

GB  
2401.72  
R42R69  
2009

Maîtrise en environnement  
Université de Sherbrooke

L'APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION À UN MODÈLE DE NEIGE APPLIQUÉ À UN  
SYSTÈME D'AIDE À LA GESTION DES BARRAGES DANS LE SUD DU QUÉBEC

Alexandre ROY

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître en environnement (M. env.)

Septembre 2009

© Alexandre Roy, 2009

Département de géomatique appliquée  
Faculté des lettres et sciences humaines

I-2384

Directeur de recherche : Alain ROYER

Codirecteur de recherche : Richard TURCOTTE

Jury interne : Kalifa GOÏTA

Jury externe : Richard FERNANDES

## RÉSUMÉ :

Le Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ) utilise opérationnellement un modèle hydrologique (MOHYSE) intégrant un modèle de neige (SPH-AV) pour effectuer de la prévision hydrologique afin de supporter notamment la gestion de plusieurs barrages dans le sud du Québec. L'estimation de la quantité d'eau de fonte de la neige au printemps reste une grande inconnue. La recherche vise ainsi à évaluer le potentiel des données satellitaires à améliorer les connaissances sur le couvert nival et ultimement à développer des approches permettant d'intégrer les produits de la télédétection dans le modèle SPH-AV dans le but d'améliorer les simulations des crues printanières.

Les produits de superficie de couvert nival (SCN) satellitaires (MODIS<sub>SCN</sub> & IMS) sont comparés avec les données d'observations au sol des hauteurs de neige d'Environnement Canada ainsi qu'avec les simulations initiales de SPH-AV. À la lumière de ces comparaisons, une méthode d'intégration (seuil<sub>ÉEN</sub>) des produits SCN satellitaires fusionnés, reposant sur l'hypothèse selon laquelle les capteurs satellitaires ne peuvent identifier les faibles quantités de neige parce que la neige devient « sale » et le couvert nival discontinu, a été développée. L'amélioration du coefficient de Nash-Sutcliffe et de l'erreur quadratique moyenne pour les printemps 2004 à 2007 des simulations avec l'approche développée en comparaison avec les débits simulés sans télédétection est de 0.11 et de 21% sur le bassin versant servant à l'optimisation (du Nord) et de 0.13 et 22% sur le bassin versant servant à la vérification (aux Écorces). La méthode a aussi permis d'améliorer l'identification des pics principaux jusqu'à 36% sur le bassin du Nord et 19% sur le bassin aux Écorces.

L'étude démontre aussi le potentiel des données QSCAT à caractériser le couvert nival. Des taux d'exactitude totale autour de 90% ont été obtenus pour la détection de la fonte pendant le mois d'avril de 2001 à 2007 sur les deux bassins versants à l'étude. La relation entre la remontée du coefficient de rétrodiffusion au printemps et la hauteur de neige aux stations météorologiques montre des coefficients de corrélation intéressants de 2004 à 2006 pour les stations Lachute et St-Jérôme (0.64 à 0.93) mais de moins bons pour la station St-Hippolyte (0.29 à 0.73). Les produits QSCAT considérant seulement l'orbite descendante (DSC) donnent les meilleurs résultats.

L'intégration des données satellitaires d'albédo n'a pas permis d'amener une amélioration significative au modèle étant donné que les séries temporelles ne sont pas complètes à cause de la présence récurrente de nuages. Aussi, la relation entre la fraction nivale de superficie de couvert nival et les hauteurs de neige ne semblent pas montrer d'intérêts dans un contexte d'utilisation opérationnelle pour la région l'étude.

L'étude démontre l'intérêt de créer de nouveaux produits de SCN satellitaires plus précis pour la région à l'étude. Les prochains travaux devront aussi vérifier pour une adaptation de la méthode avec seuil<sub>ÉN</sub> pour l'utilisation d'un filtre de Kalman. Une étude plus extensive géographiquement et une meilleure connaissance de la rétrodiffusion en micro-ondes des éléments environnants pourraient aussi éventuellement permettre d'obtenir des résultats opérationnels avec les données QSCAT.

Mots-clés : SCN satellitaires ; MODIS ; QSCAT ; Modèle hydrologique ; Modèle de neige ;  
Fonte ; Crues.

## ABSTRACT :

The Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ) operates a distributed hydrological model (MOHYSE), which integrates a snow model (SPH-AV), for the management of dams in the south of Québec. It appears that the estimation of the water quantity of snowmelt in spring remains a variable with a large uncertainty. This research aims to evaluate the potential of remote sensing data for the characterization of snow and ultimately to develop methods of integration of satellite data in the snow model for the improvement of the simulations of spring floods.

Remote sensing snow cover area (SCA) products (MODIS<sub>SCN</sub> & IMS) are compared with snow depth surveys at Environment Canada stations and initial simulations of the models. Thru these comparisons, an effective method of integration (seuil<sub>ÉEN</sub>) of remote sensing SCA products, based on the hypothesis that satellites can not identify small amount of snow because snow become "dirty" and discontinuous, was developed. The improvement of the Nash coefficient and the root mean square error for spring 2004 to 2007 for the simulations with the approach developed compared with streamflow simulated without remote sensing is 0.11 and 21% on the optimized watershed (du Nord) and 0.13 and 22% on the verification watershed (aux Écorces). The method also relies to improve peaks identification as much as 36% on the du Nord watershed and 19% on the aux Écorces watershed.

The study also shows the potential of QSCAT data for the characterization of snow cover. Overall accuracies around 90% are obtained for the detection of melt during the month of April from 2001 to 2007 on both studied watersheds. The relation between the rise of the backscatter coefficient and the snow depth surveys shows good correlation for the 2004 to 2006 years for the Lachute and St-Jérôme stations (0.64 to 0.93), but less interesting results for the St-Hippolyte station (0.29 to 0.73). QSCAT products considering only the descendant orbit give best results.

The integration of remote sensing albedo product did not allow improvement in the simulations because of holes in the temporal series caused by cloud cover. Also, the relation between fractional snow cover and snow depth did not show interesting results in an operational context.

The study shows the interest to create new remote sensing SCA products more precise on the studied region. Future works should also evaluate the possibility to adapt the seuil<sub>ÉEN</sub> method for a

Kalman filter approach. A more spatially extensive study and a better comprehension of the backscatter response in microwaves of the different elements might eventually permit to obtain useful results with QSCAT data.

Keywords : Remote sensing SCA; MODIS; QSCAT; Hydrological model; Snow model; Melt; Flood.

## Table des matières

Liste des figures .....	iii
Listes des tableaux .....	v
Glossaire .....	vi
Remerciements .....	ix
1. Introduction .....	1
1.1. Problématique .....	2
1.2. Objectifs .....	4
1.3. Hypothèses .....	4
1.4. Plan général du mémoire .....	5
2. Cadre théorique .....	6
2.1 Modèle de neige SPH-AV .....	6
2.2 Modèle hydrologique MOHYSE .....	12
2.3 Télédétection de la neige .....	18
2.3.1 Données visibles et proches infrarouges .....	18
2.3.2 Micro-ondes actives (Radar) .....	19
2.3.3 Micro-ondes passives .....	23
2.4 Intégration de la télédétection de la neige dans les modèles .....	26
2.4.1 Donnée entrante .....	26
2.4.2 Forçage d'une variable clé .....	27
2.4.3 Filtre de Kalman .....	28
2.5 Synthèse du cadre théorique .....	28
3. Cadre expérimental .....	30
3.1 Sites d'étude .....	30
3.2 Données satellitaires .....	31
3.2.1 Produits MODIS .....	31
3.2.2 Produit IMS .....	32
3.2.3 Données QuikSCAT .....	33
3.2.4 Données de couvert forestier .....	33
3.3 Données météorologiques .....	34
3.3.1 Données météorologiques et climatiques interpolées .....	34
3.3.2 Relevés nivométriques .....	35
3.3.3 Données d'Environnement Canada .....	35
4. Méthodologie .....	36
4.1 Projections cartographiques des données .....	37
4.2 Comparaison de MODIS <sub>SCN</sub> et IMS avec les données de hauteur de neige in situ .....	37
4.3 Algorithmes pour la caractérisation du couvert nival .....	38
4.3.1 Relation entre les hauteurs de neige in situ et la fraction de superficie de couvert nival (FSN) satellitaire .....	38
4.3.2 Cartes de fonte QuikSCAT .....	39
4.3.3 Évaluation de la relation entre les hauteurs de neige in situ et QuikSCAT .....	40

4.4	Intégration des données satellitaires dans SPH-AV .....	40
4.5	Analyses statistiques .....	42
5.	Présentation des résultats .....	44
5.1	Comparaison de MODIS <sub>SCN</sub> et IMS avec les données de hauteur de neige in situ .....	44
5.2	Algorithmes pour la caractérisation du couvert nival .....	47
5.2.1	<i>Relation entre les hauteurs de neige in situ et la fraction de superficie de couvert nival (FSN) satellitaire</i> .....	48
5.2.2	<i>Cartes de fonte QuikSCAT</i> .....	50
5.2.3	<i>Évaluation entre les hauteurs de neige in situ et QuikSCAT</i> .....	56
5.3	Intégration des données satellitaires dans le modèle de neige SPH-AV .....	61
5.3.1	<i>Intégration de MODIS<sub>albédo</sub> dans SPH-AV</i> .....	61
5.3.2	<i>Intégration des données de superficie de couvert nival (SCN) satellitaires dans le modèle SPH-AV</i> .....	64
5.3.2.1	<i>Approche par forçage de variables clés avec MODIS<sub>SCN</sub></i> .....	66
5.3.2.2	<i>Approche avec seuil<sub>EEN</sub></i> .....	68
5.3.3	<i>Intégration de cartes de fonte QuikSCAT dans SPH-AV</i> .....	75
6.	Discussion .....	78
6.1	MODIS <sub>albédo</sub> .....	78
6.2	SCN satellitaires .....	79
6.3	QSCAT .....	83
7.	Conclusion .....	85
8.	Références .....	87

### Liste des figures

Figure 1 : Hydrogramme des différentes simulations effectuées par le CEHQ et ÉEN simulé par le modèle .....	3
Figure 2: Schéma du modèle MOHYSE : tiré de Fortin & Turcotte (2006).....	13
Figure 3 : Bilan vertical du modèle MOHYSE : tiré de Fortin & Turcotte (2006).....	15
Figure 4 : Comportement schématique du $\sigma^0$ lors de la fonte printanière : inspiré de Luojus (2007b) .....	20
Figure 5 : Localisation du bassin versant du Nord et du bassin versant aux Écorces (sous-bassin au sud-ouest du bassin versant du lac Kénogami) et des stations d'Environnement Canada (MétéoCAN), nivométriques et du CEHQ (MétéoCEHQ) .....	30
Figure 6 : Couvert nuageux MODIS-TERRA au printemps moyenné sur 15 jours pour le bassin versant du Nord (gauche) et le bassin versant aux Écorces (droite) .....	32
Figure 7 : Températures moyennes sur 15 jours pour le bassin versant du Nord (gauche) et le bassin versant aux Écorces (droite) .....	34
Figure 8 : Organigramme méthodologique .....	36
Figure 9 : Exactitude totale temporelle entre MODIS <sub>SCN</sub> , IMS et les données de HN .....	45
Figure 10 : Différences entre MODIS <sub>SCN</sub> & HN en fonction du couvert de la canopée (MODIS <sub>VCF</sub> ) (2004-2007 du 25 mars au 25 mai).....	46
Figure 11 : Différences totales entre IMS & HN en fonction du couvert de la canopée (MODIS <sub>VCF</sub> ) (2004-2007 du 25mars - 25mai) .....	46
Figure 12 : Relation entre MODIS <sub>FSN</sub> 0,1° x 0,1° et les HN <i>in situ</i> pour différents couverts forestiers (CEHQ <sub>végé</sub> ) (moyennes et écarts types à droite ; tous les points à gauche).....	48
Figure 13 : Relation entre MODIS <sub>FSN</sub> 500m x 500m et les HN <i>in situ</i> pour différents couverts de canopée (MODIS <sub>VCF</sub> ) (moyennes et écarts types à droite ; tous les points à gauche) .....	49
Figure 14 : Exemple de correspondance d'identification de la fonte entre QSCAT et les T <sub>max</sub> sur un pixel du bassin versant du Nord pour l'année 2006 .....	51
Figure 15 : Corrélation entre les $\sigma^0$ QSCAT DSC (droite) et ASC/DSC (gauche) et le ratio HN pour la période comprise entre $\sigma_{nm,min}^0$ et $\sigma_{sol}^0$ à la station Lachute .....	56
Figure 16 : Corrélation entre les $\sigma^0$ QSCAT DSC (droite) et ASC/DSC (gauche) et le ratio HN pour la période comprise entre $\sigma_{nm,min}^0$ et $\sigma_{sol}^0$ à la station St-Jérôme.....	57
Figure 17 : Corrélation entre les $\sigma^0$ QSCAT DSC (droite) et ASC/DSC (gauche) et le ratio HN pour la période comprise entre $\sigma_{nm,min}^0$ et $\sigma_{sol}^0$ à la station St-Hippolyte .....	57

Figure 18 : Profil temporel des $\sigma^0$ QSCAT et des $T_{max}$ à la station météorologique St-Hippolyte pour l'année 2006 .....	58
Figure 19 : Profil temporel des $\sigma^0$ QSCAT et des $T_{max}$ à la station météorologique St-Hippolyte pour l'année 2007 .....	59
Figure 20 : Profil temporel des $\sigma^0$ QSCAT et des $T_{max}$ à la station météorologique Lachute pour l'année 2006 .....	59
Figure 21 : Profil temporel des $\sigma^0$ QSCAT et des $T_{max}$ à la station météorologique Lachute pour l'année 2007 .....	60
Figure 22 : Algorithme de l'intégration par pixel de $MODIS_{albedo}$ dans SPH-AV sur un pas temps	62
Figure 23 : Évolution de la simulation de l'albédo avec et sans intégration de $MODIS_{albedo}$ et l'impact sur le calcul de l'ÉEN pondéré (bassin versant du Nord) .....	63
Figure 24 : Débits simulés avec et sans l'intégration des données $MODIS_{albedo}$ (bassin versant du Nord) .....	64
Figure 25 : Comparaison entre SCN satellites et $SCN_{SPH-AV}$ et les débits (bassin versant du Nord) .....	65
Figure 26 : Algorithme de l'intégration de $MODIS_{SCN}$ avec l'approche par forçage de variables clés pour un pas de temps (i : colonne, j : ligne) (n et f sont définis dans le texte) .....	67
Figure 27 : Débits simulés avec et sans le forçage des températures et de l'ÉEN avec $MODIS_{SCN}$ avec l'approche par itération (bassin versant du Nord) .....	68
Figure 28 : Algorithme de l'intégration par pixel de la fusion MODIS/IMS avec l'approche du seuil $_{ÉEN}$ pour un pas de temps .....	69
Figure 29 : Coefficient de Nash et RCEQM des debits du 25 mars au 25 mai pour les années 2004 à 2007 selon différents seuil $_{ÉEN}$ (bassin versant du Nord) .....	70
Figure 30 : Débits simulés avec et sans la fusion MODIS/IMS avec un seuil $_{ÉEN}$ de 4 cm (bassin versant du Nord) .....	71
Figure 31 : Débits simulés avec et sans la fusion MODIS/IMS avec un seuil $_{ÉEN}$ de 4 cm .....	72
Figure 32 : SCN $MODIS_{SCN}$ et IMS ainsi que les débits simulés avec et sans la fusion MODIS/IMS avec un seuil $_{ÉEN}$ de 4 cm pour l'année 2006 (bassin versant aux Écorces) .....	72
Figure 33 : Algorithme pour l'intégration par pixel de cartes de fonte dans SPH-AV pour un pas de temps .....	75
Figure 34 : Évolution de la simulation du déficit calorifique moyenne (U) pondéré en fonction de la végétation avec et sans l'intégration de QSCAT DSC (bassin versant du Nord) .....	76

## Listes des tableaux

Tableau 1 : Valeurs des paramètres du modèle SPH-AV utilisées par le CEHQ .....	12
Tableau 2 : Caractéristiques des bassins versants à l'étude .....	31
Tableau 3 : Caractéristiques des données satellitaires .....	31
Tableau 4 : Moyenne d'ÉEN maximal (m) et de HN maximale (m) (ÉEN/HN) des 3 stations nivométriques les plus près du bassin aux Écorces, des 4 stations sur le bassin du nord et sur l'ensemble du sud du Québec.....	35
Tableau 5 : Statistiques pour évaluation de données binaires .....	43
Tableau 6 : Occurrence (%) des événements « trace » et comportement de MODIS <sub>SCN</sub> et IMS pour 2004-2007 du 25 mars au 25 mai .....	47
Tableau 7 : Tableau pour le calcul de l'exactitude totale sur un pixel du bassin versant du Nord pour l'année 2006 .....	50
Tableau 8 : Exactitude totale (%) de l'identification de la fonte avec QSCAT ASC/DSC et les $T_{\max}$ interpolées par le CEHQ sur le bassin versant du Nord .....	51
Tableau 9 : Exactitude totale (%) de l'identification de la fonte avec QSCAT DSC et les $T_{\max}$ interpolées par le CEHQ sur le bassin versant du Nord .....	52
Tableau 10 : Exactitude totale (%) de l'identification de la fonte avec QSCAT ASC/DSC et les $T_{\max}$ des stations d'Environnement Canada sur le bassin versant du Nord .....	54
Tableau 11 : Exactitude totale (%) de l'identification de la fonte avec QSCAT DSC et les $T_{\max}$ des stations d'Environnement Canada sur le bassin du Nord.....	54
Tableau 12 : Exactitude totale (%) de l'identification de la fonte avec QSCAT DSC et les $T_{\max}$ interpolées par le CEHQ sur le bassin versant aux Écorces.....	55
Tableau 13 : Nash, biais et RCEQM de la simulation des débits avec SPH-AV sans télédétection par rapport aux débits observés (bassin versant du Nord) .....	65
Tableau 14 : Différences absolues et relatives entre la valeur du pic maximal du débit simulé sans télédétection et du moment de l'apparition de ce pic par rapport aux observations du débit pour les années 2004-2007 (bassin versant du Nord) .....	66
Tableau 15 : Statistiques avec et sans l'approche avec seuil <sub>ÉEN</sub> pour 2004-2007 (25mars – 25 mai) .....	73
Tableau 16 : Différences absolues et relatives entre la valeur du pic maximal du débit simulé, avec ou sans correction par la télédétection, et du moment de l'apparition de ce pic par rapport aux observations du débit pour les années 2004-2007 (bassin versant du Nord) .....	74

## Glossaire

\*\*\* Cette liste n'est pas exhaustive. Par soucis d'allègement, seuls les termes les plus importants pour la compréhension de la présente étude et se trouvant dans le texte, les figures ou les tableaux sont ici présentés.

*A* : Réservoir de l'aquifère (MOHYSE)

*a* : Albédo combinant la végétation au sol et la neige (SPH-AV)

*a<sub>min</sub>* : La plus basse valeur possible pour l'albédo de la neige ( $\approx 0.45$ )

*a<sub>max</sub>* : Albédo des précipitations solides ( $\approx 0.80$ )

AMSR-E : Advanced Microwave Scanning Radiometer - EOS

ASC/DSC : Orbites Ascendante/Descendante (QSCAT)

AV : Apport vertical

AVHRR : Advanced very high-resolution radiometer

*B* : Aire du bassin versant (MOHYSE)

BYU : Brigham Young University

*c<sub>A</sub>* : Coefficient de vidange de l'aquifère (MOHYSE)

*c<sub>ETP</sub>* : Coefficient d'ajustement de l'évapotranspiration potentielle (MOHYSE)

*c<sub>inf</sub>* : Taux maximal d'infiltration (MOHYSE)

*C<sub>t</sub>* : Coefficient de tassement (SPH-AV)

*c<sub>TR</sub>* : Coefficient de l'ajustement de la transpiration (MOHYSE)

*c<sub>V</sub>* : Coefficient de vidange de la zone vadose (MOHYSE)

*c<sub>VA</sub>* : Coefficient du transfert de l'eau de la zone vadose vers l'aquifère (MOHYSE)

CEHQ : Centre d'expertise hydrique du Québec

CEHQ<sub>végé</sub> : Produit de végétation utilisé au CEHQ (résolution :  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ )

dB : Décibels

DSC : Orbite Descendante (QSCAT)

EB : Écoulement de base (MOHYSE)

ECD : Eau contribuant aux débits (MOHYSE)

ED : Évaporation directe (MOHYSE)

ÉEN : Équivalent en eau de la neige

EH : Écoulement hypodermique (MOHYSE)

ER : Eau liquide retenue dans la neige au sol (SPH-AV)

- ETP* : Évapotranspiration potentielle (MOHYSE)
- F* : Eau de fonte (SPH-AV)
- FKen* : Filtre de Kalman
- FSN* : Fraction de superficie de couvert nival (%)
- HN* : Hauteur de neige
- I* : Infiltration (MOHYSE)
- IMS* : Interactive Multisensor Snow and ice mapping system
- INDN* : Indice de neige des différences normalisées
- MDDEP* : Ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs
- MétéoCAN* : Données météorologiques d'Environnement Canada
- MétéoCEHQ* : Données météorologiques du CEHQ
- MODIS* : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
- MODIS<sub>albedo</sub>* : Albédo mesuré par MODIS
- MODIS<sub>FSN</sub>* : FSN mesuré par MODIS
- MODIS<sub>SCN</sub>* : SCN mesuré par MODIS
- MODIS<sub>VECF</sub>* : couvert de la canopée mesuré par MODIS (Vegetation Continuous Fields)
- MOHYSE* : Modèle hydrologique simplifié à l'extrême
- N* : Précipitation solide
- NDVI* : Indice de végétation des différences normalisées
- NOAA* : National oceanic and atmospheric administration
- NSIDC* : National snow and ice data center
- P* : Précipitation liquide
- P<sub>r</sub>* : Puissance retournée au radar par la surface visée
- PIR* : Proche infra-rouge
- PR* : Précipitation totale
- Q* : Débits
- q* : Transfert de l'eau de la zone vadose vers l'aquifère (MOHYSE)
- QSCAT* : données du scattéromètre Seawinds sur le satellite QuikSCAT
- ratio HN MétéoCAN* : ratio du HN à un temps donné ( $HN_t$ ) et le HN où le  $\sigma^0$  de la neige mouillée est minimum ( $HN_{\sigma_{nm,\min}^0}$ )
- R* : coefficient de corrélation
- RCEQM* : Erreur quadratique moyenne

- RÉ : Résidu issu de la différence entre les relevés nivométriques et le modèle SPH-AV
- RMCQ : Réseau météorologique coopératif québécois
- RS : Ruissellement de surface (MOHYSE)
- SCN : Superficie de couvert nival (neige/non-neige)
- SPH : Système de prévision hydrologique
- SPH-AV : Système de prévision hydrologique – Apport verticaux (modèle de neige)
- SSM/I : Special Sensor Microwave/Imager
- $T_0$  : Température à laquelle la fonte débute (SPH-AV)
- $T_b$  : Température de brillance
- $T_{max}$  : Température maximale
- $T_{min}$  : Température minimale
- $T_{moy}$  : Température moyenne
- $TF_{a-n}$  : Taux de fonte journalier à l'interface air-neige (SPH-AV)
- $TF_{s-n}$  : Taux de fonte journalier à l'interface sol-neige (SPH-AV)
- TR : Transpiration (MOHYSE)
- U : Déficit calorifique (SPH-AV)
- V : Réservoir de la zone vadose (MOHYSE)
- $\alpha$  : Paramètre de forme du bassin versant (MOHYSE)
- $\beta$  : Paramètre d'échelle du bassin versant (MOHYSE)
- $\Delta t$  : Pas de temps
- $\sigma^0$  : Coefficient de rétrodiffusion
- $\sigma_{fonte}^0$  : Seuil de fonte du coefficient de rétrodiffusion
- $\sigma_{nm,min}^0$  : Neige mouillée où le  $\sigma^0$  est minimum
- $\sigma_{sol}^0$  :  $\sigma^0$  au moment où la neige au sol devient nulle
- $\sigma_{fonte}^{0(fixe)}$  : Seuil de fonte du coefficient de rétrodiffusion fixe
- $\sigma_{fonte}^{0(moy:l-60)}$  : Seuil de fonte du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la moyenne des  $\sigma^0$  pour l'hiver
- $\sigma_{fonte}^{0(moy-std:l-60)}$  : Seuil de fonte du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la moyenne et de l'écart type des  $\sigma^0$  pour l'hiver
- $\nu$  &  $\lambda$  : coefficients identifiés pour l'identification de  $\sigma_{fonte}^{0(moy-std:l-60)}$  (éq. 2.31)

## **Remerciements**

Je tiens d'abord à remercier personnellement mon directeur Alain Royer (Centre d'applications et de recherches en télédétection (CARTEL), Université de Sherbrooke) ainsi que mon codirecteur Richard Turcotte (CEHQ, Québec) de m'avoir offert un sujet aussi stimulant. Je suis sincèrement reconnaissant de leur confiance dont ils m'ont fait preuve et la façon dont ils m'ont guidé et conseillé dans ce périple.

Cette recherche a été financée principalement par le Conseil de recherche en sciences naturelles et génie du Canada (CRSNG). Il faut aussi souligner les contributions financières du fond québécois de la recherche sur la nature et les technologies (FQRNT), du Global environmental climate change center (GEC3) et du Centre universitaire de formation en environnement (CUFE). Je remercie aussi le NSIDC et le BYU pour les données satellitaires ainsi que le MDDEP et Environnement Canada pour les données météorologiques.

Le département de géomatique appliquée ainsi que le CARTEL m'ont aussi offert un milieu de travail stimulant. Je remercie ainsi mes collègues étudiants et les professeurs avec qui j'ai beaucoup apprécié les différents échanges autant professionnels que personnels. Je dois aussi une fière chandelle à l'équipe de l'expertise et la gestion des barrages publics du CEHQ et plus particulièrement à Pierre Lacombe, Louis-Guillaume Fortier et Thomas-Charles Fortier-Fillon.

Finalement, je dédie ce travail à Roxanne et Esteban qui sont ma principale source de motivation.

## 1. Introduction

En raison de leur nombre et de leurs impacts, les réservoirs et les barrages occupent au Québec une place prépondérante dans les rapports entre l'homme et son environnement (Astrade, 1998). En juillet 1996, une importante crue dans la région du Saguenay cause 10 morts, 15825 évacués et plusieurs dommages matériels (Sécurité public Canada, 2009). Les coûts engendrés par ce déluge sont estimés à plus de 1,7 milliards de dollars. Suite à cet événement exceptionnel, une Commission scientifique et technique sur la gestion des barrages (1997) a recommandé la mise en place de mesures visant la réduction des impacts des crues. L'une de ces mesures fut la mise en place d'un système de prévision hydrologique (SPH) comme outil de gestion préventive des barrages (Turcotte et al., 2004a).

Le Centre d'expertise hydrique (CEHQ) du ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs (MDDEP), ayant comme mandat la gestion des barrages appartenant au gouvernement du Québec, utilise ainsi opérationnellement un système de prévision hydrologique d'aide à la gestion des barrages sur plus d'une cinquantaine de bassins versants. Ces barrages sont localisés en aval de bassins versants de petites et moyennes superficies et possèdent généralement des temps de réponse relativement courts (moins de 24 heures). Les politiques de gestion de la plupart des barrages tentent principalement d'améliorer la protection contre les crues, l'alimentation en eau, les activités récréo-touristiques et l'hydroélectricité, et impliquent des contraintes de gestion nombreuses et parfois opposées (Turcotte et al., 2004b). Le SPH permet ainsi d'accroître la quantité et la qualité de l'information disponible pour la prise de décision dans un contexte de gestion de barrages et de leur réservoir qui inclus souvent une vidange hivernale et un remplissage printanier. Vidange et remplissage ont pour objectifs de simultanément limiter l'impact des crues printanières tout en permettant l'atteinte à la fin du printemps des niveaux d'eau élevés dans les réservoirs pour les activités estivales (Turcotte et al., 2009).

Au Québec, la connaissance du couvert nival est essentielle à la gestion des crues lors de la fonte printanière. L'eau retenue sous forme solide pendant une certaine période de temps avant d'entrer dans le processus de ruissellement engendre une modification importante du système hydrologique. Au printemps 1998, la fonte rapide de la neige a fait déborder plus de 15 rivières au Québec, causant l'évacuation de 3697 personnes et engendrant des coûts de plus de 32,3 millions de dollars (Sécurité public Canada, 2009). En 1994, une crue de fonte de neige dans la région du

Bas-St-Laurent a engendré des dommages pour plus de 27,3 millions de dollars (Sécurité public Canada, 2009).

De plus, connaissant la liaison fondamentale entre le climat et les régimes hydriques, le CEHQ devra aussi composer avec les éventuels changements climatiques appréhendés par la communauté scientifique. Pour la région du sud du Québec, les modèles de circulation générale prévoient une augmentation des précipitations jusqu'à 32% en hiver et 25% au printemps et une augmentation de 2°C à 5°C d'ici 2050 (Bourque & Simmonet, 2008). La durée de la saison de neige et l'épaisseur de neige au sol devrait diminuer, tandis que les chutes de neige pour chaque tempête augmenteraient. L'utilisation des prévisions climatiques dans les modèles hydrologiques semble démontrer une tendance vers une baisse des pointes de 8% lors des crues printanières (Mareuil et al., 2007). Par contre, les débits hivernaux seront plus importants en raison du temps plus doux qui limite le cumul de neige au sol pendant l'hiver (Vescovi et al., 2008). Une meilleure connaissance du couvert nival sera un atout essentiel pour gérer les barrages dans un contexte où des crues pourraient advenir de plus en plus souvent pendant la saison hivernale.

Les modèles hydrologiques, éléments centraux du SPH utilisé par le CEHQ, HYDROTEL (Fortin et al., 2001) et MOHYSE (Fortin & Turcotte, 2006), intègrent ainsi un modèle de neige utilisant une approche basée sur le bilan énergétique. Le CEHQ a ainsi développé sa propre implantation du modèle de fonte de neige d'HYDROTEL (Turcotte et al., 2007) à l'intérieur de son SPH avec l'intention de l'utiliser pour simuler les apports verticaux (SPH-AV). Les données calculées par le modèle SPH-AV sont ensuite utilisées comme intrants dans les modèles HYDROTEL et MOHYSE.

### 1.1. Problématique

Il apparaît néanmoins que l'estimation de la quantité d'eau de fonte de la neige au printemps reste une grande inconnue et induit généralement un biais important dans l'évaluation des débits. En effet, malgré une amélioration amenée par l'assimilation de relevés nivométriques pour l'ajustement des quantités d'équivalent en eau de la neige (ÉEN), il arrive que l'erreur trop importante des simulations, surtout lors des pics de crues printanières, rende l'information inappropriée dans un contexte de gestion de barrages (Turcotte et al., 2008) (figure 1). Cette erreur

est probablement causée en grande partie par la mauvaise représentativité de la variabilité spatiale et temporelle de l'ÉEN sur le territoire.

Or certains capteurs satellitaires permettent de mesurer (avec des précisions variables) les différentes caractéristiques du couvert nival tel que la superficie de couvert nival (SCN), la fraction de superficie de couvert nivale (FSN) sur un pixel, l'ÉEN, la hauteur de neige (HN) et l'albédo (Pietroniro & Leconte 2005 ; Schmutz et al., 2002). Ces capteurs peuvent être classés selon 2 différentes régions du spectre électromagnétique. Il existe les capteurs dans les domaines visible et proche infrarouge (passifs) et les capteurs dans le domaine des micro-ondes (passifs et actifs). La quantité, la qualité et la variété croissantes de capteurs satellitaires et le développement de nouveaux algorithmes offrent ainsi de nouvelles possibilités pour la caractérisation du couvert nival. Le National snow and ice data center (NSIDC) offre ainsi plusieurs produits de SCN utilisant différents types de données satellitaires et d'algorithmes. Il produit aussi des cartes d'albédo, d'ÉEN (qualité discutable selon Comtois-Boutet, 2007) et rend à disposition les températures de brillance mesurées par les capteurs AMSR-E et SMM/I. D'autre part, le Brigham Young University (BYU) offre des données radar (micro-ondes) provenant du scattéromètre Seawinds sur le satellite QuikScat (QSCAT). Tous ces produits sont offerts gratuitement et généralement sur une base quotidienne (section 3.2).

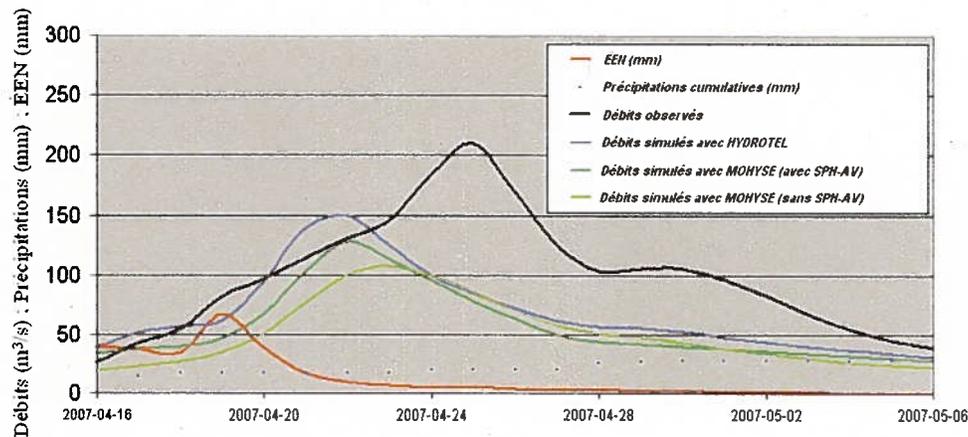


Figure 1 : Hydrogramme des différentes simulations effectuées par le CEHQ et ÉEN simulé par le modèle SPH-AV sur le bassin versant du Nord : tiré de Turcotte et al. (2008)

Les données satellitaires peuvent ainsi constituer a priori un bon outil pour caractériser le couvert nival dans l'objectif de mettre à jour et d'améliorer les simulations des modèles de neige, car elles offrent des données continues et spatialement homogènes sur l'entièreté d'un territoire. Par contre, même si quelques réflexions théoriques sur l'application de données satellitaires Radarsat au modèle de neige ont déjà été élaborées (Turcotte et al., 2001), aucun élément de la télédétection de la neige est actuellement intégré au modèle SPH-AV. Il devient donc fort intéressant de développer des approches intégrant les images satellitaires dans le modèle de neige SPH-AV qui pourraient permettre d'améliorer les simulations de crues printanières sur les différents bassins versants gérés par le CEHQ.

### 1.2. Objectifs

Le premier objectif est de vérifier le potentiel et la pertinence de produits satellitaires ainsi que de certains algorithmes pour la caractérisation du couvert nival dans le sud du Québec, pour éventuellement aider dans une perspective opérationnelle le CEHQ à amener davantage d'informations pour la gestion de barrage lors des crues printanières.

Le deuxième objectif de la recherche est de développer des approches d'intégration de produits satellitaires permettant d'améliorer la prévision des crues printanières et l'estimation des débits simulés avec le système de prévision hydrologique du CEHQ.

