définis respectivement par l'apparition de neige humide au sommet des montagnes et par l'estimation de la crue maximale au réservoir.

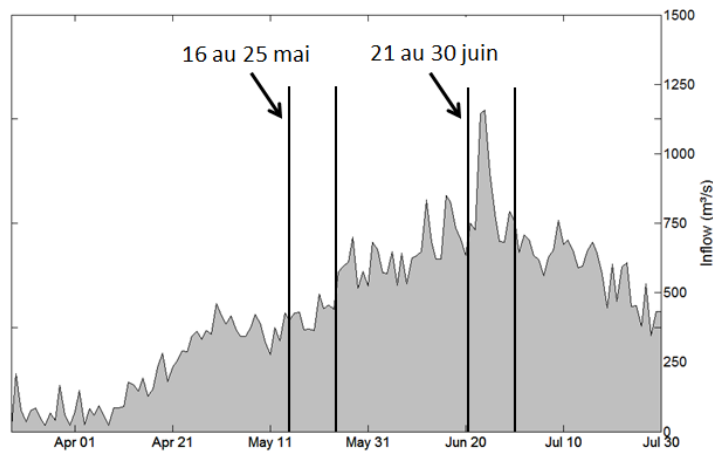


Figure 5.32 Apports au réservoir Nechako pour la crue de 2012

Les débits reconstitués au réservoir de la Nechako corroborent l'estimation, puisque la pointe de la crue printanière en 2012 a été observée le 24 juin. Par comparaison, l'estimation effectuée dans l'article scientifique indique un intervalle situé entre le 13 juin et le 1^{er} juillet. La réduction de l'incertitude aux coussins à neige par Crocus joue donc un rôle important. Il est toutefois à noter que cela n'est basé que sur une seule année de données. Une acquisition supplémentaire d'images radar sera requise avant de pouvoir confirmer ou infirmer la méthodologie utilisée pour cette estimation. Si cette méthode s'avère efficace, un point d'intérêt majeur est que l'eau liquide apparaît au coussin à neige de Tahtsa Lake plus d'un mois avant le début de la fonte à ce site et plus de deux mois avant la pointe de la crue au réservoir. D'une manière similaire aux cartes de neige humide présentées dans l'article scientifique, cette méthode est ainsi efficace en tout début de saison, avant que des instruments tels que l'ÉEN aux coussins à neige ou la SCN détectée par MODIS ne commencent à fournir une information pertinente aux gestionnaires du réservoir.

De plus, une fois le mûrissement amorcé, le rythme de progression dans le manteau neigeux semble demeurer stable, hormis lors d'épisodes de tempêtes de neige. Ce phénomène est illustré à la Figure 5.33.

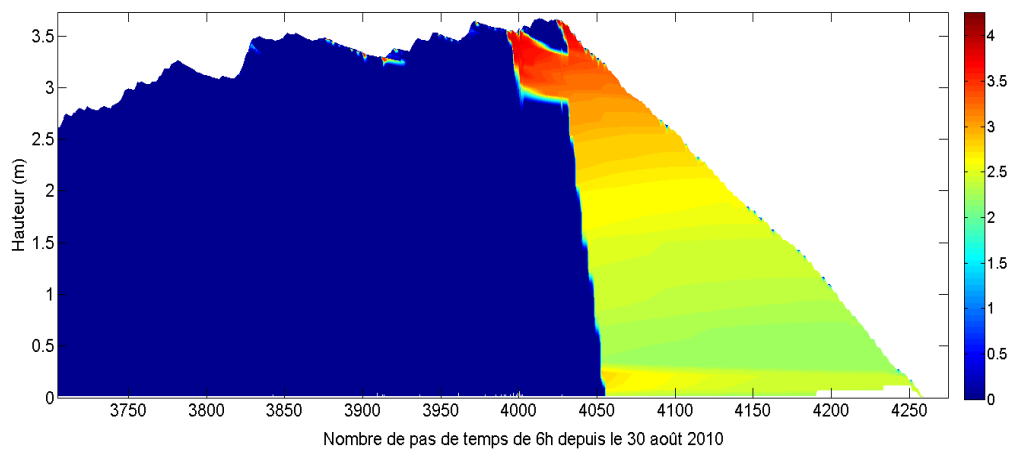


Figure 5.33 Contenu en eau liquide pour l'hiver 2012-2013 à Tahtsa Lake.

Ainsi, avec une simulation adéquate, il serait théoriquement possible d'effectuer un suivi du rythme de mûrissement dès les premiers jours suivant l'amorce afin d'estimer la durée totale de ce processus. Avec un suivi adéquat du bassin versant par imagerie radar, la pointe de la crue pourrait donc être prévue avec environ deux mois d'avance. Cet aspect dépasse toutefois le cadre du projet actuel, puisqu'une acquisition supplémentaire d'images radar est nécessaire.

CHAPITRE 6 CONCLUSION

6.1 Sommaire des travaux réalisés

Dans le cadre du projet de recherche, un suivi de la fonte du manteau neigeux du bassin versant de la rivière Nechako a été effectué à partir d'images satellitaires pour l'hiver 2011-2012. La combinaison d'images MODIS et RADARSAT-2 a permis d'obtenir des cartes complètes et précises de la progression de l'humidité dans le manteau neigeux du bassin. Il a été démontré que l'utilisation d'un seuil graduel dans la méthode de Nagler et Rott permet d'obtenir une détection adéquate de la neige humide en forêt. Il est toutefois nécessaire de combiner ce seuil à une observation visuelle afin de réduire le bruit supplémentaire causé par ce filtre. Entre autre, il a été démontré que l'utilisation d'images MODIS augmente la précision des cartes de neige humide en permettant d'éliminer les zones de bruit causées par la présence d'humidité dans le sol.

Contrairement à ce qui était anticipé en début de projet, les montagnes n'ont pas été un problème majeur pour l'analyse des images radar. Cela est principalement dû au fait que le bassin versant de la Nechako se trouve à l'extrémité la plus éloignée de l'image radar et, donc, que l'angle d'incidence moyen à l'emplacement du bassin versant est élevé. Cela a pour effet de réduire la présence de distorsions telles que les deux effets de repliement (*layover* et *foreshortening*). En contrepartie, l'ombre radar est le type d'erreur le plus fréquent sur les images finales.

Les trois coussins à neige situés sur le bassin versant, de même qu'une station météorologique supplémentaire située à proximité, ont été modélisés à l'aide du logiciel SURFEX de Météo-France. La comparaison des caractéristiques du manteau neigeux simulé avec SURFEX et le coefficient de rétrodiffusion moyen des images radar a été effectuée. Certaines tendances ont été notées, particulièrement au niveau du contenu en eau liquide et de la densité de la neige près de la surface, mais les données présentent une incertitude importante. En général, il a été déterminé que les images en polarisation VV présentent un meilleur potentiel que les images en VH. Les résultats au coussin à neige de Mt. Pondosy sont les plus prometteurs, alors que ceux à Mt. Wells ne sont pas concluants. Dans la plupart des cas, la station Shames présente

trop peu de points pour qu'une relation soit déterminée. Davantage d'images seront toutefois requises afin de pouvoir confirmer ou infirmer les observations effectuées.

Une relation a également été établie entre le contenu en eau liquide des coussins à neige simulés, la détection par radar de neige humide au sommet des montagnes et la pointe de crue au réservoir de la rivière Nechako. À partir de l'analyse de la période de mûrissement du manteau neigeux simulé par SURFEX, il a été possible de situer la pointe de la crue printanière dans un intervalle possible de 10 jours. En raison du jeu de données actuel, la méthode n'a pu être utilisée que sur un seul hiver. Encore une fois, une acquisition supplémentaire d'images radar sera requise afin de valider la méthode. Il s'agit toutefois d'une excellente perspective pour les gestionnaires du réservoir, puisque cette méthode s'amorce au tout début de la période de mûrissement de la neige, soit avant que l'ÉEN des coussins à neige ou la SCN de MODIS ne commencent à fournir de l'information pertinente.

6.2 Contributions originales des travaux

La combinaison de MODIS et de l'imagerie radar, de la manière présentée dans l'article scientifique du Chapitre 4, constitue une méthode qui n'a jamais été explorée auparavant. Dans le cadre des travaux de recherche, il a été démontré que la combinaison de ces deux sources de données permet d'effectuer un suivi de la neige humide avec une grande précision, ce qui peut aider à prévoir le déclenchement de la fonte printanière ou la pointe de la crue au réservoir. Ces résultats, obtenus sur deux années au comportement très différent, pourraient être appliqués sur d'autres bassins versants où la prévision de la fonte printanière est nécessaire.

De manière plus exploratoire, la comparaison du signal radar avec la modélisation SURFEX, quoique prometteuse, devra être effectuée sur plusieurs années et sur plusieurs sites avant de pouvoir être validée. Il semble toutefois y avoir une relation significative entre le coefficient de rétrodiffusion radar et la densité de la neige à la surface du manteau neigeux, de même que par rapport à l'épaisseur de neige humide. La corrélation entre le coefficient de rétrodiffusion et le contenu en eau liquide, déjà notée dans la littérature, a également été observée.

Éventuellement, ces résultats pourraient aider à déduire les caractéristiques du manteau neigeux à partir de l'imagerie radar.

6.3 Perspectives de recherche et travaux futurs

L'utilisation de données NARR comme intrants au logiciel SURFEX était nécessaire dans le cadre du projet, en raison de l'absence d'observations sur le bassin versant. Toutefois, ce jeu de données présente un manque de représentativité spatiale en raison de la résolution de 1024 km²/pixel. Une prochaine étude pourrait être effectuée sur un bassin plus petit et possédant une densité plus élevée de stations de mesure (stations météorologiques horaires, coussins à neige, relevés terrain, etc.). D'une part, cela permettrait d'avoir un meilleur jeu de données pour SURFEX et, d'autre part, cela faciliterait la validation des cartes produites par l'analyse de l'imagerie radar et MODIS.

Entre temps, des données GEM (*Global Environmental Multiscale Model*) à résolution de 6.25 km²/pixel ont été acquises au-dessus du bassin versant de la rivière Nechako, mais à partir de l'année 2013 seulement. Elles pourraient néanmoins être utilisées afin d'effectuer une simulation bi ou tridimensionnelle du bassin versant à l'aide de SURFEX. Les images radar du satellite SENTINEL-1A, déjà acquises et analysées dans le cadre de l'article scientifique, pourront servir à une telle étude.

D'ailleurs, l'acquisition régulière d'images radar devrait être facilitée dans les années à venir. Les données du satellite SENTINEL-1A, récemment lancé par l'Agence spatiale européenne, sont déjà disponibles gratuitement. Le satellite SENTINEL-2, quant à lui, devrait quitter sa phase de calibration prochainement et permettra de doubler la quantité d'images disponibles. Le concept d'images gratuites est également exploré pour la constellation RADARSAT-C prévue en 2018. Avec une fréquence plus importante d'images, la technique présentée dans le cadre de l'article scientifique (combinaison d'images radar, d'images visible et d'une modélisation du manteau neigeux pour la prévision de la crue printanière) pourra être validée et perfectionnée à l'aide d'un jeu de données beaucoup plus complet que ce qui a été utilisé lors de l'étude actuelle. Les résultats, déjà satisfaisants, ont été acquis avec une fréquence d'environ une image par semaine. Il serait intéressant d'analyser s'il y a ou non un gain de

performance avec une fréquence plus élevée. La comparaison du coefficient de rétrodiffusion radar avec diverses caractéristiques du manteau neigeux (contenu en eau liquide, densité, etc.) gagnerait également à être explorée à nouveau lorsque davantage de données radar seront disponibles. Le faible nombre de points était en effet le principal facteur limitatif aux corrélations observées, notamment à la station Shames. D'ici quelques années, lorsque les satellites SENTINEL-1, SENTINEL-2 et RADARSAT-C seront tous en fonction, une étude similaire à l'étude actuelle serait donc pertinente.

ANNEXE A – FICHER DE PARAMÈTRES SURFEX

```
/
&NAM_ISBA      XUNIF_CLAY = 0.30      ,
                XUNIF_SAND  = 0.60      ,
                XUNIF_RUNOFFB = 0.5      ,
                CISBA      = 'DIF'      ,
                CPHOTO     = 'NON'      ,
                NPATCH     = 1          ,
                NGROUND_LAYER = 20
/
&NAM_ISBA_n     CCOND      = 'PL98'    ,
                CSOILFRZ   = 'LWT'     ,
                CDIFSFCOND = 'DEF'     ,
                CSNOWRES   = 'RIL'     ,
                CALBEDO    = 'MEAN'    ,
                CROUGH     = 'Z01D'    ,
                CCPSURF    = 'DRY'
/
&NAM_DATA_ISBA XUNIF_VEGTYPE(1) = 0.,
                XUNIF_VEGTYPE(2) = 0.,
                XUNIF_VEGTYPE(3) = 0.,
                XUNIF_VEGTYPE(4) = 0.,
                XUNIF_VEGTYPE(5) = 0.,
                XUNIF_VEGTYPE(6) = 0.,
                XUNIF_VEGTYPE(7) = 0.,
                XUNIF_VEGTYPE(8) = 0.,
                XUNIF_VEGTYPE(9) = 0.,
                XUNIF_VEGTYPE(10) = 1.,
                XUNIF_VEGTYPE(11) = 0.,
                XUNIF_VEGTYPE(12) = 0.,
                NTIME = 12 ,
                XUNIF_VEG(1,1) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,2) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,3) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,4) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,5) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,6) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,7) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,8) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,9) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,10) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,11) = 1.0 ,
                XUNIF_VEG(1,12) = 1.0 ,
                XUNIF_LAI(1,1) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,2) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,3) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,4) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,5) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,6) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,7) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,8) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,9) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,10) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,11) = 1.,
                XUNIF_LAI(1,12) = 1.,
                XUNIF_Z0(1,1) = 0.005 ,
                XUNIF_Z0(1,2) = 0.005 ,
                XUNIF_Z0(1,3) = 0.005 ,
                XUNIF_Z0(1,4) = 0.005 ,
```

XUNIF_Z0(1,5) = 0.005 ,
XUNIF_Z0(1,6) = 0.005 ,
XUNIF_Z0(1,7) = 0.005 ,
XUNIF_Z0(1,8) = 0.005 ,
XUNIF_Z0(1,9) = 0.005 ,
XUNIF_Z0(1,10) = 0.005 ,
XUNIF_Z0(1,11) = 0.005 ,
XUNIF_Z0(1,12) = 0.005 ,
XUNIF_EMIS(1,1) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,2) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,3) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,4) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,5) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,6) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,7) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,8) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,9) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,10) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,11) = 0.97,
XUNIF_EMIS(1,12) = 0.97,
XUNIF_RSMIN(1) = 40.,
XUNIF_GAMMA(1) = 0.04,
XUNIF_WRM_MAX_CF(1) = 0.2,
XUNIF_RGL(1) = 30.,
XUNIF_CV(1) = 0.00002,
XUNIF_Z0_O_Z0H(1) = 10.,
XUNIF_ALBNIR_VEG(1) = 0.12,
XUNIF_ALBVIS_VEG(1) = 0.12,
XUNIF_ALBUV_VEG(1) = 0.12,
XUNIF_ALBNIR_SOIL(1) = 0.12,
XUNIF_ALBVIS_SOIL(1) = 0.1,
XUNIF_ALBUV_SOIL(1) = 0.2,
XUNIF_GMES(1) = 0.001,
XUNIF_RE25(1) = 0.00000018,
XUNIF_BSLAI(1) = 0.08,
XUNIF_LAIMIN(1) = 0.3,
XUNIF_SEFOLD(1) = 12960000.,
XUNIF_GC(1) = 0.00025,
XUNIF_DMAX(1) = 0.05,
XUNIF_F2I(1) = 0.3,
XUNIF_H_TREE(1) = 20.,
XUNIF_CE_NITRO(1) = 5.56,
XUNIF_CF_NITRO(1) = 6.73,
XUNIF_CNA_NITRO(1) = 1.3,
XUNIF_DG(1, 1) = 0.01 ,
XUNIF_DG(1, 2) = 0.03 ,
XUNIF_DG(1, 3) = 0.06 ,
XUNIF_DG(1, 4) = 0.10 ,
XUNIF_DG(1, 5) = 0.20 ,
XUNIF_DG(1, 6) = 0.30 ,
XUNIF_DG(1, 7) = 0.45 ,
XUNIF_DG(1, 8) = 0.60 ,
XUNIF_DG(1, 9) = 0.80 ,
XUNIF_DG(1,10) = 1.00 ,
XUNIF_DG(1,11) = 1.25 ,
XUNIF_DG(1,12) = 1.50 ,
XUNIF_DG(1,13) = 2.00 ,
XUNIF_DG(1,14) = 2.50 ,
XUNIF_DG(1,15) = 3.00 ,
XUNIF_DG(1,16) = 4.00 ,
XUNIF_DG(1,17) = 5.00 ,
XUNIF_DG(1,18) = 6.50 ,

```
XUNIF_DG(1,19) = 8.00 ,
XUNIF_DG(1,20) = 10.00 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1, 1) = 0.000 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1, 2) = 0.133 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1, 3) = 0.209 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1, 4) = 0.293 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1, 5) = 0.379 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1, 6) = 0.470 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1, 7) = 0.560 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1, 8) = 0.649 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1, 9) = 0.731 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,10) = 0.806 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,11) = 0.870 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,12) = 0.923 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,13) = 0.958 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,14) = 0.979 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,15) = 0.993 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,16) = 0.998 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,17) = 0.999 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,18) = 1.000 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,19) = 1.000 ,
XUNIF_ROOTFRAC(1,20) = 1.000

/
&NAM_FRAC      LECOCLIMAP = F,
      XUNIF_SEA = 0.,
      XUNIF_WATER = 0.,
      XUNIF_TOWN = 0.,
      XUNIF_NATURE = 1.

/
&NAM_PGD_GRID      CGRID = 'LONLATVAL'
/
&NAM_LONLATVAL
      XX = -126.42,
      XY = 53.73,
      XDX = 0.5,
      XDY = 0.5,
      NPOINTS = 1

/
&NAM_PGD_SCHEMES      CNATURE = 'ISBA ' ,
      CSEA = 'SEAFLX' ,
      CTOWN = 'TEB ' ,
      CWATER = 'WATFLX'

/
&NAM_ZS
      XUNIF_ZS = 1490.

/
&NAM_PREP_SURF_ATM
      NYEAR = 1992,
      NMONTH = 04,
      NDAY = 05,
      XTIME = 0.

/
&NAM_PREP_ISBA      XHUG_SURF = 0.10,
      XHUG_ROOT = 0.10,
      XHUG_DEEP = 0.10,
      XTG_SURF = 288.71,
      XTG_ROOT = 288.71,
      XTG_DEEP = 288.71,

/
&NAM_PREP_ISBA_SNOW      CSNOW = 'CRO',
      NSNOW_LAYER = 50,
      LSNOW_FRAC_TOT = T
```

```
/
&NAM_IO_OFFLINE   LPRINT = T
                  CFORCING_FILETYPE = 'ASCII' ,
                  CSURF_FILETYPE = 'ASCII' ,
                  CTIMESERIES_FILETYPE = 'ASCII' ,
                  LRESTART = T
                  XTSTEP_OUTPUT = 21600. ,
                  XTSTEP_SURF = 900.
/
&NAM_DIAG_SURFn   LSURF_BUDGET = T ,
                  N2M = 1 ,
                  LCOEF = F ,
                  LSURF_VARS = F ,
                  LSURF_BUDGETC = F
/
&NAM_DIAG_SURF_ATMn LFRAC = F
/
&NAM_DIAG_ISBAn   LPGD = T ,
                  LSURF_EVAP_BUDGET = T ,
                  LSURF_MISC_BUDGET = T
/
&NAM_DIAG_TEBn   LSURF_MISC_BUDGET = F
/
&NAM_SURF_ATM     LVERTSHIFT = F
/
&NAM_CROCUSn
LSNOWDRIFT= T
LSNOWDRIFT_SUBLIM= F
XALBICE1=0.38
XALBICE2=0.23
XALBICE3=0.08
XRHOTHRESHOLD_ICE=850.
XZOICEZOSNOW=10.
XVAGING_GLACIER=900.
XVAGING_NOGLACIER=60.
/
```

ANNEXE B – ANALYSE DE SENSIBILITÉ

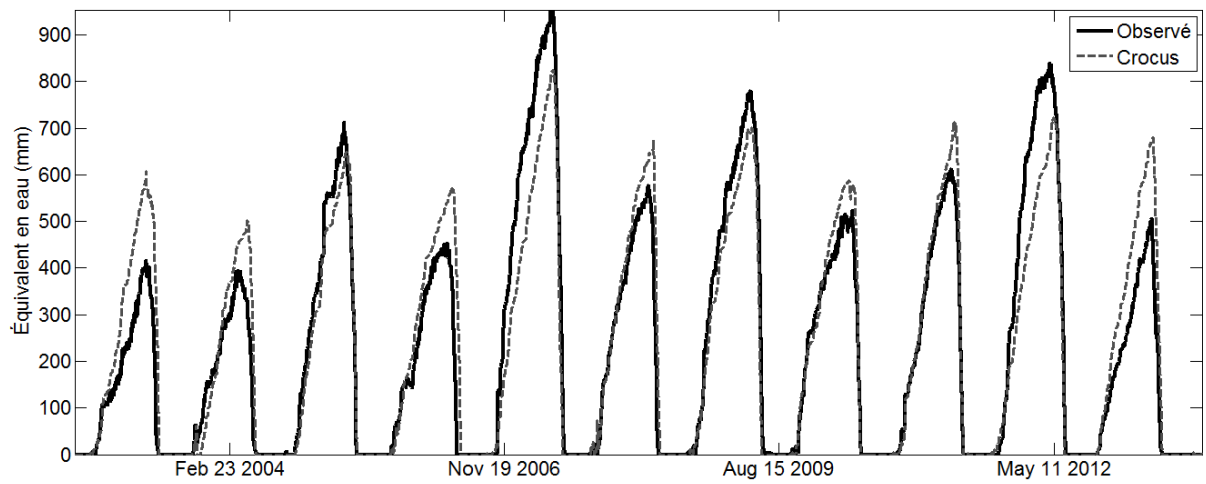
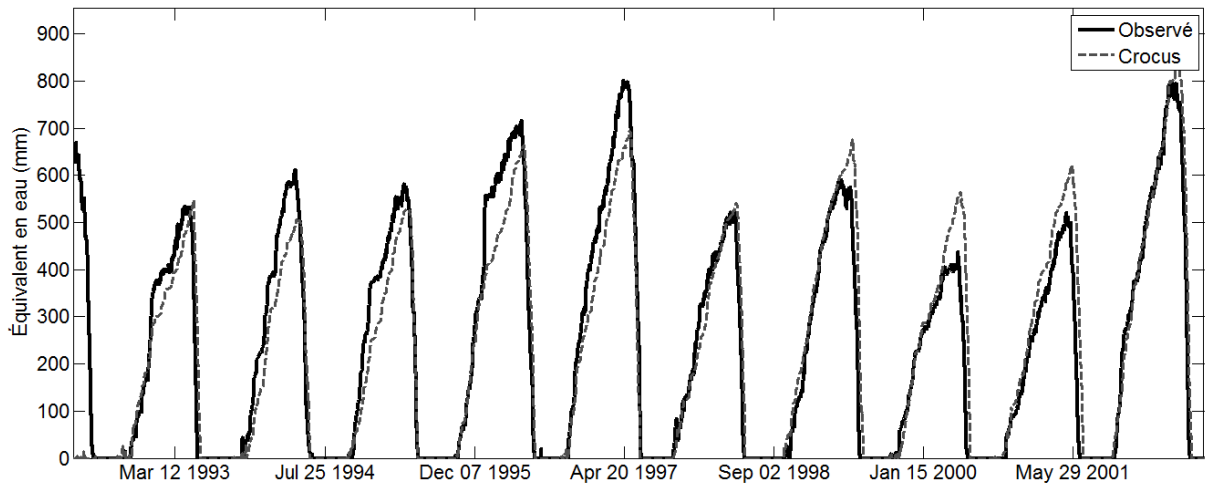
Une influence « négligeable » est définie comme une courbe ne pouvant être discernée de la courbe par défaut ou n'ayant qu'un écart de 1 à 2 %. Une influence « temporaire » devient négligeable avant la troisième année de simulation. Les autres cas sont jugés comme ayant une influence « permanente ».

