

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE  
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À  
L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

COMME EXIGENCE PARTIELLE  
À L'OBTENTION DE LA  
MAÎTRISE EN GÉNIE DE LA CONSTRUCTION  
M.Sc.A.

PAR  
Alexandre MAS

DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE NUMÉRIQUE D'ÉVOLUTION DU COUVERT  
NEIGEUX ADAPTÉ À LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

MONTRÉAL, LE 6 JUIN 2016



Alexandre Mas, 2016



Cette licence Creative Commons signifie qu'il est permis de diffuser, d'imprimer ou de sauvegarder sur un autre support une partie ou la totalité de cette oeuvre à condition de mentionner l'auteur, que ces utilisations soient faites à des fins non commerciales et que le contenu de l'oeuvre n'ait pas été modifié.

**PRÉSENTATION DU JURY**

CE MÉMOIRE A ÉTÉ ÉVALUÉ

PAR UN JURY COMPOSÉ DE:

M. Michel Baraer, Directeur de Mémoire  
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. Mathias Glaus, Président du Jury  
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. François Brissette, Membre du Jury  
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

IL A FAIT L'OBJET D'UNE SOUTENANCE DEVANT JURY ET PUBLIC

LE 30 MAI 2016

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE



## REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Michel pour cette grosse année de travail ensemble. Merci de m'avoir fait confiance pour mener à bien ce projet en me laissant prendre des initiatives. Malgré les impasses et les nombreux changements de direction, tu as su me guider remarquablement pour aboutir à un résultat auquel je suis fier d'avoir contribué. Je te suis reconnaissant pour tous les moments d'écoute et d'échange qui m'ont toujours fait progresser dans la bonne voie. Merci d'avoir été si compréhensif en m'accordant le temps dont j'avais besoin du début à la fin de ce projet. Je te remercie enfin pour m'avoir fait découvrir le monde de la recherche et m'avoir encouragé à y entrer avec un maximum d'ambitions, qui se sont avérées payantes.

Un grand merci ensuite aux professeurs et aux étudiants du DRAME qui ont toujours contribué à une ambiance de travail sérieuse mais néanmoins chaleureuse. Merci en particulier à Richard Arsenault pour m'avoir aidé à résoudre un certain nombre de problèmes, sans toi je serai sûrement encore en train d'attendre la fin de mes calculs. Merci à Annie Poulin pour avoir contribué à la qualité de mon premier article soumis à un journal scientifique. Merci enfin à tous les autres, malgré mon assiduité réduite à l'ETS j'ai toujours pris plaisir à échanger avec vous.

Je tiens aussi à remercier toutes les personnes que j'ai rencontré durant mon séjour à Montréal et qui ont contribué à enrichir mon expérience ici, en particulier le groupe des Bronzés, j'espère que le futur vous souriera à tous. Merci aussi à ma famille pour le soutien moral et matériel inconditionnel dont ils ont fait preuve.

Merci enfin à Clémentine Gay, malgré les déconvenues et la distance tu as toujours été là pour me soutenir et me motiver à avancer.



# DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE NUMÉRIQUE D'ÉVOLUTION DU COUVERT NEIGEUX ADAPTÉ À LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

Alexandre MAS

## RÉSUMÉ

La plupart des modèles hydrologiques utilisent des méthodes de type degré jour ou bilan d'énergie simplifié pour simuler l'évolution du couvert neigeux. Les paramètres utilisés dans ces équations requièrent un calage qui est généralement fait par rapport à des données de débit. Malgré son efficacité apparente, cette méthode tend à promouvoir les risques d'équifinalité dans les modèles ayant de nombreux paramètres et entraîne l'utilisation de relations empiriques dont la validité dans un contexte de changements climatiques n'est pas prouvée. L'objectif de cette étude est de développer un modèle de neige à base physique utilisable en modélisation hydrologique et qui ne nécessiterait pas ou peu de calage de ses paramètres. Nommé MASiN (Modèle Autonome de Simulation de la Neige), ce modèle applique la méthode du bilan d'énergie et de masse pour simuler l'évolution d'un couvert neigeux multicouches en utilisant des données météorologiques communes au pas de temps horaire (température de l'air, humidité relative et vitesse du vent) et quotidien (précipitation). La paramétrisation du modèle a été effectuée à un seul site sélectionné parmi les 23 sites d'étude localisés au Canada et en Suède. La hauteur de neige simulée par MASiN à chaque site avec ce jeu de paramètres a été comparée à des mesures et des simulations de trois autres modèles calibrés à chacun des 23 sites. Les modèles de comparaison sont le module de neige du modèle hydrologique Hydrotel et deux modèles de neige empiriques. En moyenne, MASiN est le meilleur des quatre modèles pour deux des trois critères d'évaluation des performances utilisés. Une baisse de performance est constatée aux sites de latitude élevée. MASiN présente globalement de solides capacités de transférabilité dans le temps et l'espace qui en font un modèle robuste pour des applications en modélisation distribuée requérant une simulation de l'évolution du couvert neigeux, en particulier quand la validité d'un calage est questionnée. L'utilisation de MASiN en modélisation hydrologique n'a pu qu'être effleurée dans cette étude. L'approche utilisée pour cette première tentative n'a pas apportée les résultats escomptés en terme de performance de simulation des débits à l'exutoire de quatre bassins versants du sud du Québec. Les résultats de cette première tentative sont néanmoins présentés ici.

**Mots clés:** neige, modélisation hydrologique, fonte de la neige, bilan énergétique





# DEVELOPMENT AND VALIDATION OF A SNOWPACK EVOLUTION MODEL SUITABLE FOR HYDROLOGICAL MODELING

Alexandre MAS

## ABSTRACT

Most hydrological models simulate snowmelt using a degree day or simplified energy balance method which usually requires a calibration of the snow related parameters using discharge data. Despite its apparent efficiency, this method is recognized as promoting equifinalities in models having a large number of parameters and leads to empirical relations which are not proven to remain valid in a changing climate. The objective of this study is to develop a physically based snowpack model suitable for hydrological modeling and whose simulation process would ultimately not require calibration against discharge data. The model called MASiN computes the energy and mass balance of multiple layers of the snowpack using commonly measured meteorological parameters at hourly time step (air temperature, relative humidity, wind velocity) and daily time step (precipitation). Model parameterization is performed at a single site selected among 23 study sites in Canada and Sweden on which the model is tested at. The snow depth simulated by MASiN with a unique set of parameters is compared against measurements and simulations from three other models which were calibrated on the 23 study sites. Models used for comparison are the snow module of the hydrological model Hydrotel and two empirical snow models. On average, MASiN shows the best performance among the four models for two of the three criteria used for comparison. MASiN exhibits lower performances at the northernmost sites. MASiN globally shows strong time and space transferability which make it a robust snow model for distributed modeling applications in snow cover related studies, particularly when the recourse to calibration is questioned. The application of MASiN to hydrological modeling has only been scratched in this study. The approach used in this first attempt did not bring the expected results regarding discharge simulation performance assessed on four watershed from southern Quebec. However, the results of this first try are presented here.

**Keywords:** snow, hydrological modeling, snowmelt, energy balance



## TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE .....	7
1.1 Physique de la neige .....	7
1.1.1 Formation, accumulation et fonte du couvert neigeux .....	7
1.1.1.1 Formation .....	7
1.1.1.2 Evolution durant l'hiver .....	7
1.1.1.3 Processus de fonte du couvert neigeux .....	8
1.1.1.4 Bilan d'énergie du couvert neigeux .....	9
1.1.2 Caractéristiques physique de la neige .....	14
1.1.2.1 Caractéristiques générales .....	14
1.1.2.2 Caractéristiques optiques .....	16
1.1.2.3 Caractéristiques thermiques .....	17
1.2 Modélisation de la neige dans les modèles hydrologiques .....	18
1.2.1 MOHYSE .....	18
1.2.2 CEQEAU .....	18
1.2.3 SWAT .....	19
1.2.4 HYDROTEL .....	19
1.3 Modèles de neige physiques dédiés .....	20
1.3.1 Modèle NOAA .....	20
1.3.2 Modèle CROCUS .....	20
1.3.3 Modèle SNOWPACK .....	20
1.4 Motivations .....	21
CHAPITRE 2 MASIN : TOWARD A CALIBRATIONLESS SNOW COVER MODEL FOR HYDROLOGICAL STUDIES .....	23
2.1 Abstract .....	23
2.2 Introduction .....	24
2.3 Model presentation .....	27
2.3.1 Overview .....	27
2.3.2 Computation frame .....	28
2.3.3 Input dataset .....	29
2.3.3.1 Hourly precipitation computation .....	30
2.3.3.2 Shortwave radiations computation .....	30
2.3.4 Energy and mass balance computation .....	33
2.3.4.1 Energy exchanges terms .....	34
2.3.4.2 Mass balance of the layer .....	38
2.3.4.3 Settling .....	39
2.3.5 New snow handling .....	40
2.3.6 Layers management .....	41

2.3.7	Parameterization of the model .....	42
2.4	Study site, comparison models and performance assessment criteria .....	44
2.4.1	Study sites .....	44
2.4.2	Comparison models .....	46
2.4.3	Performance assessment and comparison criteria .....	47
2.5	Results and discussion .....	48
2.5.1	Results overview .....	48
2.5.2	Detailed results for each group of sites .....	50
2.5.3	Discussion .....	52
2.6	Conclusion .....	55
CHAPITRE 3 APPLICATION EN MODÉLISATION HYDROLOGIQUE .....		57
3.1	Principe d'application théorique .....	57
3.2	Modèle hydrologique test : le modèle HSAMI .....	58
3.2.1	Présentation .....	58
3.2.2	Traitement de la neige .....	58
3.3	Modification des modèles HSAMI et MASiN à des fins de couplage .....	59
3.4	Sites d'étude .....	60
3.5	Résultats .....	60
3.6	Limites de la méthode .....	63
CONCLUSION .....		65
ANNEXE I	CODE MATLAB DE MASIN .....	69
ANNEXE II	INFLUENCE DES PARAMÈTRES TESTÉS LORS DE L'ANALYSE DE SENSIBILITÉ SUR LA HAUTEUR DE NEIGE MODÉLISÉE .....	103
ANNEXE III	FIGURES ET TABLEAUX DE RÉSULTATS DU MODÈLE MASIN .....	113
BIBLIOGRAPHIE .....		117

## LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 2.1	Final parameterization of the model ..... 43
Tableau 3.1	Coefficients de Nash Sutcliffe obtenus pour les débits à l'exutoire sur la période de validation avec HSAMI seul et avec le couplage HSAMI - MASiN..... 61
Tableau 3.2	Critère de décalage de la fonte pour HSAMI et HSAMI - MASiN sur la période de validation, calculé à la station météorologique de chaque bassin ..... 61
Tableau 3.3	Critère d'état erroné pour HSAMi et HSAMI - MASiN sur la période de validation calculé à la station météorologique de chaque bassin ..... 62



## LISTE DES FIGURES

		Page
Figure 1.1	Schéma des échanges d'énergie et de matière dans le couvert neigeux et entre celui-ci et son environnement Adaptée de Huintjes <i>et al.</i> (2015) .....	10
Figure 2.1	(a) Simplified flowchart of MASiN running procedure. The green square corresponds to the energy and mass balance function whose running procedure is detailed in (b).....	29
Figure 2.2	Locations of the 23 sites in Canada (a) and Sweden (b). Groups 1 to 4 are shown on the map, group 5 consists of the nine remaining sites .....	44
Figure 2.3	Maximum uninterrupted snowpack presence (a) and maximum annual snow depth (b) at each site. Groups are identified by the same color code as in Figure 2.2. Red line indicates the median value, left and right edges of the boxes indicate 25th and 75th percentiles respectively, and left and right whiskers define the non outlier range. Outliers are plotted as red crosses .....	45
Figure 2.4	Assessment criteria for the four models, 23 sites. (a) Nash Sutcliffe coefficient (b) Melt offset (c) Wrongly simulated state Vertical black lines indicate MASiN median value .....	49
Figure 2.5	Results for the five groups. The left panel is the Nash Sutcliffe coefficient, the center panel is the wrongly simulated state and the right panel is the melt offset .....	50
Figure 3.1	Localisation des stations météorologique (hexagones) et des stations de jaugeage (triangles) pour chaque bassin versant d'étude. Les superficies indiquées sont les superficies drainées au point de mesure du débit .....	60
Figure 3.2	Critère décalage de la fonte pour HSAMI à chaque hiver sur les quatre bassins .....	62





## INTRODUCTION

On estime qu'en hiver, environ 50 % de la surface terrestre de l'hémisphère nord de la Terre est recouverte de neige pendant une durée significative (Robinson *et al.*, 1993). Dans les régions nordiques et de montagne, la quasi totalité des précipitations hivernales a lieu sous forme solide. La neige accumulée représente alors une part importante de l'eau stockée dans le bassin versant (Ferguson, 1999). La libération de ce stock d'eau à la fin de l'hiver influence l'hydrologie des bassins versants de l'amont à l'aval, jusque dans des régions où la neige n'est jamais présente. C'est le cas entre autre en Asie du sud-est (Thompson *et al.*, 2000) ou dans l'ouest de l'Amérique du Nord (Stewart *et al.*, 2004) où l'eau de fonte peut représenter jusqu'à 80 % du volume annuel total transporté. Dans ces régions, les écoulements de surface autant que souterrains sont donc fortement influencés par le volume d'eau de fonte disponible ainsi que par sa répartition au cours du temps (Dingman, 2002; Lundberg *et al.*, 2015). Dans le contexte actuel où les régions nordiques et montagneuses montrent des signes importants de vulnérabilité face aux changements climatiques (Minder, 2010; Stone *et al.*, 2002), il est nécessaire de proposer des outils de modélisation de la neige performants au sein des modèles hydrologiques afin d'anticiper les changements à venir en terme de gestion des ressources en eau ou d'évaluation des risques naturels (Ferguson, 1999).

Les phénomènes physiques se produisant dans un couvert neigeux ainsi que les interactions entre ce couvert neigeux et son environnement ont été étudiés intensivement afin d'accroître les connaissances disponibles sur la neige et de résoudre des problèmes spécifiques à l'hydrologie nivale (DeWalle et Rango, 2008). Ces études ont en particulier permis de développer des modèles représentant l'évolution du couvert neigeux durant la saison hivernale. Les premiers travaux du U.S. Army Corps of Engineers (1956) aux États-Unis et de Kuzmin (1961) en Union Soviétique forment la base théorique de la majorité des modèles de neige développés jusqu'à aujourd'hui (Armstrong et Brun, 2008). On peut distinguer deux grandes familles de modèles

de neige, à savoir les modèles conceptuels et les modèles physiques (Ohara et Kavvas, 2006). Leurs spécificités sont détaillées ci-après.

Les modèles conceptuels utilisent des relations empiriques pour simuler l'évolution du couvert neigeux (Hock, 2003). Ces relations sont majoritairement basées sur la méthode des degrés jours comme dans les modèles CEMANEIGE (Valéry, 2010), HBV (Bergström, 1976), SRM (Martinec et Rango, 1986) ou ETI (Pellicciotti *et al.*, 2005). L'utilisation des modèles conceptuels présente deux avantages principaux. Ils ne requièrent en général que peu de données météorologiques d'entrée, qui sont en général limitées à la précipitation quotidienne et un paramètre de température (température quotidienne maximale ou moyenne). Les modèles conceptuels sont de plus basés sur une formulation simple et courte, ce qui les rend peu gourmands en temps de calcul (Hock, 2003). Cependant, un recours à la calibration de leurs paramètres est nécessaire pour assurer de bonnes performances. Lorsqu'ils sont calibrés avec des mesures de hauteurs de neige ou d'équivalent en eau, ces modèles présentent généralement de très bonnes performances en terme de simulation ponctuelle (Williams et Tarboton, 1999). Cependant, lorsqu'ils sont intégrés à un modèle hydrologique, leurs paramètres sont généralement calés en même temps que le reste du modèle avec des données de débits (Saelthun *et al.*, 1998). Ce processus rend les paramètres du modèle de neige sensibles au problème d'équifinalité et peut engendrer des erreurs dans la simulation de l'évolution du couvert neigeux (Finger *et al.*, 2015; Konz *et al.*, 2010).

De nombreux modèles de neige physiques tels que ceux décrit par Anderson (1976), Brun *et al.* (1989), Bartelt et Lehning (2002) ou Jordan (1991) ont aussi été développés. Ils utilisent la méthode du bilan énergétique et fonctionnent généralement à des pas de temps horaires. Leur fonctionnement requiert des données météorologiques d'entrée plus complexes comme des mesures de radiations (Ohara et Kavvas, 2006). Cependant, aucun modèle physique existant n'est purement physique, principalement car la description physique des tous les phénomènes

est limitée par les connaissances théoriques disponibles, la disponibilité des données d'entrée et les contraintes de temps de calcul (Morin, 2014; Raleigh *et al.*, 2016). Cette incapacité à modéliser certains phénomènes de manière purement physique rend nécessaire l'utilisation de relations empiriques qui requièrent un calage de leurs paramètres, comme par exemple pour évaluer la densité de la neige fraîche ou le tassement du couvert neigeux sous l'effet du métamorphisme (Essery *et al.*, 2013). L'utilisation des modèles de neige physiques est généralement limitée à la modélisation distribuée, puisqu'ils prennent en compte l'effet de facteurs locaux comme la pente, la végétation ou la redistribution de la neige par le vent ou les avalanches (DeWalle et Rango, 2008). Enfin, le degré de complexité de ces modèles varie selon leurs applications. Dans les modèles utilisés pour la prévision d'avalanches comme CROCUS par exemple, l'évolution de la taille et du type de grains de neige est décrite et requiert de fait des paramètres calés additionnels (Brun *et al.*, 1989).

Les modèles conceptuels et physiques peuvent être utilisés en modélisation hydrologique tant qu'ils fournissent les variables nécessaires en sortie. Les modèles conceptuels sont cependant souvent préférés aux modèles physiques du fait de leur simplicité et du peu de données d'entrées dont ils ont besoin (Troin *et al.*, 2015). Cela dit, le recours au calage pose la question de la robustesse des modèles, c'est à dire de la transférabilité de leurs paramètres dans le temps et l'espace (Mauser et Bach, 2009). Des incertitudes existent en particulier sur les capacités de ces modèles à conserver leurs performances dans un contexte de changements climatiques (Ludwig *et al.*, 2009). Les quantités de neige accumulée, la durée de présence du couvert neigeux et les processus de fonte seront fortement affectés par le réchauffement climatique et montrent déjà des variations (Adam *et al.*, 2009; Barnett *et al.*, 2005; Pohl *et al.*, 2006). Les relations empiriques utilisées actuellement dans les modèles de neige simples proviennent de calages effectués avec des données passées ce qui questionne leur validité dans le futur (Warscher *et al.*, 2013). Ces incertitudes concernant la modélisation de la neige pourraient limiter l'habileté des

modèles hydrologiques à fournir des simulations de débits de qualité dans les bassins versant dominés par l'hydrologie nivale.

Le recours aux modèles de neige physique pour la modélisation hydrologique peut être une solution à ces problématiques (Förster *et al.*, 2014) tant qu'ils conservent un niveau de complexité raisonnable et qu'ils ne nécessitent pas de données météorologiques d'entrée trop spécifiques. Le but du travail présenté dans ce mémoire est de développer un modèle de neige original adapté à la modélisation hydrologique, utilisant le principe du bilan d'énergie et qui serait assez robuste pour éviter un calage spécifique à chaque site d'étude. Ce modèle devra répondre aux spécifications suivantes :

- utilisation de données météorologiques d'entrée communes ;
- recours à une formulation physique tant que possible ;
- ajustement d'un nombre limité de paramètres à un site unique ;
- évaluation des performances du modèle sur les données de sorties d'intérêt hydrologique.

Le rôle de la neige en hydrologie est caractérisé en premier lieu par l'équivalent en eau du couvert neigeux, la hauteur de neige étant la deuxième variable d'intérêt (Sturm *et al.*, 2010). Les mesures d'équivalent en eau étant rares, la hauteur du couvert neigeux est utilisée dans cette étude comme paramètre de référence.

Afin de valider son fonctionnement au sein d'une chaîne de modélisation hydrologique complète, le modèle de neige devra de plus être testé en couplage avec un modèle hydrologique. L'objectif principal de cette étude étant le développement d'un modèle de neige original et robuste, son application en modélisation hydrologique n'a pu être explorée que superficiellement en couplant le modèle de neige avec le modèle hydrologique HSAMI.