### 1.3. Hypothèses

Pour atteindre les objectifs, les données satellitaires pouvant caractériser le couvert nival ont dû être d'abord recensées (littérature). L'évaluation de l'intégration dans le modèle de neige SPH-AV (objectif 2) sera effectué essentiellement pour les produits de neige déjà existants (SCN, albédo). Avec les données plus « brutes », le potentiel des algorithmes pour la caractérisation de la neige sera surtout évalué (objectif 1). Ainsi découle les principales hypothèses :

La première hypothèse est qu'une intégration des produits de neige MODIS (SCN, albédo) et IMS dans le modèle SPH-AV peut permettre une amélioration des simulations des débits lors des périodes de fonte. Cette amélioration sera vérifiable en comparant le coefficient de Nash et la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne des simulations (avec et sans télédétection), ainsi

qu'en identifiant si la simulation avec télédétection permet de mieux estimer les principaux pics lors de la fonte de la neige.

La deuxième hypothèse est que les images de coefficient de rétrodiffusion ( $\sigma^0$ ) de QSCAT peuvent permettre de caractériser le couvert nival en ce qui a trait à la quantité de neige et à la fonte de la neige sur la zone d'étude pour éventuellement améliorer les simulations hydrologiques lors de la fonte de la neige.

#### 1.4. Plan général du mémoire

Suite à cette introduction, le chapitre 2 décrira les fondements du modèle de neige SPH-AV, puis du modèle hydrologique MOHYSE. Ces descriptions permettront du même coup de comprendre les phénomènes physiques en jeu. Cette section présentera ensuite les principes de la télédétection de la neige et une revue des méthodes d'intégration de données satellitaires dans les modèles hydrologiques effectués dans les études antérieures.

Le chapitre 3 dressera le portrait du site d'étude et des données satellitaires et météorologiques utilisées. Le chapitre 4 expliquera la méthodologie pour le traitement effectué sur les données, les différentes approches pour vérifier la qualité des produits de SCN satellitaires, les approches évaluées pour caractériser le couvert nival à partir de QSCAT et les principes généraux d'intégration de données satellitaires dans le modèle de neige.

Enfin, le chapitre 5 présentera les différents résultats et leurs analyses. En particulier, l'analyse sera centrée sur la pertinence et l'aspect opérationnel des résultats. Le chapitre 6 tentera d'expliquer pourquoi les différentes approches ont ou n'ont pas fonctionné adéquatement avec l'objectif d'orienter les travaux futurs sur les pistes les plus prometteuses.

## 2. Cadre théorique

Cette section présente en premier lieu les modèles utilisés par le CEHQ qui sont les éléments centraux de l'étude. Il existe une multitude de modèle de neige (Yang, 2005) et de modèles hydrologiques (Singh & Frevert, 2002a ; Singh & Frevert, 2002b). Par contre, travaillant dans un contexte opérationnel où le CEHQ gère les barrages avec le SPH déjà bien instauré, l'emphase est mise sur les modèles SPH-AV et MOHYSE. En effet, l'étude vise à améliorer la prédiction des crues à partir de ces deux modèles qui sont en quelque sorte imposés. La description des deux modèles permettra néanmoins de comprendre les principaux fondements physiques de base régissant la plupart des modèles. Par la suite, une revue des fondements théoriques de la télédétection de la neige dans les différentes régions du spectre électromagnétique et des travaux effectués sur l'intégration de ces principes dans les modèles de neige et/ou les modèles hydrologiques est donnée.

### 2.1 Modèle de neige SPH-AV

Le modèle de neige SPH-AV est un modèle à bilan énergétique à une couche. Le choix d'un modèle à bilan énergétique bien que plus complexe qu'une approche par degré-jour, a l'avantage d'être aussi peu gourmand en données d'entrée. Il utilise les mêmes équations que le module de fonte de neige d'HYDROTEL (Fortin, 2005), dont il est issu, tout en faisant la gestion de l'extrapolation de données observées et prévues de précipitations et de températures provenant de stations météorologiques pour évaluer les apports verticaux à la surface du sol. Il incorpore aussi une carte de couvert forestier et des relevés nivométriques permettent de mettre à jour le modèle.

La description du modèle et les équations sont tirées de Turcotte et al. (2007). Le SPH-AV est un modèle à 5 variables d'états (ÉEN, déficit calorifique, albédo, HN et rétention d'eau liquide dans le couvert neigeux). L'évolution des 2 principales variables (ÉEN et déficit calorifique) se définit selon les équations :

$$\dot{E}EN(t) = \dot{E}EN(t - \Delta t) + ER(t) - ER(t - \Delta t) + P + N - F \quad (2.1)$$

où  $ER$  : eau liquide retenue dans la neige au sol (m)

$P$  : Précipitation liquide (m)

$N$  : Précipitation solide (m)

$F$  : Eau de fonte (m)

$\Delta t$  : pas de temps (s)

$$U(t) = U(t - \Delta t) + U_n - U_p - U_c - U_{s-n}^{(P)} - U_{a-n}^{(P)} \quad (2.2)$$

où  $U$  : Déficit calorifique ( $J m^{-2}$ )

$U_n$  : Taux d'augmentation du déficit calorifique provenant de la précipitation solide ( $J m^{-2} s^{-1}$ )

$U_p$  : Taux de diminution du déficit calorifique apportée par la précipitation liquide ( $J m^{-2} s^{-1}$ )

$U_c$  : Taux de diminution du déficit calorifique provenant de la perte de chaleur par convection ( $J m^{-2} s^{-1}$ )

$U_{s-n}^{(P)}$  : Taux de diminution du déficit calorifique apportée par la fonte potentielle à l'interface entre l'air et la neige ( $J m^{-2} s^{-1}$ )

$U_{a-n}^{(P)}$  : Taux de diminution du déficit calorifique apportée par la fonte potentielle à l'interface entre le sol et la neige ( $J m^{-2} s^{-1}$ )

L'équation 2.1 démontre que l'évolution de l'ÉÉN revient à un bilan de masse où les précipitations solides et liquides augmentent l'ÉÉN du couvert nival, tandis que la fonte le fait diminuer. L'équation 2.2 correspond à un bilan calorifique où les pertes et les gains de chaleur sont calculés pour évaluer la fonte potentielle. Pour le bilan de masse, la différenciation des précipitations totales en solides ou liquides est calculée en fonction des températures. Si les températures maximales et minimales se trouvent ; au-dessus de  $0^\circ C$ , les précipitations sont liquides ; au-dessous de  $0^\circ C$ , les précipitations sont solides. Si les températures maximales sont au-dessus de  $0^\circ C$  et les températures minimales au-dessous, la discrimination entre les deux phases des précipitations est évaluée selon les équations 2.3 et 2.4 :

$$P = PR \cdot \left( \frac{T_{\max}}{T_{\min} - T_{\max}} \right) \quad (2.3)$$

où  $PR$  = Précipitation totale (m)  
 $T_{max}$  = Température maximale (°C)  
 $T_{min}$  = Température minimale (°C)

$$N = PR - P \quad (2.4)$$

Le calcul du modèle débute avec la chute de précipitations solides qui sont ajoutés à l'ÉEN. La neige tombée contribue aussi à l'augmentation du déficit calorifique suivant l'équation :

$$U_n = \rho_e \cdot C_g \cdot T_{moy} \cdot N \quad (2.5)$$

où  $\rho_e$  : Masse volumique de l'eau (1000 kg m<sup>-3</sup>)  
 $C_g$  : Chaleur spécifique de la glace (2093 J kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>)  
 $T_{moy} = \left( \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \right)$

Lorsqu'il y a précipitation liquide, l'eau s'ajoute à l'ÉEN. Le bilan énergétique est aussi ajusté en fonction de la chaleur apportée au couvert nival par le refroidissement de la pluie et sa température lors de sa chute, assumée égale à la température de l'air jusqu'à 0°C. Le modèle suppose aussi que lorsque le déficit calorifique est positif, l'eau de pluie se transforme en glace (eau solide) lorsqu'elle touche le couvert nival. Ces deux phénomènes se traduisent dans l'équation :

$$U_p = \rho_e \cdot (C_f + C_e \cdot T_{moy}) \cdot P \quad (2.6)$$

où  $C_f$  : Chaleur de fusion de l'eau (334000 J kg)  
 $C_e$  : Chaleur spécifique de l'eau (4184 J kg °C)

Si la température de l'air est au dessus de 0°C, le couvert nival perd de l'énergie par convection ( $U_c$ ). Cette perte est calculée à partir des équations classiques de transfert de chaleur décrites plus en détail dans Turcotte et al. (2006).

La chaleur fournie à la surface du sol fait diminuer le déficit calorifique et est exprimée comme l'énergie correspondant à la fonte potentielle à l'interface sol-neige. Le flux de chaleur passant du sol à la neige est défini par l'équation :

$$U_{s-n}^{(P)} = \frac{TF_{s-n}}{N_t} \cdot \rho_e \cdot C_f \quad (2.7)$$

où  $TF_{s-n}$ : Taux de fonte journalier à l'interface sol-neige (m jour<sup>-1</sup>)

$$N_t = \frac{86400}{\Delta t} \text{ (jour}^{-1}\text{)} \text{ (86400 = nombre de secondes dans une journée)}$$

Étant donné que le modèle doit fonctionner uniquement à partir des données de précipitations et de températures, le bilan énergétique externe dicté par l'apport de chaleur par le rayonnement solaire est estimé à l'aide d'une méthode basé sur un indice de températures :

$$U_{a-n}^{(P)} = \frac{TF_{a-n}}{N_t} \cdot \rho_e \cdot C_f \cdot (T_{moy} - T_0) \cdot (1 - a) \quad (2.8)$$

où  $TF_{a-n}$ : Taux de fonte journalier à l'interface air-neige (m jour<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>)

$T_0$ : Température à laquelle la fonte débute (°C)

$a$ : Albédo combinant la végétation au sol et la neige

Les équations sur le bilan calorifique mentionnées ci-dessus estiment ainsi les différents flux énergétiques entre le couvert nival et son milieu. Or, si le bilan calorifique du couvert nival devient positif, il y a suffisamment de chaleur dans le couvert nival pour faire fondre la neige. La fonte est donc estimée en fonction du surplus calorifique, la masse volumique de l'eau, la chaleur de fusion de l'eau et le pas de temps selon :

$$F = \frac{-U}{\Delta t \cdot \rho_e \cdot C_f} \quad (2.9)$$

Le couvert nival peut aussi agir comme un milieu poreux en retenant une partie de l'eau de fonte (ER). Cette valeur est fixée à 10% de la HN. Seulement le volume d'eau de fonte plus grand que la

capacité de rétention apparaît comme apport vertical à la surface de sol. Les apports verticaux, données entrantes dans les modèles hydrologiques, sont calculés selon :

$$AV = F - ER(t) + ER(t-\Delta t) \quad (2.10)$$

où  $AV$  : Apport vertical (m)

L'albédo est obtenu à partir d'une moyenne pondérée de l'albédo de la couche de précipitation solide, la couche du couvert nival et la couche de sol. La pondération est évaluée selon une équation exponentielle estimant la diminution de la profondeur de pénétration des radiations dans la neige. Pour deux couches consécutives, la pondération est donnée par :

$$w = 1 - e^{-h/0.002} = 1 - w' \quad (2.11)$$

où  $h$  : Équivalent en eau des précipitations solides (P) ou du couvert nival (ÉEN)

$w$  : pondération pour la couche supérieure

$w'$  : pondération pour la couche inférieure

La combinaison des pondérations et une équation exponentielle prenant en compte le processus de vieillissement de la neige tiré de Fortin (2005) permet de définir l'albédo selon :

$$a_t = a_{\min} + (a_{\max} \cdot w_N + (1 - w_N) \cdot (a_{t-\Delta t} \cdot w_{\text{ÉEN}} + a_{\text{sol}}(1 - w_{\text{ÉEN}})) - a_{\min}) e^{-0.2\Delta t/86400} \quad (2.12)$$

où  $a_{\min}$  : La plus basse valeur possible pour l'albédo ( $\approx 0.45$ )

$a_{\max}$  : Albédo des précipitations solides ( $\approx 0.80$ )

$a_{\text{sol}}$  : Albedo du sol ( $\approx 0.15$ )

L'évolution de la hauteur de la neige se traduit principalement en fonction de l'apport des précipitations solides (fonction de sa densité), la réduction de la hauteur de la neige par compaction et la perte de neige par fonte selon l'équation :

$$HN(t) = HN(t - \Delta t) + P \cdot \frac{\rho_e}{\rho_N} - HN(t - \Delta t) \cdot cn - F \cdot \frac{HN(t - \Delta t)}{\dot{E}EN(t - \Delta t)} \quad (2.13)$$

avec  $\rho_N = 151 + 10.63(T_{moy}) + 0.2767(T_{moy})^2$   
pour  $T_{moy}$  entre  $0^\circ\text{C}$  et  $-17^\circ\text{C}$

$$\rho_N = 50$$

pour  $T_{moy}$  sous  $-17^\circ\text{C}$

et 
$$cn = \frac{C_t}{N_t} \left( 1 - \frac{\dot{E}EN(t - \Delta t) \cdot \rho_e}{HN(t - \Delta t) \cdot \rho_{max}} \right)$$

où  $\rho_N$  : Masse volumique de la précipitation solide ( $\text{kg m}^{-3}$ )

$cn$  : Réduction de la hauteur de la neige par compaction (m)

$C_t$  : Coefficient de tassement ( $\text{jour}^{-1}$ )

$\rho_{max}$  : Masse volumique maximale de la neige au sol ( $\text{kg m}^{-3}$ )

En pratique, le CEHQ doit caler les paramètres  $T_0$ ,  $TF_{s-n}$ ,  $TF_{a-n}$ ,  $C_t$  et  $\rho_{max}$ . La valeur de  $TF_{s-n}$  est identifiée à partir des valeurs retrouvées dans la littérature. La calibration des autres paramètres est effectuée empiriquement à partir de données nivométriques *in situ* sur le territoire du sud du Québec. Les valeurs de  $C_t$  et  $\rho_{max}$  sont calées selon les données de densité de neige. Pour les paramètres  $T_0$  et  $TF_{a-n}$ , le CEHQ interpole aux stations nivométriques les données météorologiques (précipitations et températures) du Réseau météorologique coopératif du Québec (RMCQ) par krigeage simple (section 3.3.1). À partir des données météorologiques interpolées aux stations nivométriques, les paramètres  $T_0$  et  $TF_{a-n}$  sont obtenues par optimisation selon la fonction coût minimisant l'erreur quadratique moyenne (EQM) des estimations d'ÉEN du modèle SPH-AV et des données observées.

Parce que toutes les stations nivométriques se trouvent en zone se comportant comme des régions forestières de feuillus, les paramètres calés décrivent les caractéristiques pour une surface constituée de feuillus. Étant donné que l'évolution du couvert nival, plus spécifiquement  $U_{a-n}^{(P)}$ , diffère selon le couvert végétal principalement dû à des taux de radiation différents, le CEHQ a

ainsi identifié des valeurs de  $T_0$  pour 2 autres types de couverts forestiers (conifère et zones ouvertes) à partir de débits simulés avec le modèle hydrologique HYDROTEL et de débits observés. L'évolution du couvert nival sur chaque pixel se trouve donc pondérée en fonction du couvert végétal.

Le modèle intègre aussi une approche d'assimilation de données provenant de relevés nivométriques (ÉEN, HN). Ainsi, sur les stations nivométriques, les résidus (RÉ) sont calculés entre la simulation (ÉEN<sub>simulé</sub>) et la donnée mesurée (ÉEN<sub>mesuré</sub>) selon :

$$\text{RÉ} = \text{ÉEN}_{\text{simulé}} - \text{ÉEN}_{\text{observé}} \quad (2.14)$$

Les résidus sont ensuite interpolés et soustraits à l'ÉEN de la grille. La même approche est appliquée sur la densité de la neige et permet ensuite d'obtenir un HN corrigé.

Le CEHQ utilise ainsi le modèle de neige SPH-AV dans le sud du Québec (43°N à 50°N ; 80°O à 64°O) sur une grille de 0,1° x 0,1° ( $\approx 10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ ) pour y calculer l'évolution du couvert nival sur un pas de temps de 3 heures. Les valeurs des paramètres  $T_0$ ,  $TF_{s-n}$ ,  $TF_{a-n}$ ,  $C_t$  et  $\rho_{max}$  présentées dans le tableau 1 sont considérées constantes sur tous les points de la grille et tous les bassins versants. Les apports verticaux calculés sont ensuite utilisés comme données entrantes dans les modèles hydrologiques.

Tableau 1 : Valeurs des paramètres du modèle SPH-AV utilisées par le CEHQ

$T_0$ (°C)			$TF_{s-n}$ (m jour <sup>-1</sup> )	$TF_{a-n}$ (m jour <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )	$C_t$ (jour <sup>-1</sup> )	$\rho_{max}$ (kg m <sup>-3</sup> )
Feuillu	Conifère	Ouvert				
1,6	3,8	-0,6	0,00059	0,0064	0,01	0,01

## 2.2 Modèle hydrologique MOHYSE

Le CEHQ utilise opérationnellement 2 modèles hydrologiques pour la simulation des débits dans leur SPH. HYDROTEL est un modèle hydrologique distribué pouvant intégrer un modèle d'élévation numérique et de l'information sur l'occupation du sol permettant d'identifier pour chaque pixel les bilans verticaux ainsi que les directions et les intensités des différents types d'écoulements (Fortin et al., 2001). MOHYSE est pour sa part un modèle global (il ne considère

en intrant que des valeurs moyennes sur l'ensemble du bassin versant) et principalement empirique (les principaux coefficients sont obtenus par calage) (Fortin & Turcotte, 2006). Le modèle hydrologique MOHYSE a été déployé au CEHQ afin de mettre à disposition un système de simulation hydrologique pouvant être installé rapidement sur un bassin versant à partir d'un minimum d'informations hydrométéorologiques. La présente section se concentre sur ce dernier modèle qui est utilisé dans la présente étude à cause de sa simplicité et conséquemment du temps de calcul économisé.

La description suivante du modèle et de ses équations provient principalement de Fortin & Turcotte (2006). Néanmoins, la version utilisée pour cette recherche est une adaptation de MOHYSE par le CEHQ afin de pouvoir recevoir comme donnée d'entrée les simulations d'apports verticaux par le modèle de neige SPH-AV (Fortier-Fillion, 2009). Le modèle utilise ainsi comme donnée d'entrée seulement la moyenne des apports verticaux et la moyenne des températures sur le bassin versant. Le schéma explique le principe simple du modèle (figure 2). Les apports verticaux peuvent ainsi atteindre le réservoir par ruissellement de surface, par écoulement hypodermique (zone vadose), par écoulement gravitaire (aquifère) ou quitter le système par évapotranspiration.

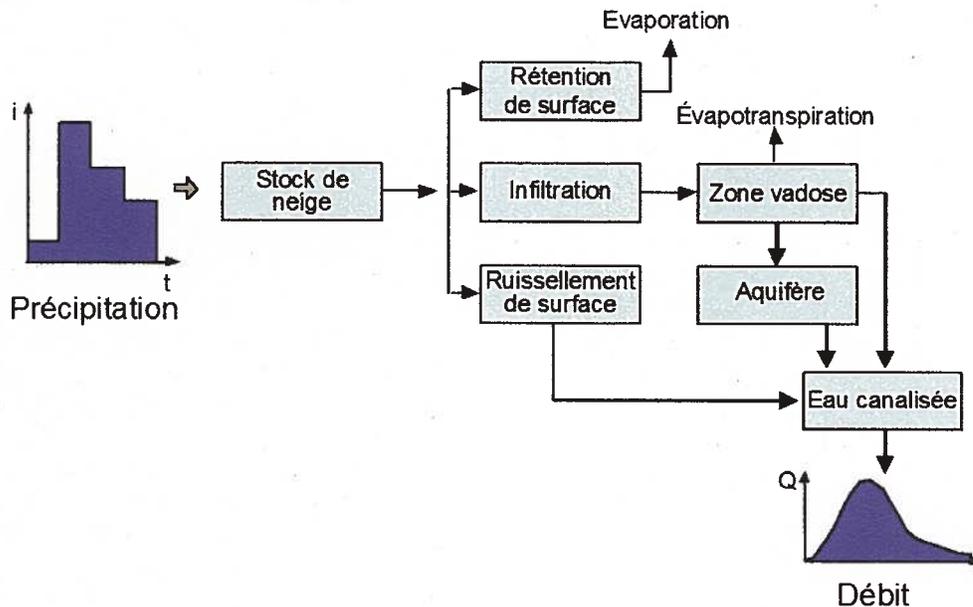


Figure 2: Schéma du modèle MOHYSE : tiré de Fortin & Turcotte (2006)

Le calcul du modèle commence avec l'estimation de l'évapotranspiration potentielle pour en calculer l'évaporation et la transpiration (ETP). L'ETP est donc considérée comme proportionnelle au produit de la durée du jour (radiation incidente potentiellement plus importante), qui dépend du jour de l'année et de la latitude du bassin versant, et de l'humidité absolue de l'air lorsque celui-ci est saturé d'eau selon :

$$ETP_t = \frac{c_{ETP}}{\pi} \cdot \arccos\left(-\tan\left(\frac{L \cdot \pi}{180}\right) \cdot \tan(\delta_{j(t)})\right) \cdot \exp\left(\frac{17.3 \cdot \overline{T_{moy}}}{238 + \overline{T_{moy}}}\right) \quad (2.15)$$

où  $ETP$  : Évapotranspiration potentielle (mm  $\Delta t^{-1}$ )

$c_{ETP}$  : Coefficient d'ajustement de l'évapotranspiration potentielle (mm  $\Delta t^{-1}$ )

$L$  : Latitude moyenne du bassin versant ( $^{\circ}$ )

$\delta_j$  : Déclinaison solaire pour le jour julien  $j$

$\overline{T_{moy}}$  : Moyenne des températures moyennes sur le bassin versant ( $^{\circ}\text{C}$ )

L'évaluation de l'évaporation de l'eau de surface suppose que l'eau en surface ruisselle, s'infiltrer ou s'évapore au cours d'un pas de temps. Ainsi, seulement la pluie sur un pas de temps peut s'évaporer. L'évaporation directe est donc le minimum des apports verticaux et de l'ETP :

$$ED_t = \min(\overline{AV}_t, ETP_t) \quad (2.16)$$

où  $ED$  : Évaporation directe (mm  $\Delta t^{-1}$ )

$\overline{AV}$  : Moyenne des apports verticaux sur le bassin versant (mm  $\Delta t^{-1}$ )

La transpiration est quant à elle considérée comme proportionnelle à l'eau disponible aux plantes dans le réservoir de la zone vadose, mais limitée par l'ETP qui est réduite par l'ED :

$$TR_t = \min(c_{TR} \cdot V_{t-1}, ETP_t - ED_t) \quad (2.17)$$

où  $TR$  : Transpiration (mm  $\Delta t^{-1}$ )

$c_{TR}$  : coefficient de l'ajustement de la transpiration ( $\Delta t^{-1}$ )

$V$  : Réservoir de la zone vadose (mm)

Le modèle considère qu'il y a ruissellement de surface seulement lorsque le sol est saturé, c'est-à-dire quand les apports verticaux dépassent la conductivité hydraulique. Ainsi, tous les apports verticaux s'infiltrent sauf lorsque cette somme dépasse un seuil selon :

$$I_t = \min(c_{inf}, \overline{AV}_t - ED_t) \quad (2.18)$$

où  $I$  : Infiltration ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )

$c_{inf}$  : Taux maximal d'infiltration ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )

Le ruissellement de surface est donc les apports verticaux dépassant la somme du taux maximal d'infiltration et l'évaporation directe :

$$RS_t = \overline{AV}_t - ED_t - I_t \quad (2.19)$$

où  $RS$  : Ruissellement de surface ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )

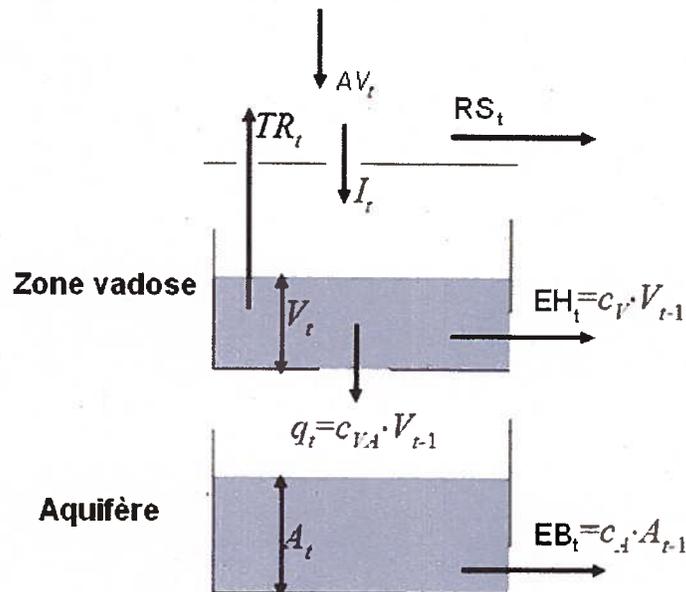


Figure 3 : Bilan vertical du modèle MOHYSE : tiré de Fortin & Turcotte (2006)

Le cœur du modèle réside dans l'estimation du bilan d'eau vertical qui calcule les taux de transfert hors des 2 réservoirs (zone vadose et aquifère) et entre ces réservoirs. La figure 3 schématise les processus en jeu lors du bilan vertical. D'une part, l'écoulement hypodermique ( $EH$ ), l'écoulement de base ( $EB$ ) et le transfert de l'eau de la zone vadose vers l'aquifère ( $q$ ) sont considérés comme proportionnels aux niveaux des réservoirs au début du pas de temps selon :

$$q_t = c_{VA} \cdot V_{t-1} \quad (2.20)$$

où  $q$  : Transfert de l'eau de la zone vadose vers l'aquifère ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )  
 $c_{VA}$  : Coefficient du transfert de l'eau de la zone vadose vers l'aquifère ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )

$$EH_t = c_V \cdot V_{t-1} \quad (2.21)$$

où  $EH$  : Écoulement hypodermique ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )  
 $c_V$  : Coefficient de vidange de la zone vadose ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )

$$EB_t = c_A \cdot A_{t-1} \quad (2.22)$$

où  $EB$  : Écoulement de base ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )  
 $c_A$  : Coefficient de vidange de l'aquifère ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )  
 $A$  : Réservoir de l'aquifère (mm)

D'autre part, les réserves d'eau dans la zone vadose et l'aquifère sont calculées par rapport aux réserves du pas de temps précédent et des transferts d'eau avec :

$$V_t = V_{t-1} + I_t - TR_t - q_t - EH_t \quad (2.23)$$

$$A_t = A_{t-1} + q_t - EB_t \quad (2.24)$$

Ensuite, l'eau contribuant aux débits (production) est la somme du ruissellement de surface et des 2 types d'écoulement :

$$ECD_t = RS_t + EH_t + EB_t \quad (2.25)$$

où  $ECD$  = Eau contribuant aux débits (production) (mm)

L'acheminement de l'eau contribuant aux débits vers le cours d'eau sur un certain pas de temps dépend néanmoins de la taille et de la forme du bassin versant. L'hydrogramme unitaire est ainsi une fonction qui indique quelle portion de la production est acheminée à l'exutoire avec un certain délai de temps selon :

$$W(k) = \frac{k^{\alpha-1} \cdot e^{-k/\beta}}{\sum_{k=1}^K k^{\alpha-1} \cdot e^{-k/\beta}} \quad (2.26)$$

où  $W(k)$  : Fonction de l'hydrogramme unitaire

$\alpha$  : Paramètre de forme du bassin versant

$\beta$  : Paramètre d'échelle du bassin versant

$K$  : Pas de temps maximal pour que toute l'eau atteigne l'exutoire

Le coefficient  $K$  n'est pas sujet à calage. En effet, il suffit de choisir  $K$  suffisamment grand pour que  $U(k)=0$  lorsque  $k \geq K$ . Avec les paramètres  $\alpha$  et  $\beta$  fixés, l'hydrogramme unitaire permet de laminer les eaux contribuant aux débits avec la formule :

$$Q_t = \frac{B \cdot 1000}{\Delta t} \cdot \sum_{k=1}^K ECD_{t-k+1} \cdot W(k) \quad (2.27)$$

où  $Q$  : Débits ( $m^3 s^{-1}$ )

$B$  : Aire du bassin versant ( $km^2$ )

Le modèle hydrologique permet donc d'estimer les débits à partir de très peu d'information. Par contre, 8 coefficients se doivent d'être calés à partir de débits observés sur le bassin versant modélisé ( $c_{ETP}$ ,  $c_{TR}$ ,  $c_{inf}$ ,  $c_{VA}$ ,  $c_V$ ,  $c_A$ ,  $\beta$ ,  $\alpha$ ). Le module développé par Fortier-Fillion (2009) utilise ainsi la méthode d'optimisation SCE-UA (Duan et al., 1992). La méthode *Shuffled Complex Evolution* développée à l'université de l'Arizona combine des approches déterministes et

probabilistes et permet de trouver les valeurs des 8 coefficients permettant de simuler les débits de façon optimale (maximisation du coefficient de Nash).

### 2.3 Télédétection de la neige

Les applications de la télédétection pour la caractérisation du couvert nival deviennent nombreuses et augmentent en précision à mesure que de nouveaux satellites sont lancés dans l'espace et que d'autres algorithmes sont élaborés. Même si ces applications couvrent une plus grande plage du spectre électromagnétique, cette section se concentre sur les fondements théoriques et les approches permettant la caractérisation de la neige dans les domaines visible et proche infrarouge ainsi que micro-ondes (actif et passif).

#### *2.3.1 Données visibles et proches infrarouges*

Les capteurs opérant dans le spectre du visible (0.4 à 0.7  $\mu\text{m}$ ) et proche infrarouge (PIR) (0.7 à 3  $\mu\text{m}$ ) mesurent les radiations solaires réfléchies par la surface de la Terre. Pour cette raison, ces données sont grandement limitées par le couvert nuageux et tributaires des conditions d'éclairement. Dans ces longueurs d'onde, les capteurs sur les satellites à orbites polaires permettent malgré tout d'enregistrer des réflectances quotidiennes à des résolutions relativement fines (sous 1 km x 1 km). Les capteurs sur les satellites géostationnaires permettent pour leur part d'obtenir plus d'une image toutes les heures.

La neige possède une forte réflectance dans les bandes visibles (*bande<sub>visible</sub>*) et une faible réflectance dans les bandes PIR (*bande<sub>PIR</sub>*). La forte réflectance de la neige dans le visible contraste significativement avec toutes les surfaces terrestres naturelles. Même s'il y existe une forte ressemblance avec les nuages, ces derniers possèdent une forte réflectance dans le proche infrarouge. Ces caractéristiques contrastantes permettent ainsi l'identification de la présence de neige souvent avec l'aide d'un indice de neige des différences normalisées (INDN) (Hall et al., 1995) :

$$INDN = \frac{bande_{visible} - bande_{PIR}}{bande_{visible} + bande_{PIR}} \quad (2.28)$$

Au-delà d'un certain seuil de INDN, un pixel est considéré comme avec de la neige et des cartes de SCN peuvent être ainsi produites. Certaines études utilisent aussi des régressions entre le INDN et le FSN pour identifier ce dernier (Salomonson & Appel, 2004 ; Barton et al., 2001).

Par contre, un des défis majeurs pour la cartographie du couvert nival par satellite est la présence du couvert végétal. En effet, les valeurs de seuil en zone forestière sont normalement plus basses à cause de la plus faible réflectance de la végétation en bande visible (Hall et al., 1998). Un autre problème peut survenir dans certains types de forêt (épinette noire) possédant une très faible réflectance dans le proche infrarouge. Une très basse réflectance amène un dénominateur très petit et seulement une mince augmentation dans la bande visible peut faire basculer l'INDN. L'utilisation d'un indice de végétation des différences normalisées (NDVI) pour la détermination du seuil du INDN permet néanmoins d'améliorer les résultats (Hall et al., 1998).

Il est aussi possible d'identifier l'albédo des surfaces couvertes de neige. L'albédo est normalement défini comme le ratio entre le rayonnement réfléchi et le rayonnement incident sur une surface. Par contre, l'albédo satellitaire est plutôt une réflectance hémisphérique directe d'une surface dans le sens où le rayonnement incident est considéré comme un faisceau direct et la radiance réfléchie est intégrée sur l'ensemble de l'hémisphère. L'albédo s'obtient ainsi en convertissant les mesures effectuées à différents intervalles spectraux relativement minces en une large bande intégrant l'ensemble de la portion visible et proche infrarouge du spectre ( $\approx 0.4\mu\text{m} - 3\mu\text{m}$ ) (Klein et al., 2002). Il faut tout de même garder à l'esprit que le résultat obtenu est l'albédo de la combinaison de la neige et du couvert végétal de la surface. Ainsi, sur une zone forestière couverte de neige, l'albédo mesuré est généralement moins de 0.30, tandis qu'en zone ouverte, elle atteint 0.57 (Jin et al., 2002).

### 2.3.2 Micro-ondes actives (Radar)

Les radars sont des capteurs dits actifs, car ils envoient des ondes électromagnétiques vers la surface terrestre pour en mesurer le signal réfléchi. Pour la télédétection de la neige, deux différents types de radars existent : le radar de type RSO (radar à synthèse d'ouverture) permet de générer des images à haute résolution, tandis qu'un radar scattéromètre donne des images à des résolutions plus grossières, mais permet de couvrir l'ensemble du globe quotidiennement. L'équation radar simplifiée se traduit par :

$$P_r \propto \frac{P_t \cdot \sigma^0}{D^4} \quad (2.30)$$

- où  $P_r$  : Puissance retournée au radar par la surface visée  
 $P_t$  : Puissance transmise par le radar vers la surface  
 $D$  : Distance entre la surface visée et le radar  
 $\sigma^0$  : Coefficient de rétrodiffusion

À partir des puissances transmises et retournées ainsi que de la distance, il est possible d'identifier le  $\sigma^0$  (aussi appelé surface efficace radar) qui dépend de la longueur d'onde, de la polarisation et des caractéristiques (forme, état et composition) de la surface visée. La polarisation est définie par rapport au plan d'incidence, formé par la direction de propagation de l'onde et la normale à la surface. Lorsque la composante électrique est contenue dans ce plan, la polarisation est dite verticale, tandis que la polarisation horizontale est perpendiculaire à ce plan.