<i>Valeur par défaut</i>		<i>Modification</i>		
Option NAM_ISBA		Influence		
<i>Paramètres du modèle de surface</i>		<i>Négligeable</i>	<i>Temporaire</i>	<i>Permanente</i>
Ratio argile/sable à 30/60	Ratio argile/sable à 60/30	X		
	Ratio argile/sable à 5/85	X		
	Ratio argile/sable à 85/5		X	
Modèle de diffusion explicite (DIF)	Modèle à deux couches (2-L)			X
	Modèle à trois couches (3-L)			X
Modèle DIF - 20 couches de sol	Modèle DIF - 10 couches de sol		X	
	Modèle DIF - 30 couches de sol		X	
Coefficient de ruissellement = 0.50	Coefficient de ruissellement = 0.25	X		
	Coefficient de ruissellement = 0.75	X		
Option NAM_ISBAn		Influence		
<i>Paramètres du modèle de surface</i>		<i>Négligeable</i>	<i>Temporaire</i>	<i>Permanente</i>
Conductivité thermique Peters-Lidard <i>et al.</i> 1998 (PL98)	Conductivité thermique Noilhan et Planton 1989 (NP89)		X	
	Gel du sol comme DEF, mais avec relations entre l'eau non-gelée et la température (LWT)	Gel du sol Boone <i>et al.</i> 2000; Giard et Bazile 2000 (DEF)	X	
Option désactivée (DEF)	Isolation du sol par les détritiques (MLCH)		X	
Nombre de Richardson pour conditions stables (RIL)	Échanges turbulents au-dessus de la neige (DEF)	X		
Albédo du sol mi-sec mi-humide (MEAN)	Albédo du sol sec (DRY)	X		
	Albédo du sol humide (WET)	X		
	Albédo variable selon l'humidité (EVOL)	X		
Rugosité indépendante de la direction du vent (Z01D)	Rugosité dépendante de la direction du vent (Z04D)	X		
Chaleur spécifique indépendante de l'humidité de la surface (DRY)	Rugosité Beljaars 2004 (BE04)	X		
	Chaleur spécifique dépendante de l'humidité de la surface (HUM)	X		
Option NAM_PREP_ISBA		Influence		
<i>Paramètres initiaux du modèle de surface</i>		<i>Négligeable</i>	<i>Temporaire</i>	<i>Permanente</i>
10 % saturation à la surface	1 % saturation à la surface	X		
	50 % saturation à la surface	X		
10 % saturation sous la surface	1 % saturation sous la surface	X		
	50 % saturation sous la surface	X		
10 % saturation en profondeur	1 % saturation en profondeur	X		
	50 % saturation en profondeur	X		
Température de départ à 288.71°K	Température de départ à 273°K		X	

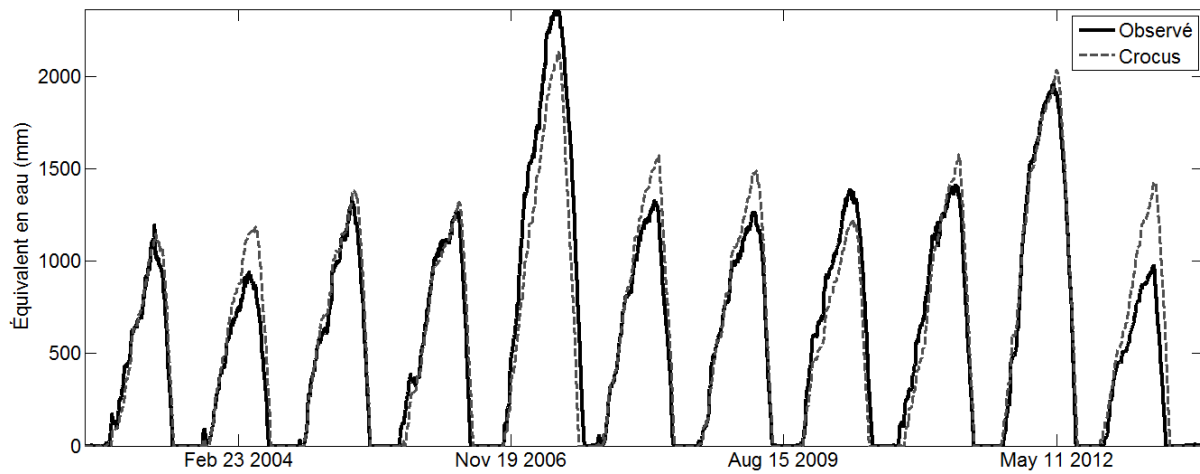
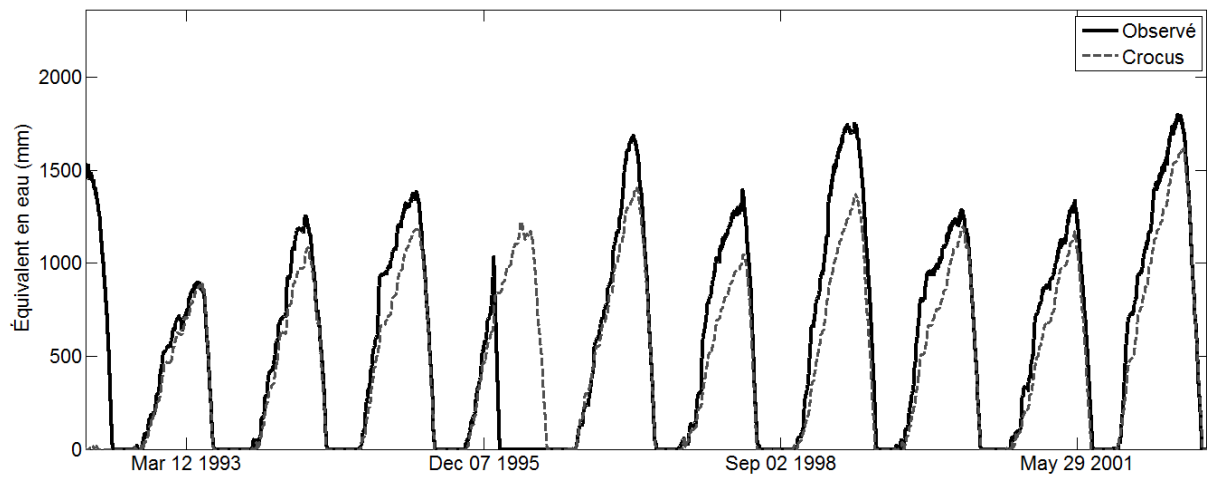
<i>Valeur par défaut</i>	<i>Modification</i>	<i>Influence</i>		
Option NAM_CROCUSn				
	<i>Paramètres du modèle de neige</i>	<i>Négligeable</i>	<i>Temporaire</i>	<i>Permanente</i>
Option désactivée (FALSE)	Sublimation (TRUE)			X
Option désactivée (FALSE)	Sublimation + transport (TRUE)			X
Option NAM_DATA_ISBA				
	<i>Paramètres du modèle de surface</i>	<i>Négligeable</i>	<i>Temporaire</i>	<i>Permanente</i>
Prairie (VEGTYPE 10)	Forêt de conifères (VEGTYPE 5)	X		
Ratio prairie/conifères 100/0	Ratio prairie/conifères 50/50	X		
	Ratio prairie/conifères 10/90	X		
Indice de surface foliaire = 1.0	Indice de surface foliaire = 0.5	X		
	Indice de surface foliaire = 2.0	X		
	Rugosité de surface = 0.05 m	X		
Rugosité de surface = 0.005 m	Rugosité de surface = 0.5 m	X		
	Rugosité de surface = 5.0 m	X		
Émissivité = 0.97	Émissivité = 0.50		X	
Distance stomatique = 40 s/m	Distance stomatique = 20 s/m	X		
	Distance stomatique = 60 s/m	X		
Coefficient gamma = 0.04	Coefficient gamma = 0.02	X		
	Coefficient gamma = 0.06	X		
	Coefficient d'interception pour la capacité de stockage d'eau = 0.1	X		
Coefficient d'interception pour la capacité de stockage d'eau = 0.2	Coefficient d'interception pour la capacité de stockage d'eau = 0.3	X		
	Coefficient d'interception pour la capacité de stockage d'eau = 0.6	X		
Rayonnement maximal pour la photosynthèse = 30 W/m ²	Rayonnement maximal pour la photosynthèse = 50 W/m ²	X		
Inertie thermique de la végétation = 0.00002°K*m ² /J	Inertie thermique de la végétation = 0.00001°K*m ² /J	X		
Ratio des longueurs de rugosité = 10	Ratio des longueurs de rugosité = 50	X		
Albédo de la végétation = 0.12	Albédo de la végétation = 0.22	X		
Albédo du sol NIR/VIS/UV = 0.12/0.10/0.20	Albédo du sol NIR/VIS/UV = 0.22/0.20/0.30	X		
Hauteur des arbres = 20 m	Hauteur des arbres = 5 m	X		
	Hauteur des arbres = 40 m	X		

ANNEXE C – MODÉLISATION SURFEX 1992-2013

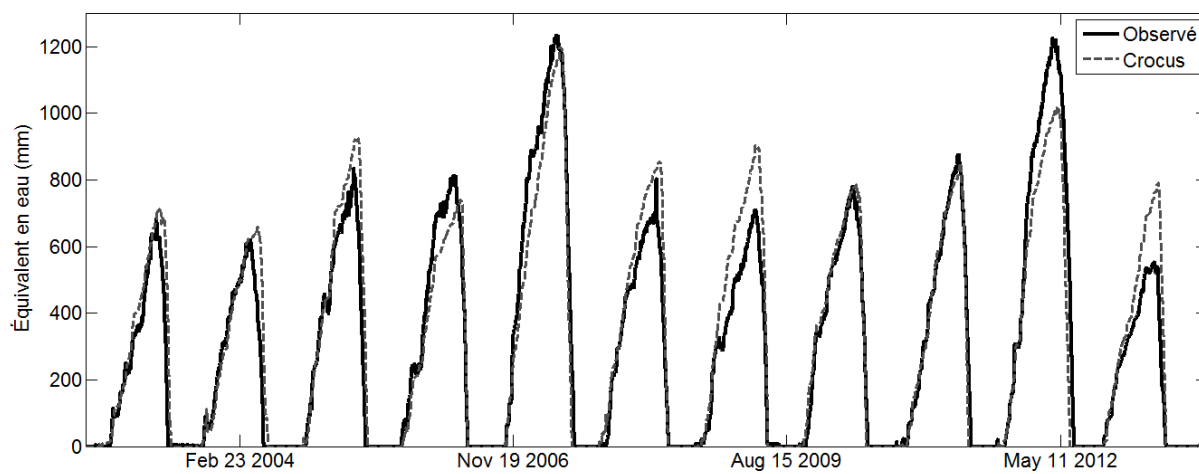
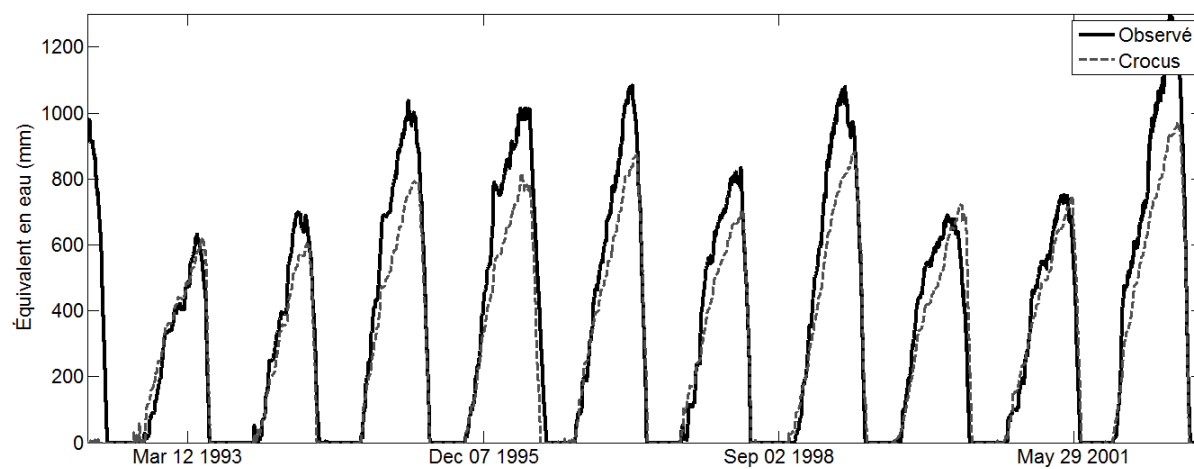
Modélisation à Mt. Wells