Ce mémoire s'articule autour d'un article intitulé "MASiN : toward a calibrationless snow cover model for hydrological studies" qui a été soumis à la revue *Water Resources Research*

le 4 avril 2016. La revue de littérature présente des notions générales de physique de la neige ainsi qu'une description de plusieurs modèles de neige indépendants ou issus de modèles hydrologiques. Le fonctionnement du modèle ainsi que la totalité des résultats et discussion le concernant sont présentés dans le chapitre 2. Le chapitre 3 présente les travaux effectués pour évaluer l'applicabilité du modèle de neige à un modèle hydrologique. La conclusion reprend les points principaux discutés dans les chapitres 2 et 3. L'annexe I présente l'ensemble du code Matlab du modèle MASiN. L'annexe II présente les figures appuyant l'analyse de sensibilité du modèle. L'annexe III contient les figures et tableaux fournis en tant que *supplemental material* lors de la soumission de l'article et supportent la discussion des résultats de simulation du modèle MASiN.



## **CHAPITRE 1**

### **REVUE DE LITTÉRATURE**

#### **1.1 Physique de la neige**

La section 1.1.1 présente les processus majeurs gouvernant la formation, les transformations et la disparition de la neige ainsi que les différentes approches employées pour modéliser ces processus dans des modèles existant. La section 1.1.2 présente les caractéristiques physiques de la neige d'intérêt dans une approche de modélisation hydrologique ainsi que les différentes méthodes existantes pour les calculer.

##### **1.1.1 Formation, accumulation et fonte du couvert neigeux**

###### **1.1.1.1 Formation**

La neige est formée dans les nuages lorsque la température est inférieure à 0 °C et que de l'eau en état de surfusion est présente (Barrie, 1991). Les premiers cristaux de glace se forment généralement par nucléation hétérogène autour d'une particule aérosol (Pruppacher et Klett, 1997). Ces cristaux vont ensuite grossir jusqu'à ce qu'ils acquièrent une vitesse de chute significative et deviennent à proprement parler des flocons de neige. Ces flocons peuvent ensuite continuer de grossir par collision avec une goutte d'eau surfondue qui va alors geler à la surface du flocon ou par aggrégation avec un autre flocon (Armstrong et Brun, 2008).

###### **1.1.1.2 Evolution durant l'hiver**

Si les conditions au sol le permettent, la neige s'accumule. Elle subit ensuite continuellement des transformations sous l'effet de différentes formes de métamorphisme. Immédiatement après leur accumulation, les flocons se transforment sous l'effet du métamorphisme destructif qui les fait passer de leur forme d'étoile à des formes plus grossières de grains (Anderson,

1976). L'intensité du métamorphisme destructif dépend principalement de la taille et de la forme initiales des flocons, de la température du couvert neigeux ainsi que la présence ou non d'eau liquide. Le métamorphisme destructif est particulièrement complexe à modéliser avec une base physique puisqu'il est dû à des phénomènes thermodynamiques à très petite échelle (Armstrong et Brun, 2008). Les formulations développées pour traduire les effets du métamorphisme destructif d'un point de vue macroscopique s'accordent sur le fait que le métamorphisme destructif devient négligeable lorsque la densité de la neige atteint un certain seuil (Yen, 1969). Le métamorphisme constructif est quand à lui dû aux transferts de vapeurs dans le couvert neigeux créés par les gradients de température et représente aussi un phénomène complexe à modéliser (Anderson, 1976). Le regel de l'eau liquide contribue à renforcer la matrice solide du couvert neigeux. Il peut en résulter la création de couches de densité élevée à l'intérieur du couvert neigeux voir l'apparition de lentilles de glace (DeWalle et Rango, 2008). Le couvert neigeux se tasse aussi sous l'effet du poids des couches de neige supérieures (U.S. Army Corps of Engineers, 1956; Kojima, 1967).

La variation des conditions de création, d'accumulation et de transformation de la neige peut engendrer une forte stratification du couvert neigeux (Gray et Male, 1981). C'est une raison justifiant le développement de modèles multicouches qui correspondent à la stratification réelle afin de mieux représenter l'hétérogénéité des caractéristiques du couvert neigeux (Lundberg *et al.*, 2015). Cette approche est particulièrement importante dans les modèles utilisés pour la prévision d'avalanche où les différences structurelles entre couches jouent un rôle primordial (Brun *et al.*, 1989).

### **1.1.1.3 Processus de fonte du couvert neigeux**

De manière générale, le processus de fonte d'un couvert neigeux s'effectue en trois phases : le réchauffement, le murissement puis la phase de sortie (Dingman, 2002). La phase de réchauffement correspond au passage du couvert neigeux d'une température moyenne négative à une température homogène de 0 °C. La quantité d'énergie nécessaire à cette phase peut être représentée par le concept du *cold content* développé par U.S. Army Corps of Engineers (1956).



Une fois réchauffé, le couvert neigeux commence à fondre et entre en phase de murissement durant laquelle l'eau de fonte est retenue dans le couvert neigeux par les forces de tension superficielles jusqu'à ce que la quantité d'eau liquide dans le couvert neigeux dépasse la quantité maximale qui peut être retenue contre la gravité (Amorocho et Espildora, 1966). La phase de sortie débute alors, durant laquelle l'eau de fonte produite s'écoule à travers le couvert neigeux et atteint le sol (Anderson, 1973). Les variations de température et de contenu en eau liquide qui ont lieu durant ces trois phases représentent une variation d'énergie interne qui peut aussi être calculée en effectuant le bilan d'énergie du couvert neigeux.

#### 1.1.1.4 Bilan d'énergie du couvert neigeux

Le suivi des échanges d'énergie entre le couvert neigeux et son environnement ainsi que l'estimation de la variation de son énergie interne représentent l'approche de modélisation la plus fidèle à la physique. Le flux net d'énergie perdu ou gagné  $S$  peut être calculé selon la formule suivante (Barry *et al.*, 1990) :

$$S = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_w + Q_g \quad (1.1)$$

Ce bilan est généralement exprimé en  $\text{W.m}^{-2}$ . Les échanges d'énergie entre le couvert neigeux et son environnement ont lieu sous forme de transferts radiatifs (radiations solaires  $Q_{ns}$  et radiations de grande longueur d'onde  $Q_{nl}$ ), de transferts convectifs (échanges turbulents sensible et latent  $Q_h$  et  $Q_e$ ), d'échange de matière (apports d'eau liquide  $Q_w$ ) et de transferts par conduction (flux  $Q_g$  entre le couvert neigeux et le sol). Des échanges par conduction  $Q_c$  ont aussi lieu à l'intérieur du couvert neigeux. Ces échanges sont représentés schématiquement à la figure 1.1. Des précisions sur chacun d'eux sont données ci après.

#### Radiations solaires

Les radiations solaires représentent la majorité de l'énergie reçue par la surface terrestre durant la journée et jouent donc un rôle important dans la fonte du couvert neigeux (Gardner et Sharp,

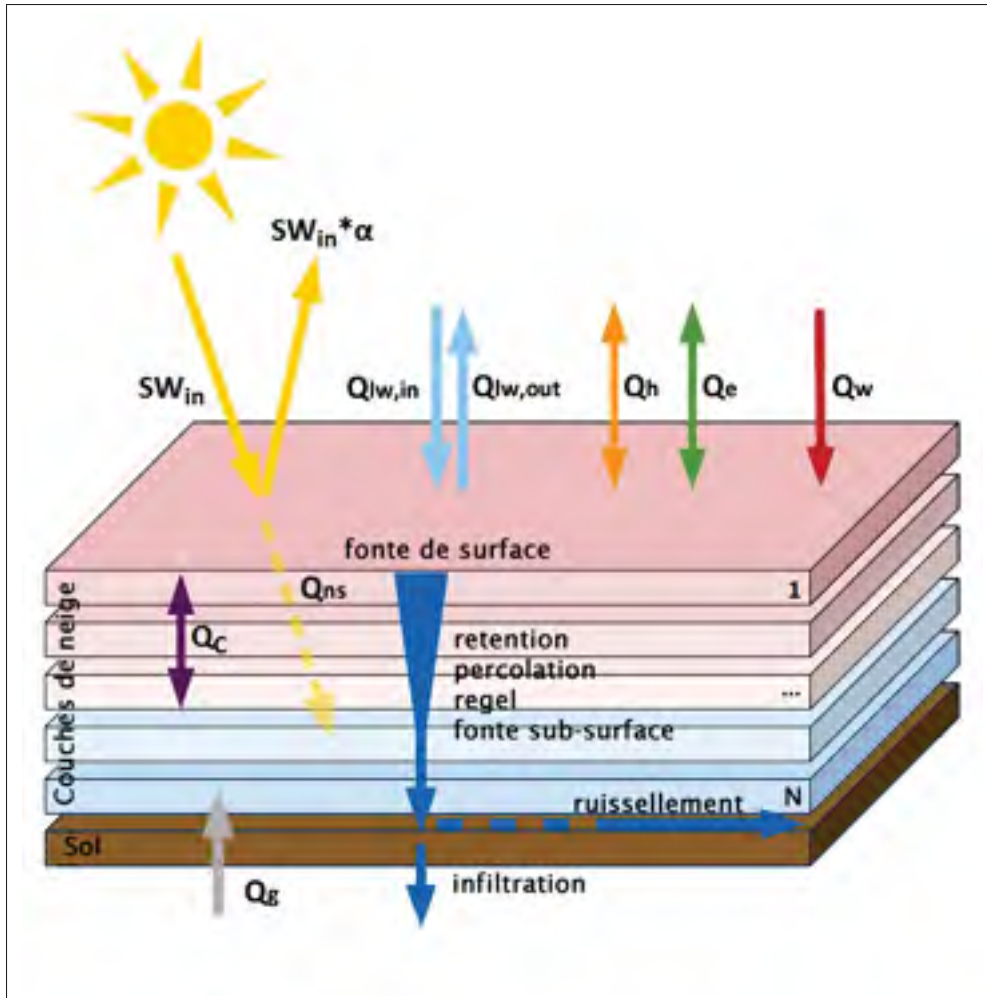


Figure 1.1 Schéma des échanges d'énergie et de matière dans le couvert neigeux et entre celui-ci et son environnement  
Adaptée de Huintjes *et al.* (2015)

2010). Des méthodes ont été développées pour pouvoir calculer ce flux d'énergie quand les mesures de rayonnement solaire ne sont pas disponibles. La première étape d'un tel calcul consiste à estimer le rayonnement solaire potentiel total au point considéré en prenant en compte la date, l'heure de la journée et les coordonnées du point (Lee, 1963; Garnier et Ohmura, 1968).

La deuxième étape permet d'ajuster la radiation potentielle en fonction des conditions atmosphériques et des spécificités du site (végétation et relief) pour obtenir la radiation incidente  $SW_{in}$ . Les méthodes utilisées à ces fins sont très variées et reposent sur une grande diversité de

variables de contrôle. Les modèles complets de radiation présentés entre autres par Liu et Jordan (1960), Suckling et Hay (1976) ou Suckling et Hay (1977) considèrent explicitement le rôle des nuages dans la transmission des radiations solaires et les possibilités de multi-reflections entre la surface terrestre et la base des nuages. Leur performance a été prouvée autant pour l'estimation du rayonnement total que pour la séparation entre le rayonnement direct et le rayonnement diffus. Ces modèles requièrent généralement des informations spécifiques sur la nébulosité, le type de nuages et la hauteur de leur base. Ces observations étant relativement rares, des formulations ont été proposées afin d'estimer le couvert nuageux puis la quantité de radiations transmises à partir de données aisément mesurables comme l'amplitude quotidienne de la température de l'air (Bristow et Campbell, 1984) ou le nombre d'heures d'ensoleillement cumulées (Linacre, 1992). Les caractéristiques optiques de la neige varient en fonction de l'angle d'incidence du rayonnement et de sa longueur d'onde. La séparation entre rayonnement direct et diffus est donc primordiale pour effectuer le bilan d'énergie de la neige. Plusieurs formulations empiriques ont été proposées pour effectuer cette séparation (Linacre, 1992).

Lorsque le site est situé en terrain forestier, il convient de prendre en compte l'influence de la végétation sur le bilan d'énergie du couvert neigeux (Tribbeck, 2002). Selon le type de végétation, une partie plus ou moins importante de la radiation solaire incidente est transmise au sol (Pomeroy et Dion, 1996). La méthode principalement utilisée pour évaluer la proportion de radiation transmise consiste à estimer la proportion de ciel visible par un observateur situé sous le couvert végétatif, ou la proportion de sol visible par un observateur aérien. Comme dans le cas du couvert nuageux, un couvert forestier total laisse tout de même passer une partie des radiations. De plus, les proportions de rayonnement direct et diffus sont modifiées. On fait donc appel à un deuxième paramètre d'ajustement. Plusieurs études ont été menées afin de proposer des valeurs de référence pour ce paramètre en fonction du type de végétation, de sa hauteur moyenne et de sa densité, mais aussi de la position du soleil (Liston et Elder, 2006; Sicart *et al.*, 2004). Une étude comparative de la représentation des effets de la végétation dans les modèles de neige et la comparaison de leurs performances en fonction de la végétation a été menée par Rutter *et al.* (2009).

Hors des zones de plaine, il est nécessaire de prendre en compte l'influence du relief autour du site qui peut engendrer des phénomènes de masque et ainsi réduire la quantité de radiations solaires directes reçues en un point (Lee, 1963). La quantité de radiation reçue sous forme diffuse est aussi plus difficile à évaluer du fait des multiples possibilités de réflexion sur le relief environnant. L'orientation et la pente de la zone de modélisation sont des paramètres indispensables dans ces cas de figure. Plusieurs modèles ont été développés afin de répondre à ces problématiques (Dozier, 1980; Kumar *et al.*, 1997; Varley *et al.*, 1996).

Une fois la radiation incidente connue, la proportion réfléchiée par la surface du couvert neigeux est définie grâce à l'albedo de la surface  $\alpha$  (DeWalle et Rango, 2008). La fraction de radiation restante qui pénètre le couvert neigeux est ensuite graduellement absorbée. Des détails concernant les coefficients de réflexion et d'absorption sont fournis à la section 1.1.2.2

### **Radiations grande longueur d'onde**

L'échange net d'énergie par transfert radiatif de grande longueur d'onde s'écrit comme la différence entre les radiations entrantes  $Q_{lw,in}$  et sortantes  $Q_{lw,out}$ . Les radiations de grande longueur d'onde peuvent être mesurées ou calculées en utilisant la loi de Stefan-Boltzmann qui caractérise l'émission dans les grandes longueurs d'ondes de tout corps radiant. Le couvert neigeux est généralement considéré comme un corps noir d'émissivité très proche de 1 (Dozier et Warren, 1982). Plusieurs formulations utilisant des variables de contrôles variées existent afin de calculer l'émissivité de l'atmosphère par temps dégagé (Aase et Idso, 1978; Brutsaert, 1975; Satterlund, 1979). En présence de nuages ou d'un couvert végétatif substantiel, la quantité de radiations grande longueur d'onde reçues par le couvert neigeux est accrue (Dingman, 2002). Plusieurs méthodes de complexité variée existent pour ajuster l'émissivité de l'atmosphère selon la nébulosité (Kustas *et al.*, 1994; Konzelmann *et al.*, 1994; Ellingson *et al.*, 1991) et pour prendre en compte l'impact de la végétation (Woo et Giesbrecht, 2000; Pomeroy *et al.*, 2009). En terrain montagneux, le relief environnant est aussi une source de radiations grandes longueur d'onde et son influence peut être prise en compte dans le bilan d'énergie (Plüss et Ohmura, 1997).

## **Echanges turbulents**

Les échanges turbulents ont lieu sous forme de transfert de chaleur (variation d'énergie sensible) et de matière (variation d'énergie latente) entre le couvert neigeux et l'atmosphère (Arya, 2011). Ces transferts sont principalement gouvernés par la vitesse du vent ainsi que par les gradients de température et de pression de vapeur entre la surface du couvert neigeux et l'air (Marks et Dozier, 1992). Le calcul de ces échanges sur une base purement physique requiert un grand nombre de données ce qui a encouragé le développement d'équations plus simples (Gray et Male, 1981) dont la majorité se base sur un coefficient de transfert reliant directement l'échange d'énergie à l'état du couvert neigeux et aux conditions météorologiques (Deardorff, 1968; Beljaars et Holtslag, 1991; Andreas, 2002; Bewley *et al.*, 2010). Ce coefficient de transfert prend généralement en compte la rugosité de la surface du couvert neigeux et l'influence des profils de température de l'air et de vitesse du vent près de la surface (Kustas *et al.*, 1994). Ce coefficient doit souvent être ajusté en fonction des conditions de stabilité atmosphérique (Oke, 2002) qui peuvent être définies à l'aide de différents paramètres comme le nombre de Richardson (American Meteorological Society, 2012). Le transfert de matière peut se faire entre les états liquides et gazeux de l'eau (condensation et évaporation) lorsque la surface du couvert neigeux est à 0 °C ou entre les états solides et gazeux (sublimation et accretion) lorsque la température de la surface du couvert neigeux est sous le point de congélation (Dingman, 2002). Lorsqu'il n'y a pas de vent ou que sa vitesse est faible, les échanges convectifs sont fortement réduits mais les transferts de chaleur par conduction continuent d'avoir lieu. Des méthodes ont été mises au point afin de prolonger l'utilisation des équations décrivant les échanges convectifs pour décrire l'échange par conduction. (Brun *et al.*, 1989).

## **Apports d'eau liquide**

L'entrée d'eau liquide dans le couvert neigeux entraîne généralement un échange d'énergie sous forme sensible et latente (DeWalle et Rango, 2008). S'il existe une différence de température entre la neige et l'eau, cette dernière va d'abord libérer de la chaleur en refroidissant

jusqu'à 0 °C. Si la température de la neige est inférieure à 0 °C, l'eau peut partiellement ou complètement geler et ainsi libérer de la chaleur latente.

### **Conduction avec le sol**

L'échange de chaleur par conduction entre la base du couvert neigeux et le sol peut représenter une part importante du bilan d'énergie du couvert neigeux lorsque l'épaisseur de neige est faible (Lundberg *et al.*, 2015). Ce flux est généralement dirigé du sol vers le couvert neigeux et a pour effet de maintenir la température de la base du couvert neigeux aux alentours du point de fusion (Marks *et al.*, 1992). Le flux de conduction peut être calculé en utilisant l'équation de la chaleur de Fourier (DeWalle et Rango, 2008) ce qui nécessite d'avoir accès à la conductivité thermique du sol et à son profil de température. Ces données n'étant disponible qu'aux sites instrumentés spécifiquement, d'autres formulations ont été proposées afin de calculer ce flux de chaleur. Sa contribution au bilan d'énergie total étant souvent négligeable par rapport aux autres formes d'échange d'énergie (Gray et Male, 1981; Ferguson, 1999), de nombreux modèles le fixent à une faible valeur constante (Cline, 1997; U.S. Army Corps of Engineers, 1956; Brun *et al.*, 1989).

### **1.1.2 Caractéristiques physique de la neige**

Les caractéristiques physiques de la neige ont été étudiées intensivement depuis le milieu des années 1950. La section qui suit dresse un bilan général des connaissances actuelles sur la description de la neige. Les choix spécifiques qui ont été fait lors du développement du modèle MASiN sont présentés dans le chapitre 2.

#### **1.1.2.1 Caractéristiques générales**

La température de la neige est la variable qui permet de définir si la fonte peut avoir lieu ou pas. On considère que tant qu'elle est inférieure à 0 °C, la neige ne fond pas et représente une réserve de froid (U.S. Army Corps of Engineers, 1956). Les variations de température du

couvert neigeux peuvent être calculées en recourant à son bilan énergétique, présenté dans la section 1.1.1.4.

L'équivalent en eau du couvert neigeux est défini comme la quantité d'eau qui serait récupérée si le couvert neigeux fondait entièrement (Dingman, 2002). Les mesures de précipitation neigeuse habituellement disponibles sont exprimés en équivalent en eau. La hauteur de neige  $H$  est reliée à l'équivalent en eau  $SWE$  par la densité de la neige  $\rho_s$  selon la relation suivante :

$$H = SWE \cdot \frac{\rho_w}{\rho_s} \quad (1.2)$$

où  $\rho_w$  est la densité de l'eau. L'évaluation de la densité de la neige lors d'une précipitation est relativement complexe. Elle dépend principalement de la taille et de la forme des flocons (Judson et Doesken, 2000) qui dépendent des conditions en haute atmosphère où la neige se forme. La majorité des méthodes développées jusqu'à présent pour estimer la densité de la neige lors d'une précipitation se basent sur la température de l'air (Anderson, 1976). Après avoir été déposée, la neige va subir divers processus de métamorphisme qui ont pour effet d'augmenter sa densité. Ces processus sont décrits dans la section 1.1.1.2.