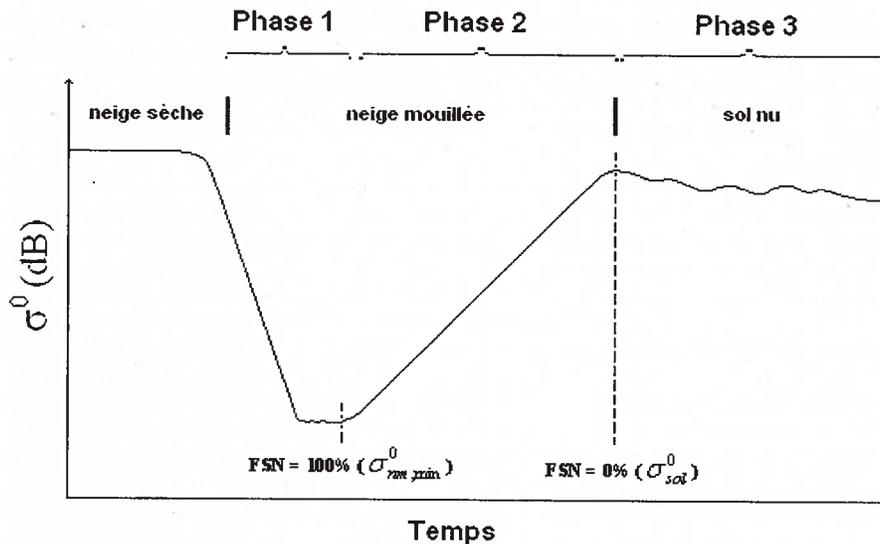


Figure 4 : Comportement schématique du  $\sigma^0$  lors de la fonte printanière : inspiré de Luojus (2007b)

L'intérêt des données radar est que le  $\sigma^0$  dans les micro-ondes (bandes C : 4-8GHz, X : 8-12GHz et Ku : 12-18GHz) est sensible à la constante diélectrique de l'eau. Lors de la fonte de la neige, celle-ci contient une quantité significative d'eau (très haute constante diélectrique) et la diffusion de surface prédomine ainsi sur l'interaction des micro-ondes avec la neige (rétrodiffusion de

volume), ce qui cause une diminution du  $\sigma^0$  (Stiles & Ulaby, 1980). Koskinen et al. (1997) ont pour leur part déterminé certaines phases dans le processus de fonte printanière à partir du  $\sigma^0$  (figure 4). Le  $\sigma^0$  diminue avec l'augmentation d'eau liquide dans la neige pour atteindre un minimum lorsque le couvert nival est gorgé d'eau ( $\sigma_{nm,min}^0$ ) (phase 1). Le couvert nival fond et le sol nu apparaît (phase 2). Étant donné que le sol nu possède un  $\sigma^0$  plus important que la neige mouillée, le sol nu découvert accroît le  $\sigma^0$  (phase 2). Lorsque toute la neige a fondu et que seul le sol nu est visible, le  $\sigma^0$  atteint un maximum relatif ( $\sigma_{sol}^0$ ) (phase 3). Un autre grand attrait de ces données réside dans le fait que l'atmosphère et les nuages sont pratiquement invisibles dans les fréquences utilisées.

Différentes méthodes tentent ainsi d'évaluer le début de la fonte printanière à partir de données radar (Nghiem & Tsai, 2001 ; Hallikainen et al., 2004). Kimball et al. (2004) établissent pour une région en forêt boréale qu'il y a fonte lorsque le  $\sigma^0$  descend sous un seuil fixe de -2.9dB par rapport à la moyenne des 5 jours précédents. Rawling et al. (2005) utilisent la même approche en région arctique, mais au lieu d'utiliser un seuil, ils identifient la journée où la variation du  $\sigma^0$  est la plus grande pour identifier le jour de fonte principale. Wang et al. (2005) utilisent dans la région arctique la moyenne et l'écart type du  $\sigma^0$  mesurée de décembre à février pour identifier un seuil de fonte selon l'équation :

$$\sigma_{fonte}^{0(moy-std:1-60)} = \sigma_{moy-1.60}^0 - v \cdot (\sigma_{std-1.60}^0)^{-\lambda} \quad (2.31)$$

où  $\sigma_{fonte}^{0(moy-std:1-60)}$  : Seuil de fonte du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la moyenne et de l'écart type des  $\sigma^0$  pour l'hiver

$\sigma_{moy-1.60}^0$  : Moyenne de  $\sigma^0$  mesurée de décembre à février

$\sigma_{std-1.60}^0$  : Écart type  $\sigma^0$  mesurée de décembre à février

$v$  &  $\lambda$  : coefficients identifiés empiriquement

Les valeurs de  $\sigma_{moy-1.60}^0$  et  $\sigma_{std-1.60}^0$  dépendent principalement des caractéristiques de la couche de neige sous-jacente (densité, taille de grain, rugosité de la surface) près de la surface et du névé de l'hiver précédent. Leur utilisation permet donc de considérer les conditions de neige annuelles.

D'autre part, la phase 2 dans la fonte printanière peut aussi permettre d'identifier le FSN. À partir du  $\sigma^0$  lorsque que la neige est gorgée d'eau et du  $\sigma^0$  lorsqu'il n'y a plus de neige, une relation peut être définie pour identifier le FSN entre ces deux moments (Koskinen et al., 1997) :

$$FSN = 100 \cdot \frac{\sigma_{sol}^0 - \sigma_{obs}^0}{\sigma_{sol}^0 - \sigma_{nm,min}^0} \quad (2.32)$$

où  $\sigma_{sol}^0$  : Coefficient de rétrodiffusion du sol nu (FSN = 0)

$\sigma_{nm,min}^0$  : Coefficient de rétrodiffusion de la neige mouillée ( $\sigma^0$  minimum)

$\sigma_{obs}^0$  : Coefficient de rétrodiffusion observé

Une des difficultés majeures reliées à cette méthode est l'identification de  $\sigma_{sol}^0$  qui peut varier d'une année à l'autre selon les conditions d'humidité du sol (qui dépendent de la vitesse de la fonte, de la présence de gel lors de la fonte, des précipitations, etc.) et de la végétation.

Plusieurs facteurs, autre que la neige, influencent le  $\sigma^0$  (Hillard et al., 2003). Les différentes structures et types de végétation peuvent obscurcir le signal de l'eau présente dans le couvert nival. Il existe aussi un bruit qui résulte potentiellement en une grande variabilité temporelle du coefficient de rétrodiffusion. Ce bruit est d'une importance notable avec les radars considérant l'équation 2.30 où  $P_r$  est très faible à cause de sa relation inverse avec la puissance quatre de la distance à la surface visée ( $D^4$ ). L'heure de passage du satellite au dessus d'une région influence aussi le signal réfléchi dues aux variations journalières de la surface. Or, l'Université Technologique d'Helsinki a développé un modèle semi-empirique du  $\sigma^0$  en zone forestière afin de considérer la contribution de la végétation selon (in Luojus et al., 2007a) :

$$\sigma^0(VT, a, \theta, \sigma_{surf}^0) = \sigma_{surf}^0 \cdot e^{\frac{p_1 \cdot cf \cdot VT}{\cos \theta}} + p_2 \cdot cf \cdot \cos \theta \cdot (1 - e^{\frac{p_1 \cdot cf \cdot VT}{\cos \theta}}) \quad (2.33)$$

où  $\sigma_{surf}^0$  : Coefficient de rétrodiffusion du sol (avec ou sans neige)

$VT$  : Volume moyen de troncs par hectare ( $m^3 \text{ ha}^{-1}$ )

$p_1$  &  $p_2$  : Coefficient de polarisation (dépend de la fréquence et de la polarisation)

*cf*: Coefficient représentant la condition de la canopée forestière

$\theta$ : angle d'incidence (°)

L'équation 2.33 peut ainsi permettre de retirer la contribution de la canopée (2<sup>e</sup> terme) et de considérer sa transmittivité (1<sup>e</sup> terme) à partir du volume moyen de troncs par hectare pour obtenir un  $\sigma_{surf}^0$  représentant mieux les caractéristiques du couvert nival.

### 2.3.3 Micro-ondes passives

La télédétection dans les micro-ondes passives provient du principe que la surface de la Terre émet de petites mais malgré tout détectables quantités de radiations dans les micro-ondes. Cette radiation peut être mesurée en température de brillance (rayonnement) qui dépend de la température et de l'émissivité d'un corps. La résolution des images satellitaires micro-ondes passives habituellement grossière (+10 km x 10 km) reste toutefois une contrainte importante.

La télédétection de la neige dans les micro-ondes passives réside dans le fait que le couvert nival étant un diffuseur important (faible émissivité), il contribue à diminuer significativement le signal reçu au capteur (Chang et al., 1987). Par contre, les différentes contributions dans la température de brillance (végétation, eau dans la neige, atmosphère, etc.) dans le sud du Québec limitent la précision des algorithmes détectant les caractéristiques (SCN & ÉEN) du couvert nival (Derksen et al., 2005).

Une approche très simple suivant un seuil par rapport à la différence de deux différentes fréquences, dont l'une est peu sensible à la neige, permet de déterminer la présence ou l'absence de neige sur un pixel avec (Grody & Basist, 1996) :

$$Tb_{22V} - Tb_{85V} > S_{Tb}^{22-85} \quad \text{ou} \quad Tb_{19V} - Tb_{37V} > S_{Tb}^{19-37} \quad (2.34)$$

où  $Tb_{22V}$ : Température de brillance 22 GHz en polarisation verticale (°K)

$Tb_{85V}$ : Température de brillance 85 GHz en polarisation verticale (°K)

$Tb_{19V}$ : Température de brillance 19 GHz en polarisation verticale (°K)

$Tb_{37V}$ : Température de brillance 37 GHz en polarisation verticale (°K)

$S_{Tb}^{22-85}$  &  $S_{Tb}^{19-37}$ : Seuil de température de brillance au-delà duquel il y a de la neige (°K)

Les  $Tb_{22V}$  et  $Tb_{19V}$  sont les fréquences très peu sensibles à la neige, tandis que  $Tb_{85V}$  et  $Tb_{37V}$  diminuent significativement avec la diffusion amenée par la neige. La première équation est préférable pour des couverts nivaux minces étant donné que la profondeur de pénétration est moins importante pour de petites longueurs d'onde, tandis que la deuxième est préférable avec la présence de nuage car les ondes à 85GHz sont sensibles aux gouttelettes d'eau présentes dans l'atmosphère.

Langlois et al. (2004) normalisent la différence avec la température de brillance à 19GHz en polarisation horizontale, pratiquement totalement insensible à la neige, pour minimiser l'effet de la température de la surface selon :

$$\Delta Tb = \frac{Tb_{37V} - Tb_{19V}}{Tb_{19H}} \quad (2.35)$$

où  $\Delta Tb$  : gradient de température de brillance normalisé (°K)

$Tb_{19H}$  : Température de brillance 19 GHz en polarisation horizontale (°K)

Différents seuils de  $\Delta Tb$ , au-delà duquel il y a présence de neige, sont ensuite pondérés en fonction de la densité de la végétation sur un pixel pour créer des cartes de SCN.

D'autre part, plusieurs études ont évalué la possibilité d'estimer l'ÉEN à partir des données micro-ondes passives. Il existe plusieurs approches dont les méthodes de régression linéaire (Goïta et al, 2003 ; Chang et al., 1987) et les méthodes basées sur des réseaux de neurones (Tedesco et al, 2004). Étant donné que les approches par régression linéaire ne semblent pas adéquates pour le sud du Québec et qu'une description complète est offerte dans Comtois-Boutet (2007), les explications suivantes s'attardent principalement sur la méthode la plus prometteuse basée sur un modèle physique semi-empirique d'émission de micro-onde. Roy et al. (2003) ainsi que Vachon et al. (2009) ont adapté le modèle HUT (Pulliainen et al., 2001) afin d'en faire l'inversion. Le modèle HUT simule la température de brillance émise à la surface en considérant un couvert de neige défini par des paramètres moyens en présence d'un couvert végétal caractérisé par le volume moyen de troncs par hectare. En connaissant la transmittance du couvert végétal, la température de la surface est donnée par :

$$Tb^{surf} = (1 - \tau^{veg}) T^{veg} + \tau^{veg} \cdot Tb^{sol+neige} + (1 - e^{sol+neige}) \cdot (1 - \tau^{veg}) \tau^{veg} \cdot T^{veg} \quad (2.36)$$

- où  $Tb^{surf}$  : Température de brillance de la surface (°K)  
 $\tau^{veg}$  : transmittance de la végétation  
 $T^{veg}$  : Température de la végétation (°K)  
 $Tb^{sol+neige}$  : Température de brillance du sol et du couvert nival (°K)  
 $e^{sol+neige}$  : Émissivité du sol et du couvert nival

Le premier et le troisième terme de l'équation 2.36 représentent la contribution de la végétation à la température de brillance reçue au capteur. Il est ensuite possible d'extraire  $Tb^{sol+neige}$  qui donne de l'information sur le couvert nival selon l'équation :

$$Tb^{neige+sol} = Tb^{sol} \cdot e^{-(k_e - q \cdot k_s) HN \cos^{-1} \theta} + \frac{k_a T^{neige}}{k_e - q \cdot k_s} (1 - e^{-(k_e - q \cdot k_s) HN \cos^{-1} \theta}) \quad (2.37)$$

- où  $Tb^{sol}$  : Température de brillance du sol (°K)  
 $k_a$  : Coefficient d'absorption  
 $k_s$  : Coefficient de diffusion  
 $k_e$  : Coefficient d'atténuation ( $k_e = k_a + k_s$ )  
 $T^{neige}$  : Température du couvert nival (°K)

Le premier terme de l'équation 2.37 représente la contribution du sol atténuée par le couvert nival, tandis que le deuxième terme donne l'émission du couvert nival. Par inversion, il est ainsi possible d'obtenir à partir de températures de brillances mesurées par un capteur ( $Tb^{surf}$ ) et de données de neige *in situ* le HN (ainsi que l'ÉEN avec la densité de la neige) du couvert nival. La difficulté de l'approche repose principalement sur l'effet de la taille des grains sur la diffusion ( $k_s$ ), mais aussi sur la caractérisation du couvert végétal et la représentativité des données *in situ* sur un pixel micro-onde (Pardé et al., 2007). Vachon et al. (2009) a quant à lui réussi à obtenir des estimations d'ÉEN avec une erreur de 19% dans le nord québécois en utilisant seulement le coefficient de diffusion ( $k_s$ ) comme variable à optimiser, à partir de données de neige initiales mesurées au sol.

## 2.4 Intégration de la télédétection de la neige dans les modèles

Il a été démontré précédemment que la télédétection permet de caractériser le couvert nival. Or malgré ce potentiel, les données de SCN sont actuellement sous-utilisées particulièrement pour les applications hydrologiques opérationnelles (Nagler et al., 2008). Pour l'identification de la fonte et les estimations de l'ÉEN avec les micro-ondes, l'incertitude reliée aux erreurs ne permet pas encore une utilisation opérationnelle (Hillard et al., 2003 ; Andreadis & Lettenmaier, 2006). Il existe toutefois différentes études développant des méthodes d'intégration de la télédétection de la neige dans un modèle hydrologique. Dans l'objectif de mieux cerner l'idée générale, l'explication théorique des approches sera séparée en trois catégories : approches par donnée entrante, approches par forçage d'une variable clé et approches avec un filtre de Kalman d'ensemble (FKen).

### 2.4.1 Donnée entrante

À notre connaissance, le seul modèle hydrologique optimisé pour l'intégration de SCN satellitaire et appliqué opérationnellement à grande échelle est le modèle *Snowmelt Runoff Model* (SRM) (Martinec et al., 1998). Le modèle SRM calcule les débits à partir de l'eau amené par la fonte de la neige et les précipitations selon :

$$Q_{t+1} = (c_s \cdot a_{TDJ} \cdot TDJ_t \cdot SCN_t + c_R \cdot P) \cdot \frac{B \cdot 10000}{86400} \cdot (1 - g) + Q_t \cdot g \quad (2.38)$$

- où
- $c_s$  : Coefficient de perte pour l'eau de fonte (écoulement/eau de fonte)
  - $a_{TDJ}$  : Facteur de degré-jour ( $\text{cm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ jour}^{-1}$ ) (indique l'impact de 1 degré-jour sur la fonte)
  - $TDJ$  : Nombre de degré-jour ( $^\circ\text{C jour}$ )
  - $c_R$  : Coefficient de perte pour la pluie (écoulement/précipitation)
  - $g$  : Coefficient de récession (indique le déclin des débits en période sèche)

L'objectif ici n'est pas d'expliquer exhaustivement le fonctionnement et l'implémentation des différents coefficients du modèle. Par contre, l'équation 2.38 montre qu'au lieu de simuler le couvert nival pour en évaluer la fonte potentielle (modèle de neige), il est possible d'estimer l'eau de fonte seulement en fonction de la SCN sur le bassin versant qui peut être obtenue par les données satellitaires. Il est tout de même important de noter que cette approche est surtout utilisée en région montagneuse où le SCN est très variable temporellement et spatialement.

Une contrainte des données SCN satellitaires pour leur utilisation comme donnée entrante pixel par pixel dans un modèle de neige pour la correction de l'ÉEN repose sur le fait que ce sont des données qualitatives binaires (neige/non neige). En effet, si le modèle indique un ÉEN non-nul, tandis que la donnée satellitaire montre l'absence de neige, l'ÉEN du modèle peut être corrigé et devient nul. Le problème survient lorsque, sur un pixel, le modèle indique un ÉEN nul, tandis que les données satellitaires montrent la présence de neige. Dans cette situation, il devient difficile d'apporter une correction adéquate étant donné que le SCN satellitaire ne donne pas de quantité d'ÉEN. Or, McGuire et al. (2006) ont développé une approche à « insertion-directe » qui attribue une valeur minimale d'ÉEN lorsque que les données satellitaires indiquent la présence de neige. Ainsi lorsque le cas problématique est rencontré, l'ÉEN est ajusté à la valeur minimale déterminée.

#### 2.4.2 Forçage d'une variable clé

Un autre type d'approche pour l'utilisation de SCN satellitaire à l'intérieur des modèles hydrologiques est de forcer une variable clé du modèle par itération afin que le SCN du modèle corresponde avec le SCN satellitaire. Lavallée et al. (2007) se base sur un modèle de fonte de neige à degré-jour très simple contenant un coefficient de fonte normalement défini sur une base annuelle et constant sur l'ensemble du bassin versant représenté par l'équation :

$$TF = k_{\text{fonte}} \cdot k_{\text{solaire}} \cdot k_{\text{topo}} \cdot (1 - a) \cdot TDJ$$

où  $TF$  : Taux de fonte ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )

$k_{\text{fonte}}$  : Coefficient de fonte ( $\text{mm } \Delta t^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ )

$k_{\text{solaire}}$  : Coefficient de rayonnement solaire

$k_{\text{topo}}$  : Coefficient de topographie

Pour la période de fonte printanière, il utilise ensuite 3 images sans couvert nuageux de SCN du capteur AVHRR (Advanced very high resolution radiometer) pour trouver par itération la valeur optimale de  $k_{\text{fonte}}$  entre 2 images afin que le couvert nival du modèle corresponde à la dernière image de SCN AVHRR obtenue. L'ÉEN est ainsi ajusté sur chaque pixel à partir d'images satellitaires et du forçage d'un coefficient de fonte ( $k_{\text{fonte}}$ ).

Cette approche peut aussi être appliquée malgré l'absence d'un coefficient de fonte dans le modèle. En effet, il est reconnu qu'il existe une tendance vers une sous-estimation des quantités de neige par les stations météorologiques dues à un sous captage des précipitomètres. Une trop petite quantité d'ÉEN initiale amène donc un SCN qui décroît trop rapidement. Lorsqu'il y a une différence entre le SCN du modèle et le SCN satellitaire, il est possible de corriger les précipitations tombées en amenant un facteur correctif aux séries météorologiques hivernales (Engeset et al., 2003).

#### 2.4.3 Filtre de Kalman

Le filtre de Kalman est une des méthodes les plus étudiées pour l'assimilation de données (humidité du sol, ÉEN *in situ*) dans des modèles hydrologiques (De Lannoy et al., 2007 ; Pan & Wood, 2006 ; Slater & Clark, 2006 ; Sun et al., 2004 ; Walker & Houser, 2001). Le filtre de Kalman d'ensemble ajourne une variable visée d'un modèle non-linéaire lorsqu'une donnée est disponible, et au même moment prend en compte les erreurs dans la dynamique du modèle et dans les données observées. Il est donc possible d'utiliser cette méthode à partir des données de SCN satellitaires pour mettre à jour l'ÉEN (variable visée) en prenant compte de l'erreur des observations (ex : SCN, températures, précipitations) et l'erreur des variables du modèle (ex : fonte de neige, l'humidité du sol, l'eau emmagasiné dans la zone vadose, etc.) (Clark et al., 2006 ; Andreadis et al., 2006). Durand et al. (2009) ont pour leur part effectué une assimilation d'ensemble sur un modèle d'émission micro-ondes passives en utilisant des données de radiations *in situ* pour corriger la taille des grains de neige afin d'améliorer l'estimation des hauteurs de neige. Cependant, ces approches sont lourdes en temps de calcul et encore peu de méthodes s'appliquent directement à l'ÉEN. Néanmoins, dans un certain sens, les approches décrites précédemment (donnée entrante, forçage d'une variable clé) sont des cas spéciaux du FKEn où l'observation mesurée (SCN) est considérée comme parfaite et est utilisée pour changer les variables d'états du modèle.

### 2.5 Synthèse du cadre théorique

En guise de conclusion à ce chapitre et d'ouverture à la présente étude, il est de mise de rappeler que le modèle de neige SPH-AV ainsi que le modèle hydrologique conceptuel relativement simple MOHYSE utilisés opérationnellement dans le SPH du CEHQ seront employés pour cette étude. En ce qui a trait à la télédétection de la neige, les produits satellitaires SCN et d'albédo seront

surtout utilisés pour intégration dans le modèle SPH-AV, tandis que le potentiel de caractérisation de la neige selon la réponse à la présence d'eau avec les données radar QSCAT sera évalué. Les micro-ondes passives sont incluses dans un des produits SCN satellitaires afin de pallier aux limitations causées par le couvert nuageux (IMS), mais l'étude ne couvrira pas le potentiel des micro-ondes passives pour l'identification de l'ÉEN. Pour l'intégration de données satellitaires dans le modèle de neige, le développement de méthodes par « insertion-directe » sera priorisée, tandis que la méthode par forçage de variables clés sera évaluée. Le FKen ne sera pas utilisé dans cette étude considérant la complexité de la méthode et son aspect encore expérimental.

### 3. Cadre expérimental

Les prochaines pages présentent en premier lieu les deux bassins versants constituant le site d'étude. Ensuite, une description des données satellitaires et météorologiques utilisées dans l'étude est donnée.

#### 3.1 Sites d'étude

L'étude s'effectue sur deux bassins versants. Le premier bassin versant est la partie nord du bassin versant de la rivière du Nord situé au nord-est de Montréal. Le deuxième bassin versant est le bassin de la rivière aux Écorces qui est un sous bassin au sud-ouest du bassin versant du lac Kénogami (figure 5). Le tableau 2 montre les caractéristiques des deux bassins versants choisis majoritairement couverts de végétation. La majorité des essais s'effectuent sur le bassin versant du Nord, tandis que le bassin versant Aux Écorces est utilisé pour la vérification des approches. Les deux bassins versants ont été choisis parce qu'ils constituent des cas où certaines années, l'identification des crues lors de la fonte de la neige est particulièrement problématique. Étant donné que le CEHQ opère dans le sud du Québec (43°N à 50°N ; 80°O à 64°O), certaines analyses qui ne sont pas reliées à l'hydrologie et aux bassins versants s'effectuent sur l'entièreté de la zone.

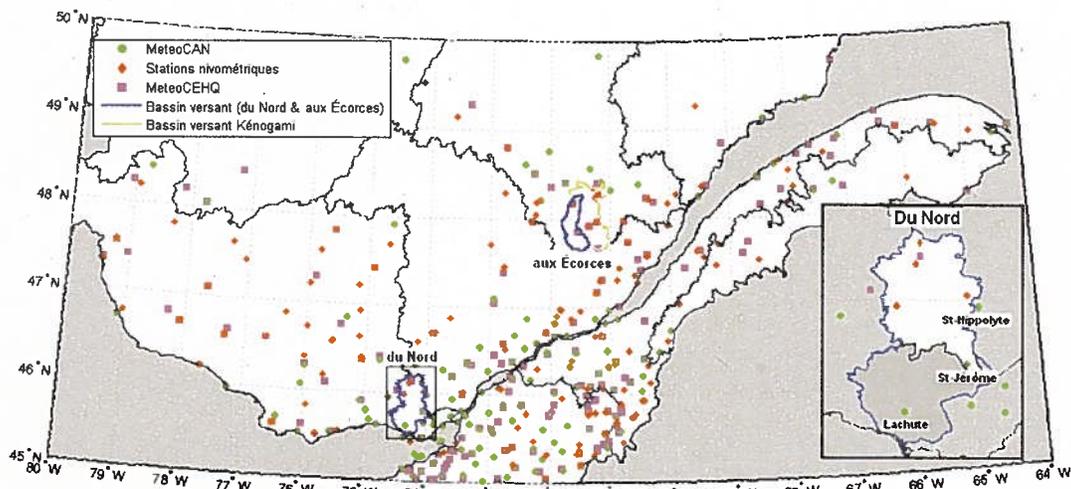


Figure 5 : Localisation du bassin versant du Nord et du bassin versant aux Écorces (sous-bassin au sud-ouest du bassin versant du lac Kénogami) et des stations d'Environnement Canada (MétéoCAN), nivométriques et du CEHQ (MétéoCEHQ)

Tableau 2 : Caractéristiques des bassins versants à l'étude

	Du Nord	aux Écorces
Latitude moyenne (°N)	45,8	47,9
Superficie (km <sup>2</sup> )	1170	1110
Couvert feuillu (%)	47,5	71,2
Couvert conifère (%)	47,7	12,3
Couvert forestier (%)	95,2	83,5

### 3.2 Données satellitaires

Le choix des produits satellitaires s'est basé principalement sur la disponibilité quotidienne en temps réel des données, leur potentiel pour caractériser le couvert nival (littérature) et de leur gratuité. Brown et al. (2007) offre un bon résumé des différentes données et produits satellitaires permettant de caractériser le couvert nival disponibles gratuitement sur le web. Cette étude s'attarde ainsi sur les produits MODIS-TERRA (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), IMS (Interactive Multisensor Snow and ice Mapping System) et les données radar QSCAT. Le tableau 3 résume les principales caractéristiques des données satellitaires utilisées dans l'étude.

Tableau 3 : Caractéristiques des données satellitaires

Types de données	Produits	Bandes	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Applications	Disponibilité à aujourd'hui
QuikSCAT	$\sigma^0$ (ASC/DSC)	13,4GHz	4.5kmx4.5km	Journalier	Fonte & SCN	19-08-1999
	$\sigma^0$ (DSC)			Journalier (donnée manquante au 2-3 jours)		
MODIS/TERRA	SCN	Optique/ PIR	500mx500m	Journalier	SCN	24-02-2000
	Albédo				Albédo	
	FSN				FSN	
IMS	SCN	multiple	4kmx4km	Journalier	SCN	23-02-2004

\* ASC : Orbite ascendante DSC : Orbite descendante

#### 3.2.1 Produits MODIS

Une grande quantité de produits de neige est offerte par le NSIDC par l'entremise du site Warehouse Inventory Search Tool (WIST: <https://wist.echo.nasa.gov>) à partir des images

satellitaires dans les domaines visible et proche infrarouge de MODIS-TERRA. L'un des produits choisis pour l'étude est le MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m SinGrid, Version 5 (Hall et al., 2006) basé principalement sur l'INDN (équation 2.28). Avec ce produit sont incluses une carte du SCN ( $MODIS_{SCN}$ ) (neige/non-neige), une carte de l'albédo des surfaces couvertes de neige ( $MODIS_{albédo}$ ) et une carte de la fraction nivale ( $MODIS_{FSN}$ ) pour chaque pixel. Le produit  $MODIS_{albédo}$  représente plus spécifiquement la réflectance hémisphérique directe. L'erreur de classification du produit  $MODIS_{SCN}$  comparée avec les données *in situ* se situe généralement entre 15% et 6% (Hall & Riggs, 2007 ; Klein & Barnett, 2003 ; Maurer et al., 2003). Par contre, cette erreur varie selon le type d'occupation du sol et est aussi influencée par le couvert nuageux (mauvaise discrimination occasionnelle entre neige et nuage). La figure 6 montre que la présence de nuage est relativement importante (+50%) au printemps sur les deux bassins versants et tant à diminuer vers le début du mois de mai.

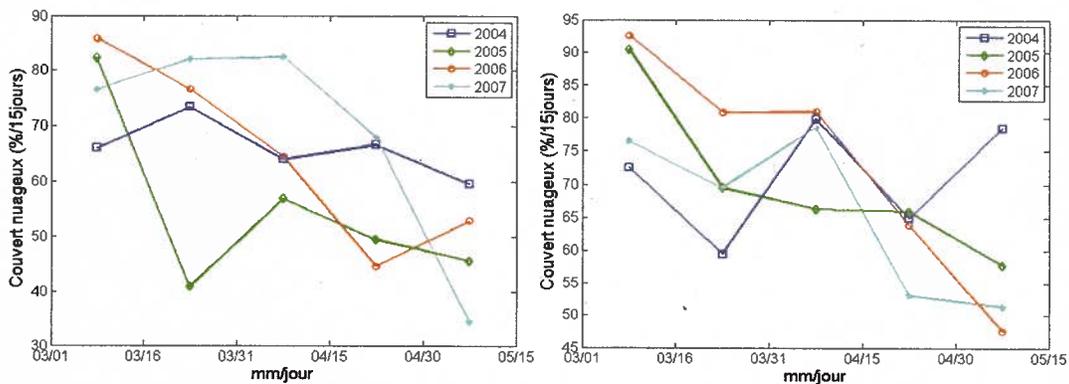


Figure 6 : Couvert nuageux MODIS-TERRA au printemps moyenné sur 15 jours pour le bassin versant du Nord (gauche) et le bassin versant aux Écorces (droite)

### 3.2.2 Produit IMS

NOAA offre aussi, par l'entremise du NSIDC, le produit IMS qui représente le SCN quotidiennement sans contamination de nuages en utilisant plusieurs types de données satellitaires dont celles du Polar Operational Environmental Satellites (POES), des satellites géostationnaires comme Geostationary Operational Environmental Satellites (GEOS), Geostationary Meteorological Satellite (GMS) et certaines données micro-ondes du Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) lorsqu'il y a couvert nuageux (NOAA/NESDIS/OSDPD/SSD, 2004). Néanmoins, des difficultés reliées au développement d'un algorithme opérationnel avec les micro-ondes passives, fait en sorte que le système est aussi basé sur une analyse manuelle utilisant des

images satellitaires dans le visible provenant de différentes sources. Le produit est opérationnel et disponible à temps réel (quotidiennement) et constitue un attrait important pour les institutions comme Hydro-Québec. L'utilisation de données micro-ondes amène néanmoins une résolution plus grossière du produit et il est important de noter que la qualité de ce produit reste tout de même limitée par le couvert nuageux (Brown et al., 2007). Aussi, le produit n'utilise pas les micro-ondes passives lorsque les hauteurs de neige sont importantes et lorsque la neige devient mouillée (il assume la persistance par rapport à la dernière date sans nuage).

### 3.2.3 Données QuikSCAT

Les images du scattéromètre Seawinds sur le satellite QuikSCAT (QSCAT) opérant à 13,4 GHz sont normalement données à une résolution de  $\approx 25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$  en polarisation horizontale et verticale. Par contre, étant donné que le capteur possède un couloir exploré (Swath) très large et une orbite polaire lui permettant de viser une surface plus d'une fois par jour, le BYU rééchantillonne les  $\sigma^0$  à une résolution plus fine avec l'agencement des différents passages du satellite (Long et al., 2005). Les données à une meilleure résolution sont disponibles sur : <http://www.mers.byu.edu/SIR.html>. Pour la région d'étude, un produit journalier est produit avec les deux orbites (ascendant/descendant) (ASC/DSC) tandis qu'un autre produit journalier, mais dont l'information n'est pas disponible une fois au deux à trois jours, est créé à partir de seulement une orbite (DSC). La polarisation horizontale sera utilisée étant donné que le  $\sigma^0$  de la neige est plus important dû à l'angle d'incidence plus faible en polarisation horizontale (Stiles & Ulaby, 1980). L'orbite DSC est aussi préférée car son temps de passage en soirée ( $\approx 18\text{h}00$ , heure de la zone d'étude) permet de mieux identifier les fontes amenées par les plus hautes températures d'après-midi.

### 3.2.4 Données de couvert forestier

Le CEHQ utilise les données provenant du « Land cover of Canada » produit au Centre canadien de télédétection à une résolution de  $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$  à partir des images NOAA-14 AVHRR (Cihlar & Beaubien, 1998). Le CEHQ rééchantillonne ensuite ces données en trois classes (% de feuillus, % de conifères et % de zones ouvertes) sur les pixels de  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$  (CEHQ<sub>végé</sub>).

L'étude utilise aussi le produit de couvert de la canopée MODIS Vegetation Continuous Fields (MODIS<sub>VCF</sub>), classé selon trois types (forêt, arbustes et sol nu) (Hansen et al., 2003).

### 3.3 Données météorologiques

Le MDDEP gère (en collaboration avec différents partenaires comme Hydro-Québec, Alcan, Environnement Canada, Ministère des ressources naturelles et de la faune et Société de protection des forêts contre le feu) plusieurs stations météorologiques automatiques, stations climatologiques et stations nivométriques utilisées ensuite par le CEHQ dans son SPH-AV. Des données d'Environnement Canada sont aussi utilisées dans cette étude. La figure 5 montre la distribution spatiale de ces différentes stations.

#### 3.3.1 Données météorologiques et climatiques interpolées

Les données du Réseau météorologique coopératif québécois (RCMQ) dérivées de 168 stations météorologiques sont des données de températures minimales et maximales et de précipitations sur un pas de temps d'une heure. Le CEHQ interpole ensuite les températures et les précipitations sur une grille  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$  par krigeage simple sur un pas de temps de trois heures (MétéoCEHQ). Le krigeage est la méthode optimale, en terme statistique, d'interpolation basée sur le variogramme. La description théorique du krigeage ne sera pas expliquée en détail, mais Gratton (2002) offre une introduction claire de la méthode. Il y a aussi une correction de la température en fonction de l'altitude considérant un gradient vertical de la température à  $-0,005^\circ\text{C m}^{-1}$ . La figure 7 montre une variabilité interannuelle des températures pendant l'hiver qui se stabilise au cours du mois de mars.