Modélisation à Tahtsa Lake

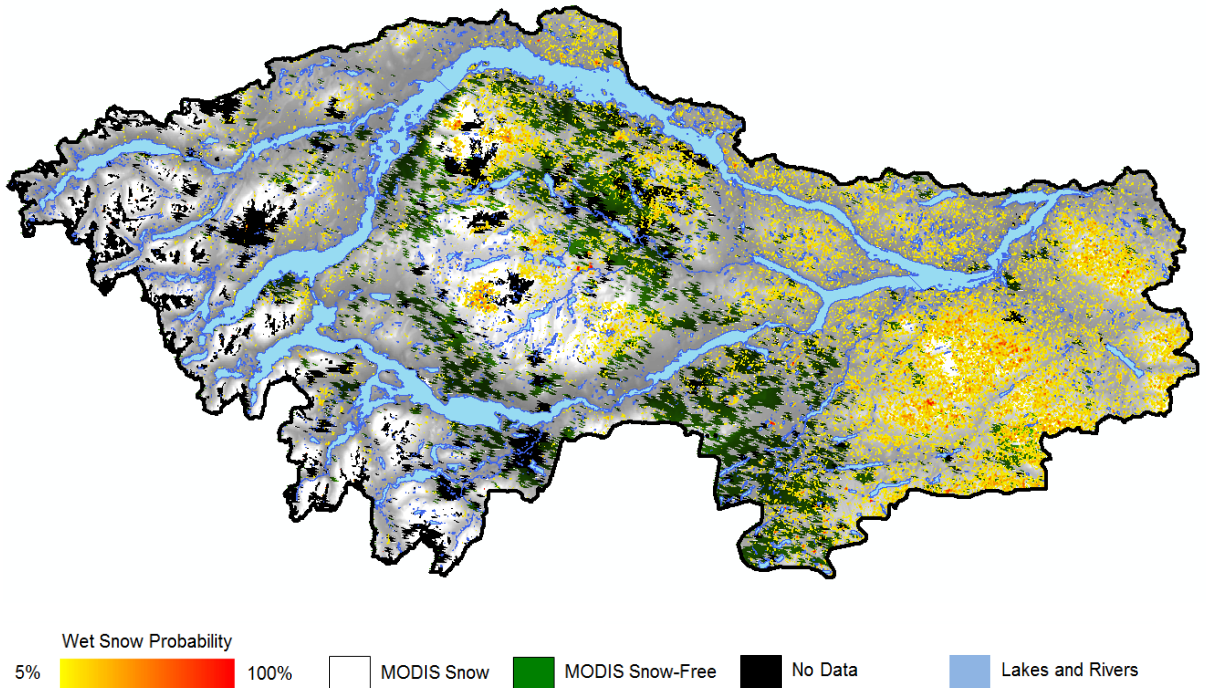


Modélisation à Mt. Pondosy

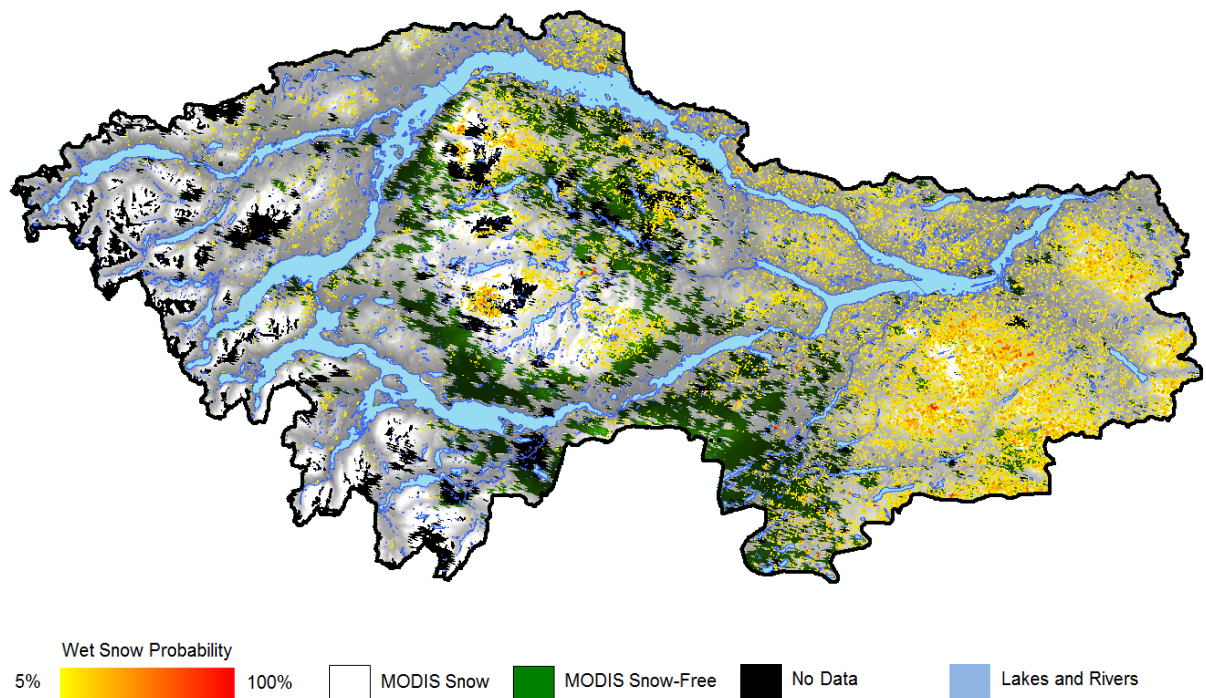


ANNEXE D – CARTES DE NEIGE HUMIDE

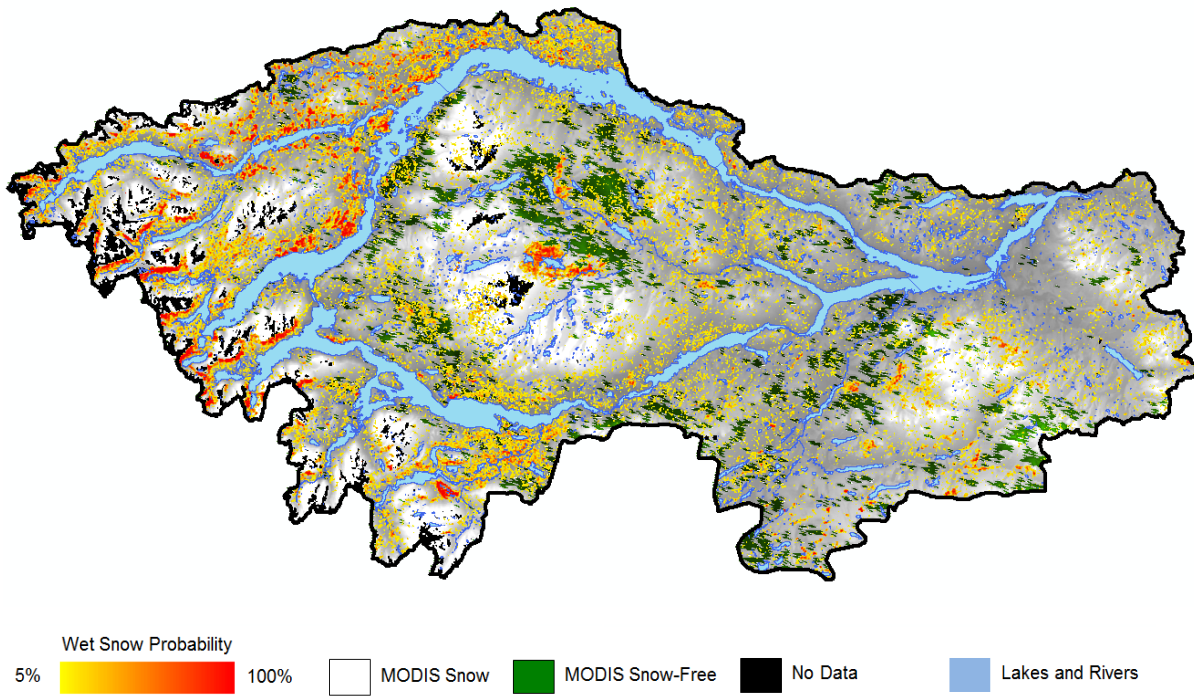
21 mars 2012 – Polarisation VH



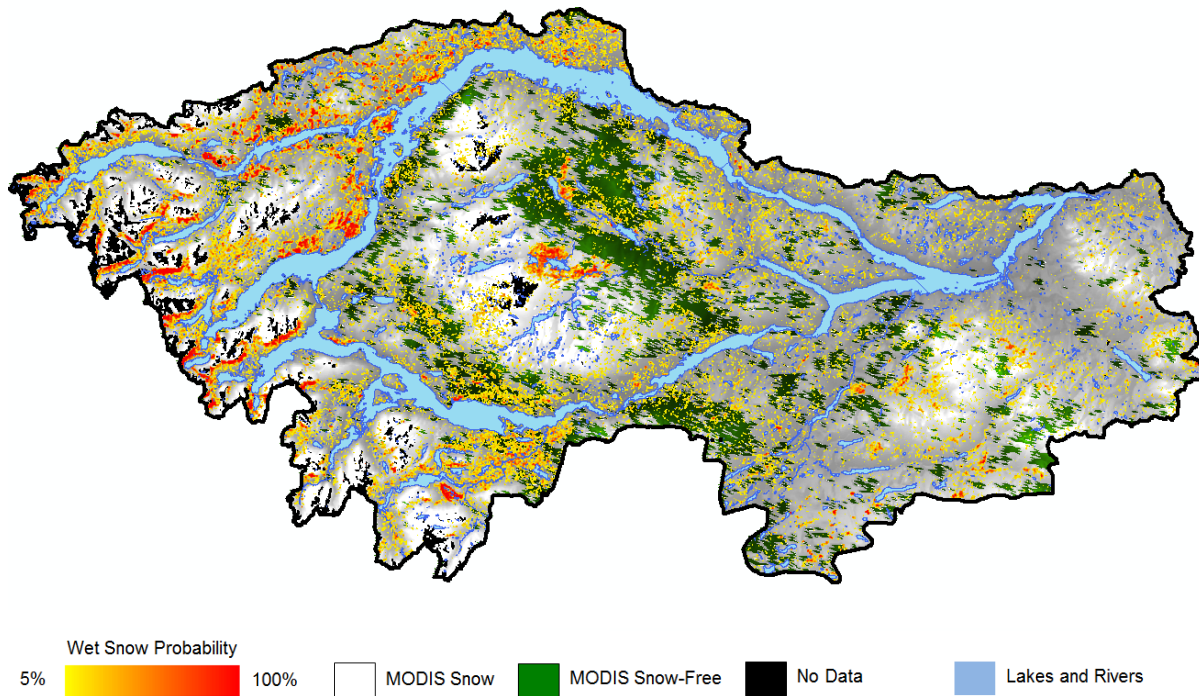
22 mars 2012 – Polarisation VH

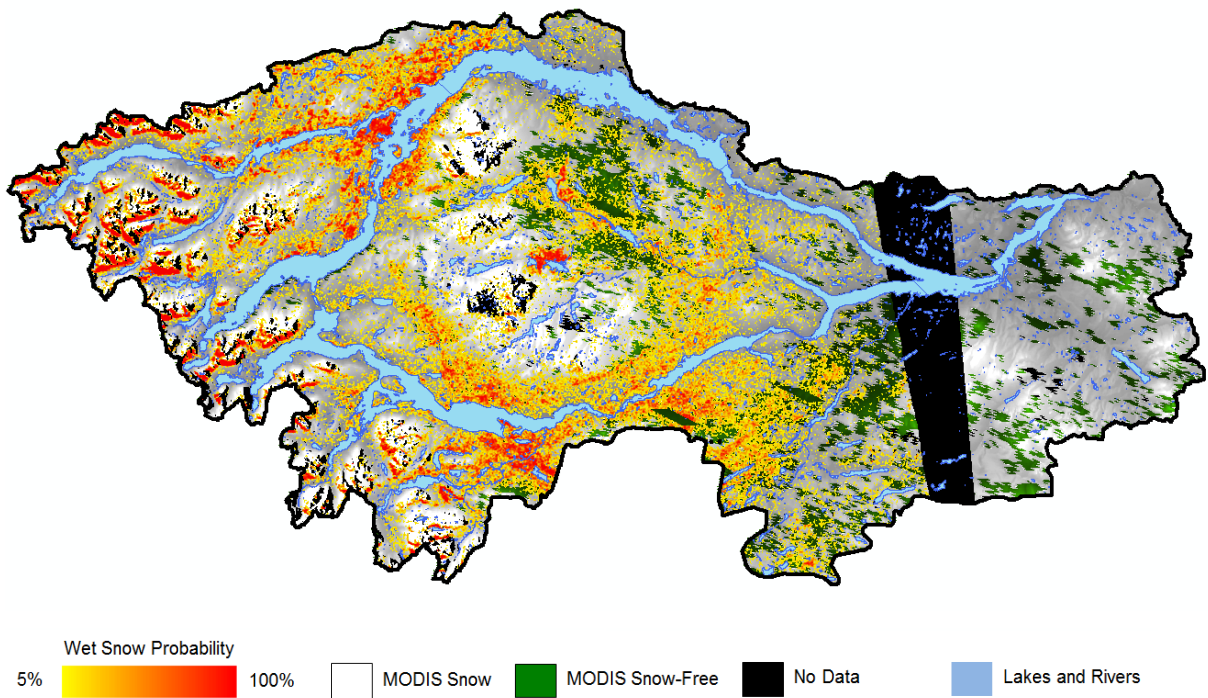
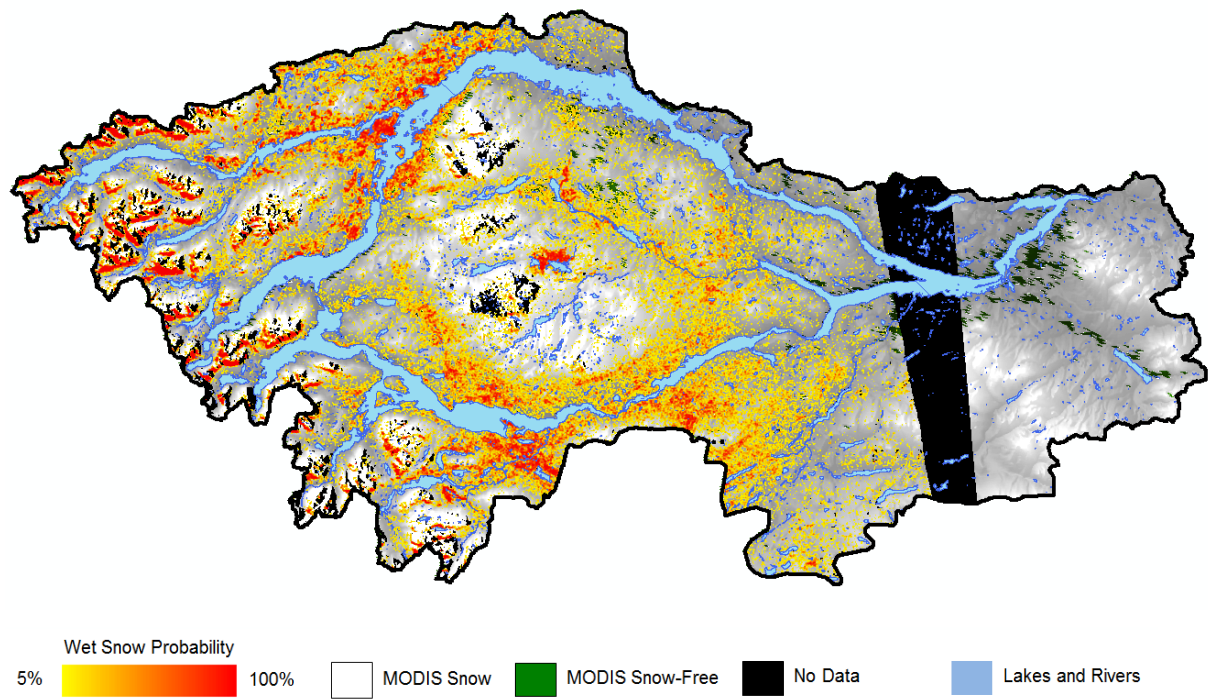


28 mars 2012 – Polarisation VH

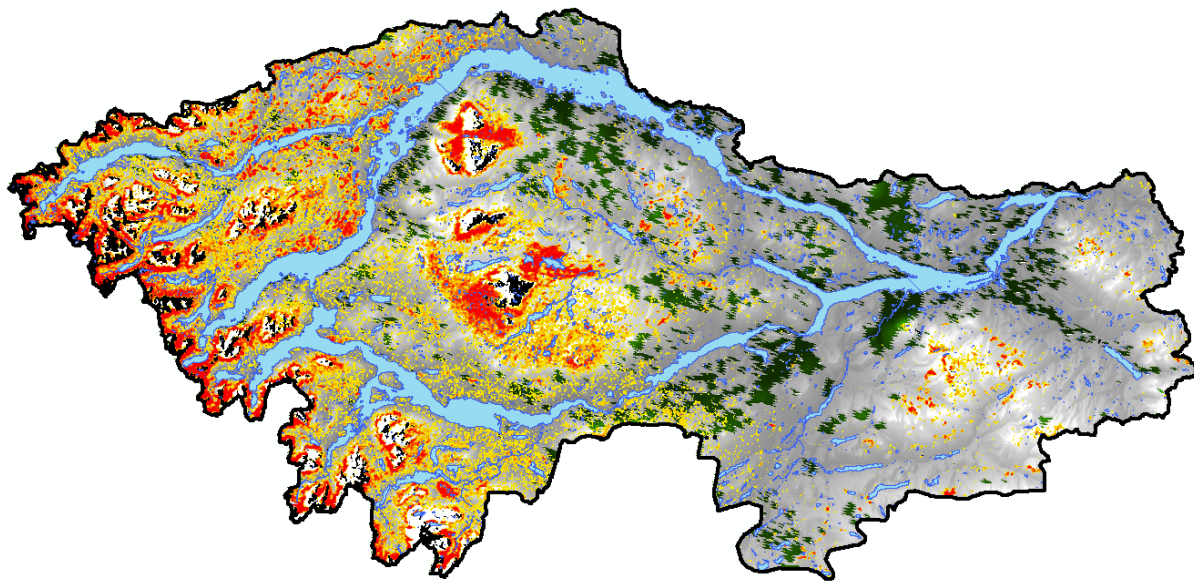


29 mars 2012 – Polarisation VH

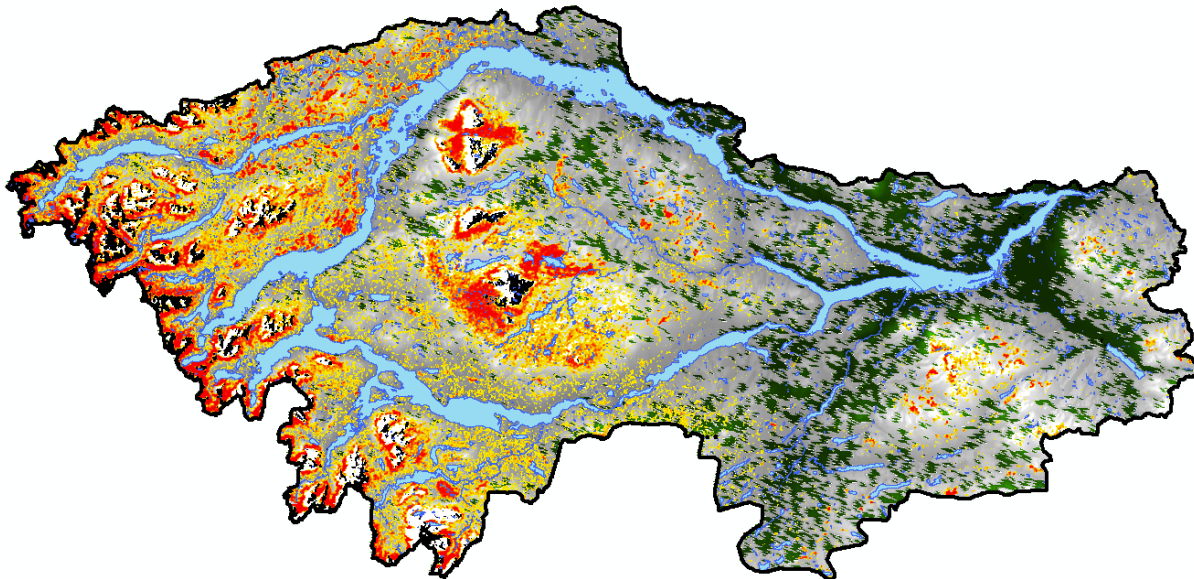


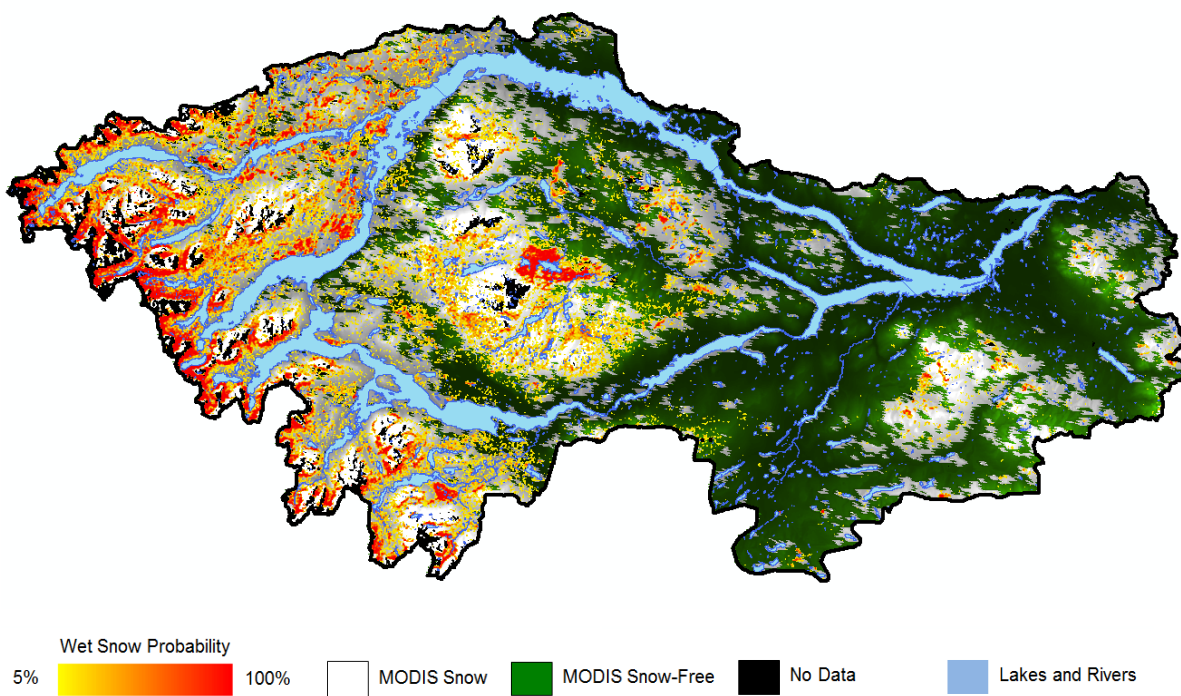
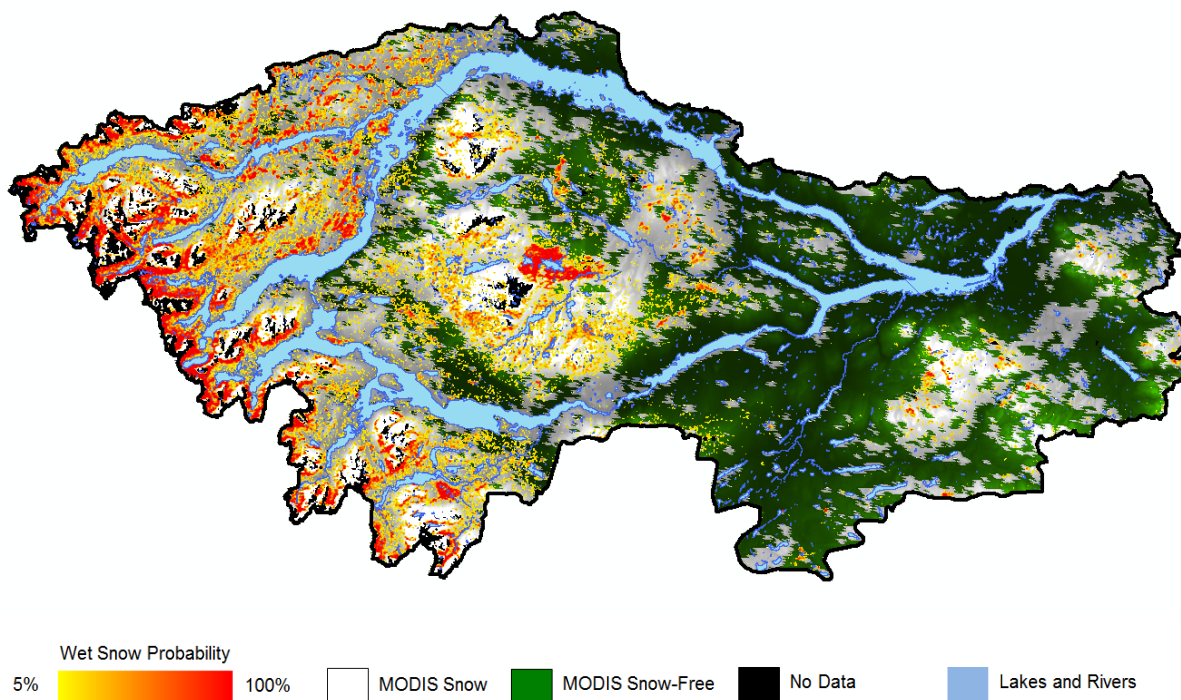
7 avril 2012 – Polarisation VH**8 avril 2012 – Polarisation VH**

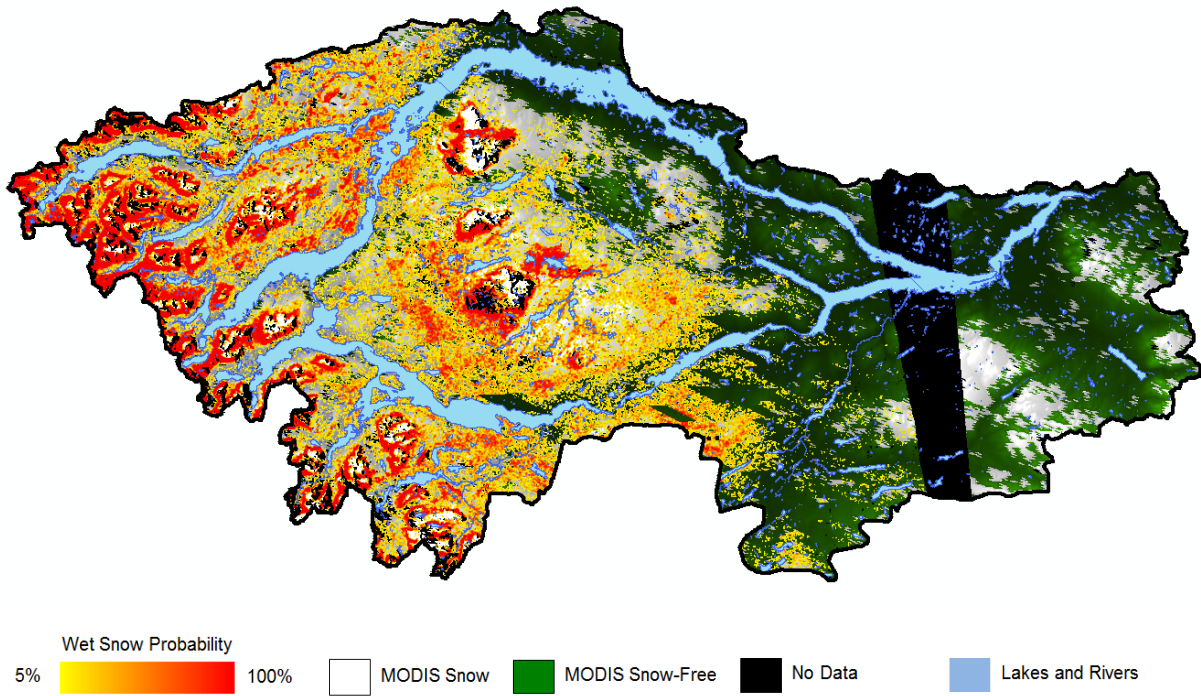
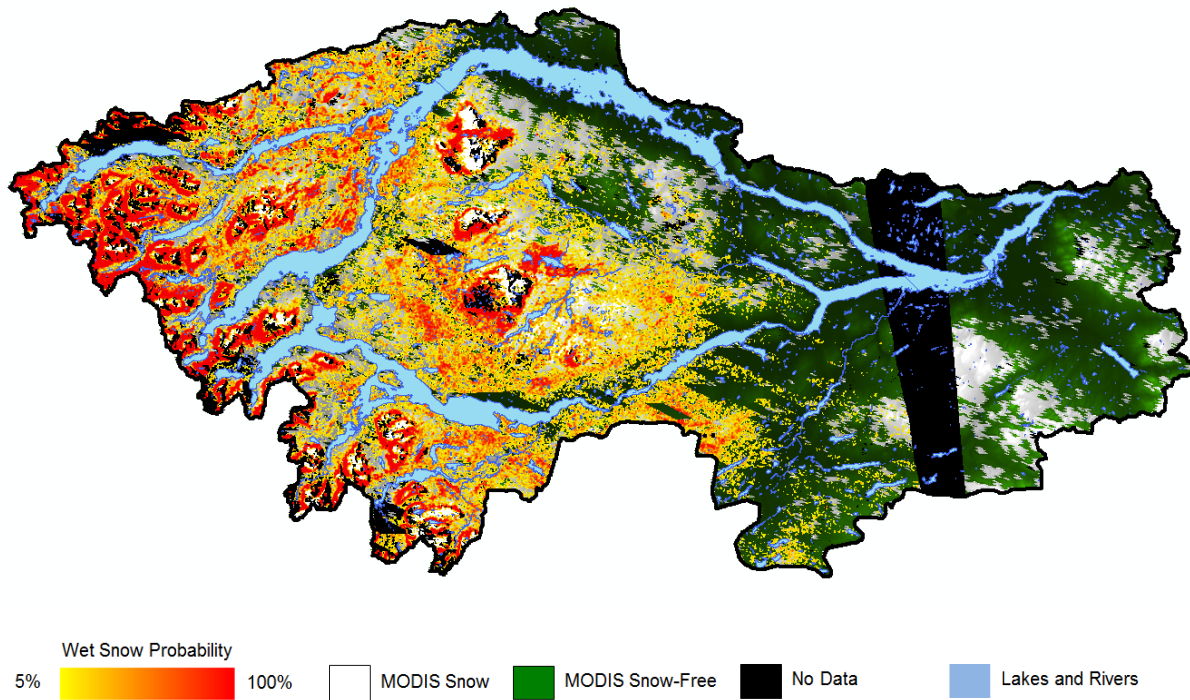
14 avril 2012 – Polarisation VH

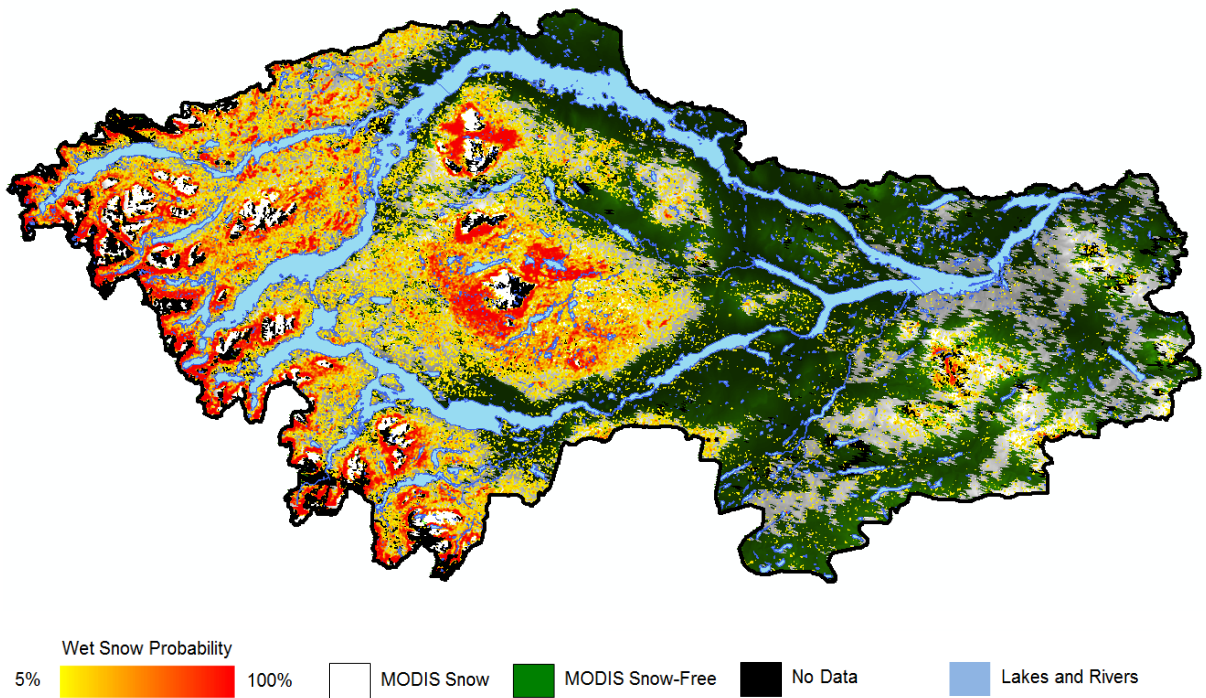
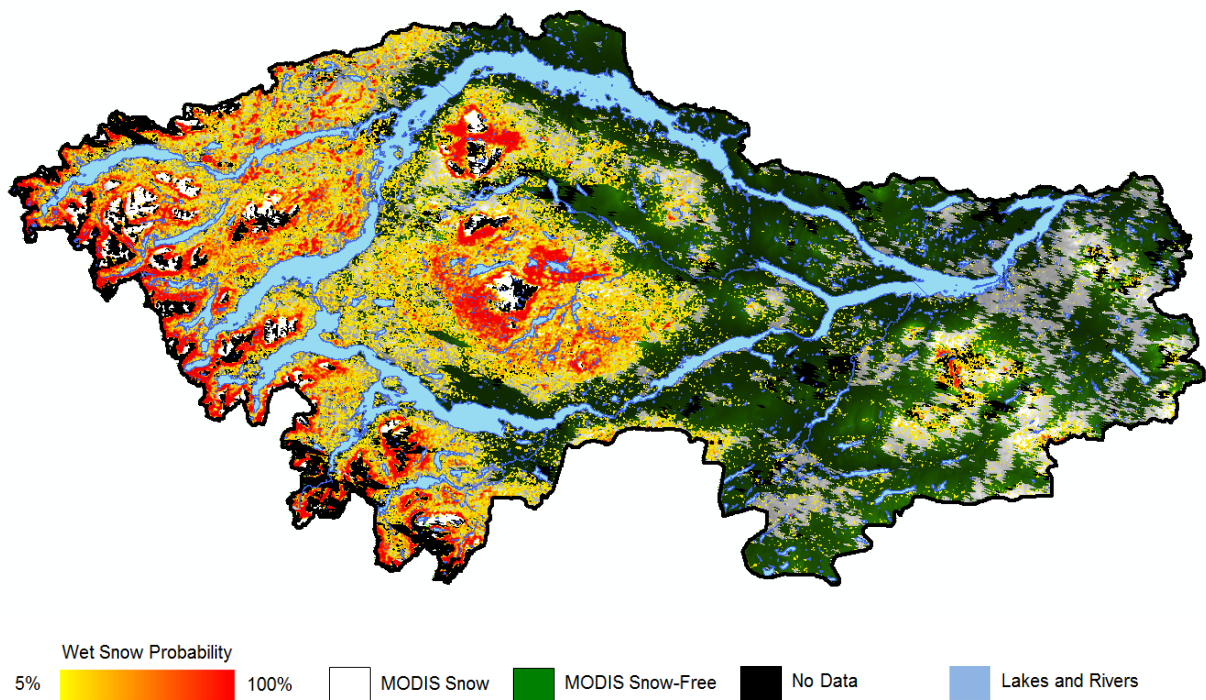