La neige étant un matériaux poreux, elle a la possibilité de contenir une certaine quantité d'eau liquide quand les conditions le permettent. On considère que l'eau n'existe pas sous forme liquide si la température du couvert neigeux est en dessous de 0 °C. L'eau sous forme liquide peut venir d'une précipitation ou de la fonte du couvert neigeux (Techel et Pielmeier, 2011). Une fois entrée dans le couvert neigeux, l'eau liquide représente une réserve d'énergie latente qu'elle peut libérer en gelant partiellement ou complètement (DeWalle et Rango, 2008). Si les conditions sont favorables à son maintien sous la forme liquide, l'eau s'accumule jusqu'à ce que sa quantité atteigne une valeur maximale. Elle est couramment nommée capacité de rétention de l'eau liquide et représente la quantité d'eau qui peut être retenue contre la gravité par les forces de tension surfaciques (Singh, 2001). Elle peut être calculée comme un pourcentage de la masse de neige considérée (Denoth *et al.*, 1979) ou en utilisant la densité de la

neige (Eagleson, 1970). Une fois cette valeur dépassée, l'eau peut s'écouler à travers le couvert neigeux.

L'écoulement gravitaire de l'eau liquide dans la neige a été abondamment étudié, en particulier par Colbeck (1972), dont les travaux servent encore de référence. La vitesse d'écoulement dépend de nombreux paramètres dont la densité de la neige ou la quantité d'eau déjà présente. Il a été montré que des fortes variations de structure interne entre deux strates du couvert neigeux ont pour effet de modifier la vitesse d'écoulement de l'eau (Wever *et al.*, 2014b). D'autres phénomènes peuvent aussi influencer l'écoulement comme la création de chemins d'écoulement préférentiels (Schneebeli, 1995) ou l'apparition de lentilles de glace (Albert et Perron, 2000). Il existe principalement deux solutions pour modéliser l'écoulement de l'eau dans un couvert neigeux. Lorsque la modélisation est faite en considérant le couvert neigeux comme une seule couche, on procède généralement à l'évaluation d'un temps de parcours avec une formule empirique comme celle proposée par Anderson (1973). Lors d'une modélisation multicouche (qui apporte en général plus d'informations sur la structure interne du couvert neigeux), l'écoulement de l'eau dans la neige peut être assimilé à l'écoulement gravitaire de l'eau dans un matériau poreux homogène décrit par la loi de Darcy (Colbeck, 1978). Cette méthode requiert cependant le calcul de la conductivité hydraulique de la neige qui peut être reliée empiriquement à sa densité (Sommerfeld et Rocchio, 1993). Une solution plus simple dans le cas d'une modélisation multicouche est de considérer chaque couche comme un réservoir dont le trop plein est directement transmis à la couche inférieure.

### **1.1.2.2 Caractéristiques optiques**

On peut définir pour la neige un coefficient de réflexion ou albedo et un coefficient d'absorption. Ces deux coefficients dépendent entre autre de la taille et de la forme des grains de neige et de la manière dont ils sont agglomérés, de la quantité de particules étrangères présentes à la surface de la neige ainsi que de l'angle d'incidence des rayons lumineux (Hardy *et al.*, 2000).



La neige venant de tomber possède généralement un albedo élevé, de l'ordre de 0,9 et qui diminue avec le temps jusqu'à des valeurs aussi basses que 0,4 (Singh *et al.*, 2011). Lorsque l'évolution de la granulométrie de la neige est connue, il est possible de calculer l'albedo à partir du diamètre moyen des grains de neige comme proposé entre autre par Bohren et Barksstrom (1974) et Kustas *et al.* (1994) voir de prendre en compte l'influence d'autres paramètres comme la quantité d'eau liquide ou la quantité d'impuretés à la surface du couvert neigeux (Warren, 1982). L'utilisation de ces approches étant généralement limitée par le manque de données, des formulations empiriques ont été proposées pour relier l'évolution de l'albedo à d'autres paramètres tels que la densité de la neige (Anderson, 1976), la température maximale quotidienne cumulée depuis la dernière chute de neige (Winther, 1993) ou le nombre de jours depuis la dernière précipitation solide (Rohrer et Braun, 1994).

L'absorption des radiations courtes longueur d'onde par la neige est une caractéristique beaucoup moins documentée que l'albedo. Les formulations disponibles se basent soit sur une description complexe de la granulométrie de la neige (Sergent *et al.*, 1987) soit sur une approche empirique utilisant la densité comme paramètre de contrôle.

### **1.1.2.3 Caractéristiques thermiques**

La chaleur spécifique de la neige peut être calculée en considérant la neige comme un matériau multi-composé et en prenant en compte la proportion de chaque composant (glace, eau liquide, air) pour calculer la chaleur spécifique totale (Armstrong et Brun, 2008). La chaleur spécifique de chaque composant peut de plus être ajustée en fonction de la température.

La conductivité thermique de la neige ne peut pas être calculée en utilisant l'approche du matériau multi-composé, puisque le transfert de chaleur par conduction dépend dans ce cas de la structure du matériau (Satyawali et Singh, 2008). Les formulations empiriques actuellement disponibles se basent principalement sur la densité de la neige pour calculer une conductivité thermique effective (Sturm *et al.*, 1997; Yen, 1981). Cette conductivité effective permet de

représenter la conduction entre les grains de glace et l'effet de la diffusion de la vapeur d'eau sous forme latente (Singh, 1999).

## **1.2 Modélisation de la neige dans les modèles hydrologiques**

Comme expliqué en introduction, la modélisation de la neige à l'intérieur d'un modèle hydrologique peut être basée sur différentes méthodes variant en complexité. Les quatre modèles hydrologiques présentés ici sont utilisés de manière intensive au Québec et emploient des approches différentes pour modéliser l'évolution du stock de neige. L'accent est mis dans cette section sur la description du principe utilisé par chaque modèle pour modéliser le couvert neigeux. Une description détaillée du modèle HSAMI (Fortin, 2000) est présentée à la section 3.2.

### **1.2.1 MOHYSE**

Le modèle MOHYSE (Modèle Hydrologique Simplifié à l'Extrême) est un modèle global conceptuel de conception simple (Fortin et Turcotte, 2007). À chaque pas de temps, la quantité de neige présente au sol est augmentée de la précipitation solide et diminuée de la fonte qui est calculée par une équation degré-jour. Le modèle utilise deux paramètres pour gérer le stock de neige.

### **1.2.2 CEQEAU**

Le modèle hydrologique CEQEAU est un modèle distribué déterministe (Morin et Paquet, 2007). À chaque pas de temps, le bilan de masse du couvert neigeux est effectué en ajoutant au stock précédent la précipitation solide et en lui retranchant la fonte calculée. La séparation entre précipitation solide et liquide est effectuée à l'aide d'un seuil unique. Le modèle prend en compte le réchauffement et le mûrissement du stock de neige grâce à deux équations de type degré-jour. Les paramètres représentant l'avancement du réchauffement et du mûrissement sont ensuite utilisés pour déterminer la quantité d'eau liquide absorbable par le couvert neigeux et pour moduler la quantité de fonte potentielle. Cette dernière est calculée par deux équations de

type degré-jour selon le type de végétation (forêt ou clairière). Une fois la fonte réelle calculée, elle est ajoutée à la précipitation liquide non absorbée par le couvert neigeux. Cette quantité est ensuite répartie dans les réservoirs inférieurs. Le couvert neigeux est traité avec sept paramètres calés.

### 1.2.3 SWAT

Le modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tool) est un modèle semi-distribué à base physique (Neitsch *et al.*, 2011). Le bilan de masse du couvert neigeux prend en compte la sublimation de la neige. La superficie du bassin versant couverte par la neige est explicitement calculée par la méthode des *depletion curves*. La fonte est calculée par une équation de type degré-jour modifiée. Le facteur de fonte est ajusté afin de prendre en compte la variation de la durée du jour dans l'année. La température considérée pour calculer la fonte est la moyenne de la température maximale journalière et de la température de la neige. Cette dernière est calculée à partir de la température moyenne de l'air et d'un facteur traduisant l'effet de la densité et de l'eau liquide présente dans le couvert neigeux sur la fonte.

### 1.2.4 HYDROTEL

L'évolution du couvert neigeux au sein du modèle distribué HYDROTEL est basée sur une approche mixte bilan énergétique et degré-jour décrite en détail par Turcotte *et al.* (2007). L'énergie potentielle de fonte est calculée avec une équation de type degré-jour qui prend en compte l'effet des radiations courte longueur d'onde qui est ajusté en fonction de l'albedo de la neige et de l'orientation du terrain. Le déficit d'énergie du couvert neigeux est calculé en prenant en compte les effets de l'eau liquide (pluie et eau retenue au pas de temps précédent), des échanges convectifs et des échanges avec le sol. Ces effets sont eux même quantifiés avec des équations de type degré jour ou avec une formulation plus physique. Si l'énergie de fonte potentielle est supérieure au déficit de chaleur, la fonte réelle équivalente au surplus d'énergie est calculée. Enfin, la quantité d'eau disponible pour le ruissellement ou l'infiltration est calculée en prenant en compte la rétention d'une partie de l'eau de fonte. Le tassement du cou-

vert neigeux à chaque pas de temps est constant. Cinq paramètres calables sont utilisés pour le module de neige.

### **1.3 Modèles de neige physiques dédiés**

#### **1.3.1 Modèle NOAA**

Développé par Anderson (1976), il est considéré comme le premier modèle d'évolution du couvert neigeux à base physique complet, sur lequel sont basés la majorité des modèles développés depuis. Le couvert neigeux est discrétisé en couches dans lesquelles les échanges d'énergie et de matière sont uni-directionnels. Le bilan d'énergie du couvert neigeux ainsi que sa variation d'énergie interne sont calculés par itérations successives afin de minimiser l'écart entre eux. L'évolution des caractéristiques internes du manteau neigeux est décrite de manière exhaustive en différenciant chaque phénomène. La neige y est traitée comme un matériaux tri-phasé et les échanges d'énergie sont explicitement considérés pour chaque constituant, à savoir la glace, l'eau liquide et l'air.

#### **1.3.2 Modèle CROCUS**

Le modèle CROCUS (Brun *et al.*, 1989) a été développé à des fins de prévision des avalanches. Il se base sur un bilan énergétique pour simuler l'évolution du couvert neigeux. La discrétisation spatiale du couvert neigeux dans le modèle est effectuée afin de correspondre à la stratification naturelle. L'utilisation pour la prévision des avalanches rend nécessaire la description de la structure interne du manteau neigeux, à savoir la taille des cristaux et leur caractérisation. La résolution est similaire à celle utilisée dans le modèle NOAA.

#### **1.3.3 Modèle SNOWPACK**

Le modèle SNOWPACK décrit par Bartelt et Lehning (2002) et Lehning *et al.* (2002) est principalement utilisé pour la prévision d'avalanche en Suisse. Sa formulation est fortement basée

sur les propriétés micro-structurales du manteau neigeux. Le bilan d'énergie et de masse traite explicitement le rôle de la vapeur d'eau dans les échanges entre couches et avec l'atmosphère. La déformation du couvert neigeux sous l'effet du métamorphisme et des nouvelles chutes de neige est reliée à l'évolution de sa structure interne. Comme dans CROCUS, les couches du modèle correspondent à la stratification de manteau neigeux réel.

#### **1.4 Motivations**

L'analyse des caractéristiques des modèles présentés aux sections 1.2 et 1.3 permet de soutenir les faits mentionnés en introduction. Les modèles hydrologiques traitent généralement la neige par des équations empiriques basées sur le principe du degré-jour. Ceux qui s'orientent vers une considération plus physique de la neige restent dépendant d'un certain nombre de paramètres calés spécifiquement au site d'étude. Les modèles dédiés à la simulation de l'évolution du couvert neigeux basent généralement leur formulation sur la description des caractéristiques structurales du manteau neigeux, ce qui les rend relativement complexes et peut nécessiter l'ajustement d'un certain nombre de paramètres à chaque site d'étude. Il apparaît qu'un certain vide existe entre ces deux catégories de modèles, et c'est ce vide qui a motivé les travaux présentés dans ce mémoire. L'objectif du modèle MASiN est de créer un pont entre la simplicité des formulations empiriques et la complexité des modèles physiques, afin de garantir des résultats fiables dans le plus grand nombre de situations tout en limitant les besoins en calibration.



## CHAPITRE 2

### MASIN : TOWARD A CALIBRATIONLESS SNOW COVER MODEL FOR HYDROLOGICAL STUDIES

A. Mas <sup>a</sup>, M. Baraer <sup>a</sup>, R. Arsenault <sup>b</sup>, A. Poulin <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Corresponding author, Ecole de Technologie Supérieure, University of Quebec,  
1100 Notre-Dame Street West, Montreal, QC, H3C 1K3, Canada

<sup>b</sup> Rio Tinto Aluminium - Power Operations, 1954 Davis Street, Jonquière, QC, G7S 4R5,  
Canada

This paper has been submitted for publication  
in *Water Resources Research*.

#### 2.1 Abstract

Most hydrological models simulate snowmelt using a degree day or simplified energy balance method, which usually requires a calibration of snow-related parameters using discharge data. Despite its apparent efficiency, this method is recognized as promoting equifinalities in models having a large number of parameters and leads to empirical relations which are not proven to remain valid in a changing climate. The objective of this study is to develop a physically based snowpack model suitable for hydrological modeling and whose simulation process would ultimately not require calibration against discharge data. The model called MASiN computes the energy and mass balance of multiple layers of the snowpack using hourly commonly measured meteorological parameters : air temperature, relative humidity, wind velocity and daily precipitation. Model parameterization is performed at a single site selected among 23 study sites in Canada and Sweden on which the model is tested at. The snow depth simulated by MASiN with a unique set of parameters is compared against measurements and simulations from three other models which were calibrated on the 23 study sites. Models used for comparison are the snow module of the hydrological model Hydrotel and two empirical snow models. On average, MASiN shows the best performance among the four models for two of the three criteria used

for comparison. Despite some lower performances at the northernmost sites, the results proved MASiN to be a robust tool for hydrological and other snow cover related studies.

## 2.2 Introduction

The mean maximum spatial extent of snow cover in the Northern Hemisphere is estimated to be nearly 50% of the land surface area (Robinson *et al.*, 1993). In Nordic regions and some mountainous areas, most precipitation occurs as snow during winter. Snow accumulation for these regions represents a major portion of the watershed water storage (Ferguson, 1999). The release of melt water at the end of the winter period drives the hydrology of snow-covered catchments as well as downstream areas with little or no snow (Thompson *et al.*, 2000). In Western North America for example, snow melt can represent up to 80% of the total annual surface flow (Stewart *et al.*, 2004). In snow-dominated regions, both surface runoff and groundwater flow are strongly influenced by the amount of melt water released and its temporal distribution (Dingman, 2002; Lundberg *et al.*, 2015). In a context where mountainous and Nordic regions exhibit deep vulnerability to climate change (Minder, 2010; Stone *et al.*, 2002), it is necessary to properly simulate the evolution of snow cover in hydrological models, to be able to anticipate changes in water resources, flood risks or ecosystems purposes (Ferguson, 1999).

The phenomena occurring inside a snowpack, the interaction between a snowpack and its environment, as well as general snow physics, have been extensively studied in order to address specific snow hydrology problems (DeWalle et Rango, 2008). Thanks to these studies, different numerical snow cover evolution models have been developed over the years. Early works by the U.S. Army Corps of Engineers (1956) in the United States and Kuzmin (1961) in the Soviet Union still form the basis of many of the snow cover models used today (Armstrong et Brun, 2008).

In general, models simulating the evolution of a snowpack can be classified into two categories : conceptual models and physically-based models (Ohara et Kavvas, 2006).



Conceptual snow models rely mainly on empirical relationships to estimate the amount of accumulated and melted snow at a given time step (Hock, 2003). Their melt equations are mainly based on simple or enhanced degree day methods, as in CEMANEIGE (Valéry, 2010), HBV (Bergström, 1976), SRM (Martinec et Rango, 1986) or ETI (Pellicciotti *et al.*, 2005). Using empirical relationships presents two principal advantages. They usually require simple meteorological data, such as the daily precipitation and the air temperature (daily mean or daily maximum). Using empirical equations also makes for short and simple formulations, meaning that the model is usually not demanding in terms of computation time (Hock, 2003). Yet, empirical models almost always require a calibration of their parameters against measurements in order to provide good simulated values. When calibrated against snow height or water equivalent measurements, these models often show strong simulation performances (Williams et Tarboton, 1999). However, the parameters of hydrological models, including those describing snow, are generally calibrated against discharge measurements (Saelthun *et al.*, 1998). The snow parameters are thus sensitive to equifinality, and can lead to unreasonable snow cover evolution estimations (Finger *et al.*, 2015; Konz et Seibert, 2010).

Many physically-based models, such as those described by Anderson (1976), Brun *et al.* (1989), Bartelt et Lehning (2002) or Jordan (1991), have also been developed to simulate the evolution of a snow cover. They are based on the energy budget method, and use hourly or even shorter time step data to run. They require more specific inputs, such as short and longwave radiations measurements. However, no existing physically-based snow models are “exclusively” physical. The recourse to a physical description of all phenomena at all scales is limited by the amount of theoretical knowledge available, by the input data availability, and by computation limits (Morin, 2014; Raleigh *et al.*, 2016). Some phenomena in particular are still difficult to model in a fully physical way, thus often leading to the use of empirical relationships which require a calibration of their parameters. That is the case of the density of fresh snow or of the settling due to metamorphism for example (Essery *et al.*, 2013). The application of physically-based snow models is often limited to distributed snow modeling, as they consider the effects of local factors, such as slope, vegetative cover, topography or snow redistribution by wind or ava-

lanches (DeWalle et Rango, 2008). Finally, the degree of complexity of such models depends on their application. For example, in models dedicated to avalanche forecasting such as CROCUS, the evolution of snow grain type and size is described, and requires additional calibrated parameters (Brun *et al.*, 1989).

Conceptual and physical models can both be used as a snow hydrology component as long as they provide necessary outputs. However, due to their simplicity and their parsimony in data requirements, conceptual snow models are often preferred to more sophisticated physically-based snow models for hydrological applications (Troin *et al.*, 2015). However the recourse to calibration often makes these models less robust and raises the question of their transferability in space and time (Mauser et Bach, 2009). Concerns regarding the ability of these models to provide good predictions with changing climate have also been raised (Ludwig *et al.*, 2009). Snow accumulation, duration of snow cover period and snowmelt processes are expected to be strongly affected by the projected global warming trend during the 21st century (Adam *et al.*, 2009; Barnett *et al.*, 2005; Pohl *et al.*, 2006). Empirical relationships that are currently used in simple snow models have been derived from calibration using past and present conditions, and may no longer be valid in future climate conditions (Warscher *et al.*, 2013). These uncertainties regarding snow modeling question the future ability of hydrological models to correctly simulate discharge in catchments where the water cycle is dominated by snow hydrology.

The recourse to physically-based snow models for hydrological modeling can represent an answer to these problems (Förster *et al.*, 2014), as long as the models are kept to a reasonable level of complexity and do not require very specific meteorological inputs.

The goal of this study is to develop an original snow model suited for hydrological modeling, based on the energy budget method, and that would be robust enough to circumvent site-specific calibrations. This objective shall be fulfilled by conforming to the following specifications :

- use of commonly available meteorological inputs ;
- recourse to physical relationships whenever possible ;

- adjustment of a limited number of parameters at a single site only ;
- assessment of the model performance using hydrology oriented outputs.

The most fundamental metric to characterize the hydrological role of snow is the snow water equivalent (SWE), with depth being a close second (Sturm *et al.*, 2010). Due to scarce SWE measurements, snow depth is used in this study as the simulation parameter of reference.

This article is organized as follows. Section 2.3 describes the computation process of our snow model, including the calculation of the energy budget of the snowpack and the snowpack characteristics. Study sites, as well as assessment criteria and comparison models, are presented in section 2.4. Relevant results are analyzed and discussed in section 2.5. Concluding remarks appear in section 2.6.

## 2.3 Model presentation

### 2.3.1 Overview

MASiN (Modèle Autonome de Simulation de la Neige) uses hourly air temperature, relative humidity, wind speed and daily precipitations to simulate the evolution of a snowpack at a given point. The following outputs are provided on an hourly time basis : snow depth, snow water equivalent, water outflow, evaporation, temperature and density profiles of the snowpack. The snow pack is modeled using a multi-layer approach. Layers are added to the snowpack when solid precipitation occurs, and are dynamically managed to respect a maximum number of layers and a minimum height. The energy and mass balance of each layer is computed at a sub-time step of thirty seconds, using an iterative scheme. Based on a sensitivity analysis, the model parameters have either been set to values from the literature or adjusted at one of the study sites and then left unchanged.