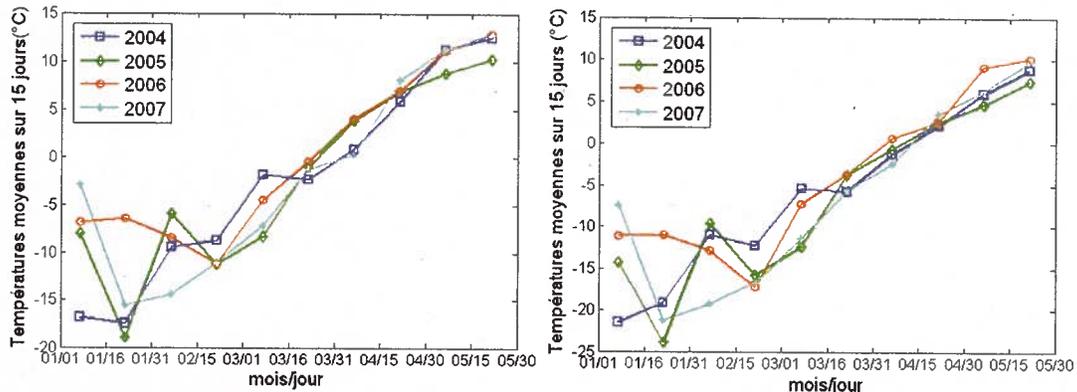


Figure 7 : Températures moyennes sur 15 jours pour le bassin versant du Nord (gauche) et le bassin versant aux Écorces (droite)

### 3.3.2 Relevés nivométriques

Les 130 stations nivométriques offrent des mesures de l'ÉEN, de HN et de la densité de la neige de quatre à sept fois par année, soit à la fin janvier, à la fin février, à la mi-mars, à la fin mars et au besoin, à la mi-avril, à la fin avril et au début mai. Les valeurs sont la moyenne de dix échantillons pris par un carottier à intervalle de trois mètres sur un site forestier de feuillus déboisé sur trois mètres de large et 300 mètres de long. Le réseau est sous la responsabilité du MDDEP et les partenaires Hydro-Québec et Alcan y apportent une contribution. Quatre stations se situent directement sur le bassin versant du Nord, tandis qu'aucune ne se trouve sur le bassin aux Écorces.

**Tableau 4 : Moyenne d'ÉEN maximal (m) et de HN maximale (m) (ÉEN/HN) des 3 stations nivométriques les plus près du bassin aux Écorces, des 4 stations sur le bassin du nord et sur l'ensemble du sud du Québec**

	2004	2005	2006	2007
<b>du Nord</b>	0,16 / 0,60	0,22 / 0,90	0,25 / 0,88	0,11 / 0,46
<b>aux Écorces</b>	0,34 / 1,04	0,28 / 0,86	0,35 / 1,11	0,27 / 0,87
<b>Sud du Québec</b>	0,21 / 0,73	0,20 / 0,79	0,23 / 0,76	0,18 / 0,62

Le tableau 4 montre que les quantités maximales moyennes de neige sur le bassin aux Écorces sont plus importantes que celles se trouvant sur le bassin du Nord. Il est à noter que la valeur maximale correspond à la valeur maximale observée (à intervalle de deux semaines) et non à la véritable valeur maximale. De plus, 2007 est l'année où il y a eu le moins de neige, surtout sur le bassin versant du Nord.

### 3.3.3 Données d'Environnement Canada

Environnement Canada offre des données météorologiques et nivométriques (MétéoCAN) de 146 stations à travers le Québec sous le 50° parallèle. Ces stations donnent les  $T_{max}$ , les  $T_{min}$ , les précipitations ainsi que le HN sur un pas de temps de 24 heures. Les données sont disponibles gratuitement sur le site : [http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/canada\\_f.html](http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/canada_f.html). Lorsque les quantités de neige sont très faibles, les stations d'Environnement Canada reportent une quantité de neige « trace ». Ces cas ne sont pas considérés dans l'étude étant donné l'ambiguïté de l'information. Il est par contre important de noter que ces stations sont situées en zones ouvertes et pourraient ne pas être représentatives en ce qui a trait aux HN des régions forestières avoisinantes (Simic et al., 2004).

#### 4. Méthodologie

Ce chapitre décrit les étapes méthodologiques effectuées afin d'évaluer le potentiel des produits satellitaires pour la caractérisation du couvert nival ainsi que d'intégrer les données satellitaires dans le SPH pour améliorer l'estimation des crues printanières. Plus spécifiquement, les manipulations et les approches pour le rééchantillonnage des données satellitaires, les algorithmes pour caractériser le couvert nival et les approches d'intégration de données satellitaires dans le modèle SPH-AV y sont expliqués. L'organigramme méthodologique présente sommairement le cheminement fait à travers toutes les étapes (figure 8).

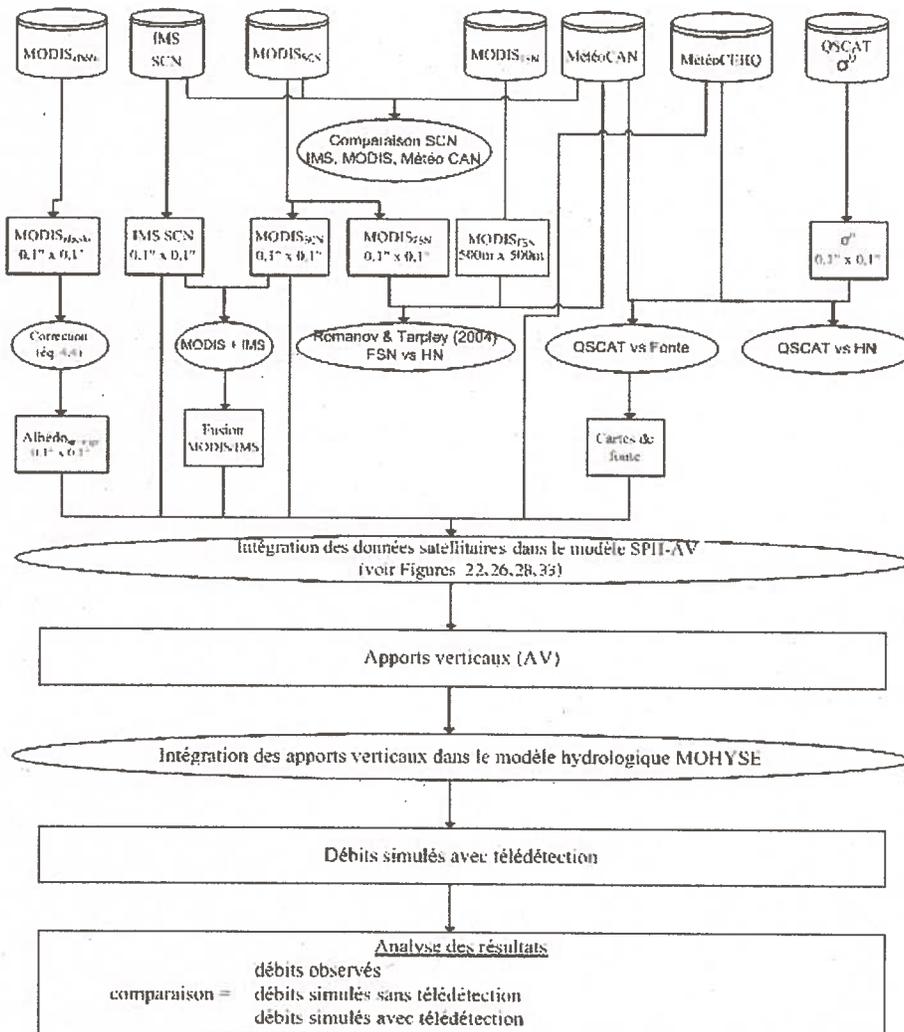


Figure 8 : Organigramme méthodologique

#### 4.1 Projections cartographiques des données

Étant donné que le SPH-AV simule la fonte de la neige sur des pixels en coordonnées géographiques latitude/longitude de  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$  ( $\approx 10\text{km} \times 10\text{km}$ ), toutes les données de télédétection sont ramenées à cette résolution.

La création d'une carte de SCN adéquat pour le modèle SPH-AV avec  $\text{MODIS}_{\text{SCN}}$  et IMS s'effectue comme suit. Lorsqu'un des pixels satellitaires se trouvent dans un pixel SPH-AV indique la présence de neige, le pixel SPH-AV est considéré comme avec de la neige. Cette approche est choisie, car conceptuellement, le modèle SPH-AV donne une quantité d'ÉEN uniforme sur chaque pixel. Ainsi, si seulement une partie du pixel contient de la neige, le modèle la représente avec une très faible quantité d'ÉEN généralisée sur le pixel.

Le rééchantillonnage des  $\sigma^0$  de QSCAT, de  $\text{MODIS}_{\text{albedo}}$  et de  $\text{MODIS}_{\text{FSN}}$  se fait en considérant la moyenne arithmétique des pixels satellitaires se trouvant dans le pixel SPH-AV considéré.

Les pixels des images MODIS (SCN, albédo et FN) sont considérés comme valides seulement si le couvert nuageux à l'intérieur d'un pixel SPH-AV est inférieur à 30%. La limite de 30% est choisie car elle permet d'assurer une bonne représentativité des pixels sans nuage lors du rééchantillonnage tout en permettant d'avoir un maximum de pixels  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$  disponibles.

#### 4.2 Comparaison de $\text{MODIS}_{\text{SCN}}$ et IMS avec les données de hauteur de neige *in situ*

Étant donné que les données de SCN satellitaires constituent un élément central dans l'étude, une comparaison des données  $\text{MODIS}_{\text{SCN}}$  et IMS correspondantes aux données de HN des 146 stations d'Environnement Canada est effectuée. Si HN = est égal à zéro, le pixel est considéré sans neige, tandis que si HN est plus grande que zéro, le pixel est considéré avec neige. L'étude a été réalisée pour les années de 2004-2007. D'une part, une évaluation des types de différences (commissions / omissions : satellite met trop de neige/pas assez de neige) a été effectuée selon le pourcentage du couvert de la canopée du 25 mars au 25 mai pour 2004-2007. Le produit de couvert de la canopée est le  $\text{MODIS}_{\text{VCF}}$  et a été choisi car il possède la même projection et la même résolution que le produit  $\text{MODIS}_{\text{SCN}}$ . Le produit VCF est ensuite rééchantillonné pour correspondre au pixel IMS original. Ces comparaisons visent essentiellement à fournir une meilleure connaissance de ces données sur la région et de pouvoir comparer avec les évaluations effectuées dans la littérature.

### 4.3 Algorithmes pour la caractérisation du couvert nival

Quelques algorithmes utilisant les données satellitaires sont évalués pour caractériser le couvert nival. Les approches expérimentées telle que la relation FSN et HN de Romanov & Tarpley (2004) ainsi que la création d'une carte de fonte et l'estimation du FSN avec QSCAT sont ici décrites. Il est à noter que ces évaluations répondent principalement au premier objectif qui tente d'évaluer le potentiel de certaines données satellitaires et d'algorithmes à caractériser le couvert nival.

#### *4.3.1 Relation entre les hauteurs de neige in situ et la fraction de superficie de couvert nival (FSN) satellitaire*

Romanov & Tarpley (2004) ont développé une formule analytique simple permettant de faire une approximation de la relation statistique entre HN et la FSN satellitaire sur un pixel selon :

$$HN = e^{x \text{ FSN}} - 1 \quad (4.1)$$

Le paramètre  $x$  est identifié empiriquement. L'approche est très intéressante pour l'intégration de données de SCN dans le SPH-AV, car elle transforme une donnée qualitative (neige/non-neige) en une donnée quantitative (HN).

Cette méthode a donc été évaluée dans le sud du Québec à partir des données de HN *in situ* et deux types de données FSN : les données MODIS<sub>FSN</sub> à une résolution de 500m x 500m et les données MODIS<sub>SCN</sub> dont la FSN est calculée en fonction des SCN dans un pixel 0,1° x 0,1°. Le fait d'utiliser deux types de données permettra de vérifier si la résolution des produits utilisés a un effet sur la relation. Pour le premier cas, la comparaison est faite en fonction du produit de couvert de la canopée MODIS<sub>VEG</sub>, tandis que le couvert forestier CEHQ<sub>végé</sub> est utilisé dans le deuxième cas permettant ainsi d'assurer une complémentarité des résolutions spatiales. Seules les valeurs de FSN inférieures à 100% et supérieures à 0% sont considérées. La relation est évaluée de 2004 à 2007 pour les 146 stations pendant la période du printemps où le FSN diminue avec la fonte de la neige (25 mars au 25 mai).

#### 4.3.2 Cartes de fonte QuikSCAT

La plupart des algorithmes de fonte avec les données radar permettent d'identifier relativement bien le début de la fonte principale. Or dans le sud du Québec, il peut y avoir plusieurs événements de fonte de plus ou moins courte durée avant le début de la fonte principale. L'étude tente donc d'identifier un seuil ( $\sigma_{fonte}^0$ ) qui permet d'identifier tous les événements de fonte durant le mois de mars. Pour ce faire, les températures maximales obtenues par le CEHQ sont utilisées pour évaluer trois approches qui identifient des  $\sigma_{fonte}^0$  ajustés pour chaque pixel ainsi qu'un  $\sigma_{fonte}^0$  constant pour tout un bassin versant. La première approche identifie un  $\sigma_{fonte}^0$  considéré comme fixe pour toutes les années, tandis que la deuxième approche, inspiré de Royer et al. (2009), identifie un  $\sigma_{fonte}^0$  en fonction de la moyenne des  $\sigma^0$  pendant l'hiver (jour julien 1:60) et d'un coefficient identifié empiriquement ( $\varphi$ ) selon :

$$\text{si } \sigma^0 > \sigma_{moy-1:60}^0 - \varphi \rightarrow \text{pas fonte} \quad \text{si } \sigma^0 < \sigma_{moy-1:60}^0 - \varphi \rightarrow \text{fonte} \quad (4.2)$$

Le seuil de la troisième approche est identifié en fonction de la moyenne et de l'écart type des  $\sigma^0$  pendant l'hiver selon l'équation 2.31 (Wang et al., 2005). L'utilisation de la moyenne et/ou de l'écart type des  $\sigma^0$  pourrait permettre de prendre en compte les différentes conditions de neige annuelles (épaisseur de neige, présence de croûtes de glace, taille de grain).

Les  $\sigma_{fonte}^0$  (le  $\varphi$  pour la deuxième approche et les coefficients  $\nu$  et  $\lambda$  pour la troisième approche) sont identifiés par optimisation pour les années de 2001 à 2004. L'optimisation évalue la meilleure correspondance (exactitude totale) d'identification de fonte pour chaque pixel et pour l'ensemble du bassin versant de  $\sigma_{fonte}^0$  avec les données météorologiques (si  $T_{max} > 3^\circ\text{C}$  = fonte ; si  $T_{max} < -1^\circ\text{C}$  = pas fonte). Les jours où les  $T_{max}$  se retrouvent dans la plage de températures tampon de  $-1^\circ\text{C}$  à  $3^\circ\text{C}$  ne sont pas considérés dans l'optimisation. Ce tampon permet d'éliminer les jours où la présence de fonte est ambiguë, car elle peut varier en fonction de la température, l'albédo de la neige, l'éclairement, etc. Les années 2005-2007 serviront ensuite pour la vérification. Le produit QSCAT à deux orbites (ASC/DSC) et le produit DSC seront évalués. L'identification d'un  $\sigma_{fonte}^0$  par pixel devrait permettre de tenir compte des caractéristiques intrinsèques de chaque pixel (végétation, topographie) et devrait donner de meilleurs résultats qu'un  $\sigma_{fonte}^0$  constant estimé pour tous les pixels d'un bassin versant.

### 4.3.3 Évaluation de la relation entre les hauteurs de neige in situ et QuikSCAT

L'évaluation de la relation HN avec QSCAT n'est pas faite de façon extensive dans cette étude. Il a été préféré d'évaluer la relation seulement sur trois stations d'Environnement Canada (St-Hippolyte, St-Jérôme et Lachute : figure 5). La présente étude se limite donc à une brève identification du potentiel de la méthode et n'élabore pas la démarche jusqu'à l'utilisation de l'équation 2.32 pour identifier la FSN sur un pixel. Étant donné que les données MODIS<sub>FSN</sub> sont peu disponibles à cause de la présence de nuage, l'évaluation s'effectue en fonction des HN. Le  $\sigma_{nm,min}^0$  est ainsi identifié manuellement, tandis que le  $\sigma_{sol}^0$  est trouvé à partir des données de HN ( $\sigma_{sol}^0$  : premier jour où HN est égale à 0). Ensuite est évaluée la relation entre  $\sigma^0$  et le *ratio HN* qui est défini dans cette étude comme le ratio du HN à un temps donné ( $HN_t$ ) et le HN où le  $\sigma^0$  de la neige mouillée est minimum ( $HN \sigma_{nm,min}^0$ ) :

$$ratio\ HN = 100 \cdot (HN_t / HN \sigma_{nm,min}^0) \quad (4.3)$$

Même si cette évaluation ne donne pas la relation directe entre FSN et  $\sigma^0$ , sachant l'existence d'un certain lien entre HN et FSN, elle permettra néanmoins d'apprécier les points positifs et négatifs de l'approche pour la région à l'étude.

### 4.4 Intégration des données satellitaires dans SPH-AV

Différentes approches avec différents types de données satellitaires sont expérimentées dans cette étude. Une brève description des principes généraux d'intégration des données satellitaires dans SPH-AV est présentée pour les données MODIS<sub>albedo</sub>, MODIS<sub>SCN</sub> & IMS et les cartes de fonte QSCAT. La description détaillée des algorithmes est élaborée dans la section résultat (section 5.3) afin de permettre au lecteur d'établir une meilleure liaison entre les résultats obtenus et l'approche utilisée. Il est à noter que ces approches répondent principalement au deuxième objectif qui tente d'améliorer les simulations des débits lors de la fonte printanière.

L'intégration des différentes données satellitaires est réalisée sur le bassin versant du Nord de 2004 à 2007. Le bassin versant aux Écorces est utilisé pour la vérification. Le calage du modèle hydrologique MOHYSE pour les deux bassins versants se fait à partir des données SPH-AV sans télédétection du 1<sup>er</sup> janvier 2004 au 1<sup>er</sup> janvier 2006. Ce calage demeure le même pour calculer les

débites avec les données sortantes du SPH-AV avec télédétection afin d'éviter la contamination des débits (avec et sans télédétection) par différents calages hydrologiques lors de leur comparaison. Étant donné que les données satellitaires peuvent avoir un impact sur les débits lors de la fonte de la neige, l'effet de l'intégration est évalué pour toutes les années pendant le printemps, s'assurant ainsi de considérer principalement les pics causés par la fonte de neige printanière.

Il est possible que l'algorithme estimant l'évolution de l'albédo de la neige dans le SPH (équation 2.11 & 2.12) ne soit pas très précis. L'albédo satellitaire peut ainsi constituer un atout intéressant pouvant permettre une certaine amélioration au modèle de neige. Toutefois, l'albédo des surfaces couvertes de neige mesuré par MODIS<sub>albédo</sub> comprend la canopée forestière, alors que le modèle SPH-AV prend seulement l'albédo de la neige comme donnée d'entrée. Ainsi, une correction pixel par pixel suivant une relation linéaire simple est amenée aux données MODIS<sub>albédo</sub> pour évaluer l'albédo de la neige sans la contribution de la végétation. L'intégration de l'albédo satellitaire dans le modèle SPH-AV se fait par « insertion-directe ».

Afin d'élaborer des approches d'intégration pertinentes par rapport aux données satellitaires SCN disponibles (MODIS<sub>SCN</sub> & IMS), il sera d'abord nécessaire de comparer les données de SCN satellitaires avec les SCN simulées par le modèle SPH-AV sans télédétection ainsi que les débits observés et les débits simulés avec MOHYSE sans télédétection. Sachant qu'en général il semble y avoir une sous-estimation des débits ainsi qu'une sous-estimation du SCN par les satellites (section 5.3.2), deux approches sont ainsi développées dans cette étude. La première utilise une méthode où il y a forçage de variables clés (températures & ÉEN) avec les données MODIS<sub>SCN</sub> en considérant les données satellitaires comme binaire (neige/non-neige). Suite aux résultats obtenus (section 5.3.3.1), une deuxième approche à « insertion-directe » a été élaborée en se basant sur l'hypothèse que les capteurs satellitaires ne peuvent identifier les faibles quantités de neige (seuil<sub>ÉEN</sub>) étant donné que la neige devient "sale" et le couvert nival discontinu.

Finalement, sachant le lien relativement fort entre la fonte de la neige et le coefficient de rétrodiffusion (section 5.2.2), les cartes de fonte produites avec l'algorithme développé sont aussi utilisées pour tenter d'améliorer le moment du début de la fonte.

#### 4.5 Analyses statistiques

Différents types de statistiques permettent d'évaluer la pertinence des approches considérées. Ici sont expliqués les principaux coefficients statistiques utilisés dans l'étude.

Le coefficient de Nash-Sutcliffe (Nash) (Nash & Sutcliffe, 1970) développé pour identifier la précision des modèles hydrologiques est surtout utilisé pour évaluer l'efficacité de l'intégration des données satellitaires dans le modèle SPH-AV avec :

$$Nash = 1 - \frac{\sum (Q_o - Q_s)^2}{\sum (Q_o - \overline{Q_o})^2} \quad (4.4)$$

où  $Q_o$  = Débits observés

$Q_s$  = Débits simulés

$\overline{Q_o}$  = Moyenne des débits observés

Le coefficient de Nash représente le rapport de la variance résiduelle à la variance des débits observés. La valeur du coefficient peut se retrouver entre  $-\infty$  et 1 où 1 signifie une correspondance parfaite entre les débits simulés et les débits observés.

D'autre part, la racine carrée de l'erreur moyenne quadratique (RCEQM) permet d'obtenir une information sur l'erreur moyenne du modèle, tandis que le biais permet d'évaluer s'il y a sur ou sous-estimation systématique selon :

$$RCEQM = \sqrt{\frac{\sum (Q_s - Q_o)^2}{N}} \quad (4.5)$$

$$Biais = \frac{\sum (Q_s - Q_o)}{N} \quad (4.6)$$

où  $N$  : Taille de l'échantillon

Le coefficient de corrélation ( $R$ ) permettra aussi de vérifier l'intensité du lien qui peut exister entre deux variables différentes.

$$R = \frac{\sum (X - \bar{X}) \cdot (Y - \bar{Y})}{\sqrt{\sum (X - \bar{X})^2} \cdot \sqrt{\sum (Y - \bar{Y})^2}} \quad (4.7)$$

où  $X$  &  $Y$  : Variables

$\bar{X}$  &  $\bar{Y}$  : Moyenne des variables

Ce coefficient est égal au rapport de la covariance des variables et du produit non nul de leurs écarts types. Le coefficient de corrélation est compris entre -1 et 1, où 1 est une corrélation parfaite positive, -1 est une corrélation parfaite négative et 0 est une corrélation nulle.

Finalement, l'analyse de correspondances entre des données binaires (OUI/NON), telles la présence de fonte ou la présence de neige sera basée principalement sur l'exactitude totale expliquée dans le tableau 5. Les erreurs d'omissions sont rencontrées lorsque les données satellitaires n'indiquent pas la présence d'un phénomène (NON) tandis que les données *in situ* l'indiquent (OUI). Pour leurs parts, les erreurs de commissions sont considérées lorsque les données satellitaires indiquent la présence d'un phénomène (OUI) et que les données *in situ* ne l'indiquent pas (NON). La différence totale est quant à elle la somme des erreurs de commissions et les erreurs d'omissions.

**Tableau 5 : Statistiques pour évaluation de données binaires**

Phénomène (fonte ou neige/non-neige)		Satellite		Exactitude totale : $100 \cdot ((A+D)/(A+B+C+D))$ Erreur d'omission : $100 \cdot (B/(A+B+C+D))$ Erreur de commission : $100 \cdot (C/(A+B+C+D))$ Différence totale : Erreur d'omission + Erreur de commission
		OUI	NON	
<i>In situ</i>	OUI	A	B	
	NON	C	D	

## 5. Présentation des résultats

Cette section présente l'ensemble des résultats obtenus au cours de la recherche. De façon générale, les résultats sont présentés dans le même ordre chronologique que la méthodologie. Cependant, la présentation n'est pas nécessairement linéaire, où certaines analyses s'inspirent de résultats démontrés postérieurement. Cette gymnastique est nécessaire pour tenter de relier certains éléments importants entre eux. Aussi, il est important de considérer que l'étude tente d'abord d'identifier le potentiel de différentes données satellitaires pour une utilisation opérationnelle par le CEHQ. Étant donné que le premier objectif tente d'abord de jeter une première lumière sur le plus grand nombre de données satellitaire disponibles afin d'évaluer leur potentiel dans la perspective opérationnelle du CEHQ, certains résultats ne sont pas poussés à fond et analysés en profondeur. Afin de rester dans le cadre fixé par cette recherche, il a parfois été préféré de mettre de côté le développement de certaines approches ainsi que de leur analyse au profit d'autres méthodes offrant un meilleur potentiel de réussite à priori. La pertinence de tous les résultats présentés est discutée et mise en contexte pour les développements futurs

### 5.1 Comparaison de MODIS<sub>SCN</sub> et IMS avec les données de hauteur de neige *in situ*

Comme il été mentionné précédemment, plusieurs études ont tenté d'identifier le niveau de fiabilité des données de SCN satellitaires. Par contre, la comparaison des données SCN satellitaires et les données d'Environnement Canada présentée ici permettra de mieux comprendre leur degré de précision sur la région à l'étude. Il est aussi possible d'en ressortir des conclusions propres au contexte de l'étude.

Pour la correspondance temporelle entre les données SCN satellitaires et les HN, la figure 9 montre que les exactitudes totales sont plus faibles vers la fin du mois de mars jusqu'à la mi-mai. Il est normal de constater ce phénomène, car ce moment coïncide avec la saison de la fonte de la neige qui induit une grande variabilité spatiale de la superficie du couvert nival au Québec. Par ailleurs, le fait que l'exactitude totale est plus forte avec les données MODIS<sub>SCN</sub> est probablement dû principalement à la représentativité spatiale plus faible des données météorologiques pour les pixels plus grands du produit IMS. Aussi, la faiblesse connue des données IMS avec la présence de nuage peut aussi être un facteur non-négligeable de l'erreur rencontrée, alors que pour les données MODIS<sub>SCN</sub>, les pixels avec nuages n'étaient tout simplement pas considérés.

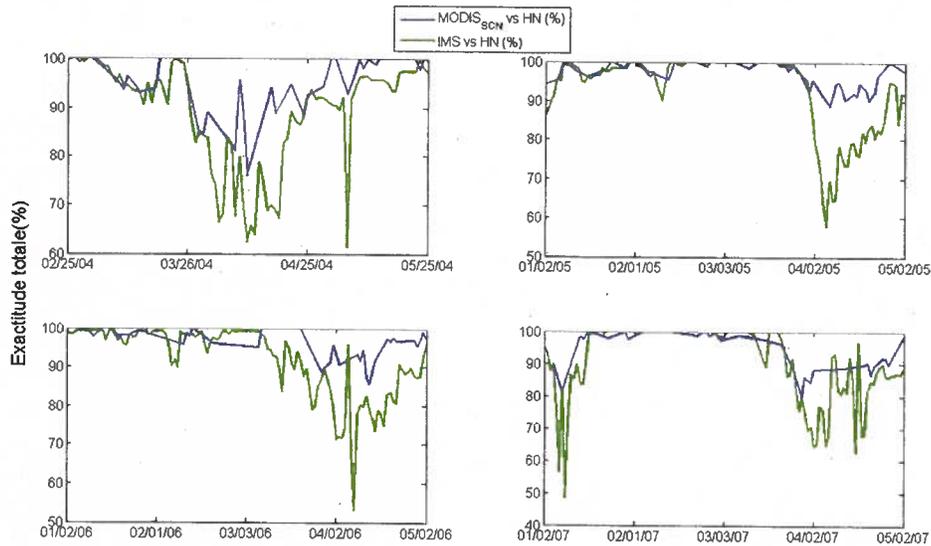


Figure 9 : Exactitude totale temporelle entre MODIS<sub>SCN</sub>, IMS et les données de HN

La figure 10 montre une augmentation de la différence totale entre les données MODIS<sub>SCN</sub> et les données de HN avec des couverts de canopée plus importants. D'autre part, l'augmentation de la surestimation de la SCN (erreurs de commission) est aussi en hausse avec l'augmentation du couvert végétal. Par contre, il n'est pas trivial d'en conclure que le produit MODIS<sub>SCN</sub> surestime le couvert nival avec l'augmentation de la végétation. En effet, sachant que les stations météorologiques d'Environnement Canada sont situées en zones ouvertes et que la canopée permet d'intercepter plus de neige (Pomeroy et al., 1998) et d'atténuer la radiation (Ni et al., 1997), il est concevable de croire que la surestimation du produit MODIS<sub>SCN</sub> serait plutôt due à une sous-estimation de la SCN par les stations d'Environnement Canada causée par une mauvaise représentativité spatiale. Cette hypothèse propose donc que le produit MODIS<sub>SCN</sub> compense, tout de moins en partie, pour la présence de végétation. Les résultats des prochaines sections (5.3.2) proposent néanmoins que cette compensation ne soit pas suffisante et qu'il existe en fait une sous-estimation du couvert nival par le produit MODIS<sub>SCN</sub> sur les bassins versants à l'étude. Il est aussi à noter que l'effet de la végétation sur la qualité du produit MODIS<sub>SCN</sub> est reconnu et que les résultats obtenus ici concordent relativement bien avec la littérature (Hall & Riggs, 2007 ; Maurer et al., 2003 ; Simic et al., 2004).

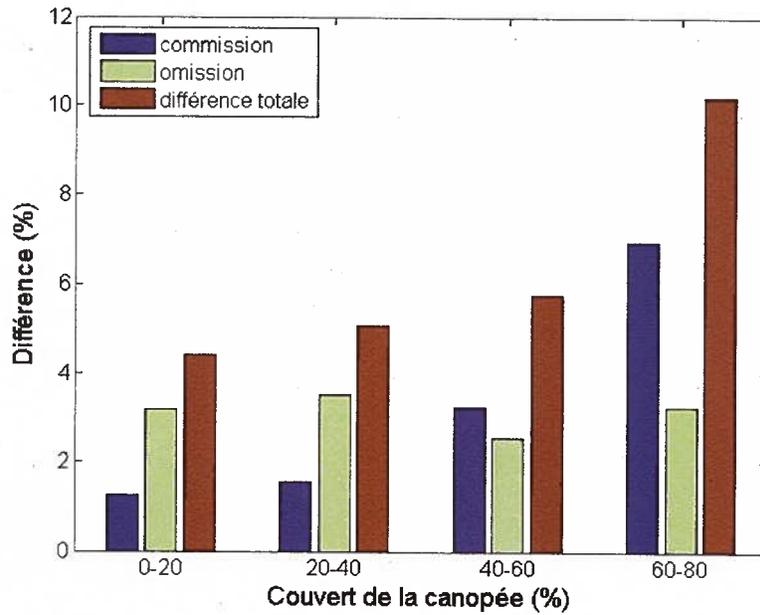


Figure 10 : Différences entre MODIS<sub>SCN</sub> & HN en fonction du couvert de la canopée (MODIS<sub>VCF</sub>) (2004-2007 du 25 mars au 25 mai)

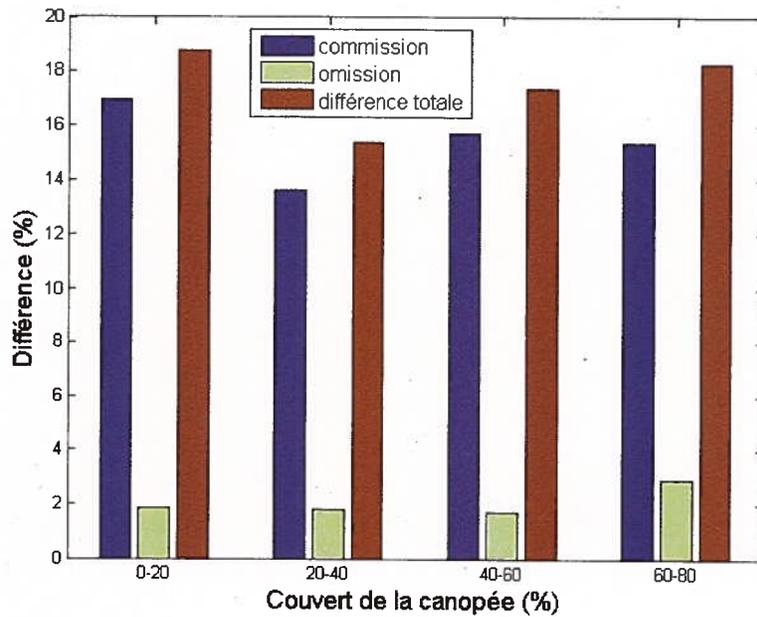


Figure 11 : Différences totales entre IMS & HN en fonction du couvert de la canopée (MODIS<sub>VCF</sub>) (2004-2007 du 25mars - 25mai)

L'effet de la variabilité spatiale est démontré avec la différence totale entre les données IMS et les données de HN (figure 11). Les différences plus importantes sont probablement dues à la non représentativité des stations pour des pixels de taille aussi importante que les pixels IMS (4 km x 4 km). À noter aussi que la végétation semble ne pas avoir d'effet explicable sur les différences totales et les ratios des types de différences. Il est en effet difficile de tirer des conclusions claires en ce qui a trait à l'effet de la végétation sur les données IMS considérant les différences initiales inhérentes à l'échelle spatiale.

Les événements où les relevés d'Environnement Canada indiquent « trace » (que l'étude n'a pas pris en compte) montrent que MODIS<sub>SCN</sub> tend à ne pas mettre (23,4%) de neige dans ces occasions, tandis que les données IMS indiquent la présence de neige à 72,1% des cas (tableau 6). Le pourcentage de dates lorsque les données SCN sont disponibles et où les relevés « trace » sont rencontrés (Occurrence) du 25 mars au 25 mai pour les années 2004 à 2007 est d'environ 3,5%.

**Tableau 6 : Occurrence (%) des événements « trace » et comportement de MODIS<sub>SCN</sub> et IMS pour 2004-2007 du 25 mars au 25 mai**

	Occurrence (%)	Pixels indiquant de la neige (%)
IMS	3,4	72,1
MODIS <sub>SCN</sub>	3,6	23,4

Les résultats de cette section forcent à relativiser la comparaison entre les données satellitaires et les données de HN sur le terrain. Les conclusions tirées précédemment sont en partie inspirées de la section 5.3.2, mais il est malgré tout possible de constater une correspondance générale acceptable entre les données de SCN satellitaires et les données de HN considérant les résultats obtenus dans la littérature et considérant également que la SCN est très variable pendant la période printanière.

### 5.2 Algorithmes pour la caractérisation du couvert nival

Trois approches pour la caractérisation du couvert nival sont ici évaluées pour la région d'étude afin de répondre au premier objectif. La méthode d'identification de fonte QSCAT est élaborée davantage, car elle montre le meilleur potentiel à court terme pour l'amélioration des estimations de débits.

### 5.2.1 Relation entre les hauteurs de neige *in situ* et la fraction de superficie de couvert nival (FSN) satellitaire

Les relations entre les HN d'environnement Canada et les données MODIS<sub>FSN</sub> à 500m x 500m et 0,1° x 0,1° ne donnent pas de résultats pouvant laisser croire à une utilisation opérationnelle potentielle à court terme. En effet, dans le premier cas (figure 12), les graphiques de gauche, contenant les moyennes (étoiles) et les écarts types (barres bleues) pour des intervalles de 10% de FSN (0-10,10-20,20-30, etc.), montrent un chevauchement important des écarts types. De plus, l'écart type est souvent trop grand par rapport à la moyenne. Cette observation indique qu'il y a une grande variabilité des hauteurs de neige pour des FSN données et que la relation n'est donc pas très forte. Les nombreuses HN nulles se trouvant dans les différents intervalles montrent aussi une limitation évidente à la relation.