15 avril 2012 – Polarisation VH

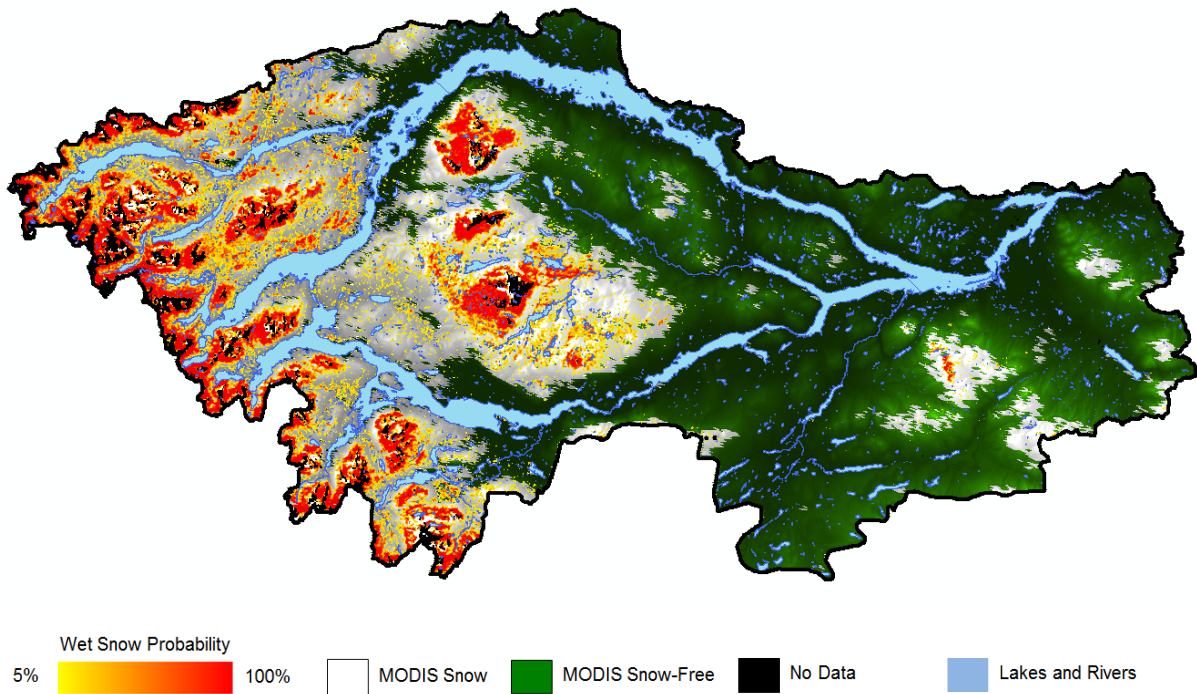


21 avril 2012 – Polarisation VH**22 avril 2012 – Polarisation VH**

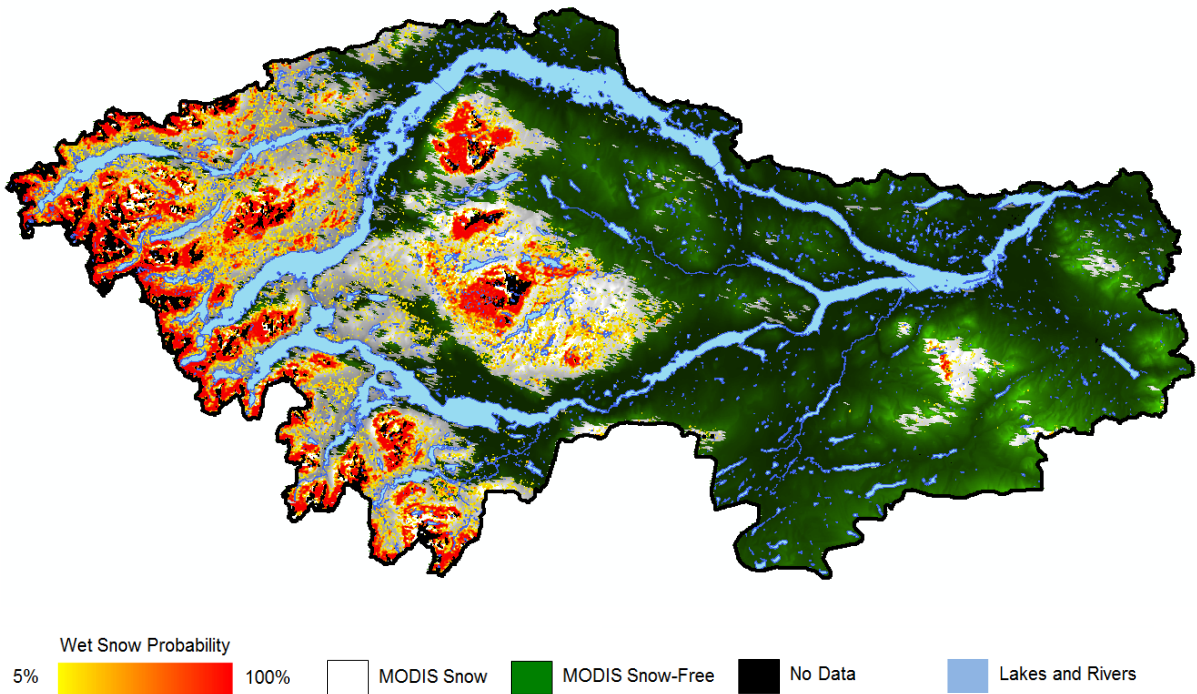
1^{er} mai 2012 – Polarisation VH**2 mai 2012 – Polarisation VH**

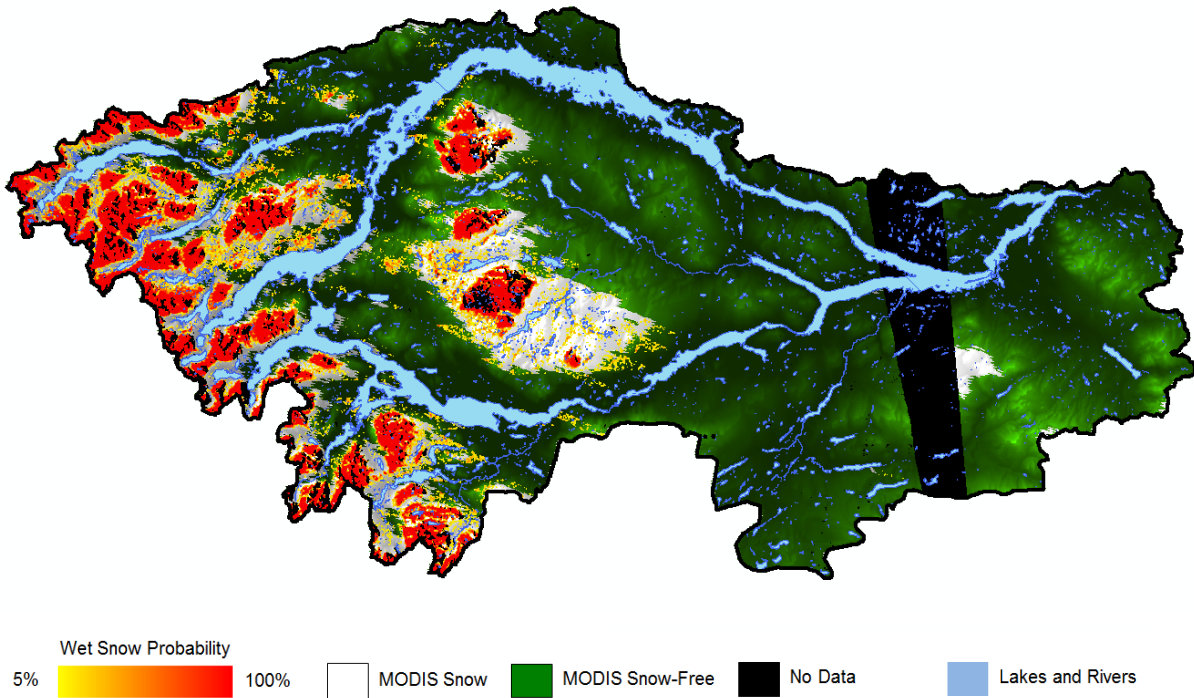
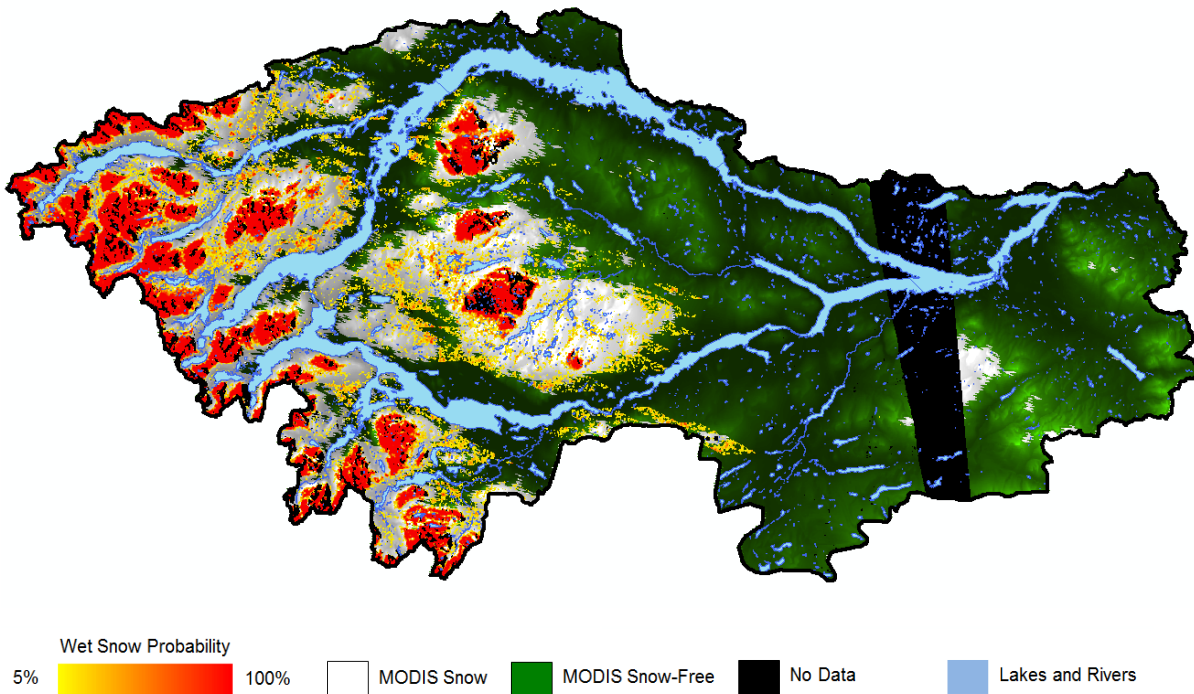
8 mai 2012 – Polarisation VH**9 mai 2012 – Polarisation VH**

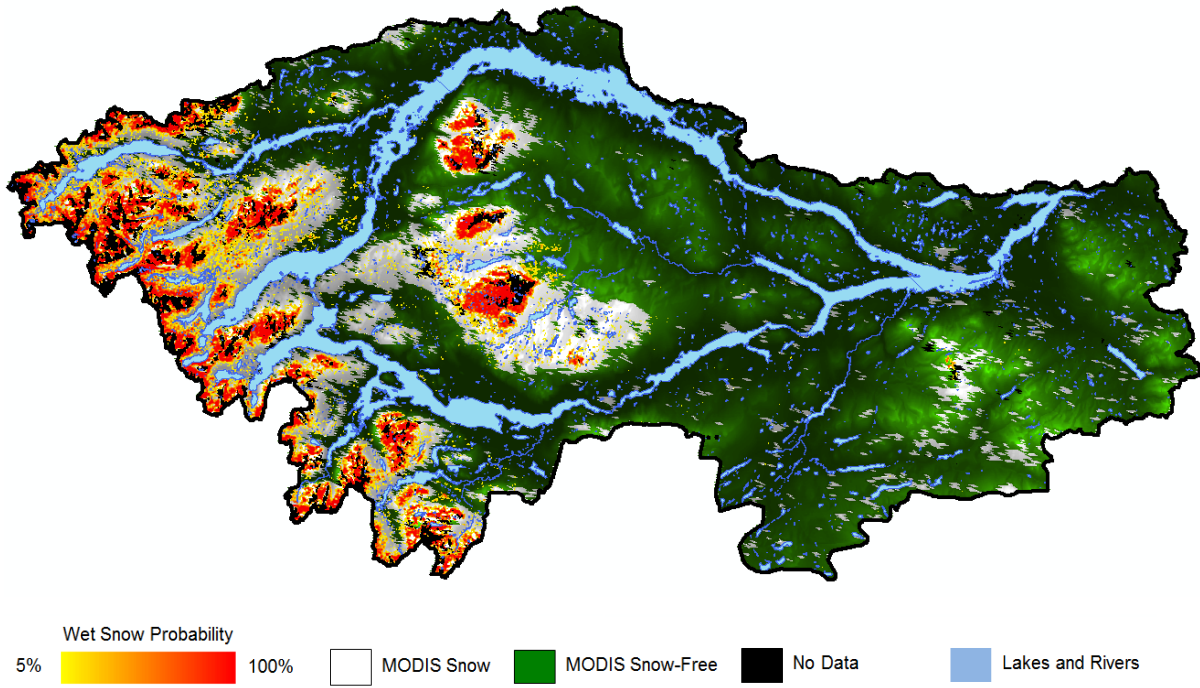
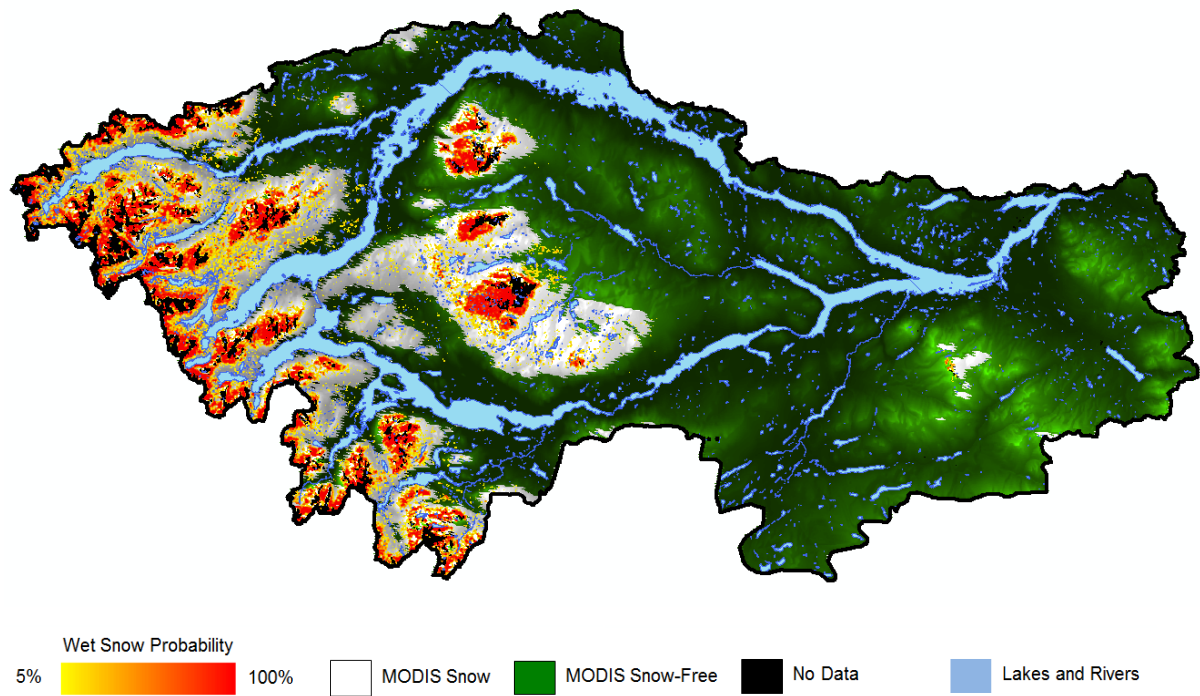
15 mai 2012 – Polarisation VH

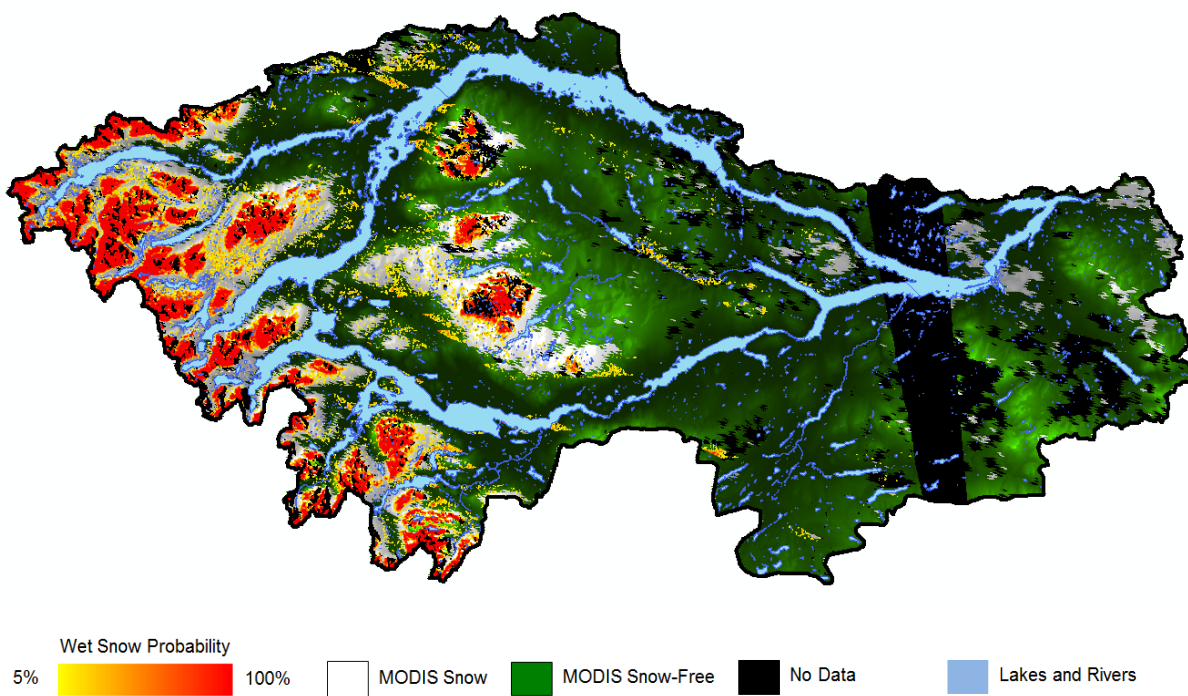
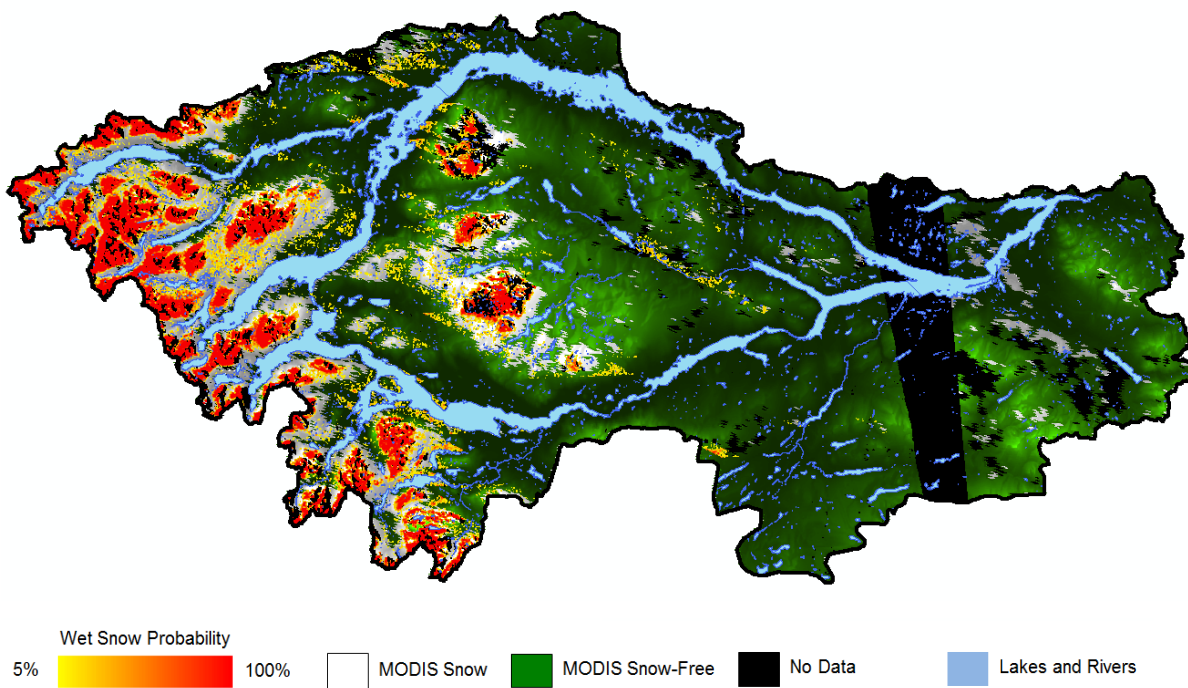