The following are some notations to which we will refer throughout this paper.  $\Delta t$  is the sub-time step and  $n$  is the total number of layers. The subscripts  $t$  and  $t + 1$  are used to refer to values at the beginning and at the end of a computational time step. Layers are numbered from

1 to  $n$  from the base of the pack to the top, with superscript  $i$  being used to refer to the layer considered.  $T$  is the layer temperature,  $M$  is the amount of melted snow,  $SWE$  is the snow water equivalent of the layer,  $LW$  is the liquid water content of the layer and  $LWHC$  is the liquid water holding capacity of the layer.

### 2.3.2 Computation frame

The main computation steps of the model are presented in Figure 2.1 (a).

At the beginning of each hour of the simulation period, input data that remain constant during that hour (precipitation intensity and incoming shortwave radiations) are computed. Details on their computation procedure are provided in section 2.3.3. The state of the snowpack (present or absent) is then tested. If a snowpack is present, the energy and mass balance of each layer is computed using an iterative scheme running at the computational time step  $\Delta t$  and described in figure 2.1 (b). As the energy exchanges between a layer and its surroundings depend on its temperature, using a short time step ensures a good accuracy of the energy balance of the layer as temperature and liquid water content are frequently updated. Moreover, iterative schemes do not require any linearization of the equations, thus making for simpler formulation and ease of modification.

Details concerning the calculations performed at a computational time step and illustrated in Figure 2.1 (b) are provided in section 2.3.4. Iterations are done until the end of the hourly time step. At the end of each hour, the following outputs are computed : quantity of evaporated and sublimated snow and the amount of melt water leaving the snowpack. Prospective solid precipitation is then added to the snowpack in the form of one or more layers. The calculation of the characteristics of new layers is presented in section 2.3.5. The layers are then managed as explained in detail in section 2.3.6. Finally, hourly snow characteristics and profiles are computed by taking the mid-hour values of the parameters. Section 2.3.7 presents the parameterization of the model that was performed at one of the study sites based on a sensitivity analysis.

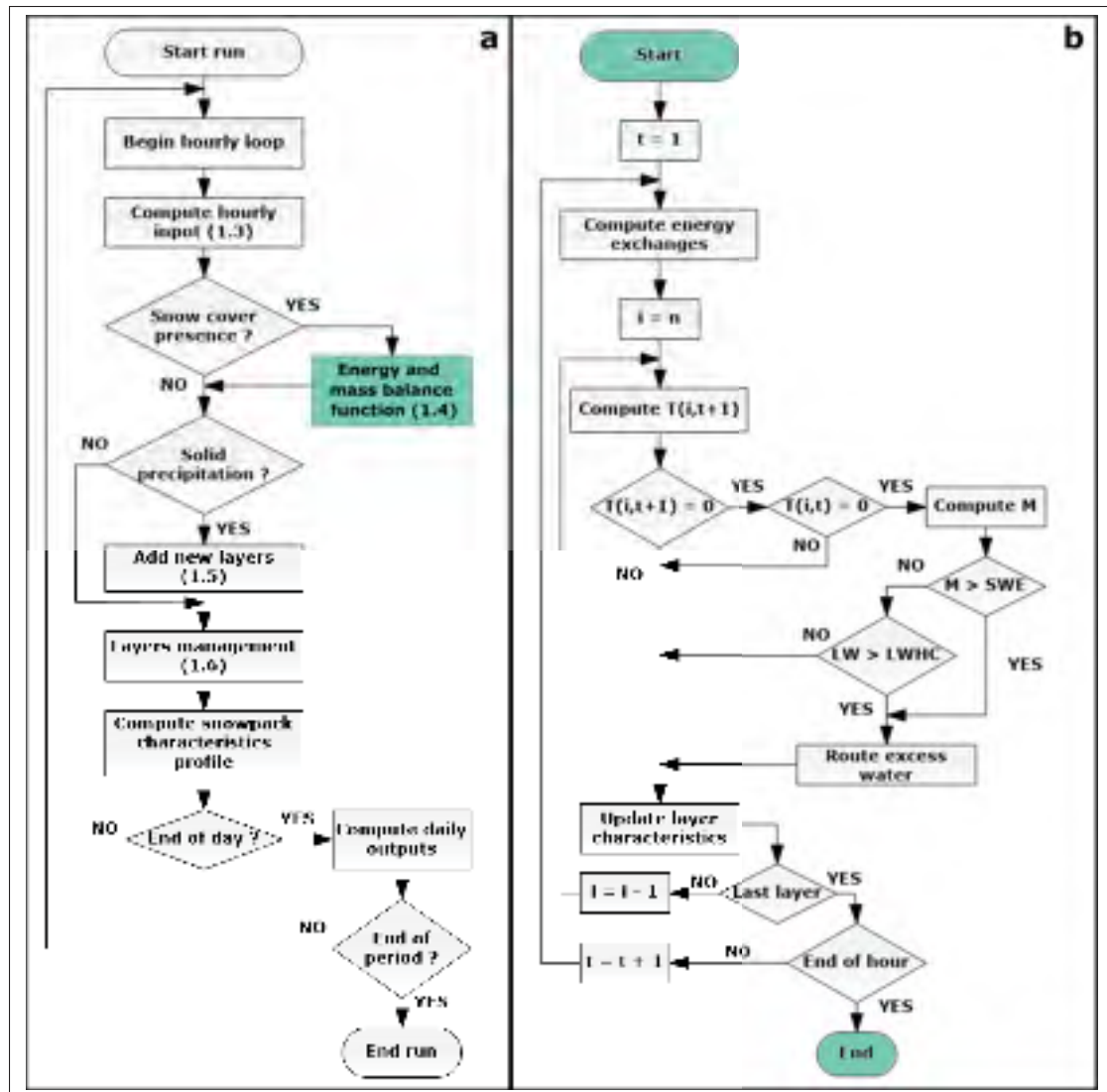


Figure 2.1 (a) Simplified flowchart of MASiN running procedure. The green square corresponds to the energy and mass balance function whose running procedure is detailed in (b)

### 2.3.3 Input dataset

Hourly air temperature, wind speed and relative humidity are taken directly from weather stations measurements. As hourly precipitations are seldom available, they are computed from daily measurements, as shown in section 2.3.3.1. The computation of incoming shortwave radiations is detailed in section 2.3.3.2.

### 2.3.3.1 Hourly precipitation computation

MASiN can use both total and precipitation separated between snow and rain. If separated daily precipitations are available, total rain is equally distributed over 24 hours, and total snow is divided according to the following rules. If total snow height cannot be divided into several layers while respecting a minimal layer height, total snow is added to the snowpack at the end of the day. Otherwise, total snow height is divided into as many hourly precipitations as possible, while respecting the minimal height rule. The hourly precipitations are distributed over the day such that the number of hours between each precipitation is equal. If more than 24 layers can be created, the total snow precipitation is equally distributed on each hour.

If only total daily precipitation is available, the separation between snow and rain is done using a temperature threshold. Total precipitation is equally distributed over the 24 hours of the day. When the hourly temperature is below 1 °C, precipitation is in the form of snow, otherwise, it occurs as rain. A redistribution of snow is done over the hours for which the air temperature is above 1 °C to ensure that MASiN will be able to create new layers.

### 2.3.3.2 Shortwave radiations computation

In our model, shortwave radiations are computed according to the potential solar radiation theory proposed by Lee (1963), so that MASiN does not require any shortwave radiations measurements. As atmospheric effects are not considered by the chosen formulation, parameters have been added to take into account the effect of cloud cover. A separation between direct and diffuse radiations is also carried out, as some of the snow properties (e.g. albedo and absorption of solar radiations) change with radiation type (Sergent *et al.*, 1987).

### Extra-terrestrial irradiation

The extra-terrestrial shortwave radiation  $I_{sw,cs}$  in  $\text{W m}^{-2}$  is computed as :

$$I_{sw,cs} = \frac{I_0}{e^2} \cos Z \quad (2.1)$$

where  $I_0$  is the solar constant ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $e$  is an adjustment parameter assessing the effect of the sun - earth distance variation throughout the year, and  $Z$  is the zenith angle. The latter is expressed as a combination of three other angles, as shown in equation 2.2.

$$\cos Z = \sin \theta \sin \delta + \cos \theta \cos \delta \cos \omega t \quad (2.2)$$

where  $\theta$  is the latitude,  $\delta$  is the sun declination and  $\omega t$  is the hour angle. The latter two depend mainly on the hour of the day and the day of the year.

### **Effect of cloud cover and vegetation**

The extra-terrestrial radiation is adjusted as a function of nebulosity and vegetation to compute the incoming shortwave radiation  $I_{sw}$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) :

$$I_{sw} = k_{sw} I_{sw,cs} e^{-k_{veg} LAI} \quad (2.3)$$

where  $k_{sw}$  is the cloud cover factor and  $k_{veg}$  and  $LAI$  represent the effect of vegetation. Nebulosity is assessed using the cloud cover  $Cc$ , which represents the fraction of the sky that is covered by clouds, with a value of 0 representing completely clear sky and a value of 1 representing overcast sky. Its value and its corresponding coefficient  $k_{sw}$  are determined using the daily air temperature range  $\Delta T$ . The method is derived from that proposed by Bristow et Campbell (1984). When  $\Delta T$  is below the threshold  $\Delta T_{Cmax}$ , the cloud cover equals 1 and  $k_{sw}$  is set to its minimal value  $k_{sw,min}$ . When  $\Delta T$  is above the threshold  $\Delta T_{Cmin}$ , the cloud cover equals 0 and  $k_{sw}$  is set to its maximal value  $k_{sw,max}$ . Between the thresholds the evolution of  $Cc$  and  $k_{sw}$  is linear. As the sensitivity of the model output to the thresholds value was rather high, these two parameters are computed for each winter as :

$$\Delta T_{Cmin} = \frac{\sum_{i=1}^{N_1} \Delta T_i}{N_1} \quad (2.4)$$

where  $\Delta T$  is the daily air temperature range of the  $N_1$  winter days for which the total precipitation is more than 2 mm and :

$$\Delta T_{Cmax} = \frac{\sum_{i=1}^{N_2} \Delta T_i}{N_2} \quad (2.5)$$

where  $N_2$  is the 10 % of winter days with the highest daily air temperature range  $\Delta T$ .

Maximal and minimal  $k_{sw}$  values are adjusted at model parameterization. A part of the short-wave radiation can be reflected or absorbed by the vegetative cover. The presence and description of vegetation in our model is done using the leaf area index ( $LAI$ ) and the canopy fraction. The  $LAI$  is a sinusoidal function ranging between a minimum and a maximum value, both of which depend on the vegetation type. Indicative values are given by Liston et Elder (2006).  $k_{veg}$  is an extinction coefficient which also depend on the vegetation type, and whose values range between 0.75 and 1 (Sicart *et al.*, 2004). The separation between direct and diffuse radiation  $I_{sw,dir}$  and  $I_{sw,dif}$  is performed as follows :

$$\begin{aligned} I_{sw,dir} &= k_{dir} I_{sw} \\ I_{sw,dif} &= (1 - k_{dir}) I_{sw} \end{aligned} \quad (2.6)$$

This expression is derived from the polynomial equation proposed by Linacre (1992), which is very close to linearity in the range of values we consider. The coefficient  $k_{dir}$  varies linearly between a minimum value  $k_{dir,min}$  when the cloud cover equals 1, and a maximum value  $k_{dir,max}$  when the cloud cover equals 0.  $k_{dir,min}$  and  $k_{dir,max}$  are set during the parameterization.

### Net shortwave radiation

Part of the incoming shortwave radiation  $I_{sw}$  is reflected as a function of the snow albedo. The shortwave radiation that penetrates the pack  $Q_{nsi}$  is the sum of the direct and diffuse radiation  $Q_{nsi,dir}$  and  $Q_{nsi,dif}$  :

$$\begin{aligned} Q_{nsi,dir} &= I_{sw,dir}(1 - a_{dir}) \\ Q_{nsi,dif} &= I_{sw,dif}(1 - a_{dif}) \end{aligned} \quad (2.7)$$



where  $a_{dir}$  and  $a_{dif}$  are the albedos for direct and diffuse radiations. They are both computed using a relation adapted from U.S. Army Corps of Engineers (1956) shown in equation 2.8 :

$$\begin{aligned} a_{dir} &= a_{min,dir}(1 + e^{-0.1 \frac{A}{24}}) \\ a_{dif} &= a_{min,dif}(1 + e^{-0.1 \frac{A}{24}}) \end{aligned} \quad (2.8)$$

where  $a_{min,dir}$  and  $a_{min,dif}$  are the minimum albedos for direct and diffuse radiations, and  $A$  is the age of the top layer of the snowpack.  $A$  is expressed as the number of hours since the layer was added to the pack. The minimum albedos  $a_{min,dir}$  and  $a_{min,dif}$  are set during the parameterization.

### 2.3.4 Energy and mass balance computation

The energy and mass balance function of MASiN runs as presented in Figure 2.1 (b). This calculation loop is performed at a computational time step  $\Delta t$  for each hour of simulation step.

The energy exchanges between the layer  $i$  and its surroundings are first computed in order to assess the layer internal energy variation  $Q^i$  as shown in equation 2.9 (Brun *et al.*, 1989) :

$$\begin{aligned} Q^i &= Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_w + Q_c && \text{for the top layer} \\ Q^i &= Q_{ns} + Q_w + Q_c + Q_g && \text{for the bottom layer} \\ Q^i &= Q_{ns} + Q_w + Q_c && \text{for intermediate layers} \end{aligned} \quad (2.9)$$

where all terms are in  $\text{W m}^{-2}$ .  $Q_{ns}$  is the net shortwave flux,  $Q_{nl}$  is the net longwave flux,  $Q_h$  and  $Q_e$  are the sensible and latent heat fluxes,  $Q_w$  is the energy flux due to liquid water inputs, and  $Q_c$  and  $Q_g$  are the conduction heat fluxes between the layers and between the snowpack and the ground. It is then possible to compute the temperature variation  $\Delta T^i$  and the liquid water content variation  $\Delta LW^i$  in the layer following equation 2.10 (Barry *et al.*, 1990).

$$Q^i = c_i \rho_i H_i^i \frac{\Delta T^i}{\Delta t} + l_f \rho_w \frac{\Delta LW^i}{\Delta t} \quad (2.10)$$

where  $c_t^i$  is the snow specific heat ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $\rho_t^i$  is the snow density ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $H_t^i$  is the layer thickness (m),  $l_f$  is the latent heat of fusion of water ( $\text{J kg}^{-1}$ ) and  $\rho_w$  is the water density ( $\text{kg m}^{-3}$ ). As  $\Delta T^i$  and  $\Delta LW^i$  are both unknown in equation 2.10, it is not possible to solve for both  $T_{t+1}^i$  and  $LW_{t+1}^i$ . The computational time step thus needs to be short enough to consider that temperature and phase changes do not occur simultaneously. Using a time step of thirty seconds makes the error due to this computational choice acceptable. The computational choices regarding the energy exchange terms of the right hand side of equation 2.9 are provided in section 2.3.4.1. Once the internal energy variation of the layer is computed, its mass balance is computed depending on whether or not melt occurs as explained in section 2.3.4.2. The settling of the layer is taken into account as presented in section 2.3.4.3.

### 2.3.4.1 Energy exchanges terms

#### Shortwave radiations

The total radiation absorbed by a layer of thickness  $H_t^i$  at a mean depth of  $z_t^i$  is (Giddings et La-Chapelle, 1961) :

$$Q_{ns} = Q_{nsi,dir} e^{-\beta_{dir} z_t^i} \beta_{dir} H_t^i + Q_{nsi,dif} e^{-\beta_{dif} z_t^i} \beta_{dif} H_t^i \quad (2.11)$$

where  $\beta_{dir}$  and  $\beta_{dif}$  are the absorption coefficients for direct and diffuse radiations respectively. They are set during the model parameterization.

#### Longwave radiations

Long wave radiations are computed using Stefan-Boltzmann law. The snowpack is assumed to be a black body with an emissivity  $\varepsilon = 1$ . The net long wave radiative flux is :

$$Q_{nl} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \sigma T_t^4 \quad (2.12)$$

where  $\varepsilon_a$  is the atmospheric emissivity,  $T_a$  and  $T_t^n$  are the air and snow surface temperatures (K), and  $\sigma$  is the Stefan-Boltzmann constant. The atmospheric emissivity is computed with the formula of Brutsaert (1975) :

$$\varepsilon_a = 1.72 \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \quad (2.13)$$

where  $e_a$  is the atmospheric water vapor pressure (kPa) and  $T_a$  is the air temperature (K).  $e_a$  is computed with the air relative humidity and temperature. The atmospheric emissivity can be adjusted depending on the cloud cover  $Cc$  and the canopy fraction  $F$  (Liston et Elder, 2006; Oke, 2002) :

$$\varepsilon_a = 1.72 \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} (1 + 0.22Cc^2)(1 - F) + F \quad (2.14)$$

In this expression, the canopy is assumed to be a black body whose temperature equals that of the air. The canopy fraction is derived from the leaf area index (Liston et Elder, 2006) :

$$F = 0.55 + 0.29 \log LAI \quad (2.15)$$

### **Turbulent heat fluxes**

Sensible and latent heat fluxes  $Q_h$  and  $Q_l$  are computed using the bulk aerodynamic method (Kustas *et al.*, 1994) :

$$Q_h = \rho_a c_a C_h V (T_a - T_t^n) \quad (2.16)$$

$$Q_l = l_v \cdot \frac{0.622 \rho_a}{P_a} C_h V (e_a - e_t^n) \quad (2.17)$$

where  $\rho_a$  is the air density ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $c_a$  is air specific heat ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $V$  is the wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $T_a$  and  $T_t^n$  are the air and snow surface temperature (K),  $l_v$  is the water latent heat of vaporization or sublimation ( $\text{J kg}^{-1}$ ),  $P_a$  is the atmospheric pressure (kPa) and  $e_a$  and  $e_t^n$  are the water vapor pressure in the air and at the snowpack surface (kPa). The bulk coefficient  $C_h$  is adapted from the bulk coefficient in neutral atmospheric conditions  $C_{hm}$  depending on the

atmospheric stability conditions as follows :

$$\begin{aligned}
 C_h &= C_{hn} \cdot (1 - 16 \cdot R_i)^{0.75} & \text{if } R_i \leq 0 \\
 C_h &= \frac{C_{hn}}{1 + k_{tur} \frac{R_i}{0.2}} & \text{if } 0 < R_i \leq 0.2 \\
 C_h &= \frac{C_{hn}}{1 + k_{tur}} & \text{if } 0.2 < R_i
 \end{aligned} \tag{2.18}$$

where  $R_i$  is the bulk Richardson number and  $k_{tur}$  is a coefficient detailed below.  $C_{hn}$  is computed as :

$$C_{hn} = k^2 \left( \ln \left( \frac{z_a}{z_0} \right) \right)^{-2} \tag{2.19}$$

where  $k$  is the Von Karmin constant,  $z_a$  is the measurement height of air temperature and wind speed (m) and  $z_0$  is the snow surface rugosity whose value typically ranges between  $5 \cdot 10^{-4}$  and  $5 \cdot 10^{-3}$  meters (Dingman, 2002). The value for  $z_0$  is set during the model parameterization. The bulk Richardson number  $R_i$  (American Meteorological Society, 2012) is used to assess the atmospheric stability conditions :

$$R_i = \frac{2gz_a(T_a - T_t^n)}{(T_a + T_t^n)V^2} \tag{2.20}$$

where  $g$  is gravity acceleration ( $\text{m s}^{-2}$ ). For values of  $R_i$  above 0.2, it is generally assumed that the turbulent heat fluxes no longer exist because of the atmospheric stability conditions. Brun *et al.* (1989) showed that this assumption tends to heavily underestimate the heat balance of the snowpack as heat conduction and vapor diffusion between the air and the snowpack surface still occur. A decision was thus made to introduce the parameter  $k_{tur}$  in order to still account for the heat exchanges between the air and the snowpack surface when the atmospheric conditions are stable.