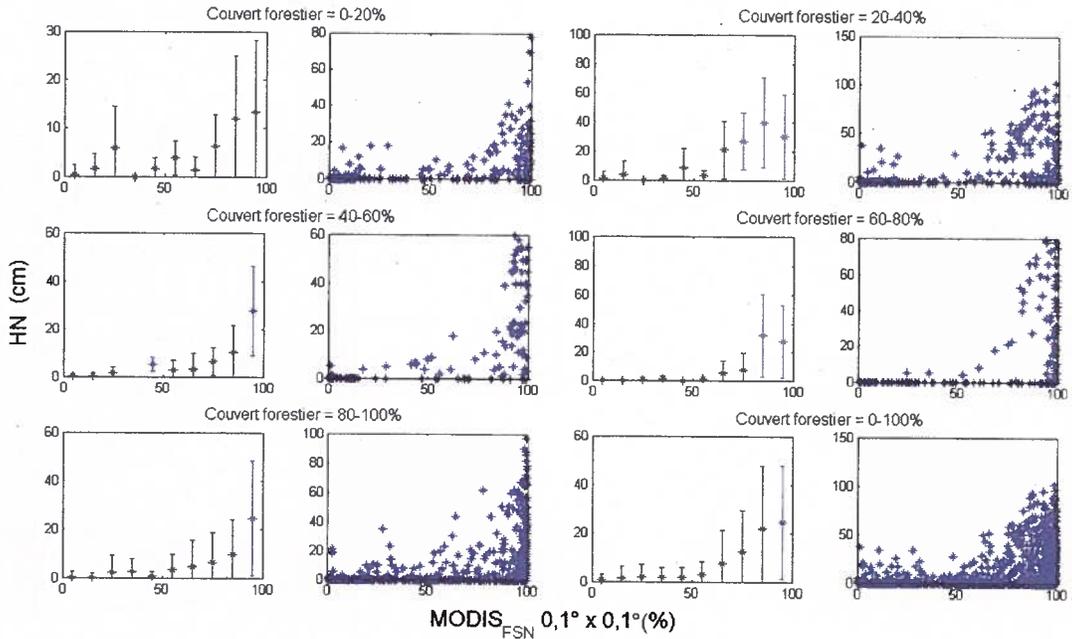
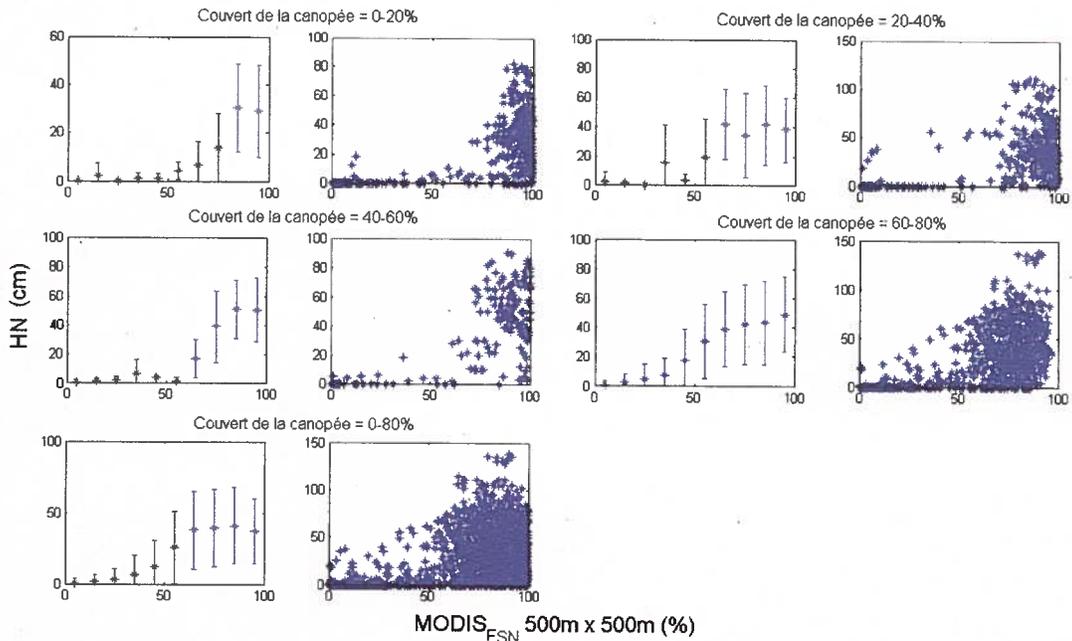


Figure 12 : Relation entre MODIS<sub>FSN</sub> 0,1° x 0,1° et les HN *in situ* pour différents couverts forestiers (CEHQ<sub>végé</sub>) (moyennes et écarts types à droite ; tous les points à gauche)

Les résultats pour le deuxième cas, où les données MODIS<sub>FSN</sub> 500m x 500m sont utilisées, sont relativement meilleurs (figure 13). En effet, le fait d'utiliser des données à une plus petite résolution diminue l'erreur causée par la faible représentativité spatiale des données météorologiques rencontrée dans le premier cas. Il existe néanmoins toujours un important

chevauchement entre les écarts types qui sont souvent trop grands par rapport à la moyenne. De plus, les graphiques de droites montrent encore une variabilité trop importante des HN en fonction des différents FSN.



**Figure 13 : Relation entre  $MODIS_{FSN}$  500m x 500m et les HN *in situ* pour différents couverts de canopée ( $MODIS_{VCF}$ ) (moyennes et écarts types à droite ; tous les points à gauche)**

Ces résultats mettent en évidence que la relation simple entre les FSN satellitaires et la HN ne permet pas l'applicabilité de la méthode de Romanov & Tarpley (2004) pour la mise à jour d'un modèle de neige sur la région d'étude. Dans le cadre de l'étude, il a été considéré comme inutile de développer un algorithme calculant le HN avec les FSN satellitaires, considérant que les résultats présentés précédemment démontrent que l'estimation de la HN amènerait une valeur ayant une erreur trop importante, voire erronée. Or, ces résultats s'expliquent principalement par le fait que la méthode est optimale lorsqu'il n'y pas de végétation et que le couvert nival est moins de 30 cm (Romanov et al., 2007). Pour la hauteur de neige, étant donné que la méthode s'appuie sur le principe que la végétation basse et les saillies dépassent la neige pour diminuer la FSN au fur et à mesure que la neige fond, les HN au dessus de 30 cm rencontrés pendant la fonte peuvent continuer à masquer la majorité de la végétation basse. Il faut aussi considérer l'erreur inhérente aux produits satellitaires et à la représentativité spatiale des données météorologiques. Les conditions dans le sud du Québec sont très loin d'être idéales pour l'application de la méthode,

mais le grand intérêt de pouvoir transformer les données de FSN en une information quantitative intégrable dans le modèle de neige justifiait l'étude de la méthode.

### 5.2.2 Cartes de fonte QuikSCAT

L'évaluation de l'estimation de la présence de fonte avec les images QSCAT a été effectuée selon les trois approches expliquées à la section 4.3.2 :

- seuil fixe :  $\sigma_{\text{fonte}}^{0 \text{ fixe}}$
- seuil en fonction de la moyenne des  $\sigma^0$  pour l'hiver :  $\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy}-1-60)}$  (éq. 4.2)
- seuil en fonction de la moyenne et de l'écart type des  $\sigma^0$  pour l'hiver :  $\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy}-\text{std}-1-60)}$  (éq. 2.31)

Cette évaluation a été faite pour chaque approche avec les données QSACT ASC/DSC et DSC ainsi qu'avec des seuils estimés à l'échelle du pixel et à l'échelle du bassin versant (seuil constant pour tous les pixels du bassin versant).

Dans un premier temps, la figure 14 permet d'expliquer comment la correspondance est établie entre l'identification de la fonte par QSCAT et les données de  $T_{\text{max}}$  interpolée au CEHQ. Le meilleur seuil ( $\sigma_{\text{fonte}}^{0 \text{ fixe}}$ ) identifié spécifiquement pour le pixel avec les années 2001-2004 est ici appliqué pour vérifier le degré de correspondance sur un pixel du bassin versant du Nord pour le mois de mars 2006. Dans ce cas-ci, l'exactitude totale est de 94,1% (tableau 7) où le seuil permet d'identifier une partie de la fonte secondaire située entre le 10 et le 14 mars ainsi que le regel, mais est trop bas pour identifier précisément le début de cette fonte. La fonte principale est quant à elle très bien identifiée. À noter que les  $\sigma^0$  lors des périodes de transition sont souvent ignorés (carrés jaunes) pour calculer la correspondance parce que les températures se situent entre  $-1^\circ\text{C}$  et  $3^\circ\text{C}$  et que la présence de fonte y est ambiguë. Cet exemple n'est pas nécessairement représentatif de tous les pixels et de toutes les années, mais permet de bien représenter l'idée de la méthode.

Tableau 7 : Tableau pour le calcul de l'exactitude totale sur un pixel du bassin versant du Nord pour l'année 2006

Fonte		QSCAT		Exactitude totale = (A+D)/(A+B+C+D) = (8+7)/(8+7+0+1) = 0.941
		OUI	NON	
$T_{\text{max}}$	OUI	A (8)	B (1)	
	NON	C (0)	D (7)	

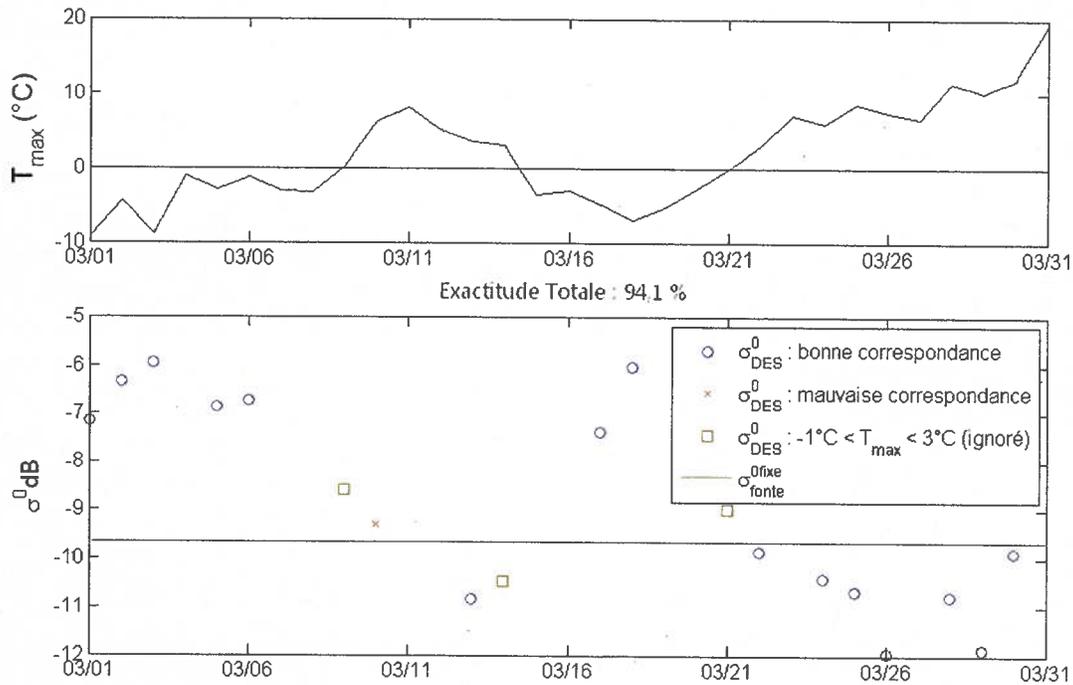


Figure 14 : Exemple de correspondance d'identification de la fonte entre QSCAT et les  $T_{\max}$  sur un pixel du bassin versant du Nord pour l'année 2006

Tableau 8 : Exactitude totale (%) de l'identification de la fonte avec QSCAT ASC/DSC et les  $T_{\max}$  interpolées par le CEHQ sur le bassin versant du Nord

Orbite		ASC/DSC					
Approche		$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{fixe})}$		$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy:l-60})}$		$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy-std:l-60})}$	
(type de seuil)				(équation 4.2)		(équation 2.31)	
Échelle du seuil		bassin versant	Pixel	bassin versant	pixel	bassin versant	Pixel
Optimisation	2001	85,8	88,5	77	85,5	82,1	82,8
	2002	84	86,5	69,1	77,5	75,8	74,8
	2003	96,1	93,5	94,3	93,3	85,3	96,8
	2004	81,6	86,6	86,5	86,5	84,9	88,6
Moyenne optimisation		86,9	88,8	81,7	85,7	82,0	85,8
Vérification	2005	79,7	80,4	82,9	84,4	85,3	80,6
	2006	86,4	86,1	89,3	91	89,6	82,7
	2007	82,2	79,9	78,5	83	81,2	79,6
Moyenne vérification		82,8	82,1	83,6	86,1	85,4	81,0

Les tableaux 8 et 9 montrent les exactitudes totales des pixels sur le bassin versant du Nord en pourcentage pour les différentes approches selon les orbites de QSCAT. La première observation est que les exactitudes totales de l'identification de la fonte sont majoritairement meilleures avec le produit QSCAT utilisant seulement l'orbite DSC. Le produit utilisant les orbites ASC/DSC est probablement moins adéquat étant donné que l'orbite ascendante passant très tôt le matin (où les températures sont les plus froides) ne permet pas d'identifier les fontes produites en après-midi, diminuant la sensibilité du produit à la fonte. Par contre, les résultats du produit ASC/DSC restent intéressants, surtout en considérant que les données sont disponibles quotidiennement sans trou dans la série temporelle tels que rencontrés avec les données DSC.

**Tableau 9 : Exactitude totale (%) de l'identification de la fonte avec QSCAT DSC et les  $T_{max}$  interpolées par le CEHQ sur le bassin versant du Nord**

Orbite		DSC					
		$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{fixe})}$		$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy:1-60})}$ (équation 4.2)		$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy-std:1-60})}$ (équation 2.31)	
Approche (type de seuil)		bassin versant	Pixel	bassin versant	pixel	bassin versant	pixel
Échelle du seuil		bassin versant	Pixel	bassin versant	pixel	bassin versant	pixel
Optimisation	2001	94,4	96,5	93,1	97	93,6	95,1
	2002	90,6	94,5	80,1	84,4	86,1	83,7
	2003	92,4	95,5	89,5	88,9	77,8	94,8
	2004	93,9	93,6	90,6	90,9	90,1	93,5
Moyenne optimisation		92,8	95,0	88,3	90,3	86,9	91,8
Vérification	2005	92	91,3	96,4	95,9	97,1	92,2
	2006	97,2	96,3	99,7	99,7	100	91,6
	2007	81,3	81,3	75,5	79	80,4	74,6
Moyenne vérification		90,2	89,6	90,5	91,5	92,5	86,1

Il est aussi possible de constater que l'échelle du seuil (pixel ou bassin versant) influence très peu les résultats. Il existe en général une légère amélioration des moyennes avec un seuil spécifique identifié à chaque pixel, mais pas nécessairement significative. Le fait que le bassin versant est relativement homogène en termes de couvert forestier peut expliquer la faible différence de correspondances pour les deux échelles de seuil. D'autre part, les meilleures exactitudes totales pour les années de vérification avec l'orbite ASC/DSC ont été obtenues avec le seuil  $\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy-std:1-60})}$

avec des coefficients ( $v$  et  $\lambda$ ) constants pour tous les pixels du bassin versant. Ces meilleurs résultats sont probablement dus au fait que prendre un seuil pour tout le bassin versant permet de considérer un plus grand échantillonnage (toutes les observations de tous les pixels) et considérant deux coefficients à optimiser, un plus grand échantillonnage permet une meilleure statistique représentant le seuil identifiant la fonte.

Considérant les produits QSCAT avec l'orbite DSC, la comparaison des différentes approches montre que les meilleures moyennes des exactitudes totales dans la période d'optimisation sont obtenues avec le seuil  $\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{fixe})}$ . Le seuil  $\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy:1-60})}$  donne quant à lui de meilleures exactitudes totales pour les années de vérification. D'autre part, les résultats obtenus pour l'année 2007 sont relativement faibles pour toutes les approches utilisées. Ce phénomène est peut-être attribuable au fait que 2007 est l'année où l'accumulation de neige a été la plus faible (tableau 4) ou aux températures élevées en début de janvier ayant pu créer des conditions de neige particulières (figure 7).

Les seuils des différentes approches ont été validés sur les trois stations d'Environnement Canada (SH : St-Hippolyte ; SJ : St-Jérôme ; LA : Lachute) situées sur, ou en bordure du bassin versant du Nord (figure 5). Les seuils obtenus avec les données du CEHQ sont directement appliqués aux données de  $T_{\text{max}}$  d'environnement Canada. Les stations d'Environnement Canada indépendantes des données météorologiques du CEHQ permettent de vérifier si les approches sont valides malgré l'interpolation effectuée sur les données. Les tableaux 10 et 11 montrent encore une fois que les correspondances sont généralement meilleures avec le produit utilisant seulement l'orbite DSC. Les correspondances les plus fortes se trouvent avec l'approche considérant la moyenne des  $\sigma^0$  de l'hiver, tandis que l'approche par seuil fixe obtient les plus faibles. D'autre part, les seuils identifiés à une échelle au pixel donnent encore des résultats légèrement supérieurs. Le seuil  $\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy-std:1-60})}$  donne cette fois de meilleurs résultats avec l'approche par pixel. À noter aussi que comparativement aux résultats obtenus précédemment avec les données interpolées, les exactitudes pour l'année 2007 ne semblent pas plus faibles que les autres années.

Tableau 10 : Exactitude totale (%) de l'identification de la fonte avec QSCAT ASC/DSC et les  $T_{max}$  des stations d'Environnement Canada sur le bassin versant du Nord

Orbite	ASC/DSC																	
Approche	$\sigma_{fonte}^{0(fixe)}$						$\sigma_{fonte}^{0(moy:1-60)}$						$\sigma_{fonte}^{0(moy-std:1-60)}$					
Échelle	bassin versant			pixel			bassin versant			pixel			bassin versant			pixel		
Stations	SH	SJ	LA	SH	SJ	LA	SH	SJ	LA	SH	SJ	LA	SH	SJ	LA	SH	SJ	LA
2001	60,0	81,5	79,7	66,7	82,1	76,1	85,7	83,1	80,0	92,9	88,8	84,9	85,7	86,3	83,9	85,7	86,3	83,6
2002	69,4	79,8	79,3	77,8	81,0	76,5	78,4	80,7	79,4	89,2	88,4	85,1	83,8	85,1	83,8	83,8	85,1	83,5
2003	79,7	81,4	80,3	79,7	82,5	77,7	85,0	82,4	80,7	88,3	89,2	85,7	85,0	86,3	84,8	88,3	86,3	84,5
2004	80,0	81,6	80,2	82,7	83,1	77,8	85,9	83,3	80,7	88,5	89,1	85,4	85,9	86,4	84,3	88,5	86,4	84,3
2005	80,0	80,3	79,6	82,1	82,0	77,3	84,9	83,1	80,7	88,9	88,8	85,6	86,9	86,0	84,3	86,9	86,0	84,1
2006	81,0	80,6	79,6	82,8	82,1	77,2	84,6	83,8	81,3	90,2	89,1	86,2	87,0	86,5	84,7	85,4	86,5	84,5
2007	82,6	79,7	79,2	83,3	80,4	77,1	85,0	81,0	80,3	90,5	87,6	85,5	87,8	84,8	84,3	85,7	84,8	83,8
Moyenne station	76,1	80,7	79,7	79,3	81,9	77,1	84,2	82,5	80,5	89,8	88,7	85,5	86,0	85,9	84,3	86,3	85,9	84,0
Moyenne 3 stations	78,8			79,4			82,4			88,0			85,4			85,4		

Tableau 11 : Exactitude totale (%) de l'identification de la fonte avec QSCAT DSC et les  $T_{max}$  des stations d'Environnement Canada sur le bassin du Nord

Orbite	DSC																	
Approche	$\sigma_{fonte}^{0(fixe)}$						$\sigma_{fonte}^{0(moy:1-60)}$						$\sigma_{fonte}^{0(moy-std:1-60)}$					
Échelle	Bassin versant			pixel			bassin versant			pixel			bassin versant			pixel		
Stations	SH	SJ	LA	SH	SJ	LA	SH	SJ	LA	SH	SJ	LA	SH	SJ	LA	SH	SJ	LA
2001	60,0	92,3	90,4	80,0	90,4	82,7	100,0	92,2	89,0	100,0	90,4	90,8	90,9	90,4	89,9	100,0	90,4	89,9
2002	87,5	90,5	89,8	87,5	90,5	82,9	89,3	90,8	88,7	89,3	90,8	90,8	89,3	90,8	90,0	89,3	90,8	90,0
2003	90,0	91,5	90,0	90,0	91,5	84,0	90,9	91,8	89,3	90,9	91,8	91,4	81,8	91,1	90,6	90,9	91,1	90,6
2004	92,3	91,7	89,7	92,3	91,0	84,6	91,4	91,8	89,2	91,4	91,8	91,1	84,5	91,2	90,0	91,4	91,2	90,0
2005	92,7	91,9	89,9	92,7	91,3	84,6	93,2	91,4	89,8	93,2	92,0	91,3	87,8	91,4	90,2	91,9	91,4	90,2
2006	92,6	92,6	90,0	92,6	91,4	84,9	94,3	92,1	90,3	94,3	92,6	91,7	89,8	92,1	90,7	93,2	92,1	90,7
2007	92,6	90,4	88,2	92,6	89,8	84,1	92,4	88,8	88,8	92,4	89,8	90,8	90,5	89,3	89,8	91,4	89,3	89,8
Moyenne Station	79,1	91,6	89,7	89,7	90,8	84,0	93,1	91,3	89,3	93,1	91,3	91,1	87,8	90,9	90,1	92,6	90,9	90,1
Moyenne 3 stations	86,8			88,2			91,2			91,8			89,6			91,2		

Les deux premières méthodes ( $\sigma_{fonte}^{0(fixe)}$ ,  $\sigma_{fonte}^{0(moy:1-60)}$ ) ont été évaluées avec une approche par pixels en fonction des données du CEHQ sur le bassin aux Écorces, tandis que l'approche  $\sigma_{fonte}^{0(moy-std:1-60)}$  a été choisie avec des coefficients par bassin versant (tableau 12). Les résultats sont semblables à ceux obtenus sur le bassin du Nord. Avec les données DSC, la méthode considérant la moyenne des  $\sigma^0$  de l'hiver est significativement supérieure pour les années de vérification, tandis que la méthode considérant la moyenne et l'écart type devient plutôt faible. Ces résultats conjugués avec ceux obtenus avec les données d'Environnement Canada (SH, SJ et LA) semblent montrer que

l'approche considérant la moyenne des  $\sigma^0$  de l'hiver est plus robuste que les deux autres approches.

**Tableau 12 : Exactitude totale (%) de l'identification de la fonte avec QSCAT DSC et les  $T_{max}$  interpolées par le CEHQ sur le bassin versant aux Écorces**

Orbite		DSC			ASC/DSC		
Approches		$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{fixe})}$	$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy:1-60})}$	$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy-std:1-60})}$	$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{fixe})}$	$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy:1-60})}$	$\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy-std:1-60})}$
Optimisation	2001	88,3	80,2	84,4	74	68,5	72,2
	2002	89,5	86,7	79	87,4	87,4	73,4
	2003	99,1	85,5	98,6	96,3	88,9	95,9
	2004	88,9	99,1	88,9	77,1	91,1	77,8
<b>Moyenne optimisation</b>		91,5	87,9	87,7	83,7	84,0	79,8
Validation	2005	77	95,1	84,4	66,6	92,9	67,2
	2006	93,2	96,1	88,2	80,1	84,1	70,9
	2007	86,4	85,9	82,2	78,4	78,8	75,7
<b>Moyenne vérification</b>		85,5	92,4	84,9	75,0	85,3	71,3

L'utilisation des données QSCAT pour l'identification de la fonte avec une précision moyenne de 90% semble ainsi démontrer une précision intéressante. Il faut aussi garder en tête que les données météorologiques ne sont pas nécessairement des indicateurs directs de la fonte. En fait, les différences dans les correspondances ne sont pas automatiquement attribuables à une erreur des coefficients de rétrodiffusion, mais peuvent être reliées aux  $T_{max}$  utilisées. Il reste malgré tout qu'il existe un bruit important dans les données radar qui peuvent aussi causer des divergences. Il semble néanmoins possible de conclure que le produit avec l'orbite DSC est plus adéquat pour l'identification de la fonte, tandis le produit ASC/DSC offre des résultats intéressants étant donné que les données sont disponibles à tous les jours. Aussi, l'utilisation de seuils par pixel amène généralement une très légère amélioration qui n'est par contre pas nécessairement significative. En général, l'approche considérant la moyenne des  $\sigma^0$  de l'hiver donnent de meilleures correspondances en vérification. Ces résultats montrent peut être que cette méthode permet effectivement de considérer, en partie, les conditions de neige annuelles pour une meilleure estimation de la présence de fonte. Il reste néanmoins que cette section répond principalement au premier objectif et que l'intérêt réel d'un point de vue opérationnel des données serait de valider

l'identification de la fonte lorsque les températures deviennent ambiguës (-1°C à 3°C). La section 5.3.3 tentera néanmoins de répondre au deuxième objectif à partir des algorithmes développés ci-dessus.

### 5.2.3 Évaluation entre les hauteurs de neige *in situ* et QuikSCAT

Comme expliqué précédemment, l'évaluation de la relation entre HN et QSCAT se fait à partir de trois stations météorologiques (St-Hippolyte, St-Jérôme et Lachute). Les années 2004 et 2007 de la station St-Jérôme ne sont pas utilisées, car il y a trop de données manquantes dans la série temporelle des hauteurs de neige. Cette partie de l'étude tente essentiellement de vérifier sur le site d'étude si réellement, il y a une relation entre la remontée du  $\sigma^0$  au printemps et la quantité de neige (FSN et/ou HN) sur un pixel.

Pour la station météorologique Lachute, le coefficient de corrélation (R) entre les ratios HN et les coefficients de rétrodiffusion sont entre 0,80 et 0,93 pour les années 2004 à 2006 avec le produit QSCAT DSC (figure 15). Les corrélations sont légèrement plus faibles pour la station St-Jérôme (figure 16). Les résultats sont généralement moins bons avec le produit QSCAT ASC/DSC, probablement parce que la conjugaison de deux passages différents induit un bruit causé par les différences diurnes des caractéristiques de la neige. Cette erreur est causée sensiblement pour les mêmes raisons rencontrées lors de l'identification de la fonte.

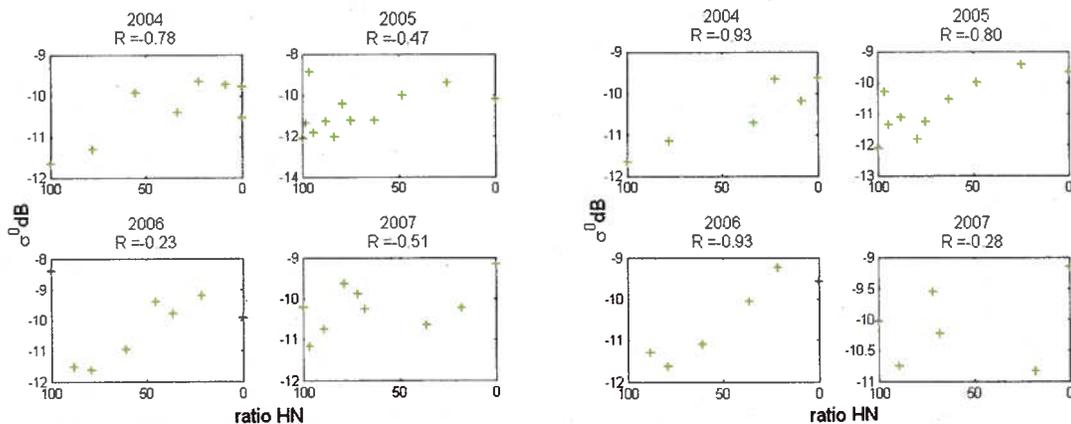


Figure 15 : Corrélation entre les  $\sigma^0$  QSCAT DSC (droite) et ASC/DSC (gauche) et le ratio HN pour la période comprise entre  $\sigma_{nm.min}^0$  et  $\sigma_{sol}^0$  à la station Lachute

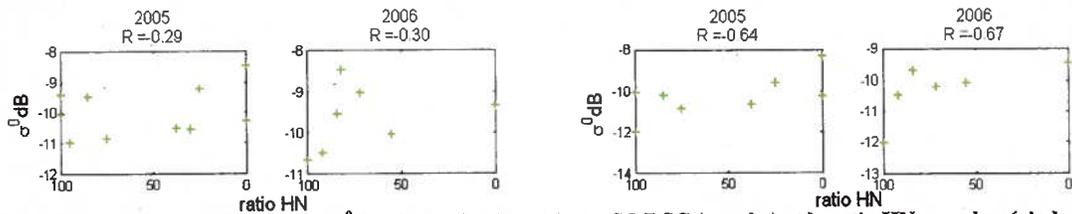


Figure 16 : Corrélation entre les  $\sigma^0$  QSCAT DSC (droite) et ASC/DSC (gauche) et le ratio HN pour la période comprise entre  $\sigma_{nm,min}^0$  et  $\sigma_{sol}^0$  à la station St-Jérôme

Les coefficients de corrélation pour la station St-Hippolyte sont de 0,79 et 0,53 pour les années 2004 et 2006, mais pratiquement nuls pour les années 2005 et 2007 (figure 17). Le produit QSCAT ASC/DSC reste aussi toujours moins pertinent que le produit QSCAT DSC. Ces corrélations semblent montrer un lien présent, mais plutôt inconstant entre les quantités de neige et la remontée du  $\sigma^0$  au printemps.

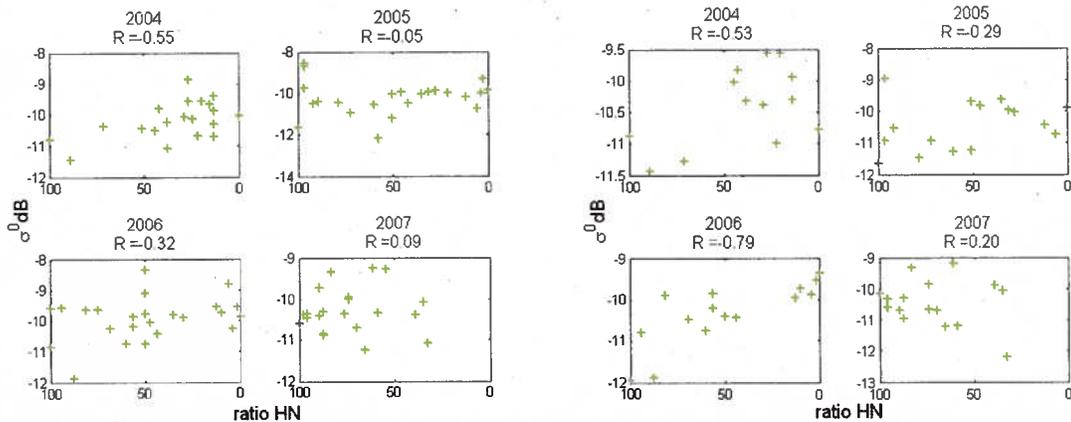


Figure 17 : Corrélation entre les  $\sigma^0$  QSCAT DSC (droite) et ASC/DSC (gauche) et le ratio HN pour la période comprise entre  $\sigma_{nm,min}^0$  et  $\sigma_{sol}^0$  à la station St-Hippolyte

Pour vérifier les causes de cette variabilité rencontrée dans la relation entre les HN et les coefficients de rétrodiffusion QSCAT, les figures 18, 19, 20 et 21 montrent des profils temporels du  $\sigma^0$  et des HN sur les stations Lachute et St-Hippolyte pour l'année où les corrélations sont les plus fortes (2006) et l'année où les corrélations sont les moins fortes (2007). En général, il existe une erreur qui provient en partie d'un bruit qui crée une variation des  $\sigma^0$  qui n'ont pas de lien avec les caractéristiques de la neige. En effet, il existe constamment une variation inter-journalière difficilement explicable même lorsqu'il n'y a plus de neige (figure 20).

Les meilleurs résultats obtenus sur la station Lachute sont probablement reliés au fait que la période de fonte entre le moment où le  $\sigma^0$  de la neige mouillée est minimum (FSN = 100% :  $HN \sigma_{nm, min}^0$ ) et la neige au sol est nulle (FSN = 0 :  $\sigma_{sol}^0$ ) est plus courte (ce qui explique aussi la présence de moins de points sur la figure 15 que pour la station St-Hippolyte à la figure 17). Avec une période plus longue, l'effet du bruit devient potentiellement plus contraignant avec une possibilité de grande fluctuation plus importante (figure 18). De plus, certaines précipitations de neige (figure 19 : 04/12 & 04/15) et de pluie peuvent avoir lieu et influencer significativement le comportement du  $\sigma^0$ . Par contre, le fait que les périodes soient si différentes, pour des stations pourtant pas si éloignées géographiquement, montre peut-être une inconstance dans les relevés de neige aux stations. Étant donné que la neige y est plus persistante, peut-être que la station de St-Hippolyte est représentative d'un milieu plus forestier.