16 mai 2012 – Polarisation VH

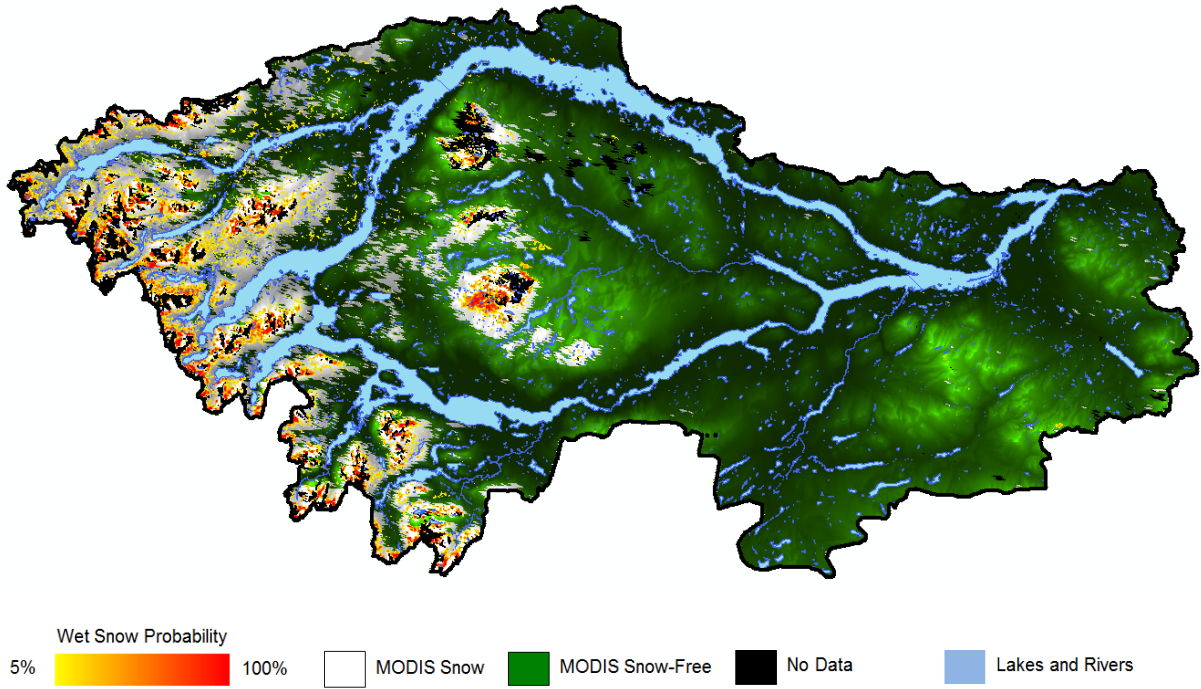


25 mai 2012 – Polarisation VH**26 mai 2012 – Polarisation VH**

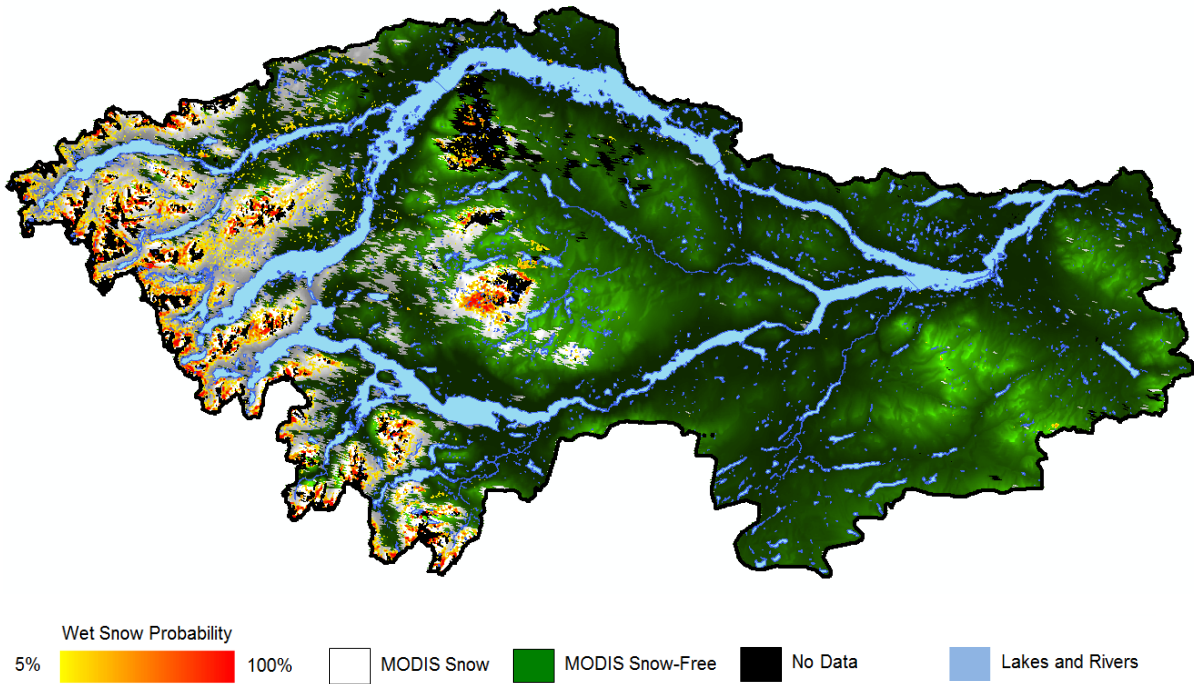
8 juin 2012 – Polarisation VH**9 juin 2012 – Polarisation VH**

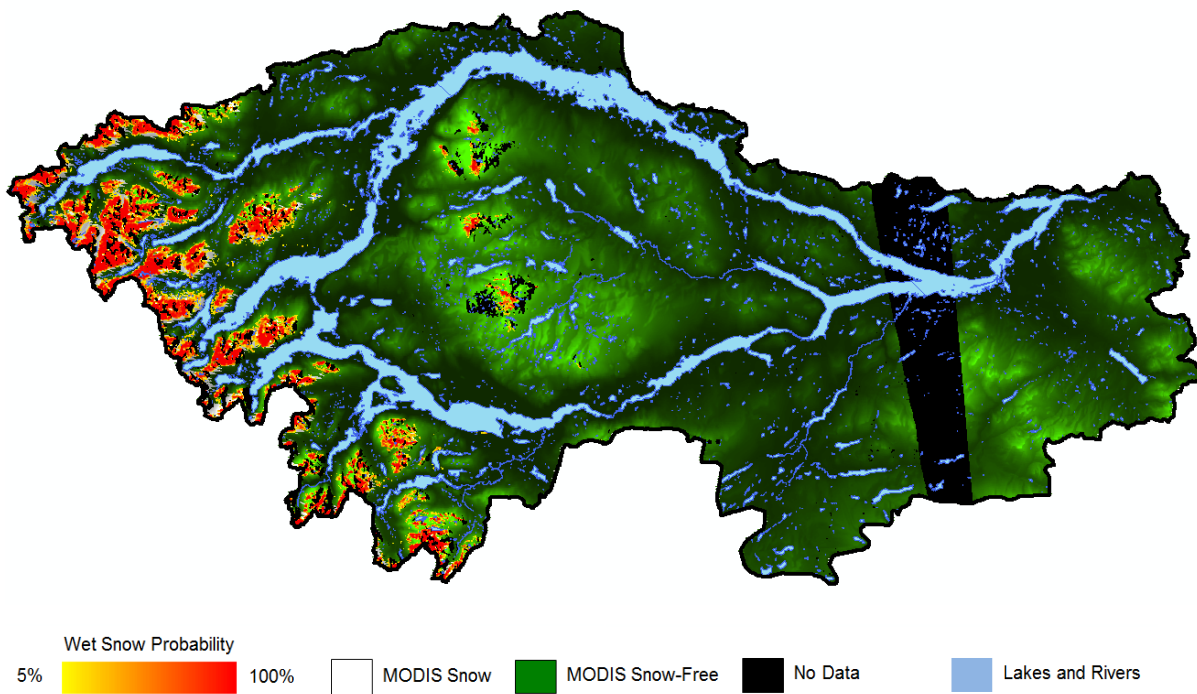
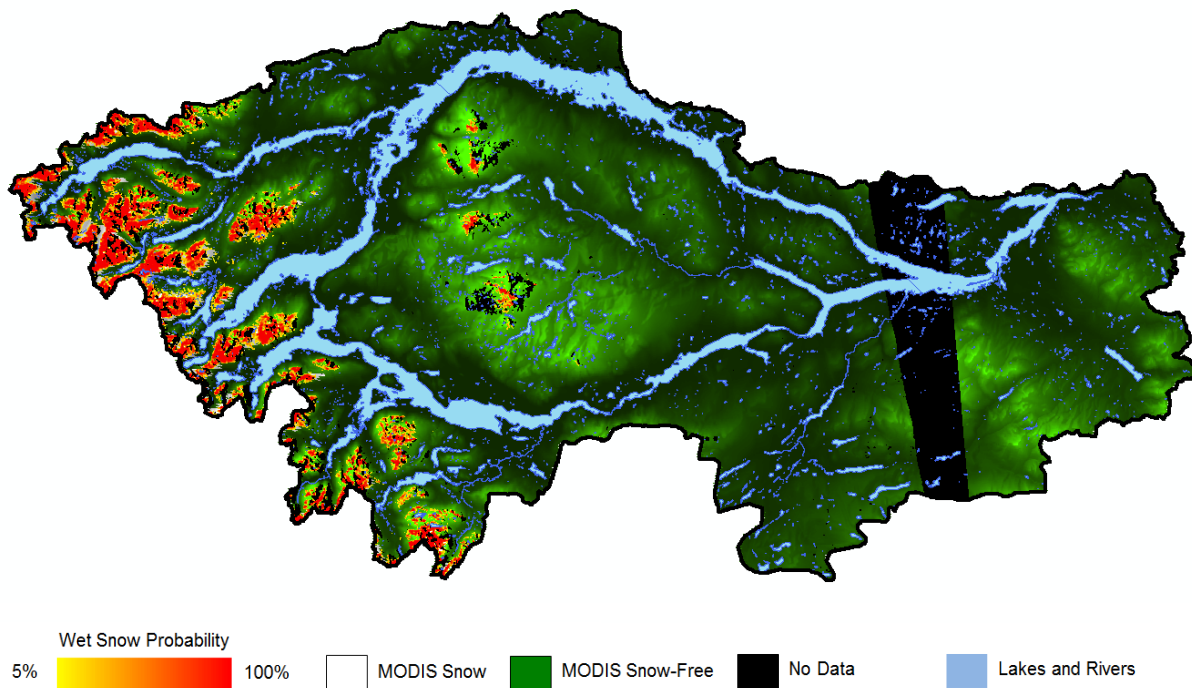
18 juin 2012 – Polarisation VH**19 juin 2012 – Polarisation VH**

25 juin 2012 – Polarisation VH

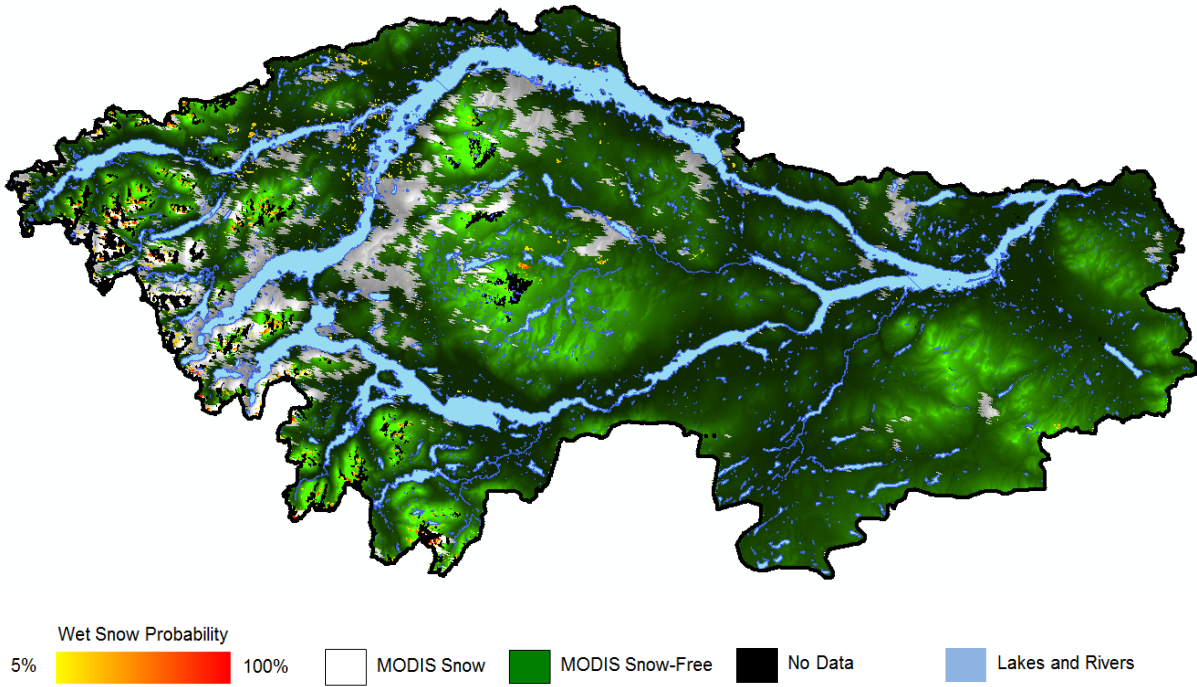


26 juin 2012 – Polarisation VH

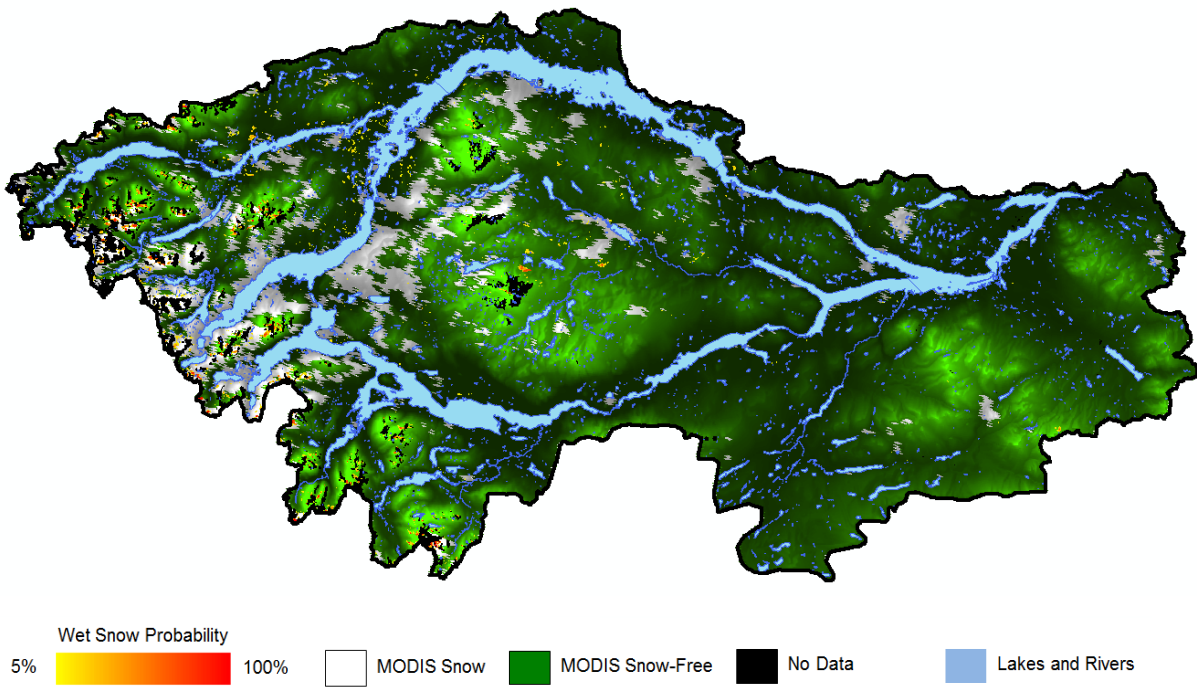


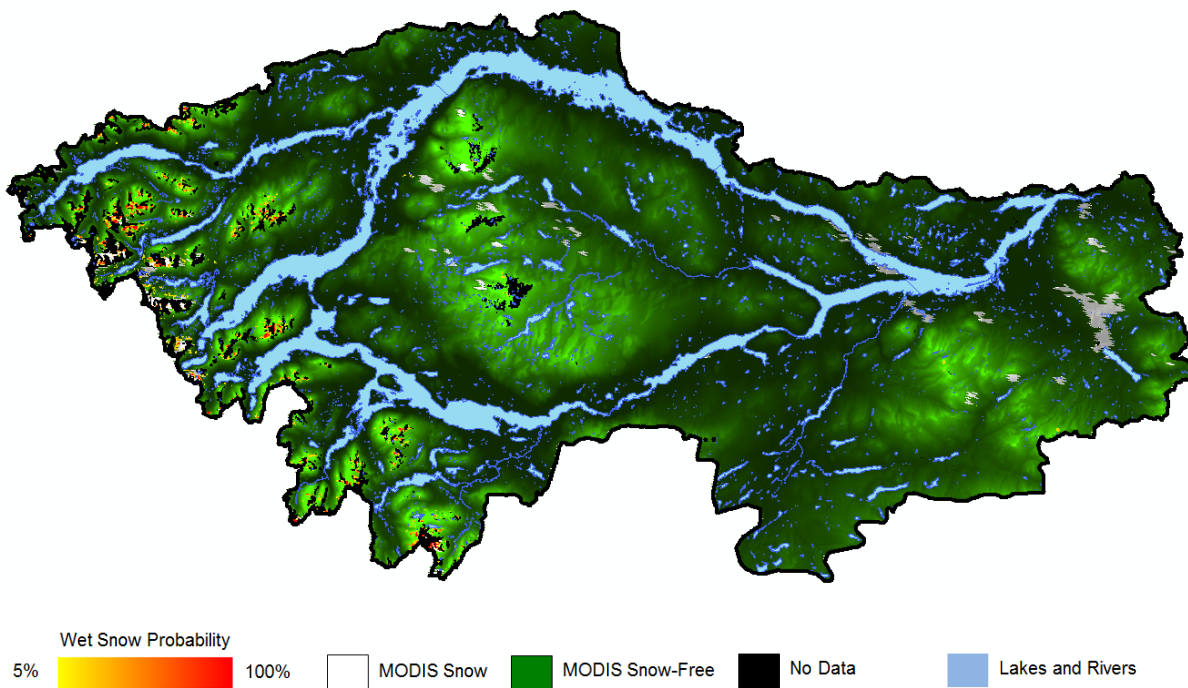
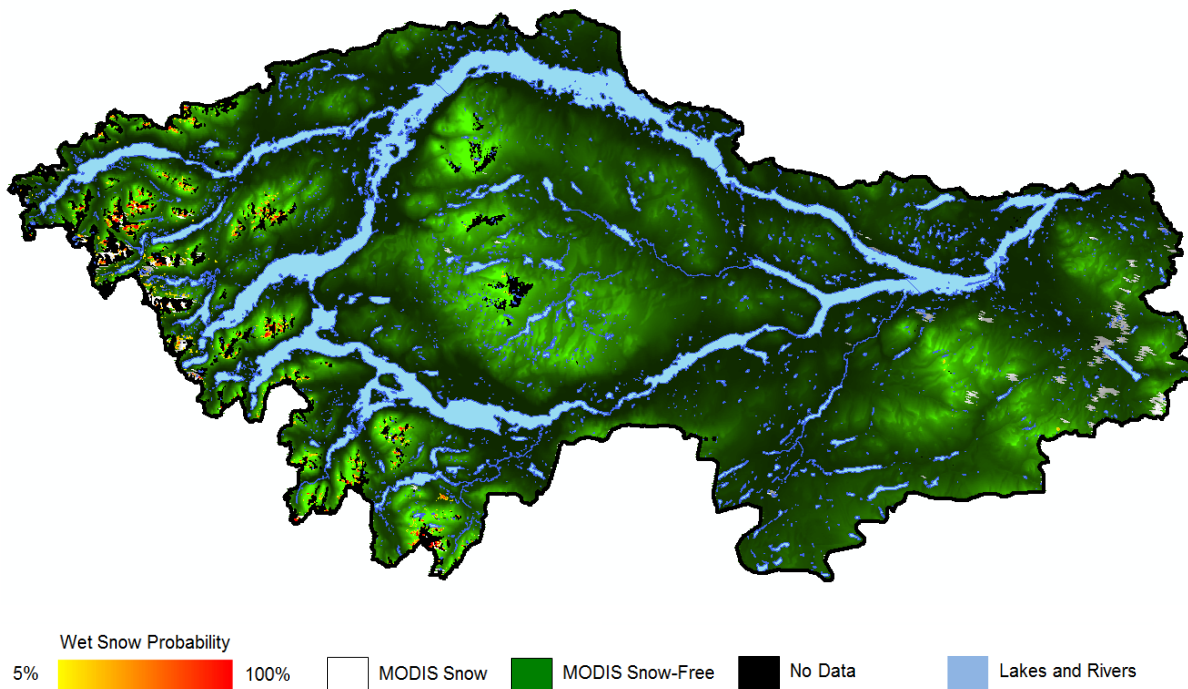
12 juillet 2012 – Polarisation VH**13 juillet 2012 – Polarisation VH**

19 juillet 2012 – Polarisation VH



20 juillet 2012 – Polarisation VH



26 juillet 2012 – Polarisation VH**27 juillet 2012 – Polarisation VH**

ANNEXE E – COMPARAISON RS-2 ET SURFEX

Données extraites des images radar à Mt. Wells

Azimut	Pente	STD	Aspect	STD
86.00°	7.76°	4.71°	322.93°	38.12°

Date	Angle d'incidence	Angle d'incidence local
2011-10-06	43.19°	43.01°
2011-10-13	39.72°	39.55°
2012-01-03	46.42°	46.22°
2012-03-22	43.18°	43.00°
2012-03-29	39.70°	39.53°
2012-04-08	46.38°	46.19°
2012-04-15	43.17°	42.98°
2012-04-22	39.70°	39.53°
2012-05-02	46.40°	46.21°
2012-05-09	43.19°	43.01°
2012-05-16	39.73°	39.56°
2012-05-26	46.39°	46.19°
2012-06-09	39.69°	39.52°
2012-06-19	46.35°	46.16°
2012-06-26	43.17°	42.98°
2012-07-13	46.38°	46.19°
2012-07-20	43.15°	42.96°
2012-07-27	39.70°	39.53°

Données extraites des images radar à Mt. Wells (suite)

Date	VV moyen (power)	VV normal (power)		VV normal (dB)	
2011-10-06	0.081	0.161	0.277	-7.920	-5.573
2011-10-13	0.081	0.144	0.232	-8.427	-6.350
2012-01-03	0.082	0.185	0.339	-7.338	-4.703
2012-03-22	0.088	0.175	0.301	-7.557	-5.212
2012-03-29	0.092	0.163	0.263	-7.882	-5.807
2012-04-08	0.068	0.153	0.280	-8.166	-5.535
2012-04-15	0.052	0.103	0.177	-9.856	-7.511
2012-04-22	0.070	0.125	0.201	-9.036	-6.960
2012-05-02	0.047	0.105	0.192	-9.802	-7.169
2012-05-09	0.048	0.095	0.163	-10.221	-7.874
2012-05-16	0.062	0.110	0.178	-9.574	-7.496
2012-05-26	0.065	0.146	0.268	-8.354	-5.722
2012-06-09	0.089	0.157	0.254	-8.029	-5.953
2012-06-19	0.085	0.191	0.350	-7.184	-4.556
2012-06-26	0.090	0.179	0.307	-7.481	-5.136
2012-07-13	0.089	0.200	0.366	-6.999	-4.367
2012-07-20	0.093	0.185	0.317	-7.332	-4.989
2012-07-27	0.116	0.205	0.331	-6.873	-4.797