### Liquid water input

Liquid water inputs are caused by percolation from the upper layer or by rain in the case of the top layer. Liquid water inputs can result in sensible heat flux if the water and snow temperatures are different, and in latent heat flux if a phase change occurs. Percolating water is supposed to

be at 0 °C, while rain water temperature equals the air temperature. If water temperature is above 0 °C, it will first cool down to 0 °C and thus release sensible heat :

$$Q_{w,s} = c_w \rho_w T_r R \quad (2.21)$$

where  $c_w$  is the water specific heat ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $\rho_w$  is the water density ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $T_r$  is the water temperature (K) and  $R$  is the water input intensity ( $\text{m s}^{-1}$ ). If the snow temperature is below 0 °C, liquid water can partially or completely freeze thus releasing latent heat up to a value of :

$$Q_{w,l} = l_f \rho_w R \quad (2.22)$$

where  $l_f$  is in  $\text{J kg}^{-1}$ .

### Conduction fluxes

The conduction flux  $Q_c$  between a layer  $i$  and the adjacent layers  $i - 1$  and  $i + 1$  can be described using the Fourier conduction formula (DeWalle et Rango, 2008) as shown in equation 2.23 :

$$Q_c = \frac{T_t^{i-1} - T_t^i}{\frac{H_t^{i-1}}{2k_t^{i-1}} + \frac{H_t^i}{2k_t^i}} + \frac{T_t^{i+1} - T_t^i}{\frac{H_t^{i+1}}{2k_t^{i+1}} + \frac{H_t^i}{2k_t^i}} \quad (2.23)$$

where  $T$ ,  $H$  and  $k$  are the temperature, height and thermal conductivity of each layer, respectively. The thermal conductivity of snow is computed using the formula proposed by Yen (1981) :

$$k_i = k_g \left( \frac{\rho_g}{\rho_t^i} \right)^{1.88} \quad (2.24)$$

where the subscript  $g$  refers to ice and  $k$  and  $\rho$  are thermal conductivity ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ) and density ( $\text{kg m}^{-3}$ ), respectively.

Since applying the Fourier conduction formula to conduction heat flux between the base of the snowpack and the ground would require having access to soil thermal characteristics data and because variations in soil thermal properties during the winter are generally low in comparison to the other terms of the energy budget (Gray et Male, 1981), a decision was made to consider

heat exchange at the ground/snow interface as a constant flux toward the snowpack :

$$Q_g = Q_{ground \rightarrow pack} \quad (2.25)$$

where  $Q_{ground \rightarrow pack}$  is a positive value that is set during model parameterization.

### 2.3.4.2 Mass balance of the layer

Once the internal energy variation of the layer is obtained, equation 2.10 is used to compute the new temperature of the layer  $T_{t+1}^i$  without considering any phase changes.  $T_{t+1}^i$  can thus be expressed as follows :

$$T_{t+1}^i = \frac{Q^i \Delta t}{c_t^i \rho_t^i H_t^i} + T_t^i \quad (2.26)$$

The heat capacity of snow  $c_t^i$  is computed as the weighted sum of the heat capacity of ice, water and air (Armstrong et Brun, 2008) :

$$c_t^i = \frac{1}{\rho_t^i H_t^i} (\rho_g H_g c_g + \rho_w H_w c_w + \rho_a H_a c_a) \quad (2.27)$$

where the subscripts  $g$ ,  $w$  and  $a$  represent ice, water and air, respectively, and  $H$ ,  $\rho$  and  $c$  are equivalent height, density and specific heat of each component, respectively. The equivalent heights are :

$$\begin{aligned} H_g &= SWE_t^i - LW_t^i \\ H_w &= LW_t^i \\ H_a &= H_t^i - SWE_t^i \end{aligned} \quad (2.28)$$

The specific heat of ice is adjusted depending on the temperature of the layer (Dorsey, 1968) :

$$c_g = 7.8T_t^i + c_{g,0} \quad (2.29)$$

where  $c_{g,0}$  is the ice specific heat at 0 °C and equals 2115 J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>. The different situations which can occur at this point depending on  $T_t^i$  and  $T_{t+1}^i$  values are detailed below. If either  $T_t^i$

or  $T_{t+1}^i$  is different from 0 °C, no melt occurs. It is considered that melt occurs only when both  $T_t^i$  and  $T_{t+1}^i$  are equal to 0 °C. In this case,  $\Delta T^i = 0$  and equation 2.10 is used to compute the new liquid water content of the layer  $LW_{t+1}^i$  as follows :

$$LW_{t+1}^i = \frac{Q^i \Delta t}{l_f \rho_w} + LW_t^i \quad (2.30)$$

The difference between  $LW_{t+1}^i$  and  $LW_t^i$  represents the water equivalent of melted snow or refrozen water  $M_t^i$ . If  $M_t^i$  has a negative value, it means that a certain amount of liquid water has frozen and released latent heat, thus maintaining the temperature of the layer at 0 °C. If  $M_t^i$  is greater than the water equivalent of the layer, it means that the layer melts completely. Otherwise, the new liquid water content  $LW_{t+1}^i$  is compared to the water holding capacity of the layer  $LWHC_t^i$ . The latter represents the maximum amount of liquid water that can be retained against gravity and is expressed as a percentage of the volume of void of the layer as shown in equation 2.31 :

$$LWHC_t^i = k_{LWHC} \cdot (H_t^i - (SWE_t^i - LW_t^i) \cdot \frac{\rho_w}{\rho_g}) \quad (2.31)$$

where  $k_{LWHC}$  is a percentage between 5 and 10 % and the rest of the right hand side of the equation is the volume of void, where  $\rho_g$  is the density of ice. The value of  $k_{LWHC}$  is set during the parameterization step. If  $LW_{t+1}^i$  is greater than  $LWHC_t^i$ ,  $LW_{t+1}^i$  is set to  $LWHC_t^i$  and excess liquid water is integrally transmitted to the layer below provided that it can accept further liquid water inputs. The new height of the layer after melt has occurred  $H_{t'}^i$  is computed following equation 2.32 :

$$H_{t'}^i = H_t^i - M_t^i \frac{\rho_w}{\rho_t^i} \quad (2.32)$$

### 2.3.4.3 Settling

Settling is assessed in terms of height decrease. The final height of the layer  $H_{t+1}^i$  is computed from  $H_{t'}^i$  following equation 2.33 :

$$H_{t+1}^i = H_t^i \frac{1 - \frac{\sigma}{\eta_t^i} \Delta t}{1 + K_d e^{0.04T_t^i - 0.05 \max(\rho_t^i - \rho_{s,meta,max}, 0)} \Delta t} \quad (2.33)$$

The numerator represents the effects of the weight of the upper layers as computed by Navarre (1975).  $\sigma$  is the weight of the overlying layers (Pa) and  $\eta_t^i$  is the viscosity of the layer (Pa s). The viscosity is computed following the equation of Gubler (1994) :

$$\eta_t^i = 1.86 \cdot 10^{-6} e^{0.02\rho_t^i + \frac{1800}{T_t^i}} \quad (2.34)$$

where  $\rho_t^i$  and  $T_t^i$  are the snow density and temperature. The pressure sustained by the layer  $i$  in an  $n$  layers pack is :

$$\sigma_t^i = \frac{g}{1000} \sum_{j=i+1}^n (SWE_t^j \rho_w) \quad (2.35)$$

The denominator of equation 2.33 represents the effects of destructive metamorphism and is adapted from Anderson (1976). Destructive metamorphism occurs when the layer is young and is assumed to be negligible when the density reaches the threshold  $\rho_{s,meta,max}$ . The coefficient  $K_d$  represents the hourly settling rate when  $T_s = 0$  °C and  $\rho_t^i \leq \rho_{s,meta,max}$ . The values for  $K_d$  and  $\rho_{s,meta,max}$  are set during model parameterization. The new density of the layer is then computed :

$$\rho_{t+1}^i = SWE_{t+1}^i \frac{\rho_w}{H_{t+1}^i} \quad (2.36)$$

where  $\rho_w$  is the water density.

### 2.3.5 New snow handling

At the end of each hour, prospective snow precipitation is added to the snowpack. New snow characteristics are computed as follows. The snow temperature is set to the air temperature. New snow density is computed depending on the air temperature (Anderson, 1976) :

$$\begin{aligned} \rho_s &= \rho_{ns} && \text{if } T_a < T_{\rho_{ns}} \\ \rho_s &= \rho_{ns} + 1,7(T_a - T_{\rho_{ns}})^{1,5} && \text{else} \end{aligned} \quad (2.37)$$



where  $\rho_{ns}$  is the density of new snow if the air temperature  $T_a$  is below the threshold  $T_{\rho_{ns}}$ . The values for  $\rho_{ns}$  and  $T_{\rho_{ns}}$  are set during model parameterization. The total height of added snow  $H_{as}$  is computed from the water equivalent of the precipitation using equation 2.36. The number of new layers added to the snowpack is the integer part of  $\frac{H_{as}}{H_{min}}$  where  $H_{min}$  is the minimum height of a layer, set to 1 cm. We consider that new snow does not contain any liquid water when it is added to the pack.

### 2.3.6 Layers management

In order to keep the number of layers reasonably low computer wise while still matching the real layering of the snowpack, MASiN layers are managed dynamically at the end of each hour. Two thickness thresholds have been set for that purpose, a minimum and a maximum. The minimum thickness is set to 1 cm for all the layers in order to ensure the stability of the iterative scheme. If the layer is too thin, energy exchanges can be misestimated. That can also be the case if a layer is too thick ; a maximum thickness has thus been set, with a value of 2 cm for the top fifteen layers and 4 cm for the rest of the pack. As most energy exchanges occur at or near the pack surface, it is necessary to have a finer spatial discretization than in the rest of the pack. When a layer reaches the minimum thickness, it is merged with the thinnest adjacent layer. If the newly created layer exceeds the maximum thickness, it is separated in two layers with similar properties. The maximum number of layers is set to 70 to keep the computation time moderate. After new layers are added to the pack, a test is conducted to check if the maximum number of layers has been reached. If it has been exceeded, adjacent layers are combined according to the following rules : no combination of layers which have an age difference of more than 2 days is allowed, and no new layer having a thickness exceeding the maximum thickness will be created. If no combination is possible using these rules, the age threshold is increased by one day, and the combination test is run until the number of layers is below the maximum value.

### 2.3.7 Parameterization of the model

MASiN has been built in such a way that it should not require calibration against measured values at each study site. However, a parameterization is still required in order to set the values of parameters not set during the model design.

The parameterization was performed for one study site only, and the parameters were left unchanged for the rest of the study. A two-step protocol was followed. First, a sensitivity analysis was performed to assess the influence of the 17 parameters on the model output. Parameters with little or no influence were set to values based on the literature, while the remaining parameters were adjusted by calibration at the parameterization site.

Parameterization was performed for the Dorval site, which is located at coordinates (45.47°,-73.74°) near Montreal. Dorval was selected based on the quality of the dataset it offers and because of its central position among the different sites where MASiN is tested in this study. The sensitivity analysis was performed over a ten-year period and calibration was done on the first five years of this period.

The normalized root mean square error was used for the sensitivity analysis to compare the height modeled with a value of the parameter and the height modeled with a literature-based value of the parameter. For each parameter, ten values spreading between two bounds selected based on published values were tested. The effect of each parameter was assessed separately.

Sensitivity analysis outputs showed that the conduction heat flux between the ground and the snowpack  $Q_{ground \rightarrow pack}$  is the parameter with the most influence on the modeled snow height. The solar radiations absorption coefficients  $\beta_{dir}$  and  $\beta_{dif}$  as well as the minimum and maximum fraction of direct solar radiations  $k_{dir,min}$  and  $k_{dir,max}$  have a very limited influence and are therefore set to values from the literature. The minimal albedo for direct radiations  $a_{dir,min}$  will not be adjusted either as its influence is minimal. The daily temperature range threshold  $\Delta T_{Cmin}$  is less influential than  $\Delta T_{Cmax}$ , but a decision was made to compute both of them as explained in section 2.3.3.2.

All the other parameters were adjusted using the SCEUA algorithm (Duan *et al.*, 1993) with the Nash Sutcliffe coefficient (Nash et Sutcliffe, 1970) used as the objective function. A single calibration sequence was performed, which gave a value of 0.79 for the Nash Sutcliffe coefficient. The final parameterization is presented in Table 2.1.

Tableau 2.1 Final parameterization of the model

Parameter (unit)	Value	Source
$\rho_{s,meta,max}$ (kg m <sup>-3</sup> )	200*	
$a_{dir,min}$	0.45	Anderson (1976)
$a_{dif,min}$	0.35*	
$\rho_{new}$ (kg m <sup>-3</sup> )	80*	
$k_{LWHC}$ (%)	8*	
$K_d$ (h <sup>-1</sup> )	0.01*	
$\beta_{dir}$ (cm <sup>-1</sup> )	0.4	Armstrong et Brun (2008)
$\beta_{dif}$ (cm <sup>-1</sup> )	4	Armstrong et Brun (2008)
$Q_{ground \rightarrow pack}$ (W m <sup>-2</sup> )	10*	
$T_{\rho_{ns}}$ (° C)	-15*	
$\Delta T_{Cmin}$ (° C)	Equation 2.4	
$\Delta T_{Cmax}$ (° C)	Equation 2.5	
$k_{swmin}$	0.2*	
$k_{swmax}$	0,75*	
$k_{dir,min}$	0.35	Linacre (1992)
$k_{dir,max}$	0.85	Linacre (1992)
$z_0$ (m)	0.0015*	

\* indicates value adjusted at Dorval site

## 2.4 Study site, comparison models and performance assessment criteria

### 2.4.1 Study sites

Twenty-three sites across Canada and Sweden were chosen to assess the ability of MASiN to simulate the evolution of the snow cover in various environments. The sites were selected in order to represent different climate zones. They were sorted into 5 groups based on geographical criteria, as shown in Figure 2.2.

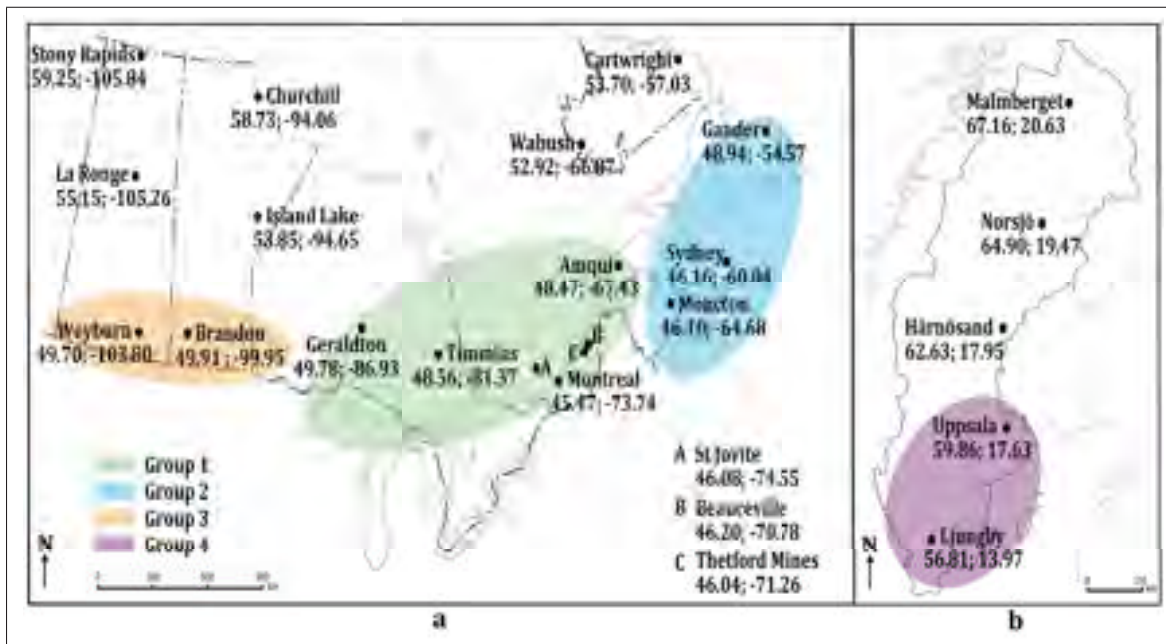


Figure 2.2 Locations of the 23 sites in Canada (a) and Sweden (b). Groups 1 to 4 are shown on the map, group 5 consists of the nine remaining sites

Group 1 is comprised of five sites in Quebec and two in Ontario that are close enough to Dorval to assume similar climatic conditions. Group 2 is composed of three sites on the Canadian East coast that have similar latitudes as the parameterization site, but are subject to strong oceanic influence. Group 3 is made up of two sites in southern Manitoba and Saskatchewan, which represent typical continental climate, at a latitude comparable to that of Dorval. Group 4 is comprised of the two Swedish sites with the lowest latitudes, representing more temperate

climate. Group 5 includes the nine remaining sites, which are characterized by latitudes greater than  $53^{\circ}$  in Canada and greater than  $60^{\circ}$  in Sweden. Those sites were chosen to account for continental climate at high latitudes in Canada, some with possible oceanic influences, and conditions close to sub-polar climate in Sweden. All the sites are located in plain terrain.

Differences in seasonal evolution of the snow cover between the groups were verified using two indicators : the annual maximum uninterrupted snowpack presence, calculated as the maximum number of days during which snow is continuously present on the ground each year, and the annual maximum snow depth. These two indicators were computed on periods ranging from nine to thirty-one years depending on data availability at each site. Results are presented in Figure 2.3.

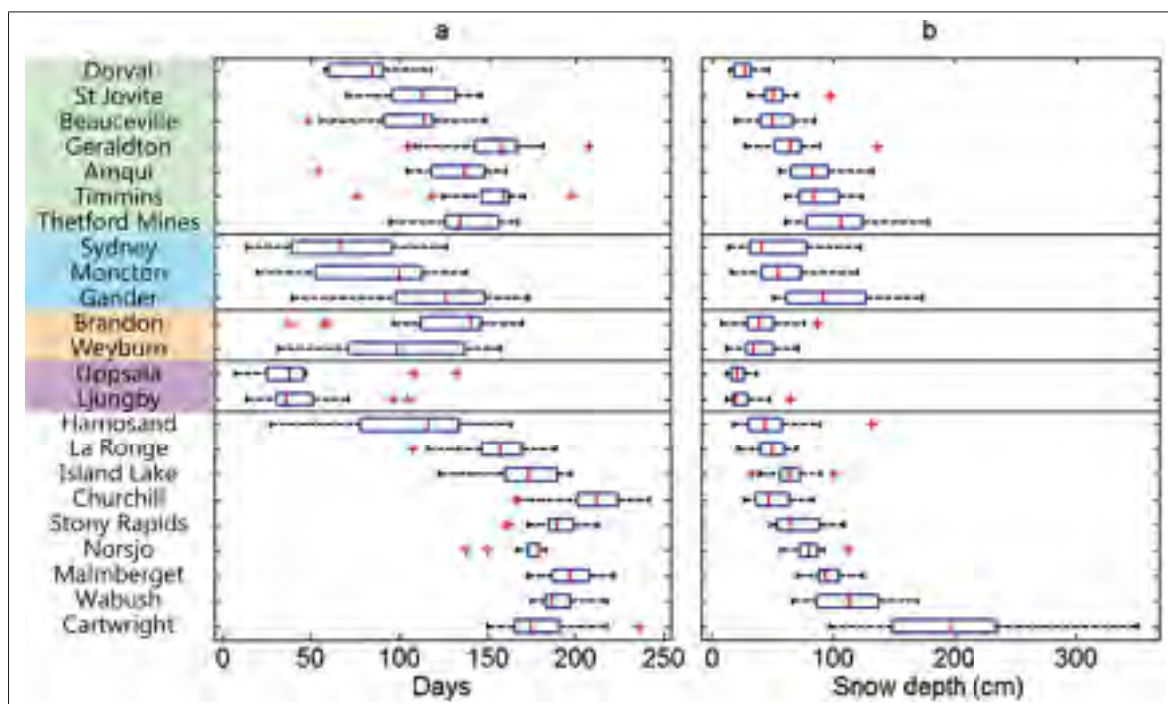


Figure 2.3 Maximum uninterrupted snowpack presence (a) and maximum annual snow depth (b) at each site. Groups are identified by the same color code as in Figure 2.2. Red line indicates the median value, left and right edges of the boxes indicate 25th and 75th percentiles respectively, and left and right whiskers define the non outlier range. Outliers are plotted as red crosses

Despite their relative proximity, sites from Group 1 present a wide range of snow cover evolution, with some sites like Dorval presenting low maximal snow depth and short continuous snowpack presence and others, such as Thetford Mines, showing significant snow accumulation and duration. Inter-annual variability of the two criteria at each site is also variable. Sites from Group 2 are characterized by significant variations of both maximum annual snow depth and maximum uninterrupted snowpack presence over the years. Sites from Group 3 have similar maximal snow depth distribution, but Weyburn exhibits huge variability of continuous snowpack presence. Group 4 is composed of the two sites having the lowest maximum annual snow depth and maximum uninterrupted snowpack presence, and represent typical mid-northern Europe conditions as expected. Sites from Group 5 have a varying maximal snow depth variability and continuous snow cover presence, but on average they are the sites with the maximum uninterrupted snow presence. Harnosand is the exception, with distribution of both criteria closer to that of Weyburn. Figure 2.3 confirms that the sites selected for the study expose MASiN to a wide range of conditions and seasonal snowpack characteristics.