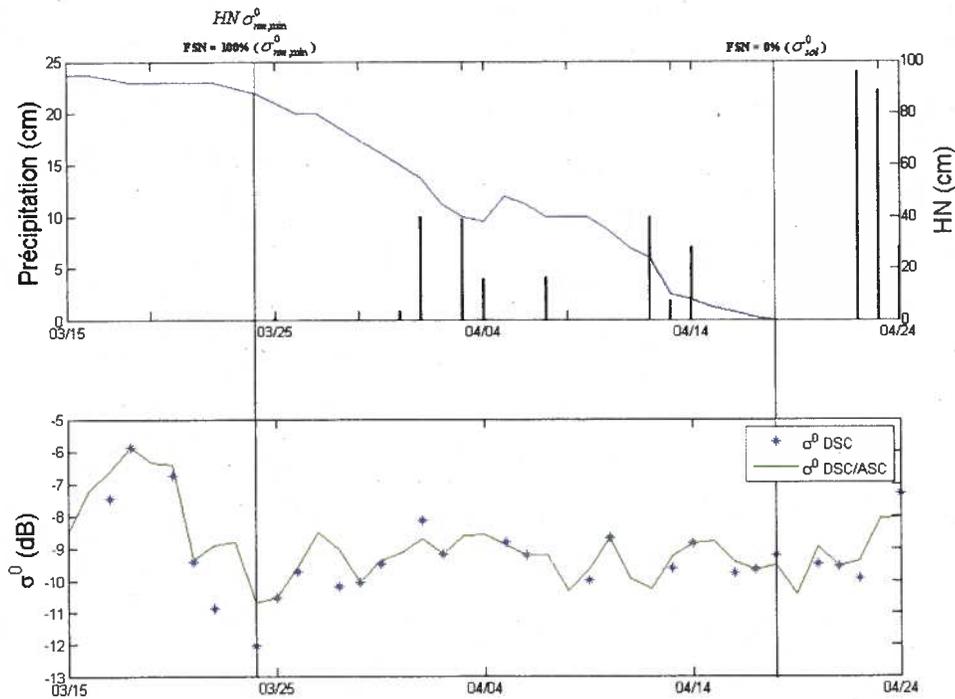


Figure 18 : Profil temporel des  $\sigma^0$  QSCAT et des  $T_{max}$  à la station météorologique St-Hippolyte pour l'année 2006

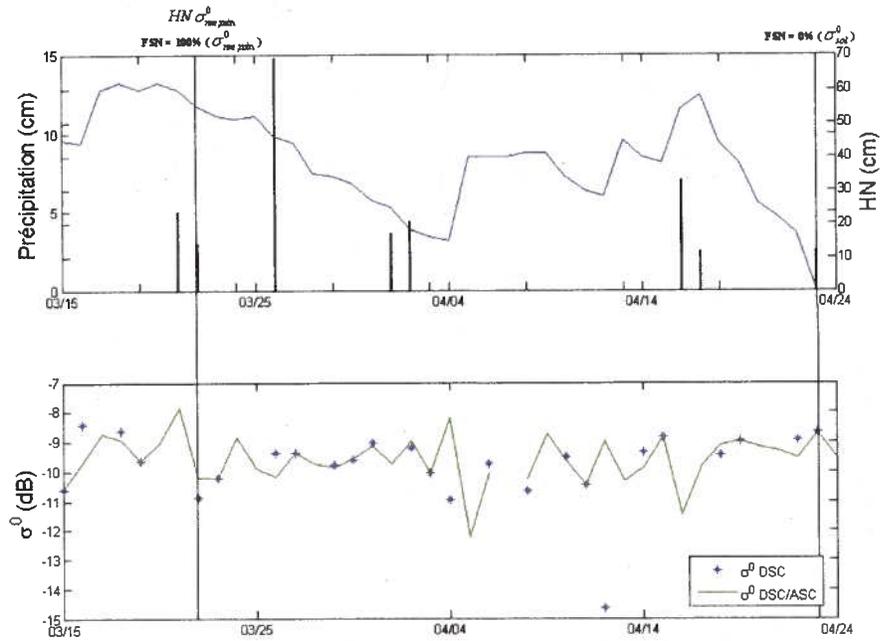


Figure 19 : Profil temporel des  $\sigma^0$  QSCAT et des  $T_{max}$  à la station météorologique St-Hippolyte pour l'année 2007

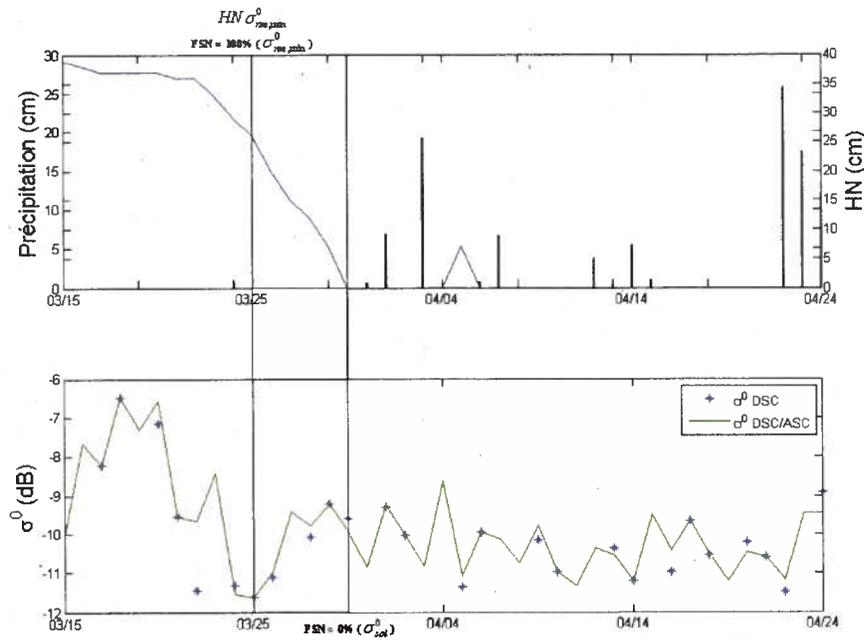


Figure 20 : Profil temporel des  $\sigma^0$  QSCAT et des  $T_{max}$  à la station météorologique Lachute pour l'année 2006

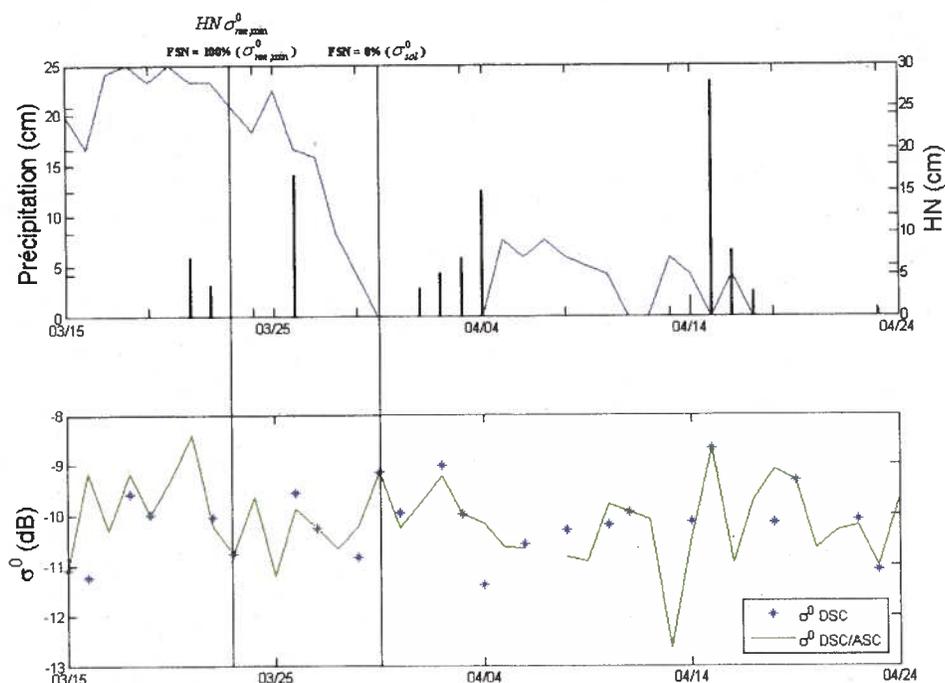


Figure 21 : Profil temporel des  $\sigma^0$  QSCAT et des  $T_{\max}$  à la station météorologique Lachute pour l'année 2007

Il reste que le problème de la représentativité spatiale d'une station météorologique sur un pixel de  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$  rend l'analyse plus difficile. En effet, pour la station Lachute, les  $\sigma^0$  semblent continuer d'augmenter pour les années 2006 et 2007 malgré la quantité nulle de neige à la station (figures 20 & 21). Comme mentionné à la section 5.1, les stations météorologiques induisent généralement une sous-estimation de la durée du couvert nival.

Ce point soulève aussi la difficulté majeure d'une telle approche. En fait, l'identification de  $\sigma_{nm,\min}^0$  et  $\sigma_{sol}^0$  constitue un enjeu central. L'identification de  $\sigma_{nm,\min}^0$  où la neige est gorgée d'eau est généralement plus simple, mais pour certaines années, où il y a une ou plusieurs fontes secondaires, plusieurs minimums peuvent être rencontrés (figure 18 & 21). Ces minimums peuvent induire de faux départ. Mais le plus grand défi reste l'identification de  $\sigma_{sol}^0$ . En effet, le maximum attendu lorsque toute la neige disparaît est difficilement identifiable et ne se détache pas toujours significativement. Ce problème est dû à la conjugaison de l'existence de la variabilité inter-journalière importante et du fait que théoriquement le  $\sigma^0$  augmente graduellement pour atteindre un maximum qui décroît ensuite très lentement. L'autre obstacle est l'absence de données fiables de

façon absolue (stations météorologiques et données satellitaires) pour l'identification exacte de la disparition totale de la neige sur un pixel. À noter que l'identification précise de  $\sigma_{sol}^0$ , à elle seule, permettrait de créer des cartes binaires de SCN neige/non-neige sans contamination de nuage. Il sera démontré plus tard que ces données peuvent être d'une grande utilité pour la modélisation hydrologique (section 5.3.2). Le premier défi à relever pour l'opérationnalisation de la méthode sera donc de pouvoir trouver une façon d'automatiser l'identification des  $\sigma_{nm,min}^0$  et  $\sigma_{sol}^0$ . En fait, il faudra expliquer quantitativement plus précisément pourquoi dans certains cas, ces événements ne se détachent pas significativement et trouver une façon de diminuer le bruit.

### 5.3 Intégration des données satellitaires dans le modèle de neige SPH-AV

La prochaine section montre les algorithmes détaillés et les résultats de l'intégration des données MODIS<sub>albédo</sub>, les données SCN satellitaires et les cartes de fonte QSCAT dans le modèle de neige SPH-AV pour la modélisation hydrologique avec MOHYSE. Ces résultats visent à répondre principalement au deuxième objectif de l'étude.

#### *5.3.1 Intégration de MODIS<sub>albédo</sub> dans SPH-AV*

Les valeurs de MODIS<sub>albédo</sub> ont d'abord été normalisées afin d'obtenir l'information de l'albédo de la neige sans la contribution de la végétation pour fin de compatibilité avec le modèle SPH-AV selon :

$$Albédo_{MODIS-neige(t)} = \gamma \cdot MODIS_{albédo(t)} + b \quad (5.1)$$

Les coefficients  $\gamma$  et  $b$  sont identifiés pour chaque pixel considérant les valeurs minimales et maximales théoriques de l'albédo de la neige ( $a_{min} = 0.45$  &  $a_{max} = 0.8$ , Dingman, 2002) et les valeurs minimales et maximales de MODIS<sub>albédo</sub> trouvées pour les années 2004-2005. Il suffit ensuite de résoudre le système d'équation pour trouver les coefficients sur chaque pixel selon :

$$\gamma = \frac{a_{max} - a_{min}}{MODIS_{albédo-max} - MODIS_{albédo-min}} \quad (5.2)$$

$$b = a_{min} - \gamma \cdot MODIS_{albédo-min} \quad (5.3)$$

où  $MODIS_{albedo-max}$  : valeurs de  $MODIS_{albedo}$  maximales mesurées sur 2004-2005

$MODIS_{albedo-min}$  : valeurs de  $MODIS_{albedo}$  minimales mesurées sur 2004-2005

La correction de l'albédo est relativement simpliste, mais permettra tout de même de pouvoir évaluer l'impact potentiel des données satellitaires d'albédo dans le modèle SPH-AV.

Pour ce qui est de l'intégration des données  $MODIS_{albedo}$  dans SPH-AV, lorsque les données sont disponibles sur un pixel (-30% de couvert nuageux), l'albédo corrigé ( $Albédo_{MODIS-neige}$ ) est intégré directement comme donnée entrante pour réajuster l'albédo du modèle (figure 22). Cette intégration s'effectue à neuf heures dans le modèle étant donné que les données MODIS/TERRA sont prises entre  $\approx$  neuf heures et  $\approx$  onze heures. L'albédo avec les données  $MODIS_{albedo}$  évolue ainsi selon le même algorithme que le modèle SPH-AV (éq. 2.11 & 2.12), mais est forcé avec les données satellitaires lorsqu'elles sont disponibles. Il n'est pas possible d'utiliser seulement les données satellitaires à cause de leur disponibilité limitée (journalier et contamination nuageuse). En effet, une chute de neige augmente l'albédo significativement et la fréquence des données d'albédo fait en sorte que certains événements de précipitations solides pourraient ne jamais être identifiés ou être identifiés beaucoup trop tard.

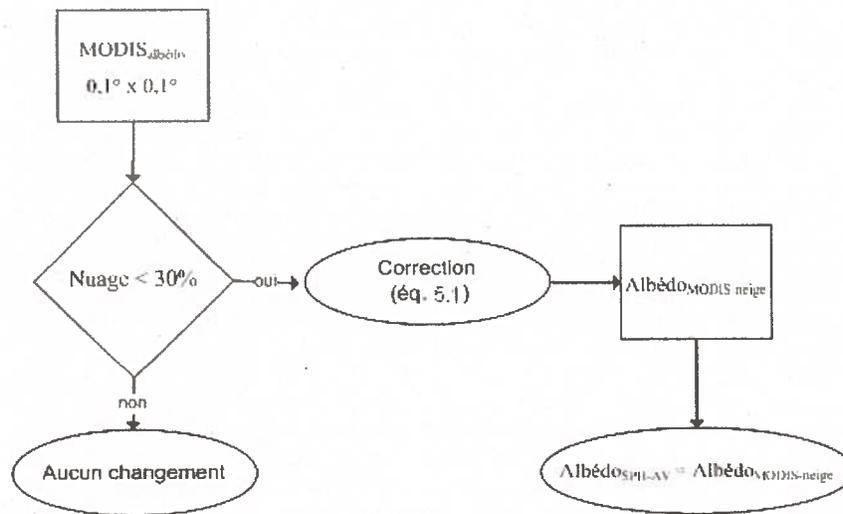


Figure 22 : Algorithme de l'intégration par pixel de  $MODIS_{albedo}$  dans SPH-AV sur un pas temps

La figure 23 montre que cette intégration amène une différence pratiquement négligeable sur le calcul de la moyenne de l'ÉEN (pondéré en fonction du couvert végétal par pixel) sur le bassin du Nord pour les années 2004-2007. Deux raisons peuvent expliquer ce comportement. Premièrement, la correction effectuée sur le produit MODIS<sub>albédo</sub> pour éliminer la contribution de la végétation fait en sorte que l'albédo satellitaire ne donne que la variabilité entre un maximum et un minimum prédéfinis. En amenant cette correction (processus nécessaire), les différences entre l'albédo corrigé et l'albédo sans télédétection n'ont, dans ce cas ci, peu d'impacts sur l'estimation de l'évolution de la neige. Deuxièmement, la présence de nuages dans le produit MODIS<sub>albédo</sub> (figure 6), qui crée d'importants trous dans la série temporelle surtout pendant la période de fonte où l'albédo peut avoir un impact important, diminue l'effet potentiel de l'utilisation de l'albédo satellitaire (Zhao & Fernandes, 2009). Mais, la période de fin mars 2005 où les données satellitaires semblent néanmoins avoir un impact sur l'albédo du modèle montre que l'effet sur le calcul de l'ÉEN reste très faible.

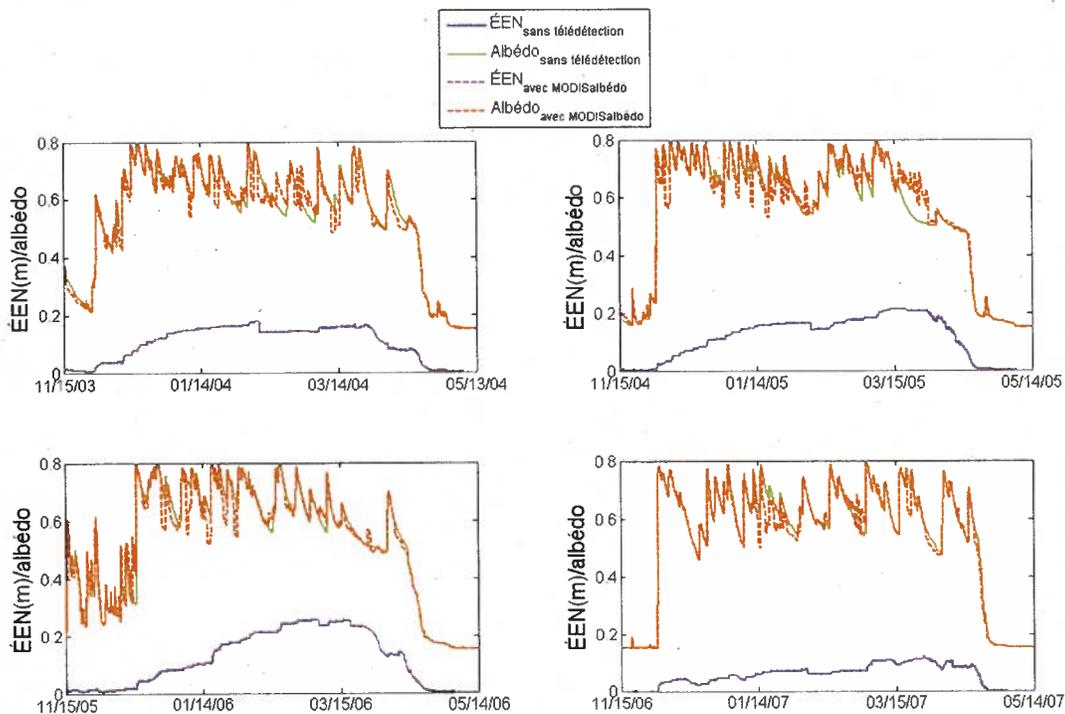


Figure 23 : Évolution de la simulation de l'albédo avec et sans intégration de MODIS<sub>albédo</sub> et l'impact sur le calcul de l'ÉEN pondéré (bassin versant du Nord)

Les résultats obtenus pour le calcul des débits avec les apports verticaux estimés par le SPH-AV intégrant les données de MODIS<sub>albédo</sub> ramènent aux mêmes conclusions (figure 24). L'effet de l'albédo satellitaire amène un impact négligeable sur l'estimation des débits. Il reste qu'il existe de petites variations et que peut-être qu'un produit d'albédo avec une fréquence plus constante aurait un effet plus appréciable. Néanmoins, l'approche effectuée ici permet de conclure que le produit MODIS<sub>albédo</sub> n'est pas adéquat pour le modèle SPH-AV.

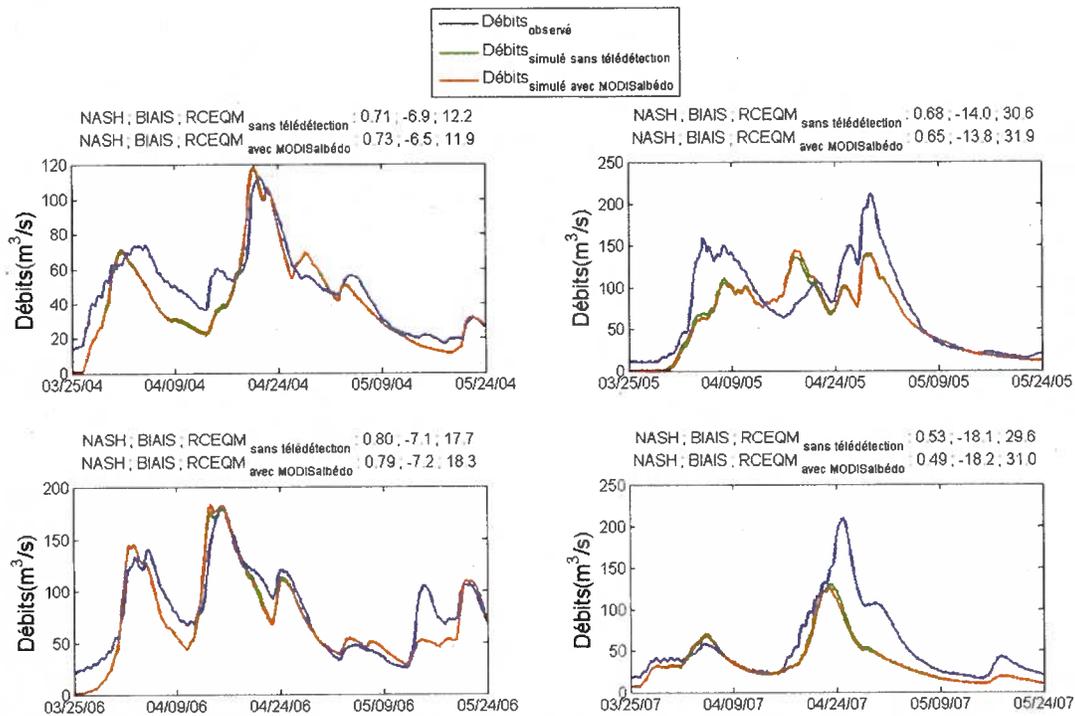


Figure 24 : Débits simulés avec et sans l'intégration des données MODIS<sub>albédo</sub> (bassin versant du Nord)

### 5.3.2 Intégration des données de superficie de couvert nival (SCN) satellitaires dans le modèle SPH-AV

Pour élaborer des méthodes d'intégration pertinentes de données SCN satellitaires dans le modèle SPH-AV, il a d'abord été nécessaire de comparer les données de SCN satellitaires avec le SCN simulé par le modèle SPH-AV sans télédétection ainsi que les débits observés et les débits simulés avec MOHYSE sans télédétection. Ces comparaisons sur le bassin versant du Nord permettent de constater que les SCN satellitaires sont pratiquement toujours inférieures aux simulations de SCN du modèle de neige SPH-AV (figure 25). De plus, en regardant le biais sur les débits amené par la

simulation par rapport aux données observées, une sous-estimation générale des débits par le modèle SPH-AV est aussi observée (tableau 13). Ces deux observations sous-tendent ainsi fortement l'hypothèse formulée à la section 5.1, selon laquelle les deux types de données satellitaires utilisées dans l'étude sous-estiment le SCN. Il faut aussi souligner le fait que la SCN des images IMS est beaucoup plus saccadée. Ce phénomène est probablement dû en partie à la résolution plus grossière du produit, mais surtout à la résolution encore plus grossière des images SSM/I (25km x 25km) utilisées lorsqu'il y a présence d'un couvert nuageux.

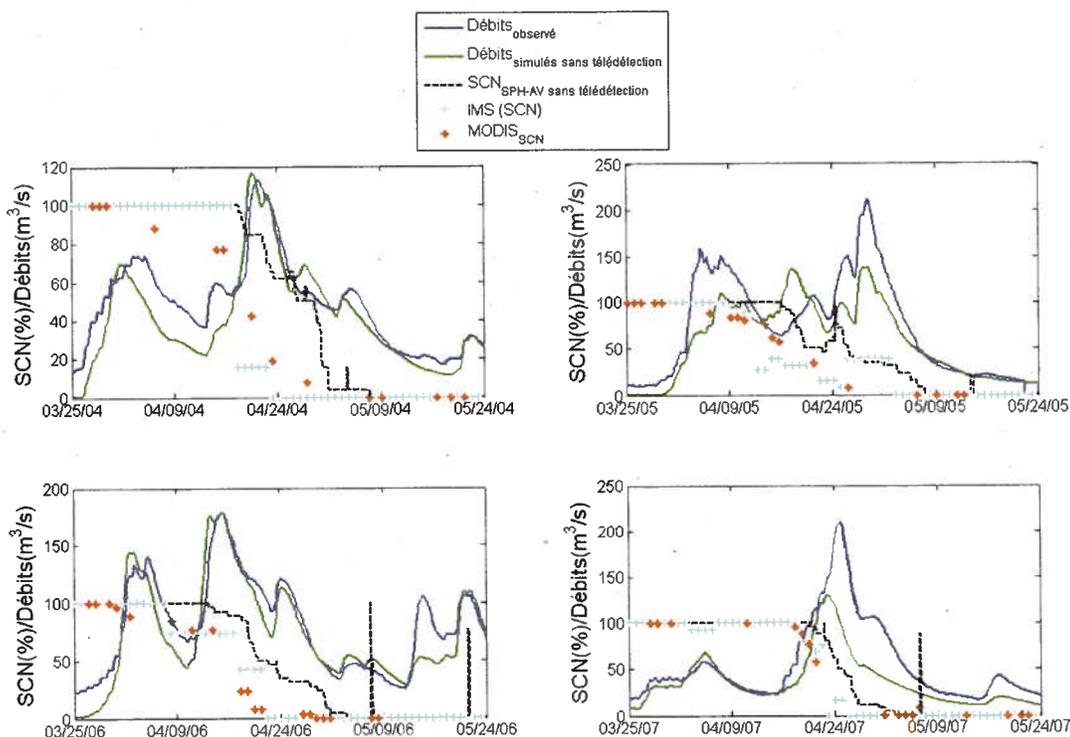


Figure 25 : Comparaison entre SCN satellites et  $SCN_{SPH-AV}$  et les débits (bassin versant du Nord)

Tableau 13 : Nash, biais et RCEQM de la simulation des débits avec SPH-AV sans télédétection par rapport aux débits observés (bassin versant du Nord)

	Nash	Biais	RCEQM
2004	0,63	-7,5	13,2
2005	0,59	-16,7	32,1
2006	0,85	-6,1	16,8
2007	0,52	-18,8	31,7
2004-2007	0,7	-11,5	23,9

Le tableau 14 montre en chiffre les différences entre les principaux pics observés et les principaux pics simulés sans télédétection sur le bassin versant du Nord. Ces données soulignent le problème observé certaines années comme 2005 et 2007, où le modèle ne permet pas d'identifier des pics importants de crues printanières, tandis que d'autres simulations sont très près de la réalité (2004 et 2006). Mais somme toute, les erreurs importantes rencontrées viennent miner la qualité générale du modèle en amenant une incertitude quant à la validité de la simulation rendant le système de prévision hydrologique pas suffisamment performant pour une utilisation dans un contexte opérationnel.

**Tableau 14 : Différences absolues et relatives entre la valeur du pic maximal du débit simulé sans télédétection et du moment de l'apparition de ce pic par rapport aux observations du débit pour les années 2004-2007 (bassin versant du Nord)**

	Différences (m <sup>3</sup> /s, %)	Décalages (heures)
2004	3,9 (3,4%)	-3
2005	-72,5 (-46,9%)	-3
2006	1,1 (0,6%)	6
2007	-79,5 (37,9%)	-48

#### 5.3.2.1 Approche par forçage de variables clés avec MODIS<sub>SCN</sub>

L'approche itérative a été développée principalement pour vérifier si les données satellitaires peuvent permettre de faire fondre la neige plus rapidement afin de pouvoir identifier les pics que le modèle seul ne détecte pas. L'approche par forçage de variables clés amène une correction au modèle SPH-AV seulement lorsque tous les pixels MODIS<sub>SCN</sub> du bassin sont valides (MODIS<sub>valide(t)</sub> : couvert nuageux < 30%, pour tous les pixels du bassin versant). Ainsi lorsque les données sont valides, une correction pixel par pixel est amenée au modèle lorsqu'il y a divergence entre le couvert nival satellitaire et le couvert nival du modèle SPH-AV (figure 26). Dans le cas où le modèle met trop de neige, un facteur correctif (f) est appliqué sur la température par processus itératif (à partir de la dernière journée où MODIS<sub>SCN</sub> était valide (MODIS<sub>valide(t-x)</sub>) afin de faire fondre la neige. Dans le cas contraire, le coefficient n pour augmenter la quantité d'ÉEN à MODIS<sub>valide(t-x)</sub> est trouvé par processus itératif afin que l'équivalent en eau du pixel soit équivalent à la valeur minimale non nulle voisine.

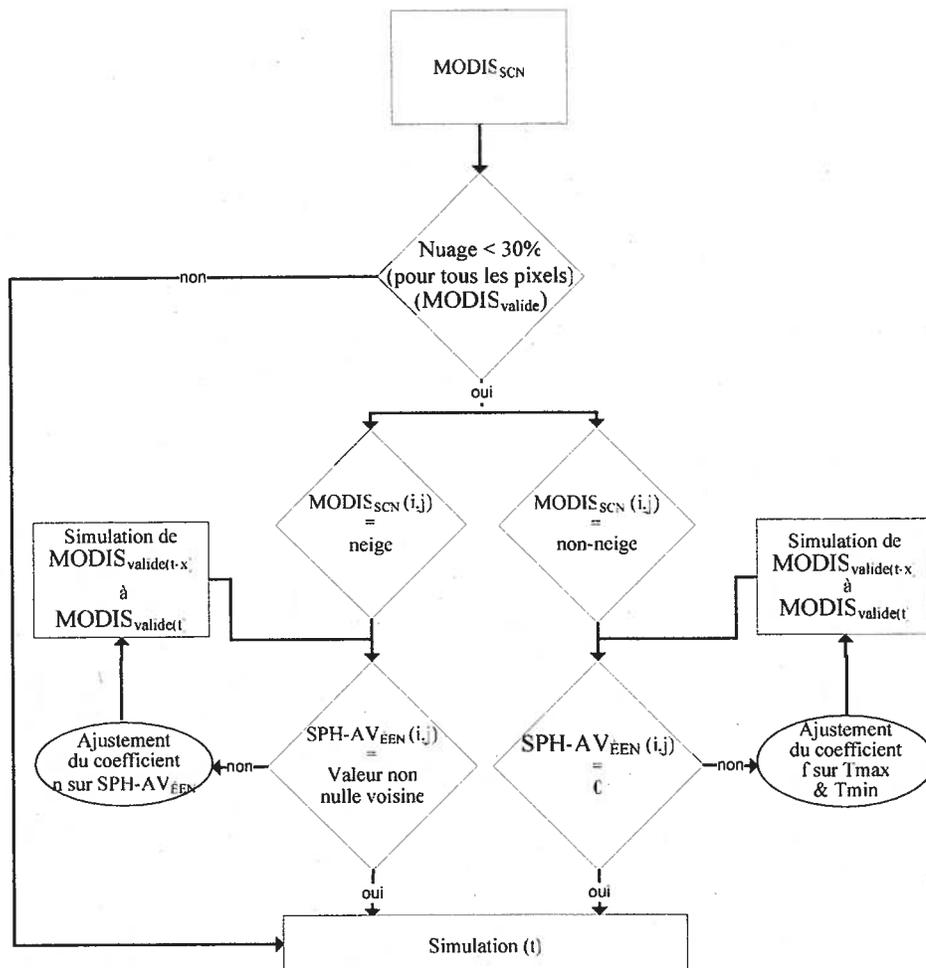


Figure 26 : Algorithme de l'intégration de  $MODIS_{SCN}$  avec l'approche par forçage de variables clés pour un pas de temps ( $i$  : colonne,  $j$  : ligne) ( $n$  et  $f$  sont définis dans le texte)

Les résultats montrent de faibles gains d'une signification contestable pour les années 2004 et 2005 où, la fonte forcée par les données satellitaires augmente les débits (figure 27). Par contre, les résultats pour l'année 2006 montrent une fonte trop abrupte lors du pic principal. De plus, les années 2005 et 2007 montrent que le problème majeur n'est pas réglé et qu'il manque toujours de la neige à la fin du printemps pour identifier correctement leur pic principal respectif. Cette méthode ne semble donc pas permettre d'améliorer significativement l'estimation des débits au printemps. En fait, le forçage prenant en compte que les données  $MODIS_{SCN}$  est trop artificiel et peut créer des fontes qui n'existent pas (2006) et sinon, il a peu ou pas d'impact sur les débits.

Étant donné que les résultats ne se sont pas avérés concluants, l'approche est seulement appliquée sur le bassin du Nord.

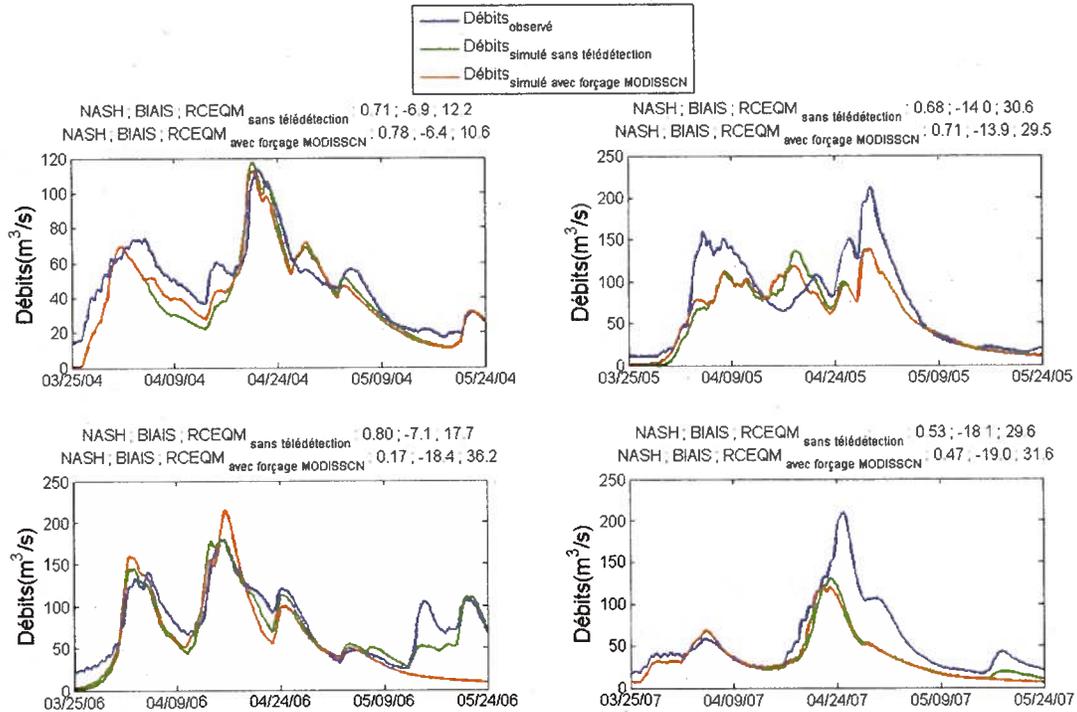


Figure 27 : Débits simulés avec et sans le forçage des températures et de l'ÉEN avec MODISSCN avec l'approche par itération (bassin versant du Nord)

Il est à noter aussi que cette approche ne serait pas très efficace dans un mode prévisionnel, car les corrections seraient apportées sporadiquement et espacées dans le temps considérant la contamination par les nuages des données MODISSCN. De plus, les corrections par itération viennent transformer l'estimation des débits pour les pas de temps précédent le moment présent. L'approche permettrait de mettre à jour l'ÉEN, mais les corrections apportées, tel que pour l'année 2004, pendant l'itération serait majoritairement antérieures au temps  $t$ .

### 5.3.2.2 Approche avec seuil<sub>ÉEN</sub>

Le résultat précédent semble encore confirmer que les produits satellitaires sous-estiment le SCN. S'ensuit le développement de l'hypothèse selon laquelle les satellites ne peuvent identifier les faibles quantités de neige (seuil<sub>ÉEN</sub>) étant donné que la neige devient "sale" et le couvert nival discontinu (diminution prématurée de l'albédo). L'effet de la discontinuité a déjà été vérifié

auparavant (Ault et al., 2006). La végétation peut aussi diminuer la capacité des satellites à reconnaître la neige "sale" de fin de fonte. Les fondements de l'hypothèse seront élaborés plus en détail dans la discussion à la section 6.2.