Date	VH moyen (power)	VH normal (power)		VH normal (dB)	
2011-10-06	0.023	0.042	0.067	-13.741	-11.714
2011-10-13	0.025	0.041	0.061	-13.915	-12.121
2012-01-03	0.019	0.037	0.063	-14.270	-11.995
2012-03-22	0.021	0.038	0.061	-14.196	-12.170
2012-03-29	0.023	0.038	0.058	-14.167	-12.375
2012-04-08	0.019	0.039	0.065	-14.118	-11.846
2012-04-15	0.016	0.029	0.046	-15.428	-13.403
2012-04-22	0.019	0.031	0.046	-15.141	-13.349
2012-05-02	0.014	0.028	0.047	-15.588	-13.314
2012-05-09	0.015	0.027	0.043	-15.673	-13.646
2012-05-16	0.020	0.032	0.049	-14.923	-13.128
2012-05-26	0.022	0.044	0.074	-13.598	-11.325
2012-06-09	0.027	0.044	0.066	-13.605	-11.813
2012-06-19	0.028	0.056	0.094	-12.530	-10.260
2012-06-26	0.028	0.050	0.080	-13.004	-10.979
2012-07-13	0.029	0.059	0.099	-12.322	-10.050
2012-07-20	0.030	0.055	0.088	-12.590	-10.566
2012-07-27	0.039	0.063	0.095	-11.994	-10.202

Données extraites des images radar à Mt. Pondosy

Azimut	Pente	STD	Aspect	STD
86.00°	14.90°	5.38°	45.30°	19.52°

Date	Angle d'incidence	Angle d'incidence local
2011-10-06	41.16°	23.23°
2011-10-13	37.47°	19.77°
2012-01-03	44.58°	26.50°
2012-03-22	41.15°	23.22°
2012-03-29	37.46°	19.76°
2012-04-08	44.54°	26.46°
2012-04-15	41.13°	23.21°
2012-04-22	37.46°	19.76°
2012-05-02	44.56°	26.48°
2012-05-09	41.16°	23.23°
2012-05-16	37.48°	19.78°
2012-05-26	44.55°	26.47°
2012-06-09	37.45°	19.74°
2012-06-19	44.52°	26.44°
2012-06-26	41.13°	23.21°
2012-07-13	44.54°	26.46°
2012-07-20	41.11°	23.19°
2012-07-27	37.45°	19.75°

Données extraites des images radar à Mt. Pondosy (suite)

Date	VV moyen (power)	VV normal (power)		VV normal (dB)	
2011-10-06	0.093	0.112	0.153	-9.507	-8.142
2011-10-13	0.088	0.101	0.132	-9.958	-8.789
2012-01-03	0.100	0.127	0.182	-8.956	-7.396
2012-03-22	0.127	0.153	0.209	-8.165	-6.800
2012-03-29	0.114	0.130	0.170	-8.861	-7.692
2012-04-08	0.092	0.117	0.167	-9.327	-7.769
2012-04-15	0.077	0.093	0.127	-10.325	-8.962
2012-04-22	0.088	0.101	0.132	-9.973	-8.805
2012-05-02	0.069	0.088	0.127	-10.532	-8.973
2012-05-09	0.064	0.077	0.106	-11.112	-9.746
2012-05-16	0.086	0.098	0.129	-10.068	-8.898
2012-05-26	0.081	0.104	0.149	-9.834	-8.275
2012-06-09	0.096	0.109	0.143	-9.614	-8.446
2012-06-19	0.080	0.102	0.146	-9.904	-8.347
2012-06-26	0.093	0.112	0.153	-9.520	-8.156
2012-07-13	0.105	0.133	0.191	-8.746	-7.188
2012-07-20	0.103	0.123	0.169	-9.085	-7.723
2012-07-27	0.107	0.123	0.161	-9.110	-7.941

Date	VH moyen (power)	VH normal (power)		VH normal (dB)	
2011-10-06	0.025	0.030	0.039	-15.271	-14.092
2011-10-13	0.025	0.028	0.036	-15.480	-14.470
2012-01-03	0.026	0.032	0.044	-14.889	-13.542
2012-03-22	0.034	0.040	0.053	-13.975	-12.797
2012-03-29	0.030	0.033	0.042	-14.797	-13.788
2012-04-08	0.031	0.038	0.052	-14.210	-12.865
2012-04-15	0.021	0.025	0.033	-16.045	-14.867
2012-04-22	0.022	0.024	0.030	-16.172	-15.163
2012-05-02	0.018	0.022	0.030	-16.556	-15.210
2012-05-09	0.017	0.020	0.026	-17.068	-15.889
2012-05-16	0.021	0.024	0.030	-16.220	-15.210
2012-05-26	0.022	0.027	0.037	-15.642	-14.296
2012-06-09	0.023	0.026	0.033	-15.876	-14.867
2012-06-19	0.023	0.028	0.039	-15.471	-14.126
2012-06-26	0.029	0.034	0.045	-14.673	-13.495
2012-07-13	0.030	0.037	0.050	-14.375	-13.029
2012-07-20	0.032	0.037	0.049	-14.264	-13.087
2012-07-27	0.036	0.040	0.051	-13.963	-12.954

Données extraites des images radar à Shames

Azimut	Pente	STD	Aspect	STD
86.00°	16.96°	5.85°	186.80°	16.70°

Date	Angle d'incidence	Angle d'incidence local
2011-10-06	35.29°	35.67°
2011-10-13	31.29°	31.92°
2012-01-03	39.04°	39.23°
2012-03-22	35.28°	35.66°
2012-04-08	39.00°	39.19°
2012-04-15	35.27°	35.65°
2012-05-02	39.02°	39.21°
2012-05-09	35.29°	35.67°
2012-05-26	39.01°	39.20°
2012-06-09	31.26°	31.89°
2012-06-19	38.97°	39.16°
2012-06-26	35.26°	35.65°
2012-07-13	39.00°	39.19°
2012-07-20	35.24°	35.63°
2012-07-27	31.26°	31.89°

Données extraites des images radar à Shames (suite)

Date	VV moyen (power)	VV normal (power)		VV normal (dB)	
2011-10-06	0.176	0.278	0.456	-5.552	-3.406
2011-10-13	0.209	0.300	0.467	-5.223	-3.309
2012-01-03	0.141	0.248	0.429	-6.061	-3.671
2012-03-22	0.246	0.388	0.636	-4.110	-1.965
2012-04-08	0.121	0.212	0.366	-6.747	-4.360
2012-04-15	0.153	0.241	0.395	-6.178	-4.034
2012-05-02	0.120	0.210	0.364	-6.780	-4.391
2012-05-09	0.128	0.202	0.332	-6.939	-4.793
2012-05-26	0.147	0.258	0.447	-5.885	-3.498
2012-06-09	0.230	0.329	0.511	-4.825	-2.913
2012-06-19	0.153	0.268	0.465	-5.711	-3.326
2012-06-26	0.216	0.341	0.559	-4.672	-2.528
2012-07-13	0.179	0.314	0.544	-5.030	-2.643
2012-07-20	0.215	0.338	0.554	-4.705	-2.562
2012-07-27	0.246	0.352	0.547	-4.534	-2.622

Date	VH moyen (power)	VH normal (power)		VH normal (dB)	
2011-10-06	0.042	0.062	0.095	-12.092	-10.239
2011-10-13	0.048	0.066	0.097	-11.807	-10.154
2012-01-03	0.029	0.047	0.075	-13.295	-11.232
2012-03-22	0.045	0.066	0.102	-11.787	-9.934
2012-04-08	0.026	0.042	0.068	-13.738	-11.677
2012-04-15	0.030	0.045	0.069	-13.486	-11.634
2012-05-02	0.031	0.051	0.082	-12.913	-10.850
2012-05-09	0.029	0.043	0.066	-13.637	-11.784
2012-05-26	0.036	0.058	0.094	-12.349	-10.287
2012-06-09	0.048	0.066	0.096	-11.820	-10.169
2012-06-19	0.037	0.060	0.097	-12.188	-10.128
2012-06-26	0.048	0.072	0.110	-11.444	-9.593
2012-07-13	0.050	0.081	0.130	-10.918	-8.856
2012-07-20	0.055	0.081	0.125	-10.896	-9.046
2012-07-27	0.066	0.091	0.132	-10.433	-8.781

Propriétés du manteau neigeux à Mt. Wells – Simulation SURFEX

Date	Snowpack Height (m)	Wet Thickness (m)	SWE Obs. (mm)	SWE Sim. (mm)	LWC First Layer (%)	Density First Layer (kg/m ³)
2011-10-06	0.02	0.00	0	6.41	0.00	330.64
2011-10-13	0.02	0.02	0	9.30	2.50	475.14
2012-01-03	1.07	0.00	431	311.02	0.00	166.46
2012-03-22	1.86	0.00	781	597.25	0.00	192.93
2012-03-29	1.84	0.00	809	604.05	0.00	193.00
2012-04-08	1.82	0.00	792	615.47	0.00	228.22
2012-04-15	1.86	0.00	805	632.98	0.00	168.71
2012-04-22	1.80	0.11	824	648.14	1.26	529.56
2012-05-02	1.77	1.06	807	702.10	3.63	282.87
2012-05-09	1.72	1.34	796	722.74	2.25	488.65
2012-05-16	1.62	1.62	748	715.40	1.50	644.32
2012-05-26	1.41	1.41	663	633.81	1.49	647.54
2012-06-09	0.64	0.64	434	304.72	2.62	453.26
2012-06-19	0.00	-	103	0.00	-	-
2012-06-26	0.00	-	0	0.00	-	-
2012-07-13	0.00	-	0	0.00	-	-
2012-07-20	0.00	-	0	0.00	-	-
2012-07-27	0.00	-	0	0.00	-	-

Date	Sphericity [0-1]	Grain Size (mm)	Dendricity [0-1]	Mean SSA 1.5 mm (m ² /kg)	Mean SSA 6.0 mm (m ² /kg)
2011-10-06	0.00	0.40	0.00	16.65	14.97
2011-10-13	1.00	0.41	0.00	16.20	14.47
2012-01-03	0.52	-	0.99	60.90	53.29
2012-03-22	0.80	-	0.97	61.75	56.33
2012-03-29	0.78	-	0.95	59.92	55.18
2012-04-08	0.49	-	0.51	29.91	28.24
2012-04-15	0.52	-	0.87	50.04	45.83
2012-04-22	0.74	0.41	0.00	16.26	15.31
2012-05-02	1.00	0.52	0.00	12.81	12.52
2012-05-09	0.91	0.53	0.00	12.82	12.12
2012-05-16	1.00	0.53	0.00	12.48	12.20
2012-05-26	1.00	0.87	0.00	7.63	7.33
2012-06-09	1.00	0.84	0.00	7.91	7.91
2012-06-19	-	-	-	-	-
2012-06-26	-	-	-	-	-
2012-07-13	-	-	-	-	-
2012-07-20	-	-	-	-	-
2012-07-27	-	-	-	-	-

Propriétés du manteau neigeux à Mt. Pondosy – Simulation SURFEX

Date	Snowpack Height (m)	Wet Thickness (m)	SWE Obs. (mm)	SWE Sim. (mm)	LWC First Layer (%)	Density First Layer (kg/m ³)
2011-10-06	0.00	-	0.00	0.00	-	-
2011-10-13	0.00	0.00	0.00	0.86	0.00	-
2012-01-03	1.78	0.00	563.00	510.88	0.00	144.75
2012-03-22	2.66	0.00	1110.00	937.48	0.00	175.57
2012-03-29	2.60	0.05	1154.00	945.09	3.57	195.10
2012-04-08	2.62	0.04	1175.00	971.19	1.84	154.04
2012-04-15	2.42	1.22	1210.00	985.83	3.43	316.29
2012-04-22	2.36	1.81	1209.00	1003.31	2.77	300.83
2012-05-02	2.30	2.29	1158.00	1012.84	3.95	202.03
2012-05-09	2.18	2.18	1136.00	986.02	3.64	274.91
2012-05-16	1.87	1.87	1071.00	874.95	2.94	400.83
2012-05-26	1.26	1.26	937.00	616.01	2.58	460.79
2012-06-09	0.40	0.40	644.00	202.31	2.17	531.52
2012-06-19	0.00	-	370.00	0.00	-	-
2012-06-26	0.00	-	119.00	0.00	-	-
2012-07-13	0.00	-	0.00	0.00	-	-
2012-07-20	0.00	-	0.00	0.00	-	-
2012-07-27	0.00	-	0.00	0.00	-	-

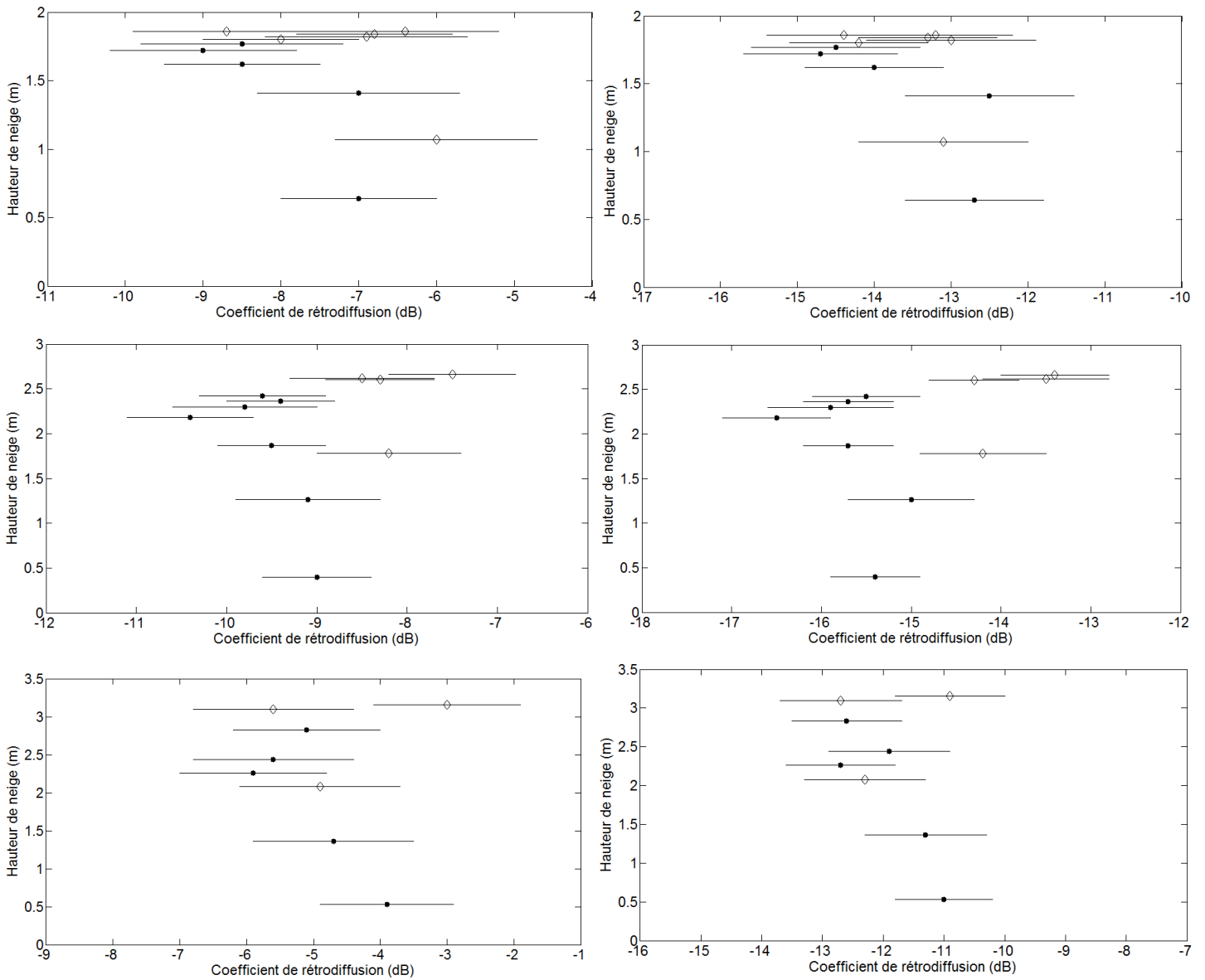
Date	Sphericity [0-1]	Grain Size (mm)	Dendricity [0-1]	Mean SSA 1.5 mm (m ² /kg)	Mean SSA 6.0 mm (m ² /kg)
2011-10-06	-	-	-	-	-
2011-10-13	0.71	-	0.88	39.06	9.60
2012-01-03	0.59	-	0.99	64.37	63.05
2012-03-22	0.65	-	0.97	62.62	59.87
2012-03-29	0.81	-	0.94	56.59	37.76
2012-04-08	0.05	-	0.16	19.15	17.98
2012-04-15	1.00	0.93	0.00	7.19	7.19
2012-04-22	1.00	0.39	0.00	17.08	14.32
2012-05-02	0.62	-	0.86	50.16	38.57
2012-05-09	1.00	0.56	0.00	11.69	8.29
2012-05-16	1.00	1.11	0.00	6.03	6.08
2012-05-26	1.00	0.91	0.00	7.34	7.34
2012-06-09	1.00	0.79	0.00	8.40	8.47
2012-06-19	-	-	-	-	-
2012-06-26	-	-	-	-	-
2012-07-13	-	-	-	-	-
2012-07-20	-	-	-	-	-
2012-07-27	-	-	-	-	-

Propriétés du manteau neigeux à Shames – Simulation SURFEX

Date	Snowpack Height (m)	Wet Thickness (m)	SWE Obs. (mm)	SWE Sim. (mm)	LWC First Layer (%)	Density First Layer (kg/m ³)
2011-10-06	0.00	-		0.00	-	-
2011-10-13	0.00	-		0.00	-	-
2012-01-03	2.08	0.04		584.16	2.91	144.17
2012-03-22	3.16	0.03		1085.50	2.33	117.87
2012-04-08	3.10	0.02		1127.90	2.28	289.19
2012-04-15	2.83	1.29		1133.59	2.68	284.00
2012-05-02	2.44	2.39		1093.68	2.75	141.65
2012-05-09	2.26	2.21		1026.09	2.89	157.33
2012-05-26	1.36	1.36		660.00	0.92	481.25
2012-06-09	0.53	0.52		265.42	0.52	476.58
2012-06-19	0.00	-		0.00	-	-
2012-06-26	0.00	-		0.00	-	-
2012-07-13	0.00	-		0.00	-	-
2012-07-20	0.00	-		0.00	-	-
2012-07-27	0.00	-		0.00	-	-

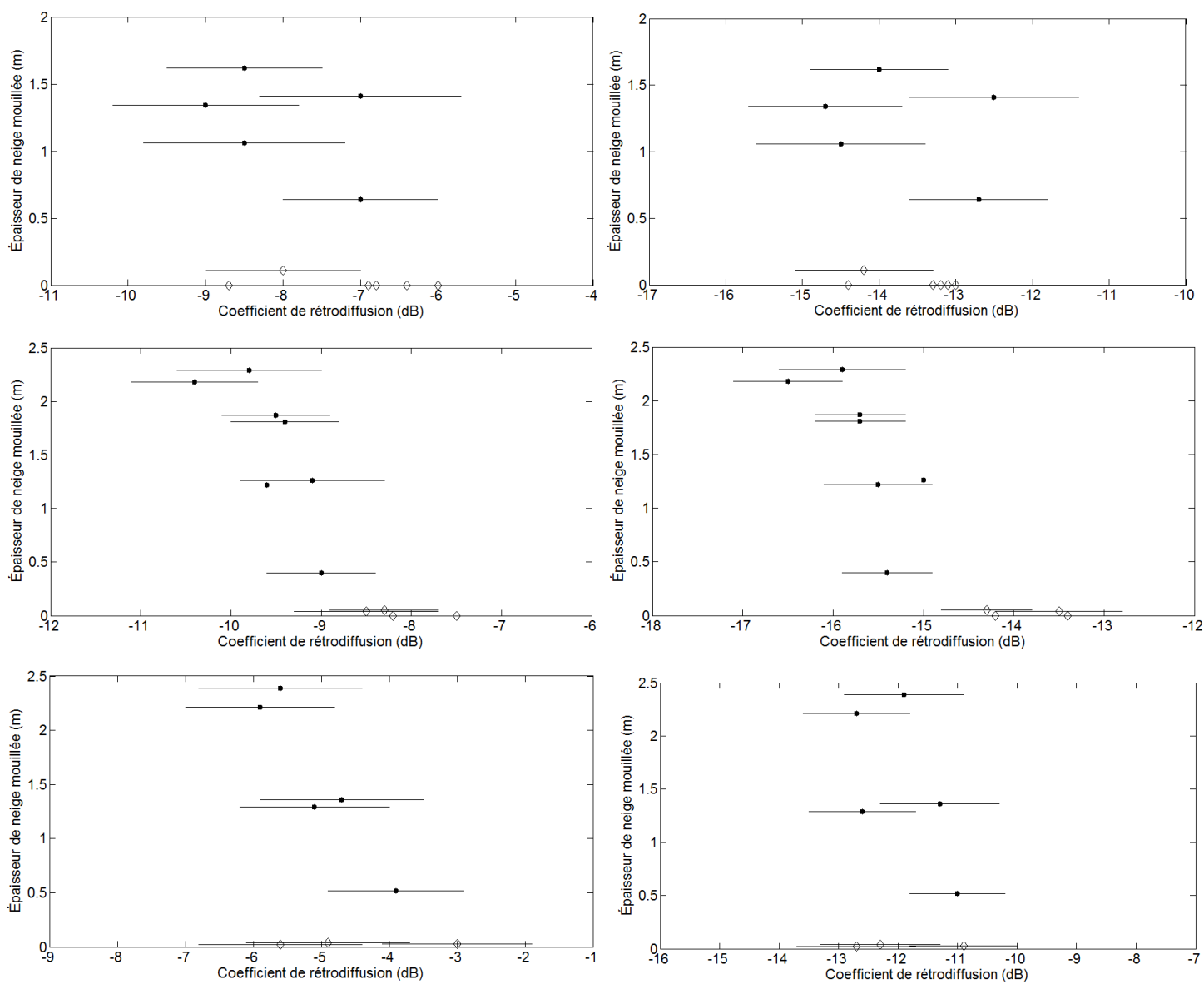
Date	Sphericity [0-1]	Grain Size (mm)	Dendricity [0-1]	Mean SSA 1.5 mm (m ² /kg)	Mean SSA 6.0 mm (m ² /kg)
2011-10-06	-	-	-	-	-
2011-10-13	-	-	-	-	-
2012-01-03	0.50	-	0.99	65.78	64.64
2012-03-22	0.75	-	0.99	64.28	60.98
2012-04-08	0.94	0.66	0.00	10.31	10.74
2012-04-15	0.94	0.95	0.00	7.23	7.11
2012-05-02	0.50	-	0.98	26.73	12.64
2012-05-09	0.56	-	0.97	62.53	60.94
2012-05-26	0.91	0.88	0.00	7.96	7.76
2012-06-09	0.91	0.94	0.00	7.42	7.34
2012-06-19	-	-	-	-	-
2012-06-26	-	-	-	-	-
2012-07-13	-	-	-	-	-
2012-07-20	-	-	-	-	-
2012-07-27	-	-	-	-	-