#### 2.4.2 Comparison models

MASiN was compared with three snow models, two empirical snow models (named Model C and Model D for the purpose of this study) and one mixed degree day / energy balance model (named Hydrotel). The two empirical snow models both have proven abilities to reproduce snow height with a very high accuracy once calibrated for a given site.

Model C (Farbrot et Hanssen-Bauer, 2009) requires daily total precipitation  $P_{tot}$  and daily mean temperature  $T_{av}$  to compute snow height  $S_n$  with five calibrated parameters (a, b, c, d and e) as shown in equation 2.38 :

$$\begin{aligned} S_n &= S_{n-1} + b.T_{av} && \text{if } (T_{av} - a) > 0 \\ S_n &= S_{n-1} + c.P_{tot} + d.T_{av} + e && \text{if } (T_{av} - a) \leq 0 \end{aligned} \quad (2.38)$$

Model D (Baraer *et al.*, 2010) requires daily solid precipitation  $P_s$  and daily maximum temperature  $T_{max}$  to compute snow height  $S_n$  with three calibrated parameters (a, b and c) as shown

in equation 2.39 :

$$S_n = S_{n-1} + b.P_s - a.(\max(T_{max}, 0))^c \quad (2.39)$$

Hydrotel is a widely used hydrological model whose performances have been assessed at several sites across Quebec. Its snow module was chosen for its ability to simulate snow height as well as other variables relevant for hydrological purpose. It requires daily minimum and maximum temperatures and total or separated daily precipitation. It is much closer to MASiN in terms of complexity, and is thus expected to have similar performances. It relies on a mixed degree day/energy balance method to compute the snow height evolution, which means that most of the components of the energy balance are computed using a form of degree day equation. It uses five calibrated parameters. Further informations can be found in Turcotte *et al.* (2007).

These three models were calibrated against snow height measurements at each site with the first half of the data and validated with the second half. The calibration was conducted using the SCEUA algorithm (Duan *et al.*, 1993) by selecting the best set of parameters out of ten calibration sequences per site, using random initial parameters. The Nash Sutcliffe coefficient was used as the objective function. Its values on the calibration periods range between 0.67 and 0.96, with a mean value around 0.82 for each model.

### 2.4.3 Performance assessment and comparison criteria

Three criteria were used in order to have both an insight on the raw performance of each model and a more detailed vision of their ability to provide simulations that are accurate time-wise. In terms of hydrology, being able to correctly simulate the moment when water is released is crucial.

The Nash-Sutcliffe coefficient gives a general overview of the agreement between the simulated and measured snow heights. One value is computed for each model at each site.

The melt offset is the number of days between the disappearance of the simulated and observed snowpacks. The disappearance date is assumed to be the time when the observed pack has lost 95 % of its maximum height. A negative value indicates that the disappearance was simulated too early, and a positive one too late. To be able to compare the models with respect to this criterion, a mean value of the absolute melt offset at each site is also computed for each model. The value aimed for this criterion is 0 days.

The “wrongly simulated state” represents the total number of days for which the simulated snowpack is wrongly present or absent as a percentage of the number of days of presence of the real snowpack. It denotes the ability of the model to correctly simulate events of complete melt during the winter or events of small snow accumulation at the beginning or the end of the season. One value is computed for each model at each site. The best value that can be obtained for this criterion is 0 %.

## **2.5 Results and discussion**

### **2.5.1 Results overview**

As models C, D and Hydrotel were calibrated at each site, the models’ performances are compared for the validation period only. Figure 2.4 summarizes the results obtained for the three criteria, for each model.

The overall performances of the four models with respect to the Nash Sutcliffe coefficients exhibit comparable profiles. The medians range between 0.72 (Model C) and 0.79 (Hydrotel). MASiN is the third best model with a median of 0.74, right behind Model D (0.75). The maximum Nash Sutcliffe value for MASiN is close to that of Model C and Model D. MASiN exhibits the highest 25<sup>th</sup> percentile and the highest minimum value ; as well, it has the tightest distribution, meaning that it surpasses the other models in the ability to provide consistent results at different sites.



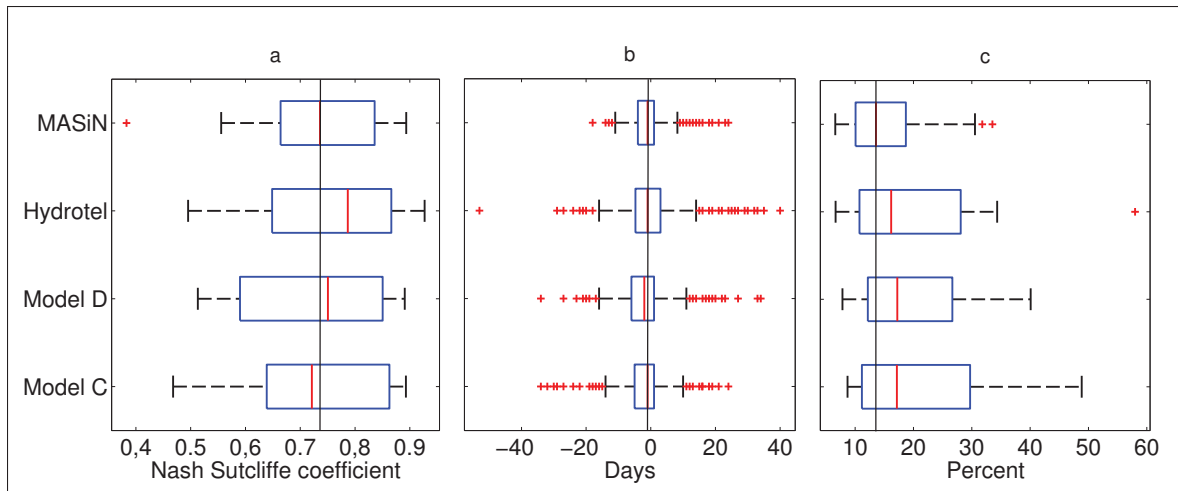


Figure 2.4 Assessment criteria for the four models, 23 sites.  
 (a) Nash Sutcliffe coefficient (b) Melt offset (c) Wrongly simulated state  
 Vertical black lines indicate MASiN median value

The distribution of the melt offset criteria is somewhat similar for the four models. MASiN, Hydrotel and Model C have a median of -1 day, and Model D of -2 days, indicating a small negative bias for the four models. As for the Nash Sutcliffe coefficient, MASiN has the tightest melt offset distribution of the four models. If rankings were to be conducted with the melt offset criterion, MASiN would be considered the best model.

The difference between MASiN and the other models appears clearly with the wrongly simulated state. Hydrotel, Model D and Model C have medians around 17 % and 75<sup>th</sup> percentiles around 28 %, while MASiN has a value of 13.5 % for the median and 18.5 % for the 75<sup>th</sup> percentile. Lower limits and 25<sup>th</sup> percentiles are similar for the four models. Here again, the distribution of the wrongly simulated state for MASiN is the tightest of all the models.

Overall, MASiN shows similar (Nash Sutcliffe coefficient) to slightly better (melt offset and wrongly simulated state criteria) performances compared to the other models. Considering that MASiN is the only model that was not calibrated at each site, and considering the large variety of sites used for the comparison, these overall results show MASiN as a very robust tool for snowcover simulations.

### 2.5.2 Detailed results for each group of sites

Because parameterization was conducted at one site only, investigating the performance of MASiN for each group of sites is important to see if the performances and specificities of a site or a group of sites are related. Results are presented in figure 2.5.

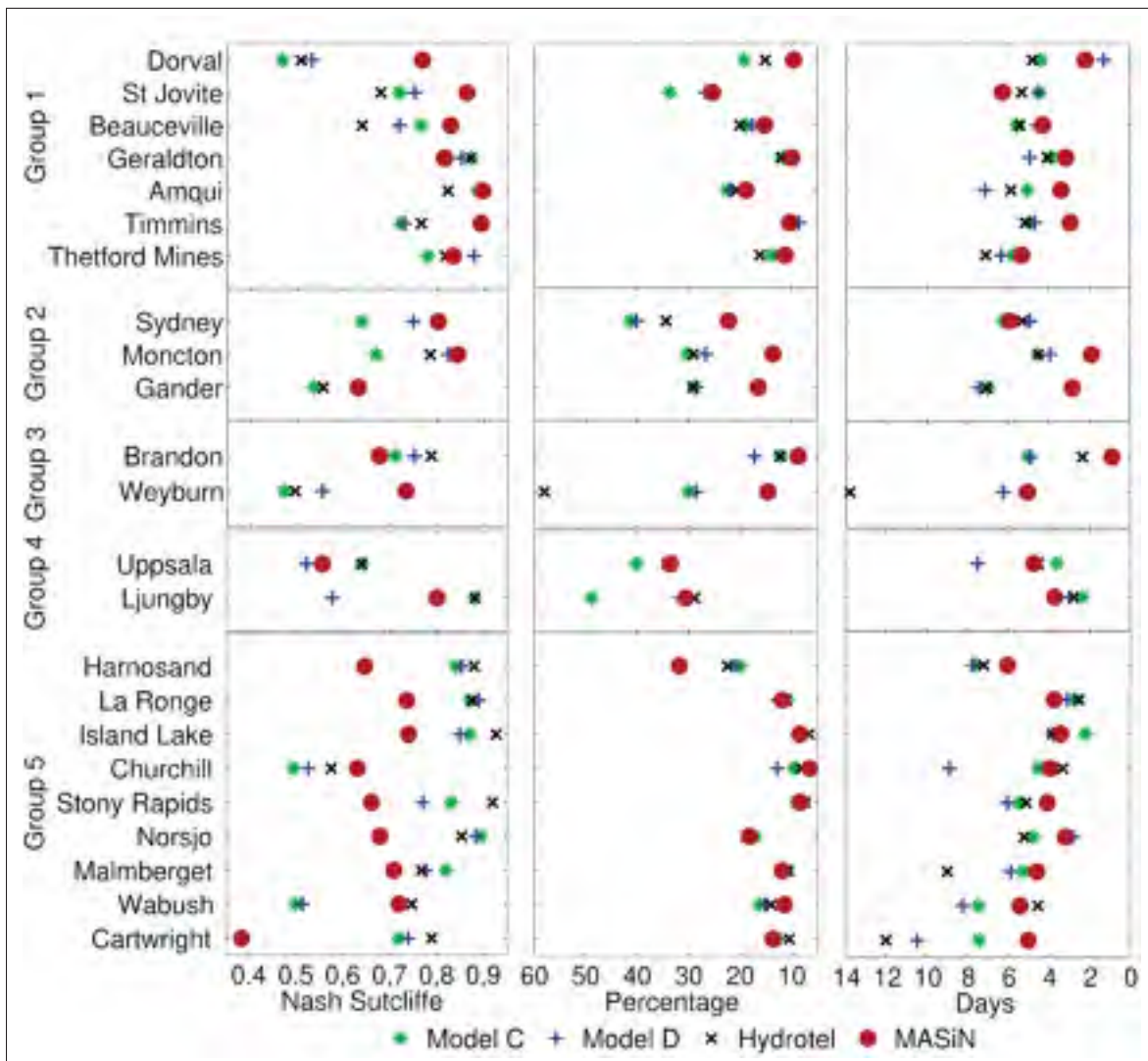


Figure 2.5 Results for the five groups. The left panel is the Nash Sutcliffe coefficient, the center panel is the wrongly simulated state and the right panel is the melt offset

#### Group 1

With respect to the Nash Sutcliffe coefficient, MASiN shows the best performance at five out of

seven sites. At the remaining two sites, the performance is still very good with values close to 0.8. MASiN has the best performance at six out of seven sites regarding the wrongly simulated state, with only one poor value at St Jovite. MASiN shows the best performances for the melt offset at five out of seven sites. The performance at St Jovite is also poor for this criterion. MASiN is clearly the best model for this group, which includes the parameterization site.

### **Group 2**

MASiN has the best performance in terms of the Nash Sutcliffe coefficient, with values above 0.8 at the Sydney and Moncton sites, and a value of 0.63 at Gander, where the four models show their worst performance. Model D and Hydrotel are quite close to MASiN at each site. The performance of Model C is substantially inferior. Regarding the wrongly simulated state, Model C, Model D and Hydrotel exhibit really poor performances at each site, with values ranging from 26% to 41%. Conversely, MASiN shows good performances at each site, with a wrongly simulated state between 13% and 20%. Each model experiences its worst performance in Sydney, where the annual maximum snow depth and the continuous snow cover presence are the smallest of the three sites (see Figure 2.3). The situation is similar for the melt offset and the wrongly simulated state, with the only exception being that MASiN shows comparable performances to the other models for the melt offset at the Sydney site. As for Group 1, MASiN shows the overall best performance in Group 2.

### **Group 3**

The situation for Group 3 is comparable to that described for Group 2. MASiN shows the best performance for the wrongly simulated state and the melt offset at each site and has the best Nash Sutcliffe coefficient at Weyburn. The MASiN Nash Sutcliffe coefficient for Brandon can be still considered good (0.68) but it is lower than for the three other models, which exhibit very good performances for that criterion. MASiN could also be considered the best model at this site.

### **Group 4**

Results for Group 4 are more contrasted than for the first three groups. MASiN shows the best

performance for only one criterion at one site, and the value is still poor (Uppsala, wrongly simulated state of 33%). Nash Sutcliffe values at Uppsala are poor for all models, whereas there are some very good performances at Ljungby. The wrongly simulated state is very poor for all the models at each site. Melt offset values are overall good, but at least two models perform better than MASiN at each site.

### **Group 5**

MASiN has the worst performance at seven out of nine sites in terms of Nash Sutcliffe coefficient, with values ranging between 0.64 and 0.74, Cartwright being the exception with a really low value of 0.38. MASiN is or is close to being the best model at the two remaining sites. The performances of the four models regarding the wrongly simulated state are very close at each site, with a mean difference of 3% between the best and the worst models. Performances in terms of the melt offset vary from one site to another. MASiN clearly shows the poorest performance for Group 5 with respect to the Nash Sutcliffe coefficient. MASiN is also less dominating for the two other criteria despite good overall performances.

MASiN shows very good overall performances at sites from Groups 1, 2 and 3, and despite few counter-performances, it can be rated the best model for these groups. For Groups 4 and 5, MASiN exhibits poorer overall performances and less dominance over the comparison models. These differences are discussed below.

### **2.5.3 Discussion**

A detailed results analysis showed that the performances of MASiN vary from one group of sites to another.

Of the ten best performances of MASiN with respect to the Nash Sutcliffe coefficient, nine are seen at sites in Groups 1 and 2. At all these sites, the wrongly simulated state is close to or below 20 % (with only one exception) and the maximum melt offset is 6 days. Sites in Groups 1 and 2 are the closest sites to Dorval, where the parameterization of MASiN was performed. It is thus probable that the good performances of MASiN at these sites could be due to their proximity

with Dorval. At sites in Group 2, the comparison models exhibit poorer overall performances than for Group 1. Sites in Group 2 are characterized by a great inter-annual variability of both continuous snowpack presence and maximum snow depth (see Figure 4). Because of calibration, comparison models may have difficulties showing consistent performances when winter conditions vary, thus possibly explaining why only MASiN shows strong performances at Group 2 sites.

MASiN is the best model at sites in Group 3 despite performing worse than for Groups 1 and 2. Sites from Group 3 are located further from Dorval and the climatic conditions difference can explain the performance decrease seen with them. However, results from Groups 1, 2 and 3 tend to show that the physical base of MASiN lends strong transferability in both space and time.

At sites from Groups 4 and 5, MASiN shows less dominance over the comparison models. Performances for Group 4 are variable. The only similarity in performance between models is seen with the wrongly simulated state, which is very poor at the two sites. The Nash Sutcliffe performance and the wrongly simulated state are clearly not correlated at these sites. The specificity of Group 4 lies in very short continuous snowpack presence and low snow accumulation. At the sites in that group, several accumulation and melt periods occur during a single winter season. Poor wrongly simulated state performance indicates that all models have trouble representing these repeated appearances and disappearances of the snowpack. However, as the snow height at these sites is relatively low, differences between measured and simulated snow depth remain small, even when the presence is wrongly simulated, causing the Nash Sutcliffe coefficient to remain relatively high.

At sites in Group 5, MASiN shows performances comparable to that in Group 1 regarding the wrongly simulated state (below 20 %) and melt offset (below 6 days). The two main differences with Group 1 are that (1) the other models show very strong overall performances for the three criteria, and (2) Nash Sutcliffe coefficients for MASiN are smaller. Except for Harnosand, sites in Group 5 are characterized by a long continuous winter presence and a rela-

tively low inter-annual variability of both maximum snow depth and continuous snow presence. These conditions can be favorable to calibration efficiency, thus possibly explaining the strong performances of the reference models at these sites. This hypothesis does not however apply to Wabush and Churchill, where the poor Nash Sutcliffe performances of all models remain unexplained.

Beside the good performances of the comparison models, MASiN shows a weaker Nash Sutcliffe performance for Group 5 sites than for the other groups. After comparing the measured snow depth with MASiN simulated snow depth, it appears that at the sites in Group 5, the snow depth is heavily underestimated by MASiN because of both miss-estimated new snow density and over-estimated densification. This results in depth differences of up to 50 %. The over-estimation of density also makes for a faster ripening of the snowpack as conduction fluxes, absorbed shortwave radiations, and liquid water transmission are overestimated. This in turn results in melt offsets for MASiN that are almost always negative, with more than 75 % of the values coming in below 0 for the seven sites where MASiN is the worst model regarding the Nash Sutcliffe coefficient.

Sites in Group 5 represent very specific climatic conditions that are different from those around the parameterization site, thus making the adjusted parameters less suited to the characteristics of group 5. This shows that despite the proven robustness of MASiN, there are still limits to the areal extent validity of its utilization under the conditions imposed by the present study. However, the results so far do not allow a differentiation between parameterization and design limits. For instance, some of the equations chosen during MASiN design were developed and validated at specific sites. Their tuning capacity through the adjustment of their parameters is therefore limited to a certain range of validity. New snow density, for example, is computed with a relationship based on measurements from Alta, Utah (Anderson, 1976) where climatic conditions may differ from those of Group 5 sites.

## 2.6 Conclusion

MASiN was developed with the idea of creating a snow model dedicated to hydrology which would require no calibration at more than one study site. Instead, a unique parameterization phase was conducted at one site (Dorval), while parameters were kept unchanged for all the other study sites. MASiN performances were then compared to those of three snow models at twenty-three point locations across Canada and Sweden. Site selection was carried out such as to obtain a good representation of the diversity of climatic zones and snow cover evolution that can be found in non-mountainous environments. Using three assessment criteria allowed us to more specifically analyze the strengths and weaknesses of MASiN as compared to the other models.

The overall results show that MASiN is able to provide strong snow depth simulation performance even when compared to models that were calibrated at each study site. Aside from a poor performance at one specific site, the Nash Sutcliffe coefficients obtained for MASiN showed satisfactory values ranging from 0.630 to 0.893. MASiN also showed strong abilities to correctly simulate the absence and presence of the snowpack and to rightly evaluate the melt peak occurrence.

At specific sites characterized either by high latitude or significant snow accumulation, MASiN showed difficulties achieving the same performance as the other models as simulated snow depth was systematically underestimated. The issue of the areal extent validity of a single site parameterization and/or of the use of some equations with geographic-specific applicability is tackled here as climatic conditions for Group 5 are very different from those of other sites.

The parameters set at Dorval provided very good simulation results for the sites in Groups 1, 2 and 3, where MASiN is the best overall model. MASiN exhibited particularly strong performances between Sydney and Geraldton in an area covering around 2000 km of longitude and 500 km of latitude. MASiN also showed its ability to provide strong simulation results over time even at sites where conditions were highly variable from one winter to another.