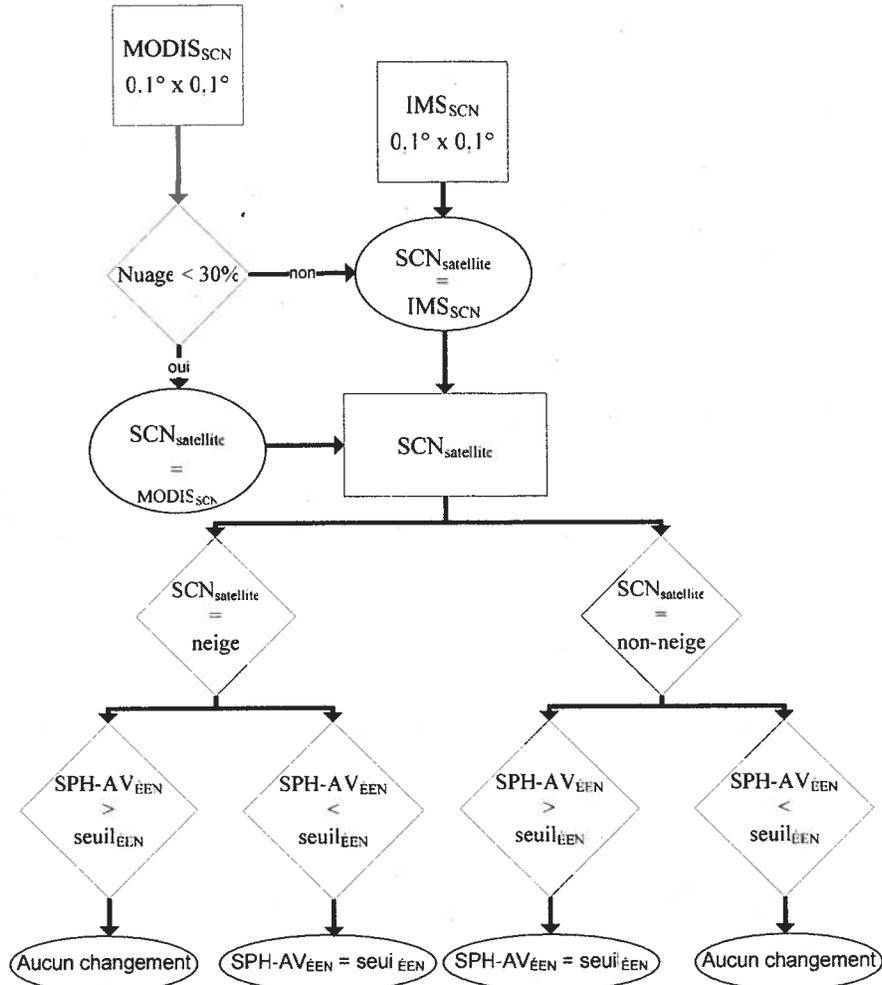


Figure 28 : Algorithme de l'intégration par pixel de la fusion MODIS/IMS avec l'approche du seuil<sub>EEN</sub> pour un pas de temps

Une deuxième approche à « insertion-directe » a donc été élaborée en considérant cette sous-estimation. Ainsi, lorsque que les images satellitaires indiquent la présence de neige sur un pixel et que le modèle montre moins de neige que le seuil<sub>EEN</sub>, de la neige sous forme d'équivalent en eau est ajoutés pour atteindre le seuil<sub>EEN</sub>. Dans le cas contraire, de la neige est enlevée pour atteindre le seuil<sub>EEN</sub>. Le seuil<sub>EEN</sub> est identifié par une optimisation à intervalle fixe sur le bassin versant de la

rivière du Nord et ensuite appliqué sur le bassin de la rivière Aux Écorces en guise de vérification. La méthode est évaluée avec les images MODIS<sub>SCN</sub> (une correction est amenée seulement lorsque le pixel est valide) et IMS. La méthode est aussi testée avec la fusion des données MODIS<sub>SCN</sub> et IMS : lorsqu'il y a couvert nuageux sur MODIS<sub>SCN</sub>, les images IMS sont considérées (figure 28).

La figure 29 montre ainsi les résultats du coefficient de Nash et de la RCEQM des débits simulés avec l'approche par seuil<sub>ÉEN</sub> par rapport aux débits observés selon différents seuil<sub>ÉEN</sub> appliqués avec les images MODIS<sub>SCN</sub>, IMS et la fusion de MODIS<sub>SCN</sub> et IMS de 2004 à 2007. La fusion de MODIS/IMS obtient les meilleurs résultats autant pour le coefficient de Nash que pour la RCEQM. D'autre part, avec l'approche utilisée, les résultats du coefficient de Nash obtenus avec les images MODIS<sub>SCN</sub> seules sont grandement affectés par la contamination de nuages. Le fait que les images ne soient pas disponibles tous les jours fait en sorte que les corrections ne sont pas apportées pendant certains épisodes de fonte clés. Il reste tout de même que les images MODIS<sub>SCN</sub> permettent d'améliorer la RCEQM. D'autre part, les images IMS permettent d'amener une amélioration du coefficient de Nash et de la RCEQM avec des seuils de trois et quatre centimètres. Le fait que les SCN des images soient saccadées, donne par contre un signe que la précision des données limite malgré tout les résultats.

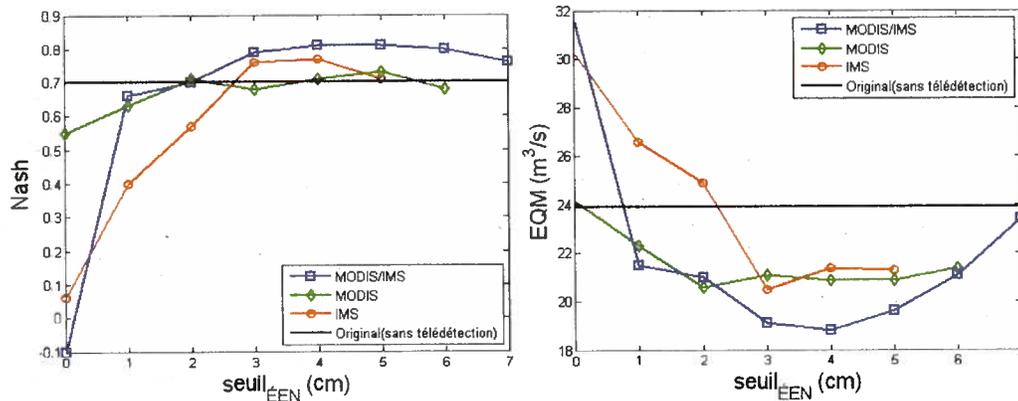


Figure 29 : Coefficient de Nash et RCEQM des débits du 25 mars au 25 mai pour les années 2004 à 2007 selon différents seuil<sub>ÉEN</sub> (bassin versant du Nord)

La valeur de quatre cm pour le seuil<sub>ÉEN</sub> donne le coefficient de Nash et la RCEQM optimaux avec la fusion des images MODIS/IMS (figure 29). Par contre, cette valeur de seuil<sub>ÉEN</sub> doit être relativisée, considérant le plateau des valeurs de Nash et de la RCEQM obtenues pour des valeurs

de seuil<sub>ÉEN</sub> entre trois et six. La signification de cette valeur sera discutée plus en profondeur dans la discussion (section 6.2).

Les hydrogrammes où le seuil<sub>ÉEN</sub> de quatre cm a été appliqué sur le bassin du Nord montrent que les améliorations notables se situent au niveau de l'identification des pics principaux pour les années 2005 et 2007 (figure 30). D'autre part, la méthode permet aussi de garder une bonne qualité des simulations pour les années 2004 et 2006.

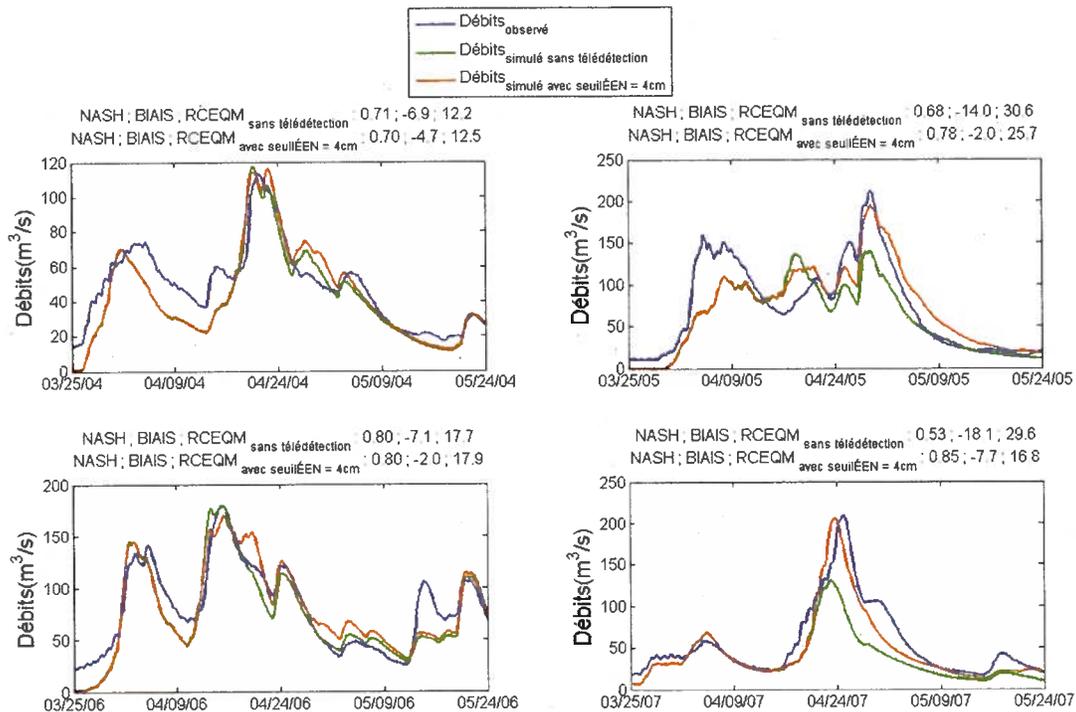


Figure 30 : Débits simulés avec et sans la fusion MODIS/IMS avec un seuil<sub>ÉEN</sub> de 4 cm (bassin versant du Nord)

Le seuil<sub>ÉEN</sub> de quatre cm identifié sur le bassin versant du Nord est ensuite directement utilisé sur le bassin aux Écorces pour valider la méthode. Dans ce cas aussi, des améliorations notables sont identifiables (figure 31). Les trois pics de crues principaux sont mieux simulés avec la télédétection pour l'année 2004. Un point très intéressant est le fait que les résultats pour les années 2005 et 2006 indiquent que la méthode permet d'améliorer les simulations où le modèle surestimait initialement les débits lors des pics principaux. Cette indication prouve que la méthode utilisée ne fait pas seulement qu'ajouter de la neige, mais que le profil temporel des SCN

satellitaires est corrélé avec les débits et avec le couvert nival réel sur le terrain. Par contre, la dégradation pour l'année 2006 est due à l'imprécision des données IMS où le tiers des pixels restent enneigés de façon trop persistante par rapport aux données MODIS<sub>SCN</sub> en fin de saison (figure 32). Cette erreur ne semble pas directement attribuable au couvert nuageux qui ne semble pas plus présent que les autres années pendant le début du mois de mai 2006 (figure 6).

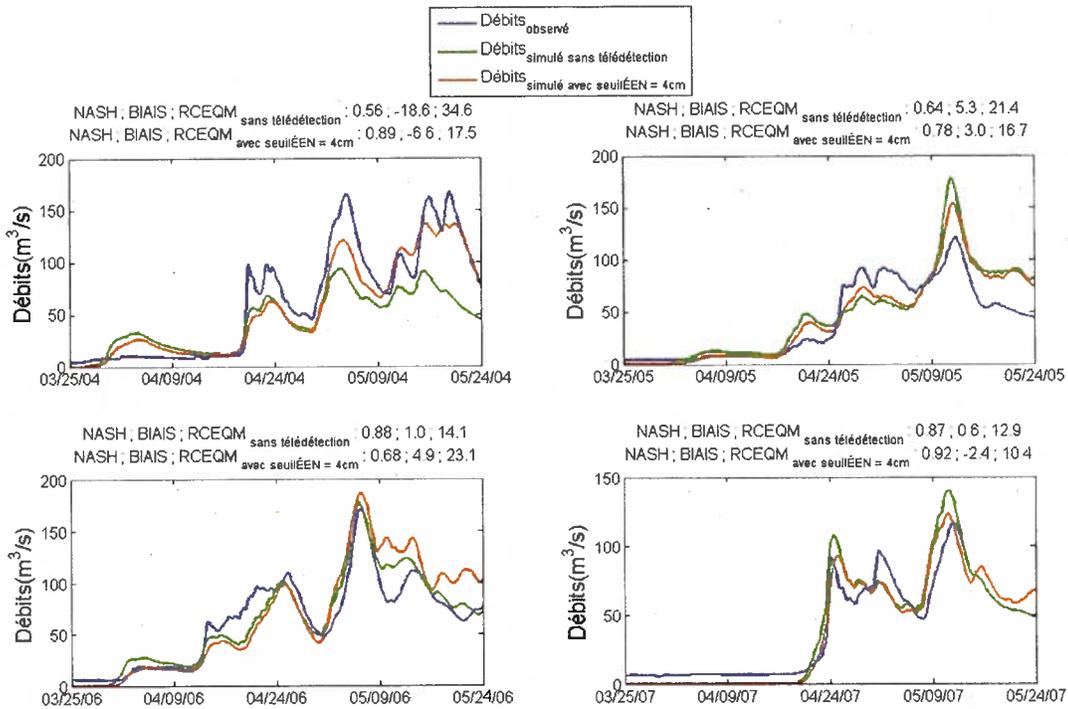


Figure 31 : Débits simulés avec et sans la fusion MODIS/IMS avec un seuil<sub>ÉEN</sub> de 4 cm (bassin versant aux Écorces)

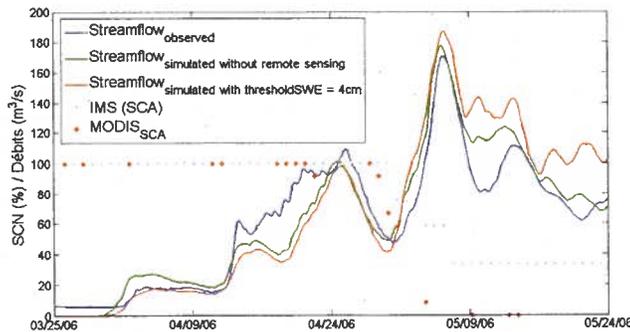


Figure 32 : SCN MODIS<sub>SCN</sub> et IMS ainsi que les débits simulés avec et sans la fusion MODIS/IMS avec un seuil<sub>ÉEN</sub> de 4 cm pour l'année 2006 (bassin versant aux Écorces)

En chiffre, l'amélioration du Nash et de la RCEQM pour les printemps 2004 à 2007 des simulations avec l'approche par seuil<sub>ÉEN</sub> en comparaison avec les débits simulés sans télédétection est de 0,11 et de 21% sur le bassin versant du Nord et de 0,13 et 22% sur le bassin versant aux Écorces (tableau 15). En termes de pourcentage par rapport au débit moyen observé sur les bassins versants au printemps, la RCEQM est améliorée de 6% sur le bassin versant optimisé et de 9.7% pour le bassin de vérification. Les biais sont aussi améliorés sur les deux sites.

De plus, l'insertion des données satellitaires pour changer l'ÉEN du modèle affecte nécessairement les propriétés hydrologiques du bassin versant. Il est ainsi essentiel de vérifier si cette insertion est valable lorsque le modèle hydrologique est calé en fonction des apports verticaux simulés avec l'approche du seuil<sub>ÉEN</sub>. L'approche avec seuil<sub>ÉEN</sub> avec un recalage hydrologique donne des résultats légèrement inférieurs sans le recalage en termes de coefficient de Nash, biais et EQM, mais améliore tout de même significativement les résultats par rapport aux simulations obtenues sans télédétection (tableau 15).

Tableau 15 : Statistiques avec et sans l'approche avec seuil<sub>ÉEN</sub> pour 2004-2007 (25mars – 25 mai)

Bassin versant	du Nord			aux Écorces		
	Nash	Biais (m <sup>3</sup> /s)	EQM (m <sup>3</sup> /s)	Nash	Biais (m <sup>3</sup> /s)	EQM (m <sup>3</sup> /s)
<b>avec seuil<sub>ÉEN</sub> = 4 cm</b>	0,81	-4,1	18,8 (31,2%)	0,85	-0,2	17,8 (34,8%)
<b>avec seuil<sub>ÉEN</sub> = 4 cm</b> (avec recalage hydrologique)	0,79	-7,6	19,8 (32,9%)	0,84	-2,1	17,6 (34,4%)
<b>avec seuil<sub>ÉEN</sub> = 4 cm</b> (sans relevé nivométrique)	0,80	-4,3	19,5 (32,3%)	0,82	-1,7	18,4 (35,9%)
<b>sans télédétection</b>	0,70	-11,5	23,9 (37,2%)	0,72	-3,2	22,8 (44,5%)

L'approche avec seuil<sub>ÉEN</sub> a aussi été évaluée en considérant les apports verticaux du modèle SPH-AV sans utiliser les relevés nivométriques pour mettre à jour l'ÉEN du modèle au cours de l'hiver. Les résultats montrent que la simulation avec seuil<sub>ÉEN</sub> sans relevé nivométrique permet d'obtenir de meilleurs résultats que l'approche sans télédétection avec relevé nivométrique, mais légèrement en deçà de l'approche avec seuil<sub>ÉEN</sub> avec relevé nivométrique (tableau 15). L'approche développée n'est donc pas tributaire des relevés nivométriques et pourrait fonctionner adéquatement en des milieux où ces données ne sont pas disponibles. Dans un contexte prévisionnel, les relevés nivométriques restent néanmoins un atout important étant donné que l'approche par seuil ÉEN

amène une correction seulement quelques temps avant que la neige fonde et ne permet pas d'amener une correction prévisionnelle sur plusieurs jours.

**Tableau 16 : Différences absolues et relatives entre la valeur du pic maximal du débit simulé, avec ou sans correction par la télé-détection, et du moment de l'apparition de ce pic par rapport aux observations du débit pour les années 2004-2007 (bassin versant du Nord)**

Bassins versants		du Nord		aux Écorces	
		Différences (m <sup>3</sup> /s, %)	Décalages (heures)	Différences (m <sup>3</sup> /s, %)	Décalages (heures)
2004	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm	3,1 (2,7%)	-3	-29,3 (-17,6%)	-30
	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm (avec recalage hydrologique)	3,0 (2,6%)	-3	-31,3 (-18,8%)	-27
	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm (sans relevé nivométrique)	29,5 (25,7%)	-24	-28,9 (-17,4%)	-30
	sans télé-détection	3,9 (3,4%)	-3	-	-
2005	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm	-17,6 (-11,4%)	-3	33,1 (27,3%)	-6
	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm (avec recalage hydrologique)	-15,3 (-9,9%)	-3	32,6 (26,9%)	-6
	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm (sans relevé nivométrique)	-24,1 (15,6%)	-3	36,0 (29,7%)	-9
	sans télé-détection	-72,5 (-46,9%)	-3	56,8 (46,9%)	-15
2006	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm	-9,3 (-5,2%)	9	16,4 (9,6%)	0
	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm (avec recalage hydrologique)	-9,0 (-5,0%)	6	16,85 (9,9%)	0
	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm (sans relevé nivométrique)	-8,6 (4,8%)	9	25,2 (14,8%)	0
	sans télé-détection	1,1 (0,6%)	6	6,7 (3,9%)	-6
2007	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm	-3,7 (1,8%)	-36	7,4 (6,4%)	-21
	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm (avec recalage hydrologique)	-0,5 (0,2%)	-33	6,0 (5,2%)	-21
	avec seuil <sub>ÉEN</sub> = 4 cm (sans relevé nivométrique)	-19,2 (9,3%)	-27	23,2 (20,1%)	-18
	sans télé-détection	-79,5 (37,9%)	-48	23,9 (20,6%)	-18

Une analyse est aussi faite pour évaluer l'amélioration de l'identification des principaux pics. Pour chaque année sur chacun des bassins versants, le débit maximal observé est comparé avec le débit maximal des simulations. L'approche avec seuil<sub>ÉEN</sub> améliore ainsi l'estimation des pics de 14,2% à 36,1% pour les années 2005 et 2007 sur les deux bassins versants (tableau 16). Il y a par contre une légère dégradation de l'ordre de 5 % pour l'année 2006. Les différences temporelles dans l'identification du moment de la crue sont généralement faibles sauf pour l'année 2004 sur le bassin versant aux Écorces où l'approche développée permet d'identifier le pic principal alors que la simulation originale n'identifiait pas de crue. Les résultats sont sensiblement les mêmes avec le recalage hydrologique, avec quelques améliorations pour la quantification des pics sur le bassin versant du Nord par rapport à l'approche sans recalage hydrologique (tableau 16). Pour l'approche

sans relevé nivométrique, il est possible de constater que pour le bassin versant du Nord, il y a une dégradation principalement au niveau de l'identification du pic principal pour l'année 2004. Sinon, pour le bassin versant aux Écorces, les pics sont mieux estimés qu'avec l'approche sans télédétection, sauf pour l'année 2006.

De telles statistiques semblent montrer une amélioration significative de l'estimation des crues printanières avec l'intégration de la télédétection dans le modèle SPH-AV et un potentiel intéressant dans la perspective d'une utilisation opérationnelle.

### 5.3.3 Intégration de cartes de fonte QuikSCAT dans SPH-AV

L'estimation de l'identification de la fonte avec les produits QSCAT a donné des résultats plutôt intéressants (section 5.2.2). Il semble donc pertinent de vérifier l'impact que les cartes de fonte créées pourraient avoir sur le modèle SPH-AV. L'approche considérant la moyenne des  $\sigma^0$  de l'hiver avec le produit QSCAT DSC sera utilisée, car elle a offert les meilleures correspondances avec les données météorologiques pour les années de vérifications.

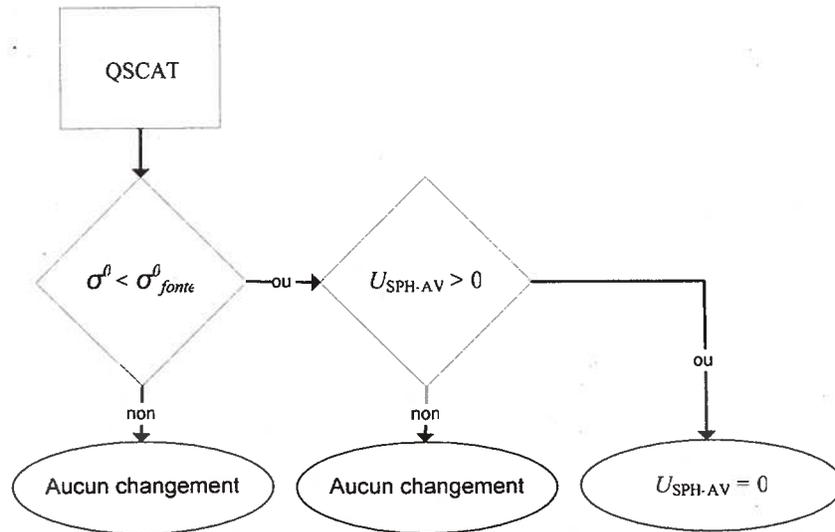


Figure 33 : Algorithme pour l'intégration par pixel de cartes de fonte dans SPH-AV pour un pas de temps

L'approche de l'intégration se résume à mettre le déficit calorifique ( $U$ ) à 0 (début de fonte) lorsque les informations QSCAT indiquent de la fonte (figure 33). Dans le cadre de l'étude, la mise à jour s'effectue seulement après le mois de mars, étant donné que la fonte commence après

cette période dans le sud du Québec. Cette méthode permet ainsi seulement de potentiellement devancer le début de la fonte de la simulation. Par contre, la pertinence de l'approche se présente en considérant que les simulations hydrologiques sous-estiment généralement les débits lors du début de la fonte (section 5.3.2).

L'impact de l'intégration des données de fonte QSCAT sur la simulation du déficit calorifique ( $U$ ) (pondéré selon la végétation par pixel), qui est le principal moteur de la fonte de la neige, est relativement faible (figure 34). Il existe quelques moments sur quelques pixels où les images QSCAT viennent diminuer le déficit calorifique, mais les différences y restent subtiles. Le fait d'avoir utilisé les mêmes données météorologiques que le modèle pour optimiser les seuils  $\sigma_{fonte}^{0(moy:1-60)}$  induit inévitablement une forte ressemblance entre les moments de fonte. Peut-être aussi que le fait d'avoir utilisé une gamme de températures tampon (entre  $-1^{\circ}\text{C}$  et  $3^{\circ}\text{C}$ ) pour éviter les périodes où la fonte est ambiguë tant finalement à rendre le seuil trop conservateur et fait en sorte que certains événements de fonte ne sont pas identifiés (bien que l'approche améliore les exactitudes totales).

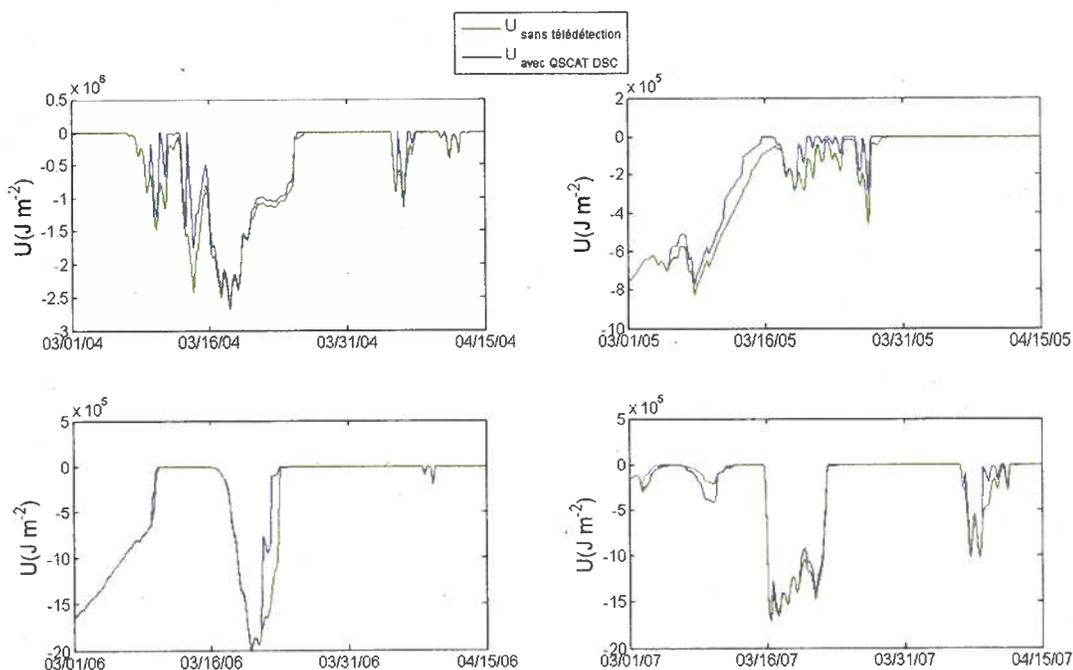


Figure 34 : Évolution de la simulation du déficit calorifique moyenne ( $U$ ) pondéré en fonction de la végétation avec et sans l'intégration de QSCAT DSC (bassin versant du Nord)

L'approche n'a pratiquement aucun effet sur la simulation des débits sur le bassin versant du Nord pour la période testée (1 mars au 15 avril). La RCEQM pour les années 2004-2007 passe de  $18,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  à  $17,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  avec l'intégration des cartes de fonte QSCAT, le biais de 12,8 à 12,4, tandis que le Nash reste inchangé à 0,75. L'identification quantitative et temporelle des principaux pics lors de la fonte de la neige reste aussi inchangée.

## 6. Discussion

Une discussion des différents résultats présentés précédemment est présentée dans cette section. Basée sur les travaux antérieurs de la littérature, il sera tenté d'expliquer pourquoi certaines approches avec certains types de données ont ou n'ont pas offert de résultats satisfaisants. Étant donné que l'étude est d'abord extensive, il faut garder en tête que certains algorithmes ou approches relativement simples développés dans ce travail pourraient être raffinés et/ou élaborés davantage. L'objectif principal de cet exercice est ainsi de suggérer les meilleures pistes de solutions pour les études futures, à la lumière de la littérature ainsi que de la connaissance et de l'expérience acquises avec plusieurs heures de manipulations avec les différentes bases de données.

### 6.1 MODIS<sub>albédo</sub>

Initialement, les perspectives d'une amélioration de la simulation de la fonte de neige avec les données MODIS<sub>albédo</sub> étaient grandes. L'utilisation de données aéroportées a déjà permis d'améliorer la simulation d'ÉEN de 34% sur un bassin versant de climat alpin en Californie (Molotch et al., 2004). Contrairement à la présente étude qui corrige l'albédo du modèle, ils utilisent seulement l'albédo aéroporté en interpolant l'albédo entre 2 données satellitaires sur un pixel en fonction d'une relation linéaire comprenant aussi un réajustement selon l'âge de la neige s'il y a présence d'une chute de neige. Par contre, comme il a été démontré, il faut tenir en compte que dans le cas de la présente étude, l'albédo satellitaire de la région étudiée nécessite une correction pour la végétation (étant donné que le modèle SPH-AV prend l'albédo de la neige comme intrant) et que la présence de nuage au printemps est probablement plus importante au Québec, ce qui limite l'utilisation exclusive de données satellitaires. De plus, l'algorithme utilisé pour la correction de l'albédo fait en sorte que l'information de l'albédo satellitaire ne donne que la variabilité entre un maximum (0,85) et un minimum (0,45) prédéfinis. L'approche ne donne ainsi aucune information sur ces maximums et ces minimums qui pourraient avoir un impact important sur la fonte de la neige (Bartlett et al., 2006).

Il faut aussi ajouter qu'il existe une erreur reliée à l'estimation de l'albédo par le capteur MODIS de l'ordre de 10% à 15 % (Tekeli et al., 2006 ; Susaki et al., 2007). Il a aussi été démontré que les données d'albédo satellitaires montrent une plus grande variabilité temporelle reliée à des problèmes avec l'algorithme détectant les nuages (Stroeve et al., 2006).

Malgré tout, peut-être que l'utilisation ou la fusion d'un plus grand éventail de capteurs satellitaires comme MODIS-AQUA (Salomon et al., 2006), des capteurs portés sur des satellites géostationnaires ou les données NOAA AVHRR (Zhao & Fernandes, 2009) permettraient d'obtenir une série temporelle plus complète. En effet, les séries temporelles de MODIS<sub>albédo</sub> trop incomplètes limitent actuellement les conclusions sur le potentiel de données d'albédo satellitaire. Rutan et al. (2009) offre aussi une méthode pour obtenir l'albédo sous couvert nuageux en utilisant l'information des albédos obtenus sans nuage.

## 6.2 SCN satellitaires

En premier lieu, l'ambiguïté de la vérification des SCN satellitaires avec des stations météorologiques a été démontrée. En fait, le problème de la représentativité spatiale des stations nivométriques pour la vérification de produits SCN satellitaires n'est pas un problème nouveau, comme en fait foi les nombreux cas répertoriés dans la littérature (Ault et al., 2006 ; Brubaker et al., 2005 ; Simic et al., 2004 ; Romanov et al., 2002). Le problème revient aussi avec des comparaisons relatives où un produit satellitaire est utilisé pour en valider un autre (Hall et al., 2007). La vérification du produit satellitaire utilisé pour vérifier n'est en effet elle-même pas parfaite. Ce problème de représentativité spatiale réelle des données SCN vient hanter constamment leur utilisation. De plus, il a aussi été démontré que le type de couvert végétal et la complexité du terrain influencent grandement la précision des différents produits (Hall et al., 2007 ; Simic et al., 2004 ; Maurer et al., 2003, Hall et al., 1998). Cette étude ne déroge pas à la règle. Mais néanmoins, au niveau de l'utilisation opérationnelle, le problème est amoindri en utilisant des bassins versants avec d'importantes couvertures forestières relativement homogènes.

Le fait que les stations météorologiques utilisées sont principalement situées en zone ouverte cause aussi un autre problème de représentativité spatiale considérant qu'il a été démontré que l'ombre de la végétation peut significativement allonger la durée de la présence du couvert nival à cause d'une diminution du taux de fonte allant jusqu'à 54% (Musselman et al., 2008). Aussi, à travers l'identification du seuil<sub>EN</sub>, l'étude a démontré que l'utilisation des données observées de débits et principalement des crues pour tenter de quantifier l'erreur des produits de SCN satellitaire pourrait possiblement être une alternative intéressante dans le futur. La comparaison des produits

satellites avec les débits a aussi permis de mieux faire le lien avec les différences entre données satellitaires et données météorologiques.

Un élément clé de l'approche avec seuil<sub>ÉEN</sub>, qui a offert des résultats très prometteurs, est l'hypothèse selon laquelle les satellites ne peuvent identifier les faibles quantités de neige. Le principal argument en faveur de cette hypothèse est que l'albédo de la neige diminue au cours de l'hiver (principalement au cours de la fonte) et diminue la capacité des satellites à voir la neige. Cette diminution serait causée principalement par le dépôt de litière végétale sur le couvert de neige, la discontinuité du couvert nival ainsi que le vieillissement de la neige (métamorphisme). Il a été démontré que la litière provenant de la végétation diminuait significativement l'albédo de la neige surtout sous les couverts de forêts de conifères (perte d'épines), et de façon néanmoins non négligeable en zones de feuillus (Melloh et al., 2001). Bartlett et al. (2006) observent aussi une diminution significative de l'albédo, surtout pour des forêts d'épinettes noires et de pin gris (conifères) ainsi que dans une moindre mesure au niveau des forêts de trembles (feuillus), qui serait principalement due à la litière déposée sur la neige. D'autre part, les puits autour des arbres, où l'épaisseur de neige est significativement moins importante provenant d'une variabilité à petite échelle de l'accumulation de neige (interception) (Faria et al., 2000) ainsi qu'une plus grande incidence de radiation thermique issue du tronc d'arbre (fonte plus rapide) (Sicart et al., 2004) induit une micro-variabilité de l'épaisseur de neige à l'intérieur d'un pixel. La neige disparaît ainsi plus rapidement à ces endroits lors de la période de fonte diminuant l'albédo à cause d'un couvert nival discontinu. Le phénomène de discontinuité spatiale sur les produits satellitaires de SCN a déjà été soulevé dans la région au sud des Grands-Lacs (Ault et al., 2006). Il est permis aussi de croire que le fait que les cumuls de neige sont importants au Québec, créant ainsi un différentiel d'accumulation plus grand, fait en sorte que lorsqu'il y a discontinuité du couvert nival, les épaisseurs de neige restantes soient beaucoup plus significatives que dans la région des Grands-Lacs. De plus, un couvert de neige plus mince et constitué de grains de neige de plus grande taille (causé par le métamorphisme) rencontré en période de fonte diminue aussi l'albédo de la neige (Melloh et al., 2001). Finalement, comme il a été mentionné précédemment, l'utilisation du NDVI dans l'INDN pour compenser la présence de végétation pour la télédétection de la neige n'est pas une approche parfaite et les couverts nivaux sont ainsi normalement plus difficilement observables au travers de forêts denses et où l'ombrage de la surface est important (Vikhamar & Solberg, 2002)

Comme il a été soulevé dans la section 5.3.2.2, la signification du seuil<sub>ÉEN</sub> de quatre cm trouvé par optimisation sur le bassin versant du Nord est sujette à discussion. D'abord, il est important de noter que le seuil<sub>ÉEN</sub>, qui correspond à la quantité de neige que le capteur satellitaire ne peut pas détecter, est probablement influencé par le type et la densité de la végétation ainsi que possiblement par le relief. Le paragraphe précédent explique bien ce point de vue où l'utilisation du sol et le type de terrain influencent la capacité des capteurs à identifier la présence de neige lors de la fonte. Il est aussi connu qu'en zone ouverte, les produits satellitaires de SCN offrent une meilleure correspondance avec les données météorologiques (Hall et al., 2007; Simic et al., 2004; Maurer et al., 2003) et que conséquemment, il est possible d'avancer que le seuil<sub>ÉEN</sub> en zone ouvert se rapprocherait de 0 cm. Il serait intéressant de vérifier, soit avec des relevés de terrain exhaustifs à petite échelle (évaluation de présence de neige sur un pixel de 500 x 500m) ou soit avec des données satellitaires à plus haute résolution comme Landsat, l'effet de différents couverts végétaux sur ce seuil<sub>ÉEN</sub> et sur l'erreur des produits SCN satellitaires. Une étude devrait aussi être effectuée sur d'autres bassins versants de tailles diverses et montrant différents couverts végétaux.