Hauteur de neige vs. Coefficient de rétrodiffusion



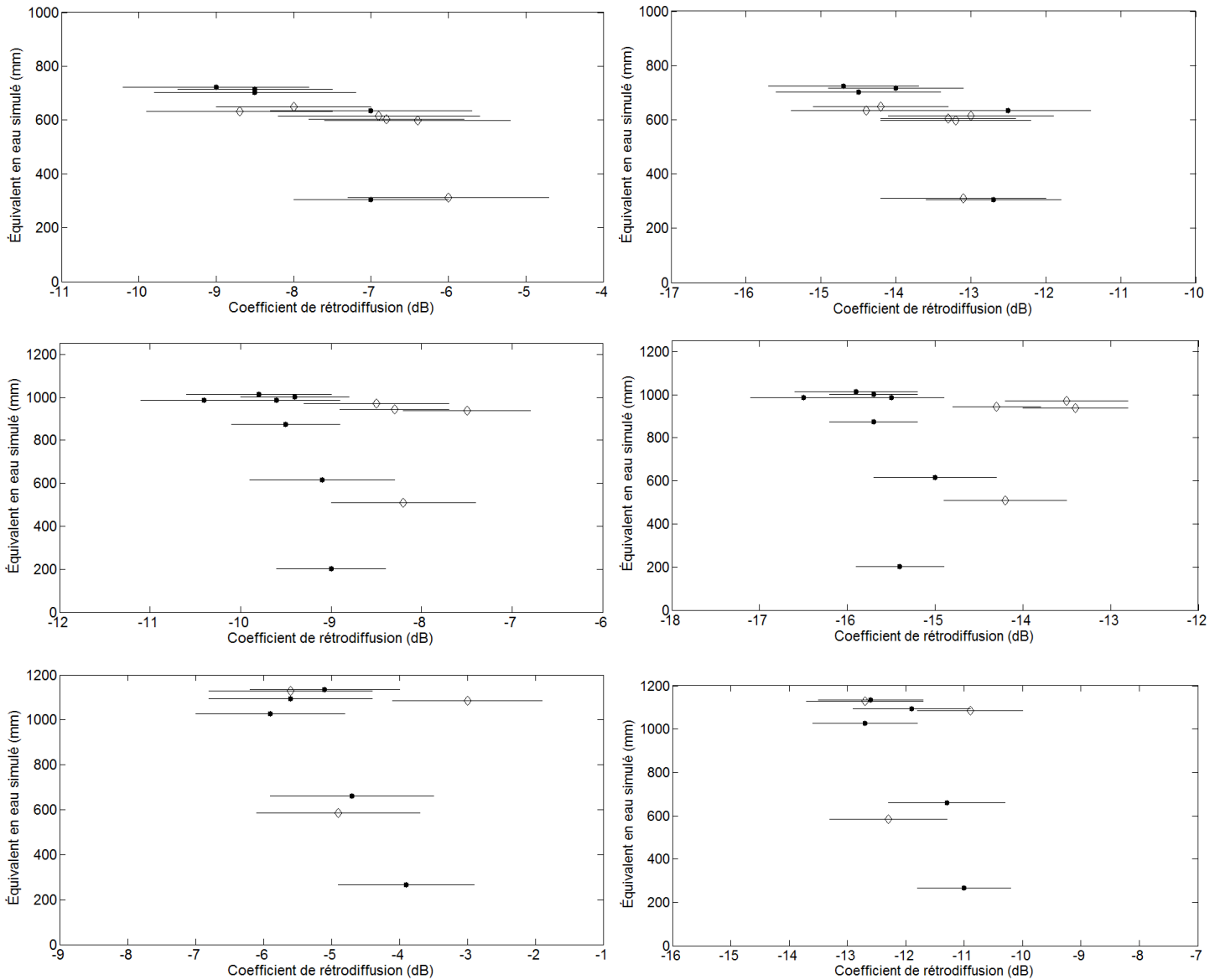
(Gauche) Polarisation VV. (Droite) Polarisation VH. (Du haut vers le bas) Respectivement Mt. Wells, Mt. Pondosy et Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Épaisseur de neige mouillée vs. Coefficient de rétrodiffusion



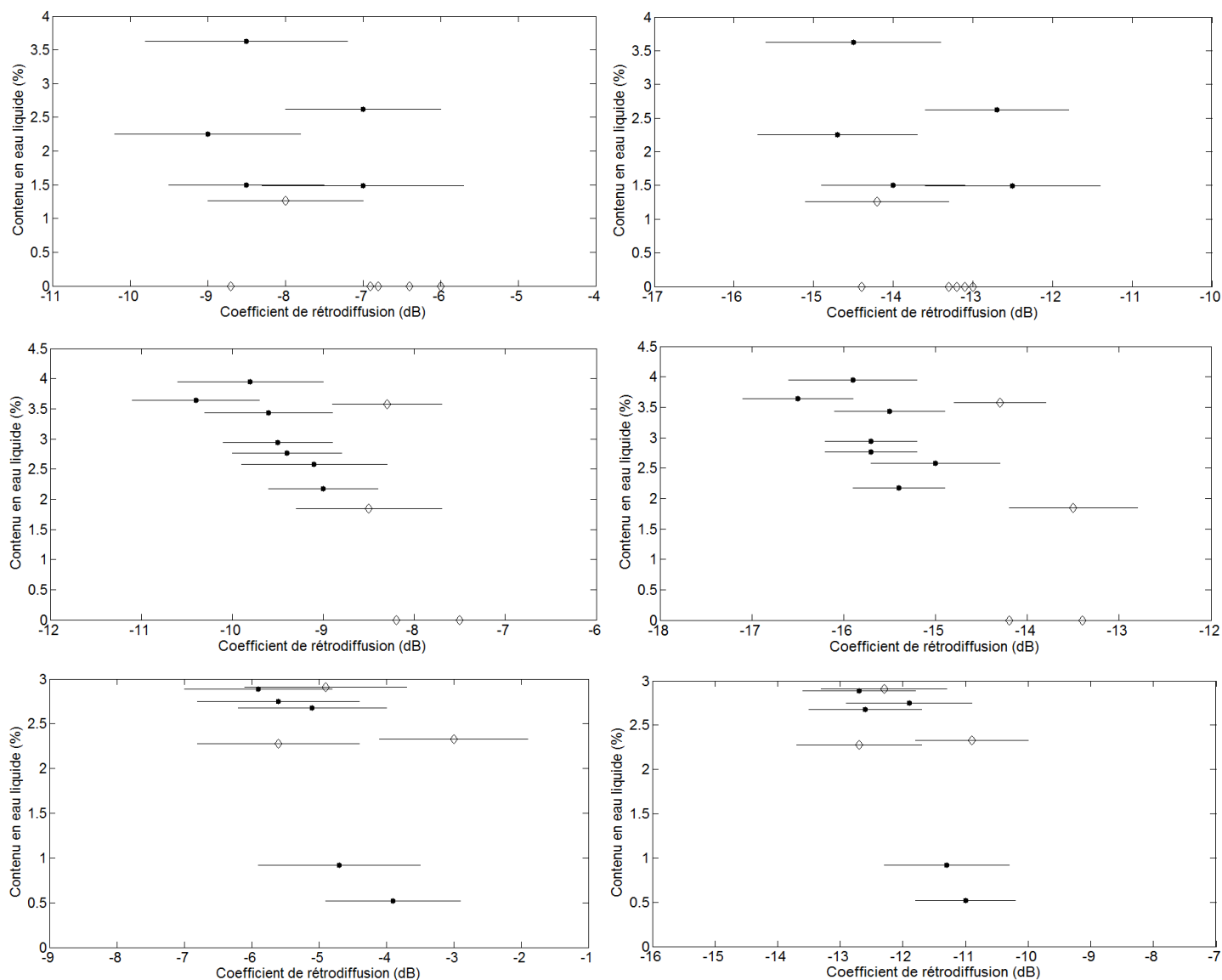
(Gauche) Polarisation VV. (Droite) Polarisation VH. (Du haut vers le bas) Respectivement Mt. Wells, Mt. Pondosy et Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Équivalent en eau de la neige vs. Coefficient de rétrodiffusion



(Gauche) Polarisation VV. (Droite) Polarisation VH. (Du haut vers le bas) Respectivement Mt. Wells, Mt. Pondosy et Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

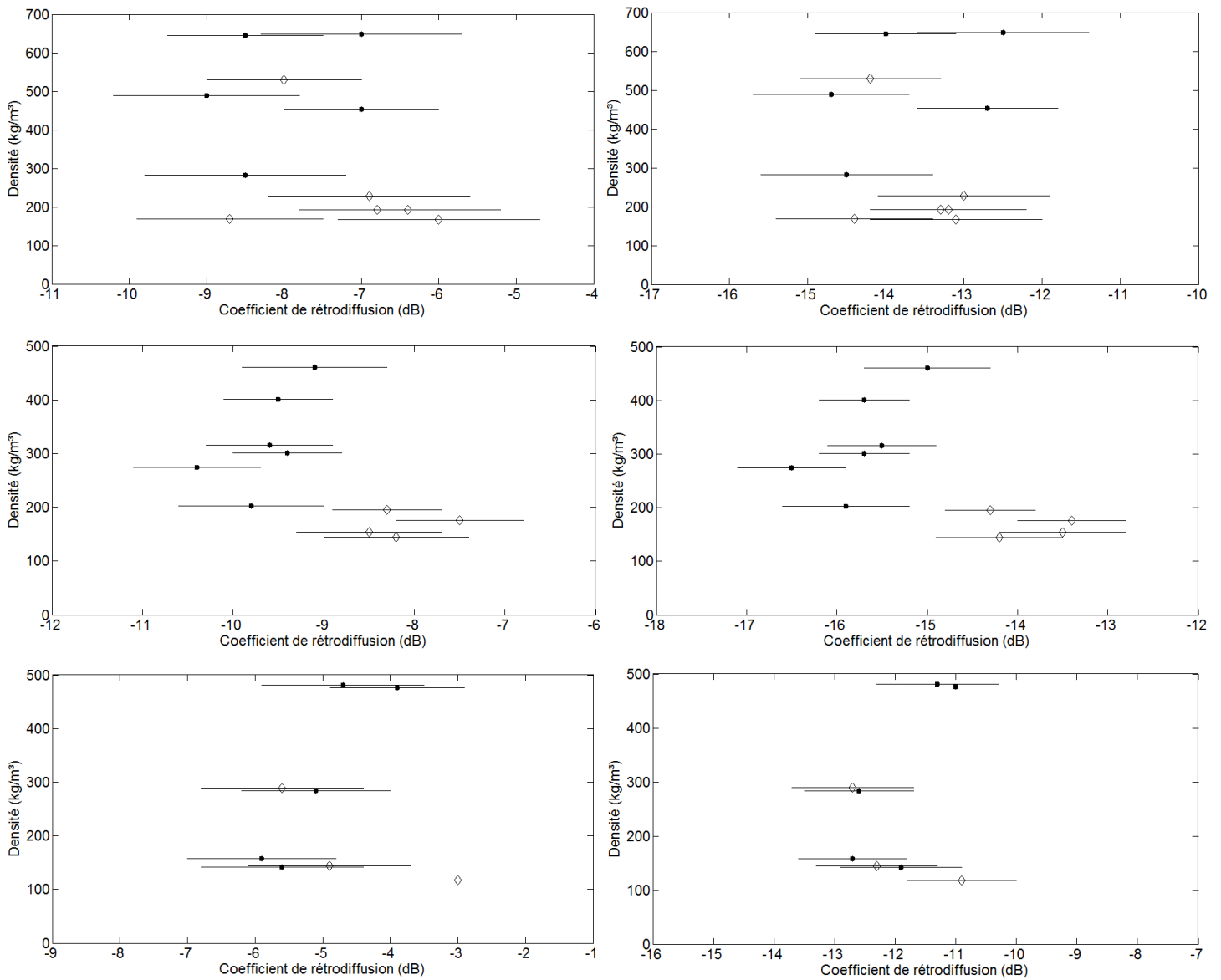
Contenu en eau liquide vs. Coefficient de rétrodiffusion



(Gauche) Polarisation VV. (Droite) Polarisation VH. (Du haut vers le bas) Respectivement Mt. Wells, Mt. Pondosy et Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Noter que certains points sont indiqués « secs » en raison d'une épaisseur mouillée de quelques centimètres seulement, ce qui explique les points secs possédant une valeur élevée de contenu en eau liquide.

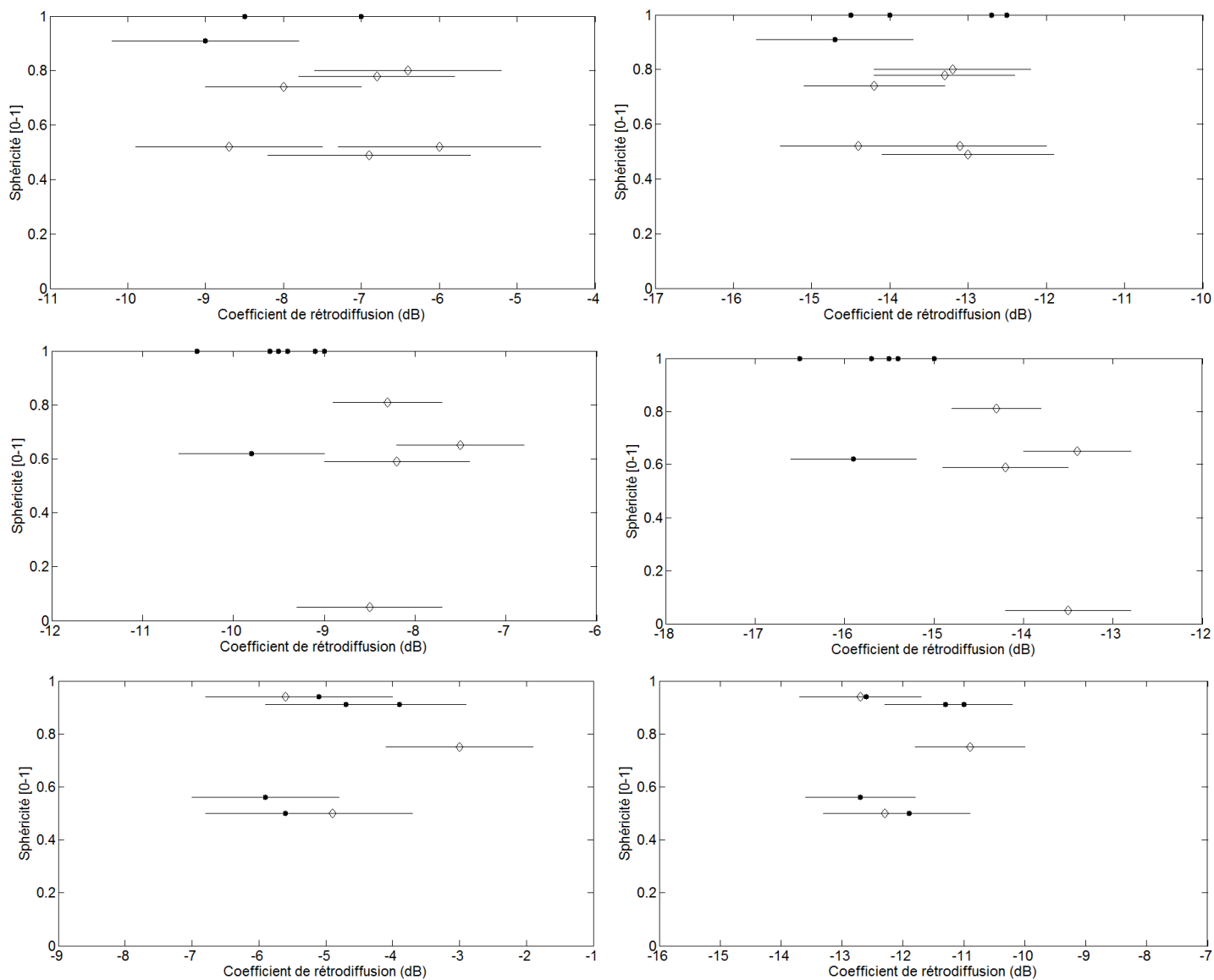
Densité de la couche supérieure vs. Coefficient de rétrodiffusion



(Gauche) Polarisation VV. (Droite) Polarisation VH. (Du haut vers le bas) Respectivement Mt. Wells, Mt. Pondosy et Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

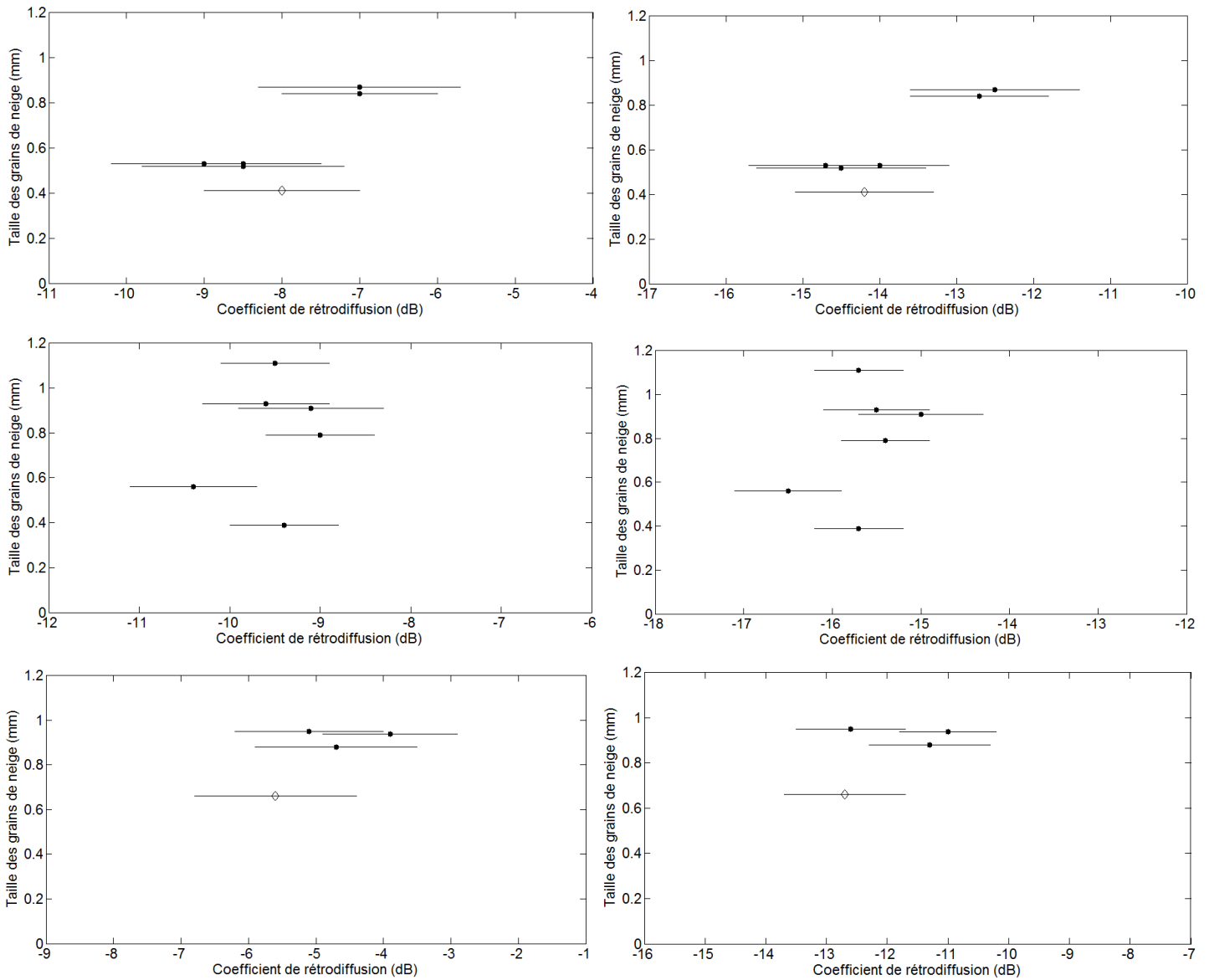
Noter que certains points sont indiqués « secs » en raison d'une épaisseur mouillée de quelques centimètres seulement, ce qui explique les points secs possédant une densité élevée en surface.

Sphéricité des grains de neige vs. Coefficient de rétrodiffusion



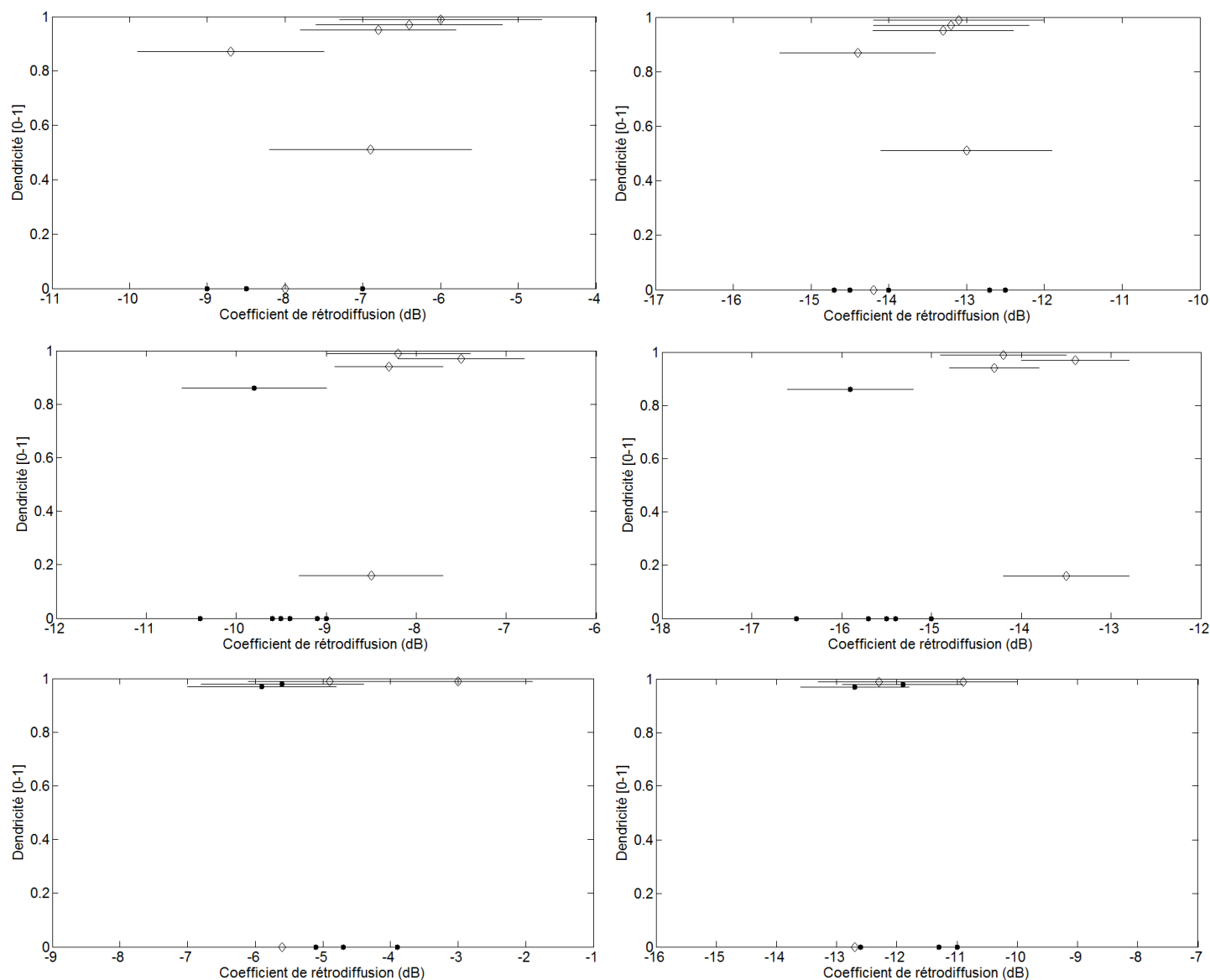
(Gauche) Polarisation VV. (Droite) Polarisation VH. (Du haut vers le bas) Respectivement Mt. Wells, Mt. Pondosy et Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Taille des grains de neige vs. Coefficient de rétrodiffusion