Comparing MASiN to two empirical models dedicated to snow depth simulation and a proven mixed degree/day energy balance snow module from a hydrological model allowed us to show the potential present in uncalibrated physical snowpack models. However, the applicability of MASiN to different environments than those of Groups 1, 2 and 3 and other applications should benefit from further developments :

- introduction of different equations for the calculation of snow density and settling ;
- MASiN adaptation to mountainous environments specificities by adding snow redistribution and coupled slope-orientation effects modules into the model ;
- testing of further MASiN adaptation for hydrological studies by performing direct comparisons of model outputs with snow water equivalent or outflow measurements ;
- integration of MASiN into distributed hydrological models in order to check the overall impact on discharge simulation performances.

Overall, this study shows that MASiN is a very robust snow model, whose application might be highly beneficial, especially when multisite calibration is impossible, either because data are lacking or because there are too many uncertainties regarding the calibration validity.

### **Acknowledgements**

This work has been partially funded by the Ecole de technologie superieure of Montreal. All data used for the evaluation of the model come from the open access online databases provided by Environment Canada and the Swedish Meteorological and Hydrological Institute.



## CHAPITRE 3

### APPLICATION EN MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

#### 3.1 Principe d'application théorique

Cette section présente les résultats d'une tentative d'application de MASiN en modélisation hydrologique. Plutôt que d'intégrer le module de neige au modèle hydrologique, ce qui aurait représenté un lourd travail de ré-écriture pour faire correspondre les syntaxes des codes, il a été choisi de séparer leurs fonctionnements. La solution retenue est donc de d'abord effectuer la simulation de l'évolution du couvert neigeux avec MASiN. Les variables récupérées en sortie sont ensuite fournies comme variables d'entrée au modèle hydrologique, dont le module de neige et les paramètres qui lui sont associés sont supprimés. Le modèle hydrologique est ensuite calé sur chaque bassin en utilisant des données de débit à l'exutoire.

Le modèle hydrologique choisi est le modèle HSAMI qui est largement utilisé au Québec. HSAMI étant un modèle conceptuel global, il ne nécessite pas de données d'entrée spatialisées et est donc compatible avec les données de sortie de MASiN. Les performances de HSAMI seul et du couplage HSAMI-MASiN sont évaluées du point de vue modélisation hydrologique en comparant les débits simulés à des débits mesurés et du point de vue de la modélisation de la neige. La hauteur du couvert neigeux n'étant pas simulée par HSAMI, la comparaison du point de vue modélisation de la neige sera effectuée uniquement sur les critères de décalage de la fonte (*melt offset*) et d'état erroné (*wrongly simulated state*) présentés à la section 2.4.3. Leurs définitions ont été légèrement adaptées pour qu'ils puissent être calculés à partir de l'équivalent en eau du couvert neigeux.

## **3.2 Modèle hydrologique test : le modèle HSAMI**

### **3.2.1 Présentation**

Le modèle HSAMI a été développé par Hydro-Québec à des fins de prévision des apports. Il permet la simulation ou la prévision des apports naturels à un réservoir ou du débit à l'exutoire d'un bassin versant, à partir des variables météorologiques observées ou simulées suivantes : pluie, neige, températures minimale et maximale et ensoleillement. Il s'agit d'un modèle global conceptuel en temps discret, utilisant trois réservoirs linéaires en cascade dont les impulsions sont filtrées par deux hydrogrammes unitaires (Fortin, 2000).

### **3.2.2 Traitement de la neige**

Le modèle HSAMI modélise l'évolution du couvert neigeux à l'aide d'une équation d'accumulation et d'une équation de fonte. Contrairement à d'autres modèles, l'eau liquide présente dans le couvert neigeux est traitée explicitement, ce qui permet de prendre en compte l'eau apportée par la pluie et de considérer la percolation de l'eau liquide. Lors d'une précipitation, le stock de neige est augmenté de l'équivalent en eau correspondant. Plusieurs variables annexes sont considérées afin d'estimer l'âge de la neige et la proportion du bassin versant qu'elle couvre.

L'équation de fonte est basée sur une approche degré-jour mais comporte plusieurs corrections qui permettent de prendre en compte l'effet de la chaleur de la pluie et de l'ensoleillement. Le premier effet est traité via une équation empirique. L'effet de l'ensoleillement sur la fonte diurne est relié par une équation empirique au temps écoulé depuis la dernière chute de neige (traduisant la diminution de l'albédo) et à un indice d'ensoleillement quotidien. Ce dernier est d'abord calculé pour la journée du 21 mars, puis il est extrapolé aux autres jours de l'année en fonction de leur durée d'ensoleillement moyenne, elle-même déterminée d'après la déclinaison du soleil au jour considéré. Deux taux de fonte différents ainsi que deux seuils de température différents sont considérés selon qu'il s'agisse du jour ou de la nuit. Six paramètres calables sont utilisés au total.

L'évolution du couvert neigeux est ainsi traitée de manière plus complexe que dans les modèles hydrologiques utilisant seulement une équation de type degré-jour. De plus, les caractéristiques du couvert nival sont utilisées par HSAMI pour suivre d'autres phénomènes, en particulier le gel du sol, qui est utilisé pour déterminer la proportion de ruissellement en hiver.

### 3.3 Modification des modèles HSAMI et MASiN à des fins de couplage

Le but de la méthode proposée est de ne pas apporter de modifications trop importantes au modèle hydrologique et au modèle de neige. Il a cependant été nécessaire de procéder à plusieurs changements afin de faire correspondre les variables d'états internes et les données fournies en entrée et d'assurer la fermeture du bilan de masse. Les modifications opérées sur HSAMI par rapport à sa version originale sont les suivantes :

- les variables relatives à la neige (hauteur, équivalent en eau, quantité d'eau écoulée, échange latent) sont mises à jour à chaque pas de temps en utilisant les données issues de MASiN ;
- la superficie du bassin versant couverte par la neige est calculée à chaque pas de temps ;
- lors d'un pas de temps où le couvert neigeux apparaît ou disparaît, la quantité de pluie qui est tombée pendant que l'ensemble du bassin versant était découvert est ajoutée au bilan de surface ;
- la discrimination des cas d'évolution du couvert neigeux en fonction de la température (fonte ou non) n'a plus lieu d'être et n'est utilisée que pour déterminer le gel ou dégel de l'eau dans le sol.

Il a de plus été nécessaire de procéder à des modifications de MASiN :

- récupération en sortie de la quantité d'eau échangée par transfert latent, séparée entre transfert solide ↔ gaz total et liquide ↔ gaz total pour chaque jour ;
- calcul du nombre d'heures de la journée où le couvert neigeux existe pour pouvoir ajouter la quantité de précipitation tombée sur le sol sans neige au bilan d'eau de surface.

### 3.4 Sites d'étude

L'étude a été réalisée sur quatre bassins versants québécois. La localisation des stations météo et des stations de jaugeage est présentée sur la figure 3.1. Les périodes d'études aux différents sites vont de 9 à 21 ans.

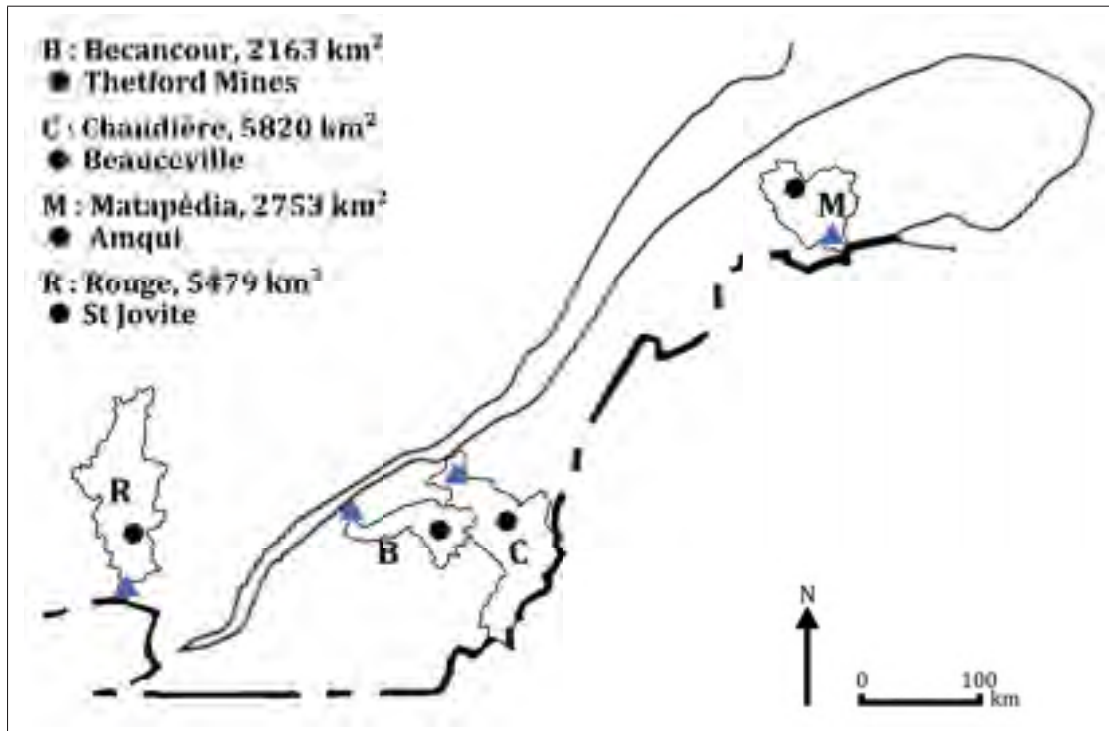


Figure 3.1 Localisation des stations météorologique (hexagones) et des stations de jaugeage (triangles) pour chaque bassin versant d'étude. Les superficies indiquées sont les superficies drainées au point de mesure du débit

### 3.5 Résultats

Les coefficients de Nash Sutcliffe obtenus sur les débits à l'exutoire de chaque bassin versant avec les deux modèles sont présentés au tableau 3.1. Les tableaux 3.2 et 3.3 présentent les résultats obtenus pour les deux critères d'évaluation de la modélisation du couvert neigeux.

Tableau 3.1 Coefficients de Nash Sutcliffe obtenus pour les débits à l'exutoire sur la période de validation avec HSAMI seul et avec le couplage HSAMI - MASiN

<b>Bassin</b>	<b>HSAMI</b>	<b>HSAMi - MASiN</b>
Becancour	0,641	0,720
Chaudière	0,571	0,478
Matapédia	0,845	0,595
Rouge	0,663	0,552

Le couplage de MASiN avec HSAMI améliore le coefficient de Nash Sutcliffe sur les débits à l'exutoire pour le bassin de Becancour et le dégrade pour les trois autres bassins.

Tableau 3.2 Critère de décalage de la fonte pour HSAMI et HSAMI - MASiN sur la période de validation, calculé à la station météorologique de chaque bassin

<b>Bassin</b>	<b>HSAMI</b>	<b>HSAMi - MASiN</b>
Becancour	6,7	5,3
Chaudière	14,9	4,3
Matapédia	20,6	3,4
Rouge	14,5	6,3

La performance de HSAMI par rapport au critère décalage de la fonte est acceptable pour le bassin de la Becancour mais s'avère relativement mauvaise sur les trois autres bassins. Les valeurs obtenues dépassent largement celles constatées pour les plus mauvaises performances des modèles analysés au chapitre 2.

La performance de HSAMI par rapport au critère d'état erroné est relativement bonne pour le bassin Becancour et reste dans des limites acceptables pour les trois autres. Les valeurs sont dans les limites de celles observées au chapitre 2.

Tableau 3.3 Critère d'état erroné pour HSAMi et HSAMi - MASiN sur la période de validation calculé à la station météorologique de chaque bassin

Bassin	HSAMI	HSAMi - MASiN
Becancour	17,5	11,2
Chaudière	25,4	15,3
Matapédia	23,6	18,8
Rouge	29,5	25,4

Les critères de décalage de la fonte et d'état erroné du couvert neigeux montrent que l'évolution du couvert neigeux modélisée par HSAMi est très éloignée de l'évolution modélisée par MASiN et de l'évolution observée à la station. On constate en particulier que la disparition du couvert neigeux simulée par HSAMI est largement et systématiquement retardée par rapport à la disparition à la station pour les bassins Chaudière, Matapédia et Rouge (figure 3.2). À l'inverse, pour le bassin Becancour, la disparition est anticipée pour trois quarts des hivers.

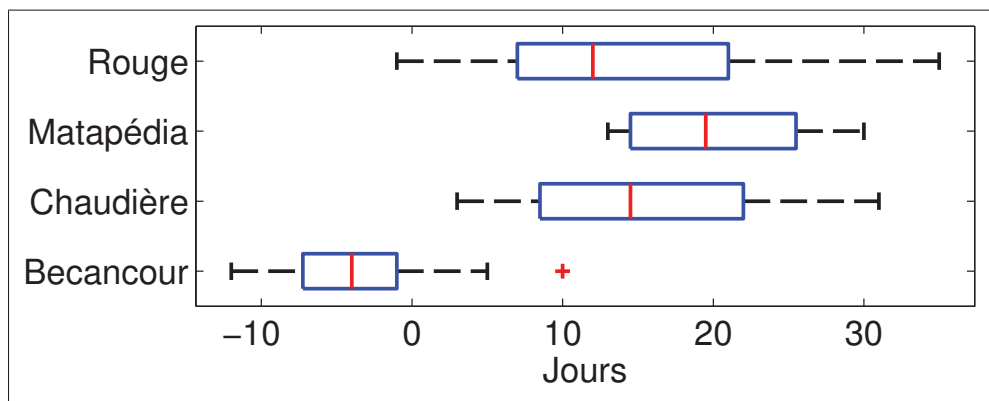


Figure 3.2 Critère décalage de la fonte pour HSAMI à chaque hiver sur les quatre bassins

On peut y apporter deux explications potentielles. Premièrement, la hauteur de neige mesurée à la station peut ne pas être représentative de l'évolution du couvert neigeux sur l'ensemble du bassin versant. Dans le cas présent, il est possible qu'une quantité de neige importante soit encore présente sur une partie du bassin versant malgré la disparition du couvert neigeux à la

station. HSAMI doit alors retarder cette disparition pour faire correspondre le pic de débit au pic de fonte du couvert neigeux. La deuxième possibilité réside dans l'équifinalité du calage. L'optimisation étant effectuée uniquement par rapport au débit à l'exutoire, le meilleur jeu de paramètres sera celui donnant le meilleur débit. Cela ne garantit en rien la représentativité des phénomènes internes au modèle. Il est donc possible que les paramètres décrivant l'évolution du couvert neigeux pallient une difficulté à modéliser correctement un autre phénomène. Par exemple, HSAMI peut devoir sous estimer le temps nécessaire à la transmission des eaux de ruissellement vers l'exutoire et compenser cette transmission trop rapide en retardant la fonte.

### **3.6 Limites de la méthode**

Cet essai de couplage de MASiN à un modèle hydrologique conceptuel global n'a pas apporté les améliorations escomptées en terme de simulation du débit à l'exutoire. Le choix du couplage avec HSAMI a été motivé par le fait que les bassins versants choisis sont relativement homogènes. Il était donc attendu que l'évolution du couvert neigeux soit sensiblement identique sur tout le bassin versant et qu'une modélisation ponctuelle représente correctement l'évolution moyenne sur le bassin versant. Les résultats obtenus mettent en lumière deux limites majeures de la méthode utilisée dans cet essai.

La première limite concerne l'évaluation de HSAMI en terme de modélisation de la neige. HSAMI étant un modèle global empirique, ses performances sont en partie conditionnées par la qualité du calage. Après calage, les phénomènes internes modélisés ne peuvent pas être rattachés à l'évolution d'une grandeur physique en un point, puisqu'ils auront une évolution artificielle conditionnée par l'unique objectif de fournir la meilleure performance sur la variable de sortie choisie. Il est donc normal que les équivalents en eau modélisés par HSAMI ne correspondent pas à des mesures ou à des simulations ponctuelles et que ses performances évaluées avec les critères d'état erroné et de décalage de la fonte soient faibles.

La deuxième limite découle de ce premier constat et rend le couplage entre HSAMI et MASiN « contre nature » dans l'essai. Les variables internes de HSAMI ne représentant pas une

évolution ponctuelle réelle, il est impossible de s'attendre à obtenir une amélioration systématique des performances de modélisation des débits par HSAMI en le contraignant à utiliser des données de simulations (voir des mesures) de ces variables internes. En forçant HSAMI à utiliser ces données telles qu'elles, sa liberté de paramétrisation est limitée, alors qu'elle est par principe nécessaire aux modèles globaux. L'amélioration de la performance en terme de simulation du débit à l'exutoire du bassin Becancour (tableau 3.1) relève donc possiblement plus du hasard que de la méthode employée.

Les résultats de la tentative d'application en modélisation hydrologique présentée ne remettent pas en question la capacité de MASiN à être utilisé dans une chaîne de modélisation hydrologique. Les limites de la méthode employée relèvent strictement du couplage entre d'une part, un modèle hydrologique global conceptuel dont les performances dépendent en partie du calage de ses paramètres et, d'autre part, un modèle de neige physique adapté à la modélisation ponctuelle sans recours à un calage spécifique. Cet essai permet de plus de soutenir deux faits mentionnés en introduction. Premièrement, les modèles conceptuels empiriques globaux sont sensibles à l'équifinalité et ne peuvent être analysés que par rapport à leur variable de sortie calée et pas par rapport aux variables internes. Deuxièmement, les modèles de neige physiques s'attachant à simuler fidèlement des phénomènes ponctuels sont principalement adaptés à la modélisation distribuée. La robustesse prouvée de MASiN en font un outil prometteur dans ce type d'application puisqu'un seul jeu de paramètres suffit pour modéliser fidèlement l'évolution du couvert neigeux sur une grande superficie, moyennant l'utilisation d'un protocole de spatialisation des données.



## CONCLUSION

Le modèle MASiN a été développé dans le but de créer un modèle de neige dédié à la modélisation hydrologique et qui ne nécessiterait pas de calage de ses paramètres. Il a été choisi d'effectuer une paramétrisation unique au site de Dorval et de garder les mêmes paramètres pour tous les autres sites d'étude. Les performances de MASiN ont ensuite été comparées à celles de trois modèles de neige à vingt-trois sites localisés au Canada et en Suède. Les sites ont été sélectionnés afin d'obtenir un large panel de zones climatiques permettant de représenter une grande variété d'évolution du couvert neigeux en zone de plaine. L'utilisation de trois critères d'évaluation des performances a permis d'analyser plus spécifiquement les forces et faiblesses de MASiN par rapport aux modèles de comparaison.

Les résultats montrent que cette version à paramétrisation unique de MASiN est capable de produire des simulations de très bonne qualité même par rapport à des modèles calés à chaque site. En dehors d'une très faible performance à l'un des sites où l'accumulation de neige est exceptionnellement importante comparée aux autres sites, les coefficients de Nash Sutcliffe obtenus avec MASiN sont très satisfaisants, avec des valeurs comprises entre 0,630 et 0,893. MASiN s'est de plus révélé très performant pour simuler correctement l'absence et la présence du couvert neigeux ainsi que pour évaluer la date d'occurrence du pic de fonte.

MASiN a montré des difficultés à atteindre un niveau de performance équivalent aux autres modèles aux sites caractérisés par une latitude élevée où la hauteur de neige était systématiquement sous-estimée. Les conditions climatiques représentées par le groupe 5 étant très différentes de celles rencontrées aux autres sites, on voit apparaître les problèmes de la transférabilité dans l'espace d'une paramétrisation unique ainsi que de l'utilisation d'équations dont la validité peut être spatialement restreinte.

La paramétrisation unique a permis d'atteindre un très bon niveau de performances aux sites des groupes 1, 2 et 3 où MASiN est globalement le meilleur modèle. MASiN a livré ses

meilleures performances dans une zone d'environ 1 000 000 km<sup>2</sup> entre Sydney à l'est et Geraldton à l'ouest. MASiN s'est de plus montré très peu sensible aux variations inter-annuelles des conditions d'enneigement et a ainsi prouvé sa robustesse dans le temps.

Dans l'idéal, un calage de MASiN tour à tour sur chacun des sites et une validation sur les autres permettrait de conforter ces deux conclusions. Cela permettrait premièrement d'évaluer dans quelle mesure la paramétrisation optimale varierait d'un site à un autre et ainsi isoler les paramètres ou équations sur lesquels il serait nécessaire d'agir pour augmenter la robustesse du modèle. Deuxièmement, cela permettrait de savoir à quel point le choix du site de paramétrisation a impacté les résultats. Il est possible que le site soit très représentatif de la moyenne, et que la robustesse du modèle soit artificielle, ou à l'inverse qu'il soit très différent des autres et que la robustesse de MASiN soit minimisée.