Il serait aussi pertinent d'utiliser l'approche avec seuil<sub>ÉEN</sub> tout en conservant le bilan de masse du modèle en corrigeant les données d'entrée (températures et précipitations) a posteriori, plutôt qu'en modifiant directement les ÉEN dans la simulation hydrologique. Une fusion de la méthode par forçage de variable clé et de l'approche avec seuil<sub>ÉEN</sub> permettrait de garder la cohérence physique du modèle et ainsi améliorer les simulations. Par contre, l'ajout de neige devrait se faire par la correction des précipitations a posteriori pour conserver le bilan de masse. Dans cet ordre d'idée, le CEHQ a aussi développé une approche qui permet d'améliorer l'assimilation des relevés nivométriques en amenant une correction au modèle de neige grâce à un forçage des températures (sous la forme d'un coefficient additif) et un forçage des précipitations (sous la forme d'un facteur multiplicatif) (Turcotte et al., 2009). De manière à faire varier simultanément les deux termes, une augmentation de la température de 1°C (et une augmentation correspondante de la fonte) est considérée équivalente à une diminution de 100% de la précipitation. Cette approche pourrait ainsi éventuellement être intégrée avec l'approche du seuil<sub>ÉEN</sub>.

Ultimement, le seuil<sub>ÉEN</sub> devrait être assimilé dans le modèle par un filtre de Kalman d'ensemble. Au lieu de modifier directement l'ÉEN du modèle (insertion-directe) ou de forcer une seule variable choisie (forçage par variable clé), le filtre de Kalman permettrait de propager un niveau adéquat d'ajustement à toutes les variables d'état du modèle. Plus spécifiquement, dans ce type

d'assimilation, le seuil<sub>ÉN</sub> peut être interprété comme un niveau où en-deçà, l'erreur de la mesure du SCN satellitaire est infinie et au-dessus, l'erreur de la mesure est considérée comme égale à zéro. Le filtre de Kalman pourrait aussi permettre d'ajuster le seuil<sub>ÉN</sub> en fonction des caractéristiques du milieu (végétation, topographie) et prendre en compte l'erreur sur les variables observées.

L'étude a aussi permis de soulever une option intéressante pour évaluer la précision des données satellitaires. En effet, l'utilisation des débits observés et des débits simulés sur un bassin versant, où la bonne connaissance des processus physiques permet une estimation très précise des débits avec les simulations, pourrait permettre de faire l'inversion de l'erreur des produits SCN satellitaires. Une telle approche nécessiterait probablement l'utilisation d'un modèle hydrologique davantage basé sur les principes physiques hydrologiques en œuvre sur du bassin versant.

Ce dernier point ramène le modèle hydrologique HYDROTEL utilisé opérationnellement par le CEHQ. En effet, étant donné que le modèle HYDROTEL est plus complexe et ajoute des possibilités supplémentaires en considérant davantage les propriétés physiques du bassin versant modélisé (modèle d'élévation numérique, type de sol, etc.), il serait souhaitable de pouvoir évaluer l'approche avec seuil<sub>ÉN</sub> avec ce modèle.

Toutefois, il a été démontré que le produit MODIS<sub>SCN</sub> était grandement limité par la présence de nuages et que le produit IMS comportait parfois des erreurs difficilement explicables. Or, pour une utilisation opérationnelle de la méthode, il serait nécessaire de trouver ou de créer un produit de SCN satellitaire plus performant pour le sud du Québec et dont les sources d'erreurs seraient mieux connues et quantifiées. Un produit combinant les données MODIS et AMSR-E serait envisageable. La méthode de Langlois et al. (2004) (section 2.3.3) ou une méthode davantage basée sur un modèle d'émission de micro-ondes passives (Royer et al., 2009) permettrait d'améliorer l'identification du couvert nival lorsque le couvert nuageux rend les données MODIS inutilisables. Chokmani et al., (2006) offrent aussi une méthode pour la fusion des données SMM/I et AVHRR qui pourrait constituer une partie de la solution. Zhao & Fernandes (2009) ont développé une approche qui estime la SCN avec les données AVHRR à partir d'une assimilation de donnée simple. Il faudra aussi garder à l'œil dans les prochaines années les améliorations amenées au produit IMS par le NOAA/NESDIS, qui projette d'intégrer plusieurs autres types de données dont les données AMSR-E et QSCAT (Hellfrich et al., 2007).

### 6.3 QSCAT

Comme mentionné précédemment, l'évaluation sur les données QSCAT visait principalement à atteindre le premier objectif et comporte ainsi un aspect beaucoup plus théorique et expérimental. Plus de développement devra être effectué sur les données pour une éventuelle utilisation opérationnelle.

L'étude des données QSCAT sur le territoire a permis de tirer plusieurs conclusions intéressantes. D'abord, il est important de noter qu'initialement, les données du scattéromètre Seawinds sont à une résolution de 25km x 25km, ce qui limiterait grandement leur utilisation. Néanmoins le rééchantillonnage effectué par le BYU ramène les données à une résolution forte intéressante dans le contexte du modèle de neige du CEHQ. Mais il était néanmoins nécessaire de vérifier si ce traitement gardait malgré tout la sensibilité des données à l'eau liquide contenue dans la neige.

Il semble clair que la combinaison des orbites ASC et DSC diminue la capacité des données QSCAT à caractériser le couvert nival. En fait, il existe des variations intra-diurnes des caractéristiques du couvert nival. Le couvert nival au début de la fonte contient souvent plus d'eau en fin d'après-midi (orbite DSC) où les températures sont les plus élevées, et moins le matin (orbite ASC) où les températures plus froides de la nuit recongèlent l'eau dans la neige. En combinant les deux informations, le signal du couvert nival est lissé et moins sensible.

Les données DSC donne quant à elles un bon signal de la fonte. Les différentes approches de l'identification de la fonte donnent des résultats intéressants. Il reste néanmoins difficile de départager clairement laquelle offre les meilleures correspondances avec les données météorologiques. D'autre part, le fait d'utiliser des seuils à l'échelle du pixel ou à l'échelle du bassin versant semble amener une très faible amélioration à peine significative. Une étude plus étendue géographiquement permettrait peut-être de tirer de meilleures conclusions sur les performances des trois méthodes ( $\sigma_{\text{fonte}}^{0 \text{ fixe}}$ ,  $\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy}:1-60)}$ ,  $\sigma_{\text{fonte}}^{0(\text{moy}-\text{std}:1-60)}$ ) et les échelles des seuils. Une telle étude permettrait de mieux constater si l'utilisation de seuils par pixel permet de prendre en compte la végétation présente.

En ce qui a trait à l'intégration des cartes de fonte créées avec QSCAT dans le modèle SPH-AV, différentes raisons peuvent expliquer l'impact négligeable sur la simulation des débits.

Premièrement, le fait d'utiliser les mêmes données météorologiques pour identifier les seuils fait en sorte que les moments de fonte sont inévitablement très corrélés. L'identification des seuils avec les données d'Environnement Canada permettrait peut-être de donner un peu plus d'indépendance aux seuils optimisés par rapport au modèle de neige. Il serait aussi envisageable d'identifier les seuils à partir de données de débits. Deuxièmement, le modèle de neige n'est pas très sensible à une identification de la fonte légèrement devancée étant donné que cette fonte est négligeable dans l'hydrologie du bassin versant. Les débits ne sont réellement influencés par la fonte seulement lorsque les températures sont suffisamment élevées pour faire fondre une quantité significative de neige. Ainsi, l'utilisation des images de fonte QSCAT n'a pas permis d'améliorer l'estimation des principaux pics. Ce phénomène d'insensibilité a aussi été observé dans l'étude de Hillard et al. (2003).

L'analyse de la relation entre le HN et la remontée du  $\sigma^0$  lors de la fonte montre la limitation amenée par la présence d'un bruit dans le signal. Une fois de plus, une étude sur un plus grand nombre de stations météorologiques et considérant un plus grand territoire pourrait permettre de mieux comprendre le comportement du  $\sigma^0$  selon différentes conditions. L'identification du  $\sigma_{sol}^0$  demandera tout de même de trouver une façon de réduire le bruit produit en partie par la grande variabilité des éléments causant la rétrodiffusion dans les micro-ondes passives (végétation, sol, humidité). Une piste de solution serait d'utiliser un modèle physique de rétrodiffusion de la surface pour en extraire seulement l'information amenée par le couvert nival. Le modèle semi-empirique développé à l'université Technologique d'Helsinki pour les régions forestières (éq. 2.33) (*in* Luojus et al., 2007a) pourrait être adapté à la région du sud du Québec pour ainsi évaluer la contribution de la végétation ainsi que la condition de la canopée forestière.

## 7. Conclusion

L'étude de la comparaison des produits de superficie de couvert nival satellitaires (MODIS<sub>SCN</sub>, IMS) avec les données de hauteurs de neige d'Environnement Canada a montré l'ambiguïté de l'utilisation des données de stations météorologiques ponctuelles pour la vérification des produits satellitaires à cause d'une incompatibilité de la représentativité spatiale. Néanmoins, en considérant les valeurs de superficie de couvert nival satellitaires inférieures aux simulations du modèle SPH-AV et les sous-estimations généralisées des débits simulés par le modèle hydrologique MOHYSE, il a été possible de conclure que les produits de télédétection sous estiment le SCN sur les bassins versants à l'étude (du Nord et aux Écorces). D'autre part, il a aussi été démontré que la méthode de Romanov et al. (2004), qui permet d'évaluer la hauteur de neige à partir des fractions de superficie du couvert nival satellitaires, n'est pas applicable sur la région d'étude.

Le potentiel des données QSCAT rééchantillonnées à une résolution plus fine, générées par le Brigham Youth University, pour caractériser le couvert nival a été démontré. Il est aussi possible de conclure que les produits considérant l'orbite descendante sont plus adéquats que les produits considérant les orbites ascendantes et descendantes pour la caractérisation du couvert nival. Les données permettent d'identifier de façon appréciable la présence de fonte avec des correspondances autour de 90% avec les différentes approches étudiées. L'étude est par contre trop limitée géographiquement pour conclure définitivement à une approche plus adéquate qu'une autre. Cette information n'a toutefois pas permis d'amener une correction significative à l'estimation des débits. L'amélioration de l'identification du début de la fonte qui est actuellement callée sur les températures mesurées en station, ne semble effectivement pas un enjeu important pour la simulation des crues. En ce qui a trait à la relation entre la remontée du coefficient de rétrodiffusion et la quantité de neige en période de fonte, il semble qu'un certain lien existe, mais qu'une étude plus approfondie devra être effectuée pour identifier les causes de la variabilité marquée du coefficient de rétrodiffusion.

Le produit MODIS<sub>albédo</sub> n'a quant à lui pas permis d'obtenir de résultats intéressants. En effet, le trop grand nombre de trous dans la série temporelle des données MODIS<sub>albédo</sub> ne permet pas de tirer de conclusions claires sur le potentiel des données d'albédo satellitaires.

L'étude propose finalement une méthode d'intégration d'« insertion-directe » du produit satellitaire fusionné (MODIS<sub>SCN</sub>, IMS) qui se base sur l'hypothèse selon laquelle les satellites ne peuvent identifier les faibles quantités de neige. L'approche permet d'identifier significativement mieux les pics principaux de crues sur le bassin versant optimisé (du Nord) ainsi que sur le bassin versant de vérification (aux Écorces). L'étude a aussi permis de conclure que la force des produits satellitaires de superficie de couvert nival, dans une optique de simulation hydrologique lors de crues printanières, réside dans la disponibilité d'information journalière pour corriger l'équivalent en eau de la neige d'un modèle. Les résultats semblent aussi soutenir que le produit IMS comporte parfois des erreurs importantes, et qu'un nouveau produit superficie de couvert nival devrait être développé dans une perspective d'utilisation opérationnelle. Une approche d'assimilation de type filtre de Kalman considérant le seuil<sub>ÉEN</sub> serait aussi une avenue à prioriser.

En conclusion, la présente étude a démontré le potentiel de plusieurs données satellitaires pour la caractérisation du couvert nival. Pour les données QSCAT, les travaux futurs devront se concentrer sur un développement plus approfondi des algorithmes pour la caractérisation de la neige. Une meilleure compréhension de l'interaction des micro-ondes avec l'environnement physique du milieu (végétation, humidité du sol, glace, conditions de neige autre que l'équivalent en eau de la neige) permettrait peut-être de mieux soutenir l'information de la neige. Les produits superficie de couvert nival sont actuellement les données dont l'intégration dans les modèles de neige permet une amélioration des simulations des crues printanières. La méthode développée (seuil<sub>ÉEN</sub>) pourra éventuellement être bonifiée par d'autres types de produits satellitaires comme les données micro-ondes passives. Les méthodes d'assimilation de données plus sophistiquées, comme les filtres de Kalman, devront aussi être préconisées dans les travaux futurs. La présente étude reste cependant relativement limitée et visait d'abord à faire une première analyse du potentiel des produits satellitaires pour le CEHQ. L'objectif a été atteint, mais il sera intéressant de poursuivre les développements de l'utilisation de la télédétection de la neige dans les simulations hydrologiques considérant les transformations appréhender des hivers québécois sous l'effet des changements climatiques.

## 8. Références

Andreadis, K.M., Lettenmaier, D.P. (2006) Assimilating remotely sensed snow observations into a macroscale hydrology model, *Advances in water resources*, vol.29, p.872-886.

Astrade, L. (1998) La gestion des barrages-réservoirs au Québec : exemples d'enjeux environnementaux, *Annales de géographie*, vol.107, p.590-609.

Ault, T.W., Czajkowski, K.P., Benko, T., Coss, J., Struble, J., Spongberg, A., Templin, M., Gross, C. (2006) Validation of the MODIS snow product and cloud mask using student and NWS cooperative station observations in the lower Great Lakes region, *Remote sensing of environment*, vol.105, p.341-353.

Bartlett, P.A., MacKay, M.D., Verseghy, D.L. (2006) Modified snow algorithms in the Canadian land surface scheme: model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands, *Canadian meteorological and oceanographic society: Atmosphere-Ocean*, vol.43, p.207-222.

Barton, J. S., Hall, D. K., Riggs, G. A. (2001) Remote sensing of fractional snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data, *57<sup>e</sup> Eastern Snow Conference*, 17-19 mai, 2000, Syracuse, NY, p. 171- 183.

Bourque, A., Simonet, G. (2008) « Québec », in *Vivre avec les changements climatiques au Canada : édition 2007*, Lemmen, D.S., Warren, F.J., Lacroix, J., Bush, E. (éditeurs), Gouvernement du Canada, Ottawa (Ontario), 2008, p.171-226.

Brown, R., Derksen, C., Wang, L. (2007) Assessment of spring snow cover duration variability over northern Canada from satellites datasets, *Remote sensing of environment*, vol.111, p.367-381.

Brubaker, K.L., Pinker, R.T., Deviatova, E. (2005) Evaluation and comparison of MODIS and IMS snow-cover estimates for the continental United States using station data, *Journal of hydrometeorology*, vol.6, p.1002-1017.

Chang, A.T.C., Foster, J.L., Hall, D.K. (1987) Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters, *Annals of glaciology*, vol.9, p.39-44.

Chokmani, K., Bernier, M., Pâquet, L.-M., Dever, K., Gauthier, Y., Royer, A. (2006) Snow mapping over Eastern Canada for climate change studies purpose using historical NOAA-AVHRR and SSM/I data, *Proceedings of IGARSS 2006 and 27th Canadian Symposium on Remote Sensing*, Denver, Colorado, 31 Juillet – 4 août, 2006, 3 p.

Cihlar, J., Beaubien, J., (1998) *Land cover of Canada Version 1-1*, Publication spéciale, Projet NBIOME, Produit par le Centre canadien de télédétection et le service canadien des forêts, Ressources naturelles Canada, Disponible sur CD-ROM au Centre canadien de télédétection, Ottawa, Ontario.

Clark, M.P., Slater, A.G., Barret, A.P., Hay, L.E., McCabe, G.J., Rajagopalan, B., Leavesley, G.H. (2006) Assimilation of snow covered area information into hydrologic and land-surface models, *Advances in water resources*, vol.29, p.1209-1221.

Commission scientifique et technique sur la gestion des barrages (1997) Bibliothèque nationale du Québec, ISBN 2-550-31087.

Comtois-Boutet, F. (2007) Évaluation de modèles de regression linéaire pour la cartographie de l'équivalent en eau de la neige dans la province du Québec avec le capteur micro-ondes passives AMSR-E, Mémoire de maîtrise, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 91 p.

Derksen, C., Walker, A., Goodison, B. (2005) Evaluation of passive microwave snow water equivalent retrievals across the boreal forest-tundra transition of western Canada, *Remote sensing of environment*, vol.96, p.315-327.

De Lannoy, G.J.M., Reichle, R.H., Houser, P.R., Pauwels, V.R.N., Verhoest, N.E.C. (2007) Correcting for forecast bias in soil moisture assimilation with the ensemble Kalman filter, *Water resources research*, 43:W09410. doi:10.1029/2006WR005449.

Dingman, S.L. (2002) *Physical Hydrology* (2e éd.), Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 646 p.

Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V.K. (1992) Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models, *Water resources research*, vol.24, p.1015-1031.

Durand, M., Kim, E.J, Margulis, S.A. (2009) Radiance assimilation shows primes for snowpack characterization, *Geophysical research letters*, vol.36, L02503, doi:10.1029/2008GL035214.

Engeset, R.V., Udnaes, H.C., Guneriussen, T., Koren, H., Malnes, E., Solberg, R., Alfnes, E. (2003) Improving runoff simulations using satellite-observed time-series of snow covered area, *Nordic hydrology*, vol.34, p.281-294.

Faria, D.A., Pomeroy, J.W., Essery, R.E. (2000) Effect of covariance between ablation and snow water equivalent on depletion of snow-covered area in a forest, *Hydrological Processes*, vol.14, p.2683-2695.

Fortier-Fillion, T.-C. (2009) Modélisation hydrologique simple appliquée à des bassins jaugés et non jaugés, Mémoire de maîtrise (en préparation), Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement.

Fortin, J.P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J., Villeneuve, J.P. (2001) Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. I:Description of model, *Journal of hydrologic engineering*, vol.6, p.91-99.

Fortin, J.P. (2005) Manuel de l'utilisateur d'Hydrotel, Rapport de recherche, INRS-ETE, Québec.

Fortin, V., Turcotte, R. (2006) Le modèle hydrologique MOHYSE, Note de cours pour SCA7420, Département des sciences de la terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, 23 juin 2006.

Goïta, K, Walker, A.E., Goodison, B.E. (2003) Algorithm development for the estimation of snow water equivalent in the boreal forest using passive microwave data, *International journal of remote sensing*, vol.24, p.1097-1102.

Gratton, Y. (2002) Le krigeage : la méthode optimale d'interpolation spatiale, Les articles de l'institut d'analyse Géographique, Juin 2002, <http://www.iag.asso.fr/>.

Grody, N., Basist, A.N. (1996) Global identification of snowcover using SMM/I measurements, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol.34, p. 237-249.

Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V. (1995) Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data, *Remote sensing of environment*, vol.54, p.127-140.

Hall, D.K., Foster, J.L., Verbyla, D.L., Klein, A.G., Benson, C.S. (1998) Assessment of snow-cover mapping accuracy in a variety of vegetation-cover densities in central Alaska, *Remote sensing of environment*, vol.66, p.129-137.

Hall, D.K., Riggs, G.A., Salomonson, V.V., (2006) *MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid V005*, 01-01-2004 to 01-07-2007, Boulder, Colorado, USA, National Snow and Ice Data Center, Média électronique.

Hall, D.K., Riggs, G.A. (2007) Accuracy assessment of the MODIS snow product, *Hydrological processes*, vol.21, p.1534-1547.

Hellfrich, S.R., McNamara, D., Ramsay, B.H., Baldwin, T., Kasheta, T. (2007) Enhancements to, and forthcoming developments in the interactive multisensor snow and ice mapping system (IMS), *Hydrological processes*, vol.21, p.1576-1586.

Jin, Y., Schaaf, C.B., Gao, F., Li, X., Strahler, A.H., Zeng, X., Dickinson, R.E. (2002) How does snow impact the albedo of vegetated land surfaces as analyzed with MODIS data?, *Geophysical research letter*, vol.29, doi:10.1029/2001GL014132.

Kimball, J.S., McDonald, K.C., Frohling, S., Running, S.W. (2004) Radar remote sensing of the spring thaw transition across a boreal landscape, *Remote sensing of Environment*, vol.89, p.163-176.

Klein, A.G., Strove, J. (2002) Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument, *Annals of glaciology*, vol.34, p.45-52.

Klein, A.G., Barnett, A.C. (2003) Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande river basin for the 2000-2001 snow year, *Remote sensing of environment*, vol. 86, p.162-176.

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*, vol.35, p. 601-610.

Hallikainen, M.T., Halme, P., Lahtinen, P., Pulliainen, J. (2004) Retrieval of snow characteristics from spaceborne scatterometer data, *Proceedings of IEEE 2004 international geoscience and remote sensing symposium (IGARSS'04)*, Anchorage, USA, 20-24 septembre 2004, p.1849-1852.

Hansen, M.C., DeFries, R.S., Townshend, J.R.G., Carroll, M., Dimiceli, C., Sohlberg, R.A. (2003) Global percent tree cover at a spatial resolution of 500 meters: first results of the MODIS vegetation continuous fields algorithm, *Média électronique*.

Hillard, U., Sridhar, V., Lettenmaier, D.P., McDonald, K.C. (2003) Assessing snowmelt dynamics with NASA scatterometer (NSCAT) data and a hydrologic process model, *Remote sensing of environment*, vol.86, p.52-69.

Langlois, A., Royer, A., Fillol, E., Frigon, A., Laprise, R. (2004) Evaluation of the snow cover variation in the Canadian regional climate model over eastern Canada using microwave satellite data, *Hydrological processes*, vol.18, p.1127-1138.

Lavallée, S., Brissette, F.P., Leconte, R., Larouche, B. (2006) Monitoring snow-cover depletion by coupling satellite imagery with a distributed snowmelt model, *Journal of water resources planning and management*, vol.71, p.71-78.

Long, D., & Hicks, B. (2005) Standard BYU QuikSCAT/SeaWinds land/ice image products. Report Provo, Utah: Brigham Young University.

Luojus, K.P., Pulliainen, J.T., Metsämäki, S.J., Hallikainen, M.T. (2007a) Snow-covered area estimation using satellite radar wide-swath images, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol.45, p.978-989.

Luojus, K.P. (2007b) Operational snow-covered area estimation for boreal forest zone using spaceborne radar, Thèse de doctorat, Helsinki University of Technology, Finland, 245 p.

Mareuil, A., Leconte, R., Brissette, F., Minville, M. (2007) Impacts of climate change on the frequency and severity of floods in the Châteauguay river basin, Canada, *Canadian journal of civil engineering*, vol.34, p.1048-1060.

Martinez, J., Rango, A., Roberts, R. (1998) Snowmelt runoff model (SRM) user's manual, *Geographica Bernensia*, vol. P35, Switzerland: University of Bern.

Maurer, E.P., Rhoads, J.D., Dubayah, R.O., Lettenmaier, D.P. (2003) Evaluation of the snow-covered area data product from MODIS, *Hydrological Processes*, vol.17, p.59-71.

McGuire, M., Wood, A.W., Hamlet, A.F., Lettenmaier, D.P. (2006) Use of satellite data to streamflow and reservoir storage forecasts in the Snake river basin, *Journal of water resources planning and management*, vol.132, p.97-110.

Melloh, R.A., Hardy, J.P., Davis, R.E., Robinson P.B. (2001) Spectral albedo/reflectance of littered forest snow during the melt season, *Hydrological processes*, vol.15, p.3409-3422.

Molotch, N. P., Painter, T.H., Bales, R.C., Dozier, J. (2004) Incorporating remotely-sensed snow albedo into spatially-distributed snowmelt model, *Geophysical research letters*, vol.31, L03501, doi:10.1029/2003GL019063.

Musselman, K.N., Molotch, N.P., Brooks, P.D. (2008) Effects of vegetation on snow accumulation and ablation in a mid-latitude sub-alpine forest, *Hydrological processes*, vol.22, p.2767-2776.

Nagler, T., Rott, H., Malcher, P., Müller, F. (2008) Assimilation of meteorological and remote sensing data for snowmelt runoff forecasting, *Remote sensing of environment*, vol.112, p.1408-1420.

Nash, J., E., Sutcliffe, J., V. (1970) Riverflow forecasting through conceptual model, *Journal of hydrology*, vol.10, p.282-290.

Nghiem, S.V., Tsai, W.-Y. (2001) Global snow cover monitoring with spaceborn Ku-band scatterometer, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol.39, p.2118-2134.

Ni, W., Li, X., Woodcock, C., Roujean, J.L., Davis, R.E. (1997) Transmission of solar radiation in boreal conifer forests: measurements and models, *Journal of Geophysical Research*, vol.102, p.29555-29566.

NOAA/NESDIS/OSDPD/SSD (2004) IMS daily northern hemisphere snow and ice analysis at 4 km and 24 km resolution. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center, Média électronique.

Pan, M., Wood, E.F. (2006) Data assimilation for estimating the terrestrial water budget using a constrained ensemble Kalman filter, *Journal of Hydrometeorology*, vol.7, p.534-47.

Pardé, M., Goita, K., Royer, A. (2007) Inversion of a passive microwave snow emission model for water equivalent estimation using airborne and satellite data, *Remote sensing of environment*, vol.111, p.346-356.

Pietroniro, A., Leconte, R. (2005) A review of Canadian remote sensing and hydrology, 1999-2003, *Hydrological Processes*, vol.19, p.285-301.

Pomeroy, J.W., Gray, D.M., Shook, B., Toth, B., Essery, R.L.H, Pietroniro, A., Hedstrom, N. (1998) An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling, *Hydrological processes*, vol.12, p.2339-2367.

Pullianen, J., Hallikainen, M. (2001) Retrieval of regional snow water equivalent from spaceborne passive microwave observations, *Remote sensing of environment*, vol.75, p.76-85.

Rawlins, M.A., McDonald, K.C., Frohking, S., Lammers, R.B., Fahnestock, M., Kimball, J.S., Vorosmarty, C.J. (2005) Remote sensing of snow thaw at the pan-Arctic scale using the SeaWinds scatterometer, *Journal of Hydrology*, vol.312, p.294-312.

Romanov, P., Gutman, G., Csiszar, I. (2002) Satellite-derived snow cover maps for North America: accuracy assessment, *Advances in space Research*, vol.30, p.2455-2460.

Romanov, P. & Tarpley, D. (2004) Estimation of snow depth over open prairie environments using GOES imager observations, *Hydrological processes*, vol.18, p.1073-1087.

Romanov, P., Tarpley, D. (2007) Enhanced algorithm for estimating snow depth from geostationary satellites, *Remote sensing of environment*, vol.108, p.97-110.

Roy, V., Goïta, K., Royer, A., Walker, A.E., Goodison, B.E. (2004) Snow water equivalent retrieval in a Canadian boreal environment from microwave measurements using the HUT snow emission model, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol.42, p.1850-1859.

Royer, A., Goïta, K., Kohn, J., DeSève, D. (2009) Monitoring dry, wet and no-snow conditions from satellite microwave observations, *IEEE geoscience and remote sensing letters*, soumis.

Rutan, D., Rose, F., Roman, M., Manalo, N., Smith, B., Schaaf, C., Charlock, T. (2009) Development and assessment of broadband surface albedo from Clouds and the Earth's Radiant Energy System Clouds and Radiation Swath data product, *Journal of Geophysical Research*, vol.114, D08125, doi:10.1029/2008JD010669.

Salomon, J.G., Schaaf, C.B., Strahler, A.H., Gao, F., Jin, Y. (2006) Validation of the MODIS bidirectional reflectance distribution function and albedo retrievals using combined observations from the aqua and terra platforms, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 44, p.1555-1565.

Salomonson, V.V., Appel, I. (2004) Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index, *Remote sensing of environment*, vol.89, p.351-360.

Schmugge, T.J., Kustas, W.P., Ritchie, J.C., Jackson, T.J., Rango, A. (2002) Remote sensing in hydrology, *Advances in water resources*, vol.25, p.1367-1385.

Sécurité publique Canada (2009) Base de données canadienne sur les désastres, <http://ww5.ps-sp.gc.ca/res/em/cdd/search-fr.asp>

Sicart, J.E., Pomeroy, J.W., Essery, R.E., Hardy, J., Link, T., Marks, D. (2004) A sensitivity study of daytime net radiation during snowmelt to forest canopy and atmospheric conditions, *Journal of Hydrometeorology*, vol.5, p.774-784.

Simic, A., Fernandes, R. Brown, R., Romanov, P., Park, W. (2004) Validation of VEGETATION, MODIS, and GOES + SSM/I snow-cover products over Canada based on surface snow depth observations, *Hydrological Processes*, vol.18, p.1089-1104.

Singh, V.P., Frevert, D. (2002a) Mathematical models of large watershed hydrology, Water Resources Publications, Littleton, CO, 914 p.

Singh, V.P., Frevert, D. (2002b) Mathematical models of small watershed hydrology, Water Resources Publications, Littleton, CO, 972 p.

Slater, A., Clark, M. (2006) Snow data assimilation via an ensemble Kalman filter, *Journal of Hydrometeorology*, vol.7, p.478-93.

Stiles, W., Ulaby, F. (1980) The active and passive microwave response to snow parameters : 1. Wetness, *Journal of Geophysical Research*, vol.85, p.1037-1044.

Stroeve, J.C., Box, J.E., Haran, T. (2006) Evaluation of the MODIS (MOD10A1) daily snow albedo product over Greenland ice sheet, *Remote sensing of environment*, vol.105, p.155-177.

Sun, C., Walker, J.P., Houser, P.R. (2004) A methodology for snow data assimilation in a land surface model, *Journal of geophysical research*, vol.109, D08108.doi:10.1029/2003JD003765.

Susaki, J., Yasuoka, Y., Kajiwara, K., Honda, Y., Hara, K. (2007) Validation of MODIS albedo products of Paddy fields in Japan, *IEEE transactions on geosciences and remote sensing*, vol.45, p.206-217.

Tedesco, M., Pulliainen, J., Takala, M., Hallikainen, M., Pampaloni, P. (2004) Artificial neural network-based techniques for the retrieval of SWE and snow depth from SMM/I data, *Remote sensing of environment*, vol.90, p.76-85.

Tekeli, A.E., Sensoy, A., Sorman, A., Akyürek, Z., Sorman, Ü. (2006) Accuracy assessment of MODIS daily snow albedo retrievals with *in situ* measurements in Karasu basin, Turkey, *Hydrological processes*, vol.20, 705-721.

Turcotte, R., Fortin, J.P., Bernier, M., Gauthier, Y. (2001) Developments for snowpack water equivalent monitoring using Radarsat as input to the Hydrotel hydrological model, *Remote sensing and Hydrology 2000* (Proceedings du symposium à Santa Fe, New Mexico, USA, April 2000), IAHS, no.267.

Turcotte, R., Lacombe, P., Dimnik, C., Villeneuve, J.P. (2004a) Prévisions hydrologiques distribuées pour la gestion des barrages publics du Québec, *Canadian journal of civil engineering*, vol.34, p.308-320.

Turcotte, R., Lafleur, J., Picard, F., Lacombe, P., Latraverse, M., Tremblay, D. (2004b) La mise en place de systèmes de prévision hydrologique et d'aide à la gestion des barrages publics du Québec comme mesure d'adaptation face aux conditions hydrologiques extrêmes, *57e congrès annuel de l'association canadienne des ressources hydriques, eau et changement climatique : comprendre pour mieux s'adapter*, 16 juin, Montréal, Canada.

Turcotte, R., Fortin, L.G., Fortin, V., Villeneuve, J.P., Lacombe, P., Battay, A. (2006) Cartographie opérationnelle de l'évolution temporelle de l'équivalent en eau de la neige au sol dans le sud du Québec, Centre d'expertise hydrique du Québec, Québec, 48 p.

Turcotte, R., Fortin, L.G., Fortin, V., Fortin, J.P., Villeneuve, J.P. (2007) Operational analysis of spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada, *Nordic hydrology*, vol.38, p.211-234.

Turcotte, R., Roy, A., Fortier-Fillion, T.-C. (2008) Final days of the spring flood : looking for the melt of hidden snow. *The court of miracles of hydrology*, Paris, 18-20 juin, 2008.

Turcotte, R., Fortier-Fillion, T.-C., Lacombe, P., Fortin, V., Roy, A., Royer, A. (2009) Simulation hydrologiques des derniers jours de la crue au printemps: le problème de la neige manquante, *Journal des sciences hydrologiques*, soumis.

Vachon, F., Goïta, K., De Sève, D., Royer, A. (2009) Geophysical inversion of a physical-based model combined with *in situ* data assimilation for snow water equivalent monitoring, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, accepté.

Vescovi, L., Cyr, J.-F., Turcotte, R., Fortin, L.-G., Ludwig, R., Braun, M., May, I. (2008) Adaptation et comparaison d'outils québécois et bavarois de gestion intégrée de bassins versants dans un contexte de changements climatiques, Ouranos, Montréal, 148 p.

Vikhamar, D., Solberg, R. (2002) Subpixel mapping of snow cover in forest by optical remote sensing, *Remote Sensing of Environment*, vol.84, p.69–82.

Walker, J.P., Houser, P.R. (2001) A methodology for initializing soil moisture in a global climate model : assimilation of near-surface soil moisture observations, *Journal of geophysical research*, vol.106, p.11761-74.

Yang, Z.L. (2005) Description of recent snow models, in Martin, E., Armstrong, R. (réd.) *Snow and Climate*, International Committee on Snow and Ice, Oxford University, Disponible sur : <http://www.geo.utexas.edu/climate/Research/SNOWMIP/snowmip.htm>.

Zhao, H., Fernandes, R. (2009) Daily snow cover estimation from Advanced Very High Resolution Radiometer Polar Pathfinder data over Northern Hemisphere land surfaces during 1982–2004, *Journal of geophysical research*, 114, D05113, doi:10.1029/2008JD011272.