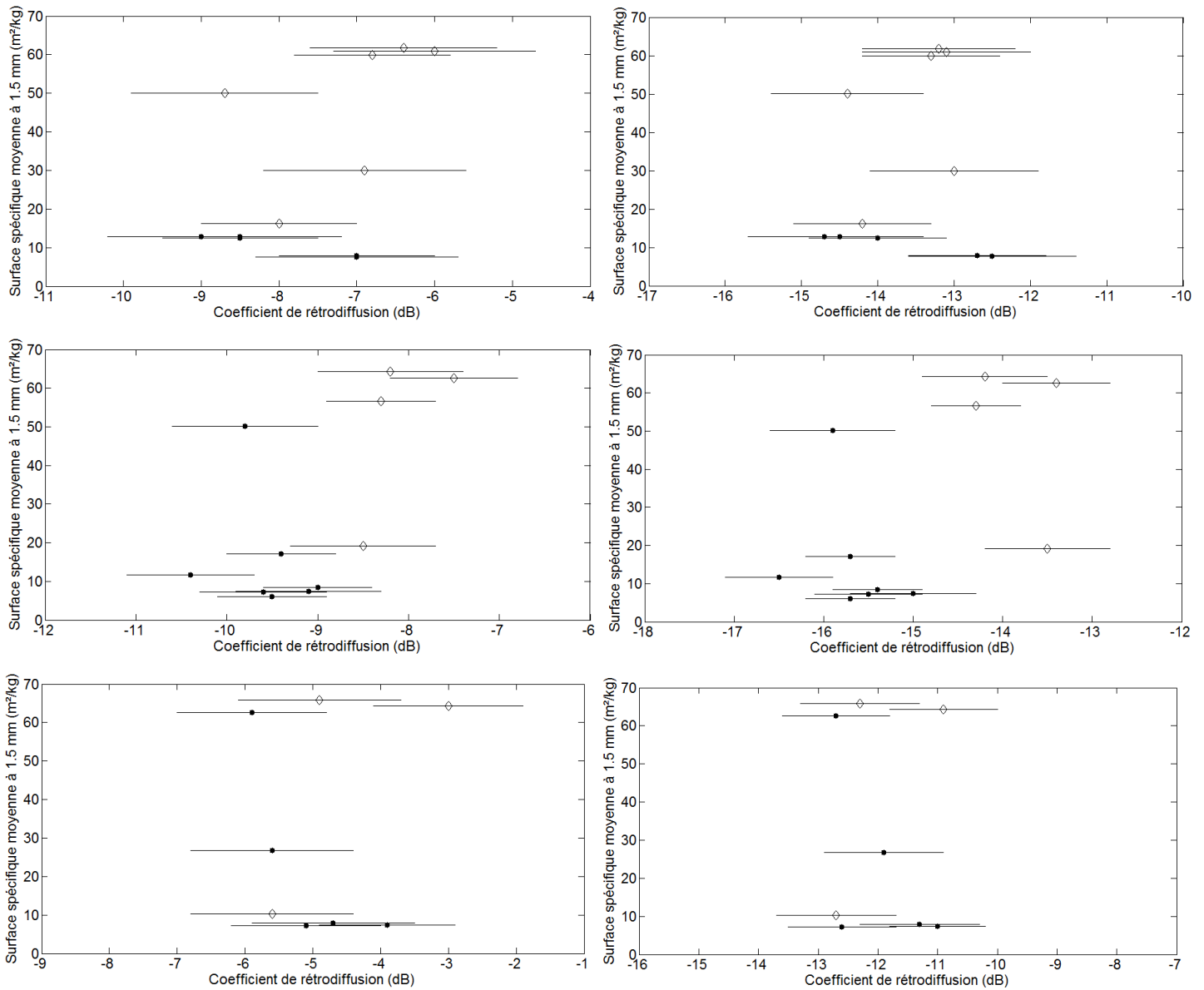
(Gauche) Polarisation VV. (Droite) Polarisation VH. (Du haut vers le bas) Respectivement Mt. Wells, Mt. Pondosy et Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Dendricité des grains de neige vs. Coefficient de rétrodiffusion



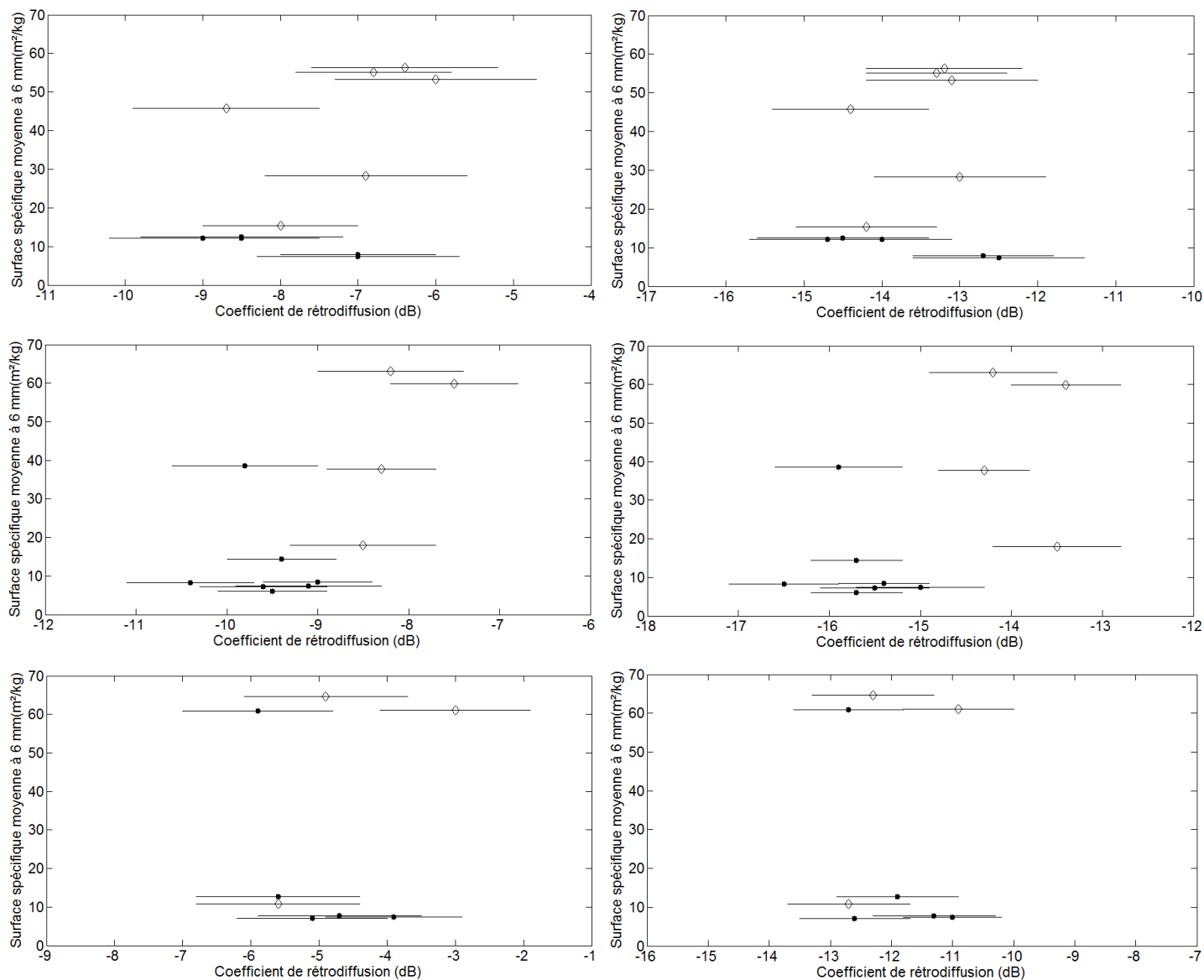
(Gauche) Polarisation VV. (Droite) Polarisation VH. (Du haut vers le bas) Respectivement Mt. Wells, Mt. Pondosy et Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Moyenne de la SSA à 1.5 mm vs. Coefficient de rétrodiffusion



(Gauche) Polarisation VV. (Droite) Polarisation VH. (Du haut vers le bas) Respectivement Mt. Wells, Mt. Pondosy et Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

Moyenne de la SSA à 6 mm vs. Coefficient de rétrodiffusion



(Gauche) Polarisation VV. (Droite) Polarisation VH. (Du haut vers le bas) Respectivement Mt. Wells, Mt. Pondosy et Shames. Les points humides sont indiqués par des cercles noirs (●) et les points secs sont indiqués par des losanges blancs (◇).

LISTE DES RÉFÉRENCES

- Agence spatiale canadienne (2015). Satellite characteristics. *ASC-CSA.gc.ca*. Acquis en 2015 à <http://www.asc-csa.gc.ca/eng/satellites/radarsat/radarsat-tableau.asp>
- Baghdadi, N., Fortin, J.P., Bernier, M. (1999). Accuracy of wet snow mapping using simulated Radarsat backscattering coefficients from observed snow cover characteristics. *International Journal of Remote Sensing*, volume 20, numéro 10, 2049–2068.
- Baghdadi, N., Gauthier, Y., Bernier, M. et Fortin, J. P. (2000). Potential and limitations of RADARSAT SAR data for wet snow monitoring. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volume 38, numéro 1, p. 316-20.
- Bartelt, P. et Lehning, M. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, volume 35, numéro 3, p. 123-145.
- Besic, N., Vasile, G., Chanussot, J., Stankovic, S., Dedieu, J. P., d'Urso, G., Boldo, D. et Ovarlez, J. P. (2012). Dry snow backscattering sensitivity on density change for SWE estimation. Dans *2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2012)*. IEEE, Piscataway, NJ, USA, p. 4418-4421.
- Bonn, F. et Rochon, G. (1993). *Précis de télédétection: Principes et méthodes*, volume 1, Presses de l'Université du Québec, 485 p.
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., Noilhan, J. (2000) The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, volume 39, p. 1544-1569.
- Boone A. et Etchevers, P. (2001) An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surface model: Local scale evaluation at an Alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, volume 2, p. 374-394.
- Biggs, T.W. & Whitaker, T.M. (2012). Critical elevation zones of snowmelt during peak discharges in a mountain river basin. *Journal of Hydrology*, volume 438-439, 52-65.
- Braun, L., Brun, É., Durand, Y., Martin É., Tourasse, P. (1994) Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology*, volume 25, numéro 1-2, p. 129-144.
- Brun, É. (1989) Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content. *Annals of Glaciology*, volume 13, p. 22-26.
- Brun E., David, P., Sudul, M. et Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, numéro 38, p. 13-22.
- Brun, E., Vionnet, V., Morin, S., Boone, A., Martin, E., Faroux, S., Le Moigne, P. et Willemet, J. M. (2012). Le modèle de manteau neigeux Crocus et ses applications. *La Météorologie*, numéro 76, p. 44-54.
- Brunot, G. (1986) Étude quantitative de la métamorphose d'isothermie ou de faible gradient de la neige sèche. Note de travail de l'ENM, Météo-France.

- Carmagnola, C.M., Morin, S., Lafaysse, M., Domine, F., Lesaffre, B., Lejeune, Y., Picard, G., Arnaud, L. (2014). Implementation and evaluation of prognostic representations of the optical diameter of snow in the SURFEX/ISBA-Crocus detailed snowpack model. *The Cryosphere*, volume 8, p. 417-437.
- Chung, Y. C., England, A. W., De Roo, R. D. et Weininger, E. (2006). Effects of vegetation and of heat and vapor fluxes from soil on snowpack evolution and radiobrightness. Dans *2006 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2006)*. IEEE, Denver, CO, USA, p. 3746-3749.
- Du, J., Shi, J. et Rott, H. (2010). Comparison between a multi-scattering and multi-layer snow scattering model and its parameterized snow backscattering model. *Remote Sensing of Environment*, volume 114, numéro 5, p. 1089-98.
- Dedieu, J.P., Gauthier, Y., Bernier, M., Hardy, S., Vincent, P., Durand, Y. (2003). Radiometric and geometric correction of RADARSAT-1 Images acquired in alpine regions for mapping the Snow Water Equivalent (SWE). *Proc. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2003*, volume 1, 851–853.
- Dedieu, J.P., Beninca De Farias, G., Castaings, T., Allain-Bailhache, S., Pottier, E., Durand, Y., Bernier, M. (2012). Interpretation of a RADARSAT-2 fully polarimetric time-series for snow cover studies in an Alpine context – first results. *Canadian Journal of Remote Sensing*, volume 38, numéro 3, 336–351.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V. (1992) Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models. *Water Resources Research*, volume 28, numéro 4, p.1015-1031.
- Durand Y., Giraud, G., Brun, É., Mérindol, L. Martin, É. (1999) A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, volume 45, numéro 151, p. 469-484.
- Engineer Research and Development Center (2015). SNTHERM. *URDC.USACE.ARMY.MIL*. Acquis en 2015 à <http://www.erd.usace.army.mil/Media/FactSheets/FactSheetArticleView/tabid/9254/Article/476650/sntherm.aspx>
- Franz, K. J., Butcher, P. et Ajami, N. K. (2010). Addressing snow model uncertainty for hydrologic prediction. *Advances in Water Resources*, volume 33, numéro 8, p. 820-832.
- Guyomarc'h, G. et Merindol, L. (1998) Validation of an application for forecasting blowing snow. *Annals of Glaciology*, volume 26, p. 138-143.
- Hall, D.K., Foster, J.L., Chang, A.T.C., Benson, C.S., Chien, J.Y.L. (1998). Determination of snow-covered area in different land covers in central Alaska, U.S.A., from aircraft data – April 1995. *Annals of Glaciology*, volume 26, 149–155.
- Hall, D.K., Riggs, G.A., Salomonson, V.V., DiGirolamo, N.E., Bayr, K.J. (2002). MODIS Snow-Cover Products. *Remote Sensing of Environment*, volume 83, 88–89.
- Hall, D.K. & Riggs, G.A. (2007). Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrological Processes*, volume 21, 1534–1547.
- Jordan, R. (1991). A one-dimensional temperature model for a snow cover. *Technical documentation for SNTHERM.89*, Special Technical Report 91-16, US Army CRREL.

- Klein, A.G., Hall, D.K., Riggs, G.A. (1998). Improving snow-cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model. *Hydrological Processes*, volume 12, 1723–1744.
- Koskinen, J.T., Pulliainen, J.T., Hallikainen, M.T. (1997). The Use of ERS-1 SAR Data in Snow Melt Monitoring. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volume 35, numéro 3, 601–610.
- Langlois, A., Brucker, L., Kohn, J., Royer, A., Derksen, C., Cliche, P., Picard, G., Willemet, J. M. et Fily, M. (2009). Simulation of snow water equivalent (SWE) using thermodynamic snow models in Québec, Canada. *Journal of Hydrometeorology*, volume 10, p. 1447–1463.
- Larouche, B., Côté, P., Latraverse, M. (2014). Dealing with uncertainties in water management systems: from theoretical to practical framework. Dans *Des prévisions hydrologiques opérationnelles vers une optimisation de la gestion des réservoirs*, ACRH, Québec, Canada, présentation orale.
- Le Moigne, P., Boone, A., Belamari, S., Brun, E., Calvet, J.-C., Decharme, B., Faroux, S., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Lafont, S., Lebeaupin, C., Mahfouf, J.-F., Martin, E., Masson, V., Mironov, D., Morin, S., Noilhan, J., Tulet, P., Van Der Hurk, B., Vionnet, V. (2012). SURFEX Scientific Documentation.
- Lesaffre, B., Pougatch, E., Martin, É. (1998) Objective determination of snow-grain characteristics from images. *Annals of Glaciology*, volume 26, p. 112–118.
- Lessard-Fontaine, A., Allain, S., Dedieu, J.P., Durand, Y. (2012). Multi-Temporal Wet Snow Mapping in Alpine Context using Polarimetric RADARSAT-2 Time-Series. *Proc. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2012*, volume 1, 1569–1571.
- Liu, Y., Jiang, L., Shi, J., Zhang, L., Pan, J., Zhao, S. et Zhang, Y. (2009). Measurement and simulation of the snow properties at an alpine valley site. Dans *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2009)*, volume 2. IEEE, Piscataway, NJ, USA, p. 626–629.
- Longépé, 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 Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volume 47, numéro 2, 406–418.
- Lopes, A., Touzi, R., Nezry, E. (1990). Adaptive Speckle Filters and Scene Heterogeneity. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volume 28, numéro 6, 992–1000.
- Luojus, K., Pulliainen, J., Metsämäki, S., Anttila, S., Hallikainen, M. (2007). Assimilating Spaceborne Radar and Ground-Based Weather Station Data for Operational Snow-Covered Area Estimation. *Proc. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2007*, volume 1, 4202–4205.
- Magagi, R. et Bernier, M. (2003). Optimal conditions for wet snow detection using RADARSAT SAR data. *Remote Sensing of Environment*, volume 84, numéro 2, p. 221–233.

- Malnes, E. & Guneriussen, T. (2002). Mapping of snow covered area with Radarsat in Norway. *Proc. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2002*, volume 1, 683–685.
- Marbouty, D. (1980) An experimental study of temperature-gradient metamorphism. *Journal of Glaciology*, volume 26, p. 303-312.
- Marcil, G.K., Trudel, M., Leconte, R. (2015). Flood monitoring during the Snowmelt Period using Remotely Sensed MODIS Snow Products: Case Study of the Nechako Reservoir, Canada. *71st Eastern Snow Conference Proceedings*, p. 75–92.
- Martin, É., Timbal, B., Brun, É. (1997) Downscaling of general circulation model outputs: simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change. *Climate Dynamics*, volume 13, p. 45-56.
- Martini, A., Ferro-Famil, L., Pottier, E., Dedieu, J.P. (2006). Dry snow discrimination in alpine areas from multi-frequency and multi-temporal SAR data. *Proc. IEEE Radar, Sonar and Navigation*, volume 153, numéro 3, 271–278.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P.C., Ebisuzaki, W., Jović, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E.H., Ek, M.B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H. Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D., Shi, W. (2006). North American Regional Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, volume 87, numéro 3, p. 343-360.
- Morin, S., Domine, F., Dufour, A., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Willemet, J. M., Carmagnola, C. M. et Jacobi, H. W. (2012). Measurements and modeling of the vertical profile of specific surface area of an alpine snowpack. *Advances in Water Resources*
- Nagler, T. & Rott, H. (2000) Retrieval of Wet Snow by Means of Multitemporal SAR Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volume 38, numéro 2, 754-765.
- Nagler, T. & Rott, H. (2005). Snow Classification Algorithm for Envisat ASAR. *Proc. Envisat & ERS Symposium 2004*.
- Nagler, T., Rott, H., Malcher, P., Müller, F. (2008). Assimilation of meteorological and remote sensing data for snowmelt runoff forecasting. *Remote Sensing of Environment*, volume 112, 1408–1420.
- National Forest Information System (2010). Earth Observation for Sustainable Development of Forests (EOSD). *NFIS.org*, Acquis en 2012 à https://pfc.cfsnet.nfis.org/maps/server/eosd_portal/htdocs/eosd-cfsnet.phtml
- Pahaut, E. (1976) La métamorphose des cristaux de neige. *Monographies de la Météorologie nationale*, volume 96, Météo-France.
- Parajka, J. and Blöschl, G. (2008). Spatio-temporal Combination of MODIS Images – Potential for Snow Cover Mapping. *Water Resources Research*, volume 44, numéro 3.
- Pettinato, S., Santi, E., Brogioni, M., Paloscia, S., Pampaloni, P. (2009). An Algorithm for Snow Cover Mapping in Hydrological Applications. *Proc. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2009*, volume 1, 964–967.
- Phan, X.V., Ferro-Famil, L., Gay, M., Durand, Y., Dumont, M., D’Urso, G. (2012). Multilayer snowpack backscattering model and assimilation of TerraSAR-X satellite data. *Proc.*

- IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2012*, volume 1, 5856–5859.
- Riggs, G.A. & Hall, D.K. (2002). Reduction of Cloud Obscuration in the MODIS Snow Data Product. *59th Eastern Snow Conference Proceedings*, 205–212.
- Riggs, G.A. & Hall, D.K. (2004). Snow Mapping with the MODIS Aqua Instrument. *61st Eastern Snow Conference Proceedings*, 81–84.
- Samuelsson, P. (2011) SURFEX. Dans *HARMONIE system training*, SMHI, Norrköping, Suède, présentation orale.
- Scherer, D., Hall, D.K., Hochschild, V., König, M., Winther, J.G., Duguay, C.R., Pivot, F., Mätzler, C., Rau, F., Seidel, K., *et al.* (2005). Remote Sensing of Snow Cover. *Remote Sensing in Northern Hydrology: Measuring Environmental Change, Geophysical Monograph Series*, volume 163, p. 7-38.
- Shi, J. et Dozier, J. (1995). Inferring snow wetness using C-Band data from the SIR-C's Polarimetric Synthetic Aperture Radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volume 33, numéro 4, p. 905-914.
- Sorteberg, H.K., Engeset, R.V., Udnaes, H.C. (2001). A National Network for Snow Monitoring in Norway: Snow Pillow Verification Using Observations and Models, *Physics and Chemistry of the Earth*, volume 26, numéros 10-12, 723-729.
- Stiles, W.H. & Ulaby, F.T. (1980). The Active and Passive Microwave Response to Snow Parameters 1. Wetness. *Journal of Geophysical Research*, 85(C2), 1037-1044.
- Tong, J., Déry, S.J., Jackson, P.L. (2009). Interrelationships between MODIS/Terra remotely sensed snow cover and the hydrometeorology of the Quesnel River Basin, British Columbia, Canada. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 1439–1452.
- Trudel, M., Magagi, R., Granberg, H.B. (2009). Application of Target Decomposition Theorems Over Snow-Covered Forested Areas. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volume 47, numéro 2, 508–512.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K., Fung, A.K. (1986). *Microwave Remote Sensing Volume 3: From Theory to Applications*. Norwood, Artech House.
- Ulander, L.M.H. (1996). Radiometric Slope Correction of Synthetic-Aperture Radar Images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volume 34, numéro 5, 1115–1122.
- Van Zyl, J.J., Chapman, B.D., Dubois, P., Shi, J. (1993). The effect of Topography on SAR Calibration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volume 31, numéro 5, 1036–1042.
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E. et Willemet, J.M. (2011). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7. *Geoscientific Model Development Discussion*, volume 4, p. 2365-2415.
- Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Brun, E., Durand, Y., Guyomarc'h, G. et Lac, C. (2011). Simulations of snow-drift events in an alpine terrain. Dans *Proceedings of the IUGG General Assembly*, IUGG, Melbourne, Australie, présentation orale.

- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E. et Willemet, J.M. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geoscientific Model Development Discussion*, volume 5, p. 773-791.
- Wang, X., Xie, H., Liang, T., Huang, X. (2009). Comparison and validation of MODIS standard and new combination of Terra and Aqua snow cover products in northern Xinjiang, China. *Hydrological Processes*, 23, 419–429.
- Zhou, X., Xie, H., Hendrickx, J.M.H. (2005). Statistical evaluation of remotely sensed snow-cover products with constraints from streamflow and SNOTEL measurements. *Remote Sensing of Environment*, 94, 214-231.
- Zhou, Z.S., Lehmann, E., Wu, X., Caccetta, P., McNeill, S., Mitchell, A., Milne, A., Tapley, I., Lowell, K. (2011). *Proc. 34th International Symposium on Remote Sensing of Environment*, Sydney, Australia.