La comparaison de MASiN à deux modèles de neige empiriques et à un modèle de neige mixte degré-jour / bilan d'énergie issu d'un modèle hydrologique a permis de montrer le potentiel existant dans l'utilisation de modèles physiques à calage minimal dont le concept a été poussé à l'extrême dans cette étude. Ceci a permis de tester les limites d'une paramétrisation unique dans une grande variété de conditions climatiques. L'adoption d'un cadre commun de comparaison des quatre modèles permettrait de s'assurer que MASiN est effectivement le plus robuste en effectuant un calage unique des autres modèles et une validation sur les sites restant.

La tentative d'application en modélisation hydrologique de MASiN sur quatre bassins versant québécois n'a pas eu les effets attendus sur la performance de modélisation des débits à l'exutoire. Ceci est dû à l'incompatibilité d'une approche de simulation physique non calée du couvert neigeux avec l'utilisation d'un modèle hydrologique empirique global comme HSAMI. La méthode employée a eu pour effet de réduire la liberté de paramétrisation nécessaire à HSAMI pour fournir des simulations de bonne qualité. Cette partie de l'étude est néanmoins riche en informations et appuie en particulier le fait que MASiN serait sûrement beaucoup mieux adapté

en modélisation distribuée grâce à sa robustesse démontrée. Cette application nécessitera toutefois l'ajout d'un module de spatialisation à MASiN.

L'utilisation de MASiN dans des environnements différents de ceux des groupes de sites 1, 2 et 3 et pour des applications variées pourrait être soutenue par plusieurs développements futurs :

- utilisation de la base actuelle du modèle pour aboutir à une version simplifiée et plus rapide de MASiN
- introduction et test d'autres équations de description de la densité de la neige fraîche et du tassement du couvert neigeux ;
- adaptation de MASiN aux environnements montagneux en ajoutant un module de redistribution de la neige et un module de radiations solaires amélioré ;
- vérification de l'applicabilité de MASiN en hydrologie en effectuant des comparaisons avec des mesures ponctuelles d'équivalent en eau de la neige et d'écoulement d'eau de fonte ;
- ajout d'un module de spatialisation des données à MASiN pour fournir des résultats de simulation sur grille ;
- intégration des résultats de simulation à divers modèles hydrologiques distribués pour évaluer l'impact de l'utilisation de MASiN sur les performances de simulation de débits.

Plus généralement, cette étude a montré que MASiN est un modèle de neige performant et robuste dont l'utilisation s'avèrerait bénéfique quand un calage est impossible, soit par manque de données soit par manque de confiance dans la validité du calage.



# ANNEXE I

## CODE MATLAB DE MASIN

### 1. Fonction cadre

```
function [Nash,Hf,SWEheure,Ejour,Outflow,Th,Dh,Hh] = USEM1(X1,Ta,HR,V,SNobs,VI,Pr,Coord)

%% données d'entrée
% X1 : vecteur des paramètres (1*10)
% Pr : précipitation totale quotidienne ou pluie et neige séparées [mm]
% Ta : température horaire [°C]
% HR : humidité relative horaire
% V : vitesse du vent horaire [m/s]
% SNobs : hauteur de neige mesurée réelle [cm]
% VI : valeur des variables d'état pour chaque couche au début du calcul
% (si on veut commencer avec un pack déjà présent) dans l'ordre de la
% pré-allocation
% Coord : vecteur des coordonnées et paramètres temporels (1*6 : latitude,
% longitude, longitude du méridien de référence du fuseau horaire, décalage
% heure d'été / heure d'hiver, mois de début (1 à 12), jour de début (1 à
% 31);
%% données géographiques
teta = Coord(1); %latitude
llocal = Coord(2); % longitude
lref = Coord(3); % longitude du méridien de référence pour le fuseau horaire
ds = Coord(4); % heure d'hiver/heure d'été
%% indice de l'heure de début du calcul
% paramètres d'entrée : (numéro de l'année, numéro du mois, numéro du jour,
% heure) exemple : (2,7,5,16) = début du calcul à 16h, le 5 juillet de la deuxième année
[Tanu] = Indice_debut(1,Coord(5),Coord(6),0);
%% Calcul des paramètres de la végétation
% leaf area index minimal et maximal (à fournir)
LAImax=0;
LAImin=0;
% calcul sur toute la période
[Imax,Fc,LAI] = Canopy(LAImax,LAImin,Tanu,SNobs);
%% paramètres de taille des matrices variables d'état et temps de calcul
j0 = 1; % pas de temps de début
hh = length(Ta); % pas de temps final
nbmax = 120; % nombre de lignes prévu dans les matrices
ncmax = 100; % nombre de couches maximum
hmin = 10; % épaisseur minimale d'une couche (mm)
```

```

DT = 1; % pas de temps global (h)
TC = 30; % pas de temps de calcul (s)
DTc = DT*3600/TC; % nombre de pas de temps de calcul dans un pas de temps global
Tout = 24; % pas de temps souhaité pour les variables en sortie (heure)
Smin = 1.00001; % precipitation solide minimale pour être ajoutée [mm]
DTa = zeros(length(SNobs),1);
Ts = zeros(length(SNobs),2);
%% création des données météo nécessaires supplémentaires
% ajustement taille matrice VI
if size(VI,1)<nbmax
    VI(size(VI,1)+1:nbmax,:)=0;
elseif size(VI,1)>nbmax
    nbmax = size(VI,1);
else
end
% calcul températures max et min pour toutes les heures de la journée
[Tmin,Tmax] = HtoD(Ta);
% création et séparation pluie/neige en fonction de la température
if size(Pr,2)==1
    Tspr = 0; % température seuil séparation pluie/neige
    [P,S] = precipitation1(Pr,Ta,Tspr,Smin);
else
    [P,S] = precipitation2(Pr,Ta,Smin,Tmax);
end
% seuil amplitude température quotidienne pour cloud cover
SNobs=[SNobs;zeros(150,1)];
SNobs(length(SNobs))=1;
JS = find(SNobs);
tis = JS(1);
kjs = 1;
for j=1:length(JS)
if JS(min(j+1,length(JS)))-JS(j)<100
    %tis=tis;
else
tfs = JS(j);
Jpr=0;
DTcum=0;
for i =tis:tfs
    DTa(i)=Tmax(i*24)-Tmin(i*24);
if size(Pr,2)==1
    p = Pr(i);
else
    p = Pr(i,1)+Pr(i,2);
end

```

```

if p>2
Jpr=Jpr+1;
DTcum=DTcum+DTa(i);
else
end
end
end
Ts(kjs,1)=DTcum/Jpr;
Ts(kjs,2)=prctile(DTa(tis:tfs),90);
tis = JS(j+1);
kjs = kjs+1;
end
end
% radiation courte longueur d'onde incidente
Xsw=X1(1,9:10);
[Iswdir,Iswdif,Cc] = FNSWsens(Tmax,Tmin,LAI,teta,llocal,lref,ds,Tanu,Ts,Xsw);
%% création des matrices variable d'état des couches (préallocation) et attribution des
    valeurs initiales le cas échéant
H = zeros(nbmax,2,2); % hauteurs [mm]
H(:,j0,1)=VI(:,1);
D = zeros(nbmax,2,2); % densité [kg/m3]
D(:,j0,1)=VI(:,2);
A = VI(:,3); % age(nombre de pas de temps depuis que la couche a été créée)
SWE = zeros(nbmax,2,2); % équivalent en eau [mm]
SWE(:,j0,1)=VI(:,4);
LW = zeros(nbmax,2,2); % contenu en eau liquide [mm]
LW(:,j0,1)=VI(:,5);
LWHC = VI(:,6); % capacité de rétention de l'eau liquide [mm]
W = VI(:,7); % poids des couches "overlying" [kg]
K = VI(:,8); % conductivité thermique [W/(m.K)]
cp = VI(:,9); % capacité calorifique [J/(kg.K)]
T = zeros(nbmax,2,2); % température [°C]
T(:,j0,1)=VI(:,10);
Z = VI(:,11); % profondeur moyenne [mm]
Htot = zeros(DTc+1,hh+1); % hauteur totale [mm]
SWEtot = zeros(DTc+1,hh+1); % equivalent en hauteur d'eau total [mm]
Hheure = zeros(hh,1); % hauteur moyenne horaire
SWEheure = zeros(hh,1); % equivalent en eau moyen horaire
SWEjour = zeros(hh/24,1); % equivalent en eau moyen quotidien
SNint = zeros(hh+1,1); % neige interceptée par la végétation
SNint(j0)= VI(1,13);
S(j0) = S(j0) + VI(1,17);
Obase = zeros(hh,1); % écoulement à la base du pack [mm]
Eh = zeros(hh,2); % échange latent total horaire
Th = zeros(nbmax,hh); % profil de température à la fin de chaque heure

```

```

Dh = zeros(nbmax, hh); % profil de densité à la fin de chaque heure
Hh = zeros(nbmax, hh); % profil de hateur à la fin de chaque heure
%% variables de sortie nécessaires au modèle hydro
Hf=zeros(hh/Tout,4); % hauteur ajusté au pas de temps de fonctionnement du modèle hydro
Outflow = zeros(hh/Tout,1); % vecteur écoulement de sortie ajusté au pas de temps de
fonctionnement du modèle hydro
Ejour = zeros(hh/Tout,2); % echange latent ajusté au pas de temps de focntionnement du modèle
hydrologique
%% grandeurs physiques et paramètres constants
rho = 1000; % densité de l'eau [kg/m3]
rho = 918; % densité de la glace [kg/m3]
rho = 1.3; % densité de l'air [kg/m3]
Kice = 2.24; % conductivité thermique de la glace [W/m.K]
nb = VI(1,15); % nombre de couches au début du calcul
cpg0 = 2100; % chaleur spécifique glace à 0°C [J/kg.K]
cpw = 4182; % chaleur spécifique eau [J/kg.K]
cpa = 1005; % chaleur spécifique air [J/kg.K]
g = 9.81; % acceleration gravité [m/s2]
%% grandeurs calables après analyse sensibilité
Dnew = X1(1,2); % densité minimale neige neuve [kg/m3]
f = X1(1,3); % capacité de rétention d'eau liquide maximum en pourcentage du volume de vide
[%]
Tdnew = X1(1,6); % température seuil pour que D = Dnew
%% Interception par la végétation
for t = 1:hh
    % densité
    Den = Dnew+1.7*(max((Ta(t)-Tdnew),0))^(3/2);
    % interception en mm (Liston et Elder, 2006)
    if Imax(t) ==0
        SNint(t+1)=0;
    else
        SNint(t+1)=SNint(t)+0.7*(Imax(t)*1000/Den-SNint(t))*(1-exp(-S(t)*Den/(Imax(t)*1000)));
    end
    % ajustement neige atteignant le sol
    S(t)=max(S(t)-SNint(t+1),0);
end
%% calcul
for m=j0:hh

    t=1;
    if S(m) > Smin
        % précipitation supérieure à la précipitation minimale
        if isnan(Ta(m))
            % remplacement de la température de l'air par la plus proche

```



```

% disponible si égale à NaN
Tam=NaN;
n1=1;
while isnan(Tam)
    Tk = [Ta(m+n1), Ta(m-n1)];
    if sum(isnan(Tk))==2;
        n1=n1+1;
    else
        Tam = mean(Tk(find(isfinite(Tk))));
    end
end
else
    Tam=Ta(m);
end
if nb == 0
    % précipitation sur sol découvert, pas de pack
    % création de couches d'équivalent en eau < 2 mm chacune
    % densité
    Den = Dnew+1.7*(max((Tam-Tdnew), 0))^(1.5);
    % hauteur totale
    Htot(1,m+1) = S(m)*rhow/Den;
    % nombre de couches pour satisfaire Hmin + epsilon
    if Htot(1,m+1) < 2*hmin+1
        nb = 1;
    else
        nb = floor(Htot(1,m+1)/hmin);
    end
    % attribution variables d'état
    % température des couches
    T(1:nb,t+1,1) = min(Tam,0);
    % age
    A(1:nb) = 1;
    % equivalent en eau
    SWE(1:nb,t+1,1) = S(m)/nb;
    %densité
    D(1:nb,t+1,1) = Den;
    % hauteur
    H(1:nb,t+1,1)=SWE(1:nb,t+1,1)*rhow./D(1:nb,t+1,1);
    % eau liquide
    LW(1:nb,t+1,1) = 0;
    % capacité calorifique
    cpg = 9.5*T(1:nb,t+1,1)+cpg0;
    cp(1:nb) = 1./(D(1:nb,t+1,1).*H(1:nb,t+1,1)).*(rhog*(SWE(1:nb,t+1,1)-LW(1:nb,t+1,1))
        ).*cpg+rhoa*(H(1:nb,t+1,1)-SWE(1:nb,t+1,1))*cpa+rhow*LW(1:nb,t+1,1)*cpw);

```

```

% capacité de rétention d'eau liquide
LWHC(1:nb) = f/100*(H(1:nb,t+1,1)-(SWE(1:nb,t+1,1)-LW(1:nb,t+1,1))*rhow/rhog);
LWHC(LWHC<0)=0;
% conductivité thermique
K(1:nb)= Kice*(D(1:nb,t+1,1)/rhow).^1.88;
% poids des couches sup et profondeurs
W(nb)=SWE(nb,t+1,1)*rhow/1000*g;
Z(nb) = H(nb,t+1,1)/2;
for i =nb:-1:1
    W(i) = W(i+1) + SWE(i,t+1,1)*rhow/1000*g;
    Z(i) = Z(i+1)+H(i+1,t+1,1)/2+H(i,t+1,1)/2;
end
SWEtot(1,m+1)=S(m);
else
    % précipitation sur pack, ajout d'une couche
    % calcul normal pour toutes les couches pendant le pas de
    % temps

[nb,LW,SWE,H,D,T,Htot,SWEtot,Obase,Eh,LWHC,cp,K,Z,W] = Temperaturemod(Ta,HR,V,P,Cc
    ,Fc,m,t,nb,A,LW,SWE,H,D,T,Ismdir,Iswdif,Xl,hh,Htot,SWEtot,LWHC,cp,K,Z,W,TC,
    DTc,Obase,Eh,nbmax,hmin,ncmax);

    A(1:nb) = A(1:nb)+1;
%% ajout des couches précipitées à la fin du pas de temps,
% et attribution des valeurs "nouvelle neige"
% densité
Den = Dnew+1.7*(max((Tam-Tdnew),0))^(1.5);
% calcul du nombre de nouvelles couches (H)
Hnew = S(m)*rhow/Den;
if Hnew < 2*hmin+1
    k = 1;
else
    k = min(floor(Hnew/hmin),ncmax-nb);
end
% Dernier pas de temps atteint ?
if m<hh
    t1 = t+1;
    k1 = 1;
else
    t1 = t;
    k1 = 2;
end
a = nb+1;
b = nb+k;

```

```

% attribution des valeurs nouvelle neige
% température
T(a:b,t1,k1) = min(Tam,0);
% densité
D(a:b,t1,k1) = Den;
% equivalent en eau
SWE(a:b,t1,k1) = S(m)/k;
% age
A(a:b)=1;
% hauteur
H(a:b,t1,k1)=SWE(a:b,t1,k1)*rhow./D(a:b,t1,k1);
% eau liquide
LW(a:b,t1,k1) = 0;
% capacité calorifique
cpg = 9.5*T(a:b,t1,k1)+cpg0;
cp(a:b) = 1./ (D(a:b,t1,k1) .*H(a:b,t1,k1)) .* (rhog*(SWE(a:b,t1,k1)-LW(a:b,t1
,k1)) .*cpg+rhoa*(H(a:b,t1,k1)-SWE(a:b,t1,k1))*cpa+rhow*LW(a:b,t1,k1)*
cpw);
% capacité de rétention d'eau liquide
LWHC(a:b) = f/100*(H(a:b,t1,k1)-(SWE(a:b,t1,k1)-LW(a:b,t1,k1))*rhow/rhog);
LWHC(LWHC<0)=0;
% conductivité thermique [W/(m.K)] Yen 1981
K(a:b)= Kice*(D(a:b,t1,k1)/rhow).^1.88;

nb = nb + k;
% nouvelle hauteur et SWE totale
Htot(1,m+1) = Htot(1,m+1)+S(m)*rhow/Den;
SWEtot(1,m+1) = SWEtot(1,m+1)+S(m);
% nouvelles profondeurs et contraintes moyennes
% couche sup
Z(nb) = H(nb,t1,k1)/2;
W(nb) = SWE(nb,t1,k1)*rhow/1000*g;
% reste des couches
for i = nb-1:-1:1
Z(i) = Z(i+1)+H(i,t1,k1)/2+H(i+1,t1,k1)/2;
W(i) = W(i+1) + SWE(i,t1,k1)*rhow/1000*g;
end
end
else
%% pas de précipitation ou inférieure à l'épaisseur limite
if nb > 0
% pack déjà présent, nombre de couche inchangé, calcul normal pour toutes les
couches

```

```

[nb, LW, SWE, H, D, T, Htot, SWEtot, Obase, Eh, LWHC, cp, K, Z, W] = Temperaturemod(Ta, HR, V, P, Cc
, Fc, m, t, nb, A, LW, SWE, H, D, T, Iswdir, Iswdif, X1, hh, Htot, SWEtot, LWHC, cp, K, Z, W, TC,
DTC, Obase, Eh, nbmax, hmin, ncmax);
A(1:nb) = A(1:nb)+1;

else
% pas de précipitation et pas de pack, pas de temps suivant
nb = 0;
Htot(:,m+1) = 0;
end

end

% variables d'état horaires = fin du pas de temps;
Hheure(m)=Htot(DTC+1,m);
SWEheure(m) = SWEtot(DTC+1,m);
%% REGROUPEMENT DES COUCHES (dépassement nombre max)
if nb > ncmax
i = 2;
e = 1.5;
% Regroupement des couches créées la même journée
while nb > ncmax
if (A(i)-A(i+1))<=48 && (H(i,t+1,1)+H(i+1,t+1,1))<=10*e
% attribution propriétés nouvelle couche
D(i,t+1,1) = mean([D(i,t+1,1),D(i+1,t+1,1)]);
A(i) = mean([A(i),A(i+1)]);
T(i,t+1,1) = mean([T(i,t+1,1),T(i+1,t+1,1)]);
SWE(i,t+1,1) = SWE(i,t+1,1)+SWE(i+1,t+1,1);
H(i,t+1,1) = H(i,t+1,1)+H(i+1,t+1,1);
LW(i,t+1,1) = LW(i,t+1,1)+LW(i+1,t+1,1);
LWHC(i) = f/100*max((H(i,t+1,1)-(SWE(i,t+1,1)-LW(i,t+1,1))*rho_w/rho_g), 0);
cpg = 9.5*T(i,t+1,1)+cpg0;
cp(i) = 1/(D(i,t+1,1)*H(i,t+1,1))*(rho_g*(SWE(i,t+1,1)-LW(i,t+1,1))*cpg+
rho_a*(H(i,t+1,1)-SWE(i,t+1,1))*cpa+rho_w*LW(i,t+1,1)*cpw);
Z(i) = mean([Z(i),Z(i+1)]);
W(i) = W(i);
K(i)= Kice*(D(i,t+1,1)/rho_w)^1.88;

% ré-indicesment des couches supérieures
D(i+1:nb,t+1,1) = D(i+2:nb+1,t+1,1);
A(i+1:nb) = A(i+2:nb+1);
H(i+1:nb,t+1,1) = H(i+2:nb+1,t+1,1);
T(i+1:nb,t+1,1) = T(i+2:nb+1,t+1,1);
SWE(i+1:nb,t+1,1) = SWE(i+2:nb+1,t+1,1);
LWHC(i+1:nb) = LWHC(i+2:nb+1);
cp(i+1:nb) = cp(i+2:nb+1);
LW(i+1:nb,t+1,1) = LW(i+2:nb+1,t+1,1);

```

```

                Z(i+1:nb) = Z(i+2:nb+1);
                K(i+1:nb) = K(i+2:nb+1);
                W(i+1:nb) = W(i+2:nb+1);
                nb = nb-1;
            else
            end
            if i <= nb-10
                i=i+1;
            else
                i = 2;
                e = e+0.5;
            end
        end
    end
else
end
% création des données quotidiennes à chaque pas de temps de
% fonctionnement du modèle hydro
if mod(m,Tout)==0
    for k = m-(Tout-1):m
        if isnan(Obase(k)) || isnan(Eh(k,1)) || isnan(Eh(k,2))
        else
            Outflow(m/Tout) = Outflow(m/Tout)+Obase(k);
            Ejour(m/Tout,:) = Ejour(m/Tout,:)+Eh(k,:);
        end
    end
    % sortie des hauteurs quotidiennes : moyenne 1:24, heure 1, heure 12, heure 24
    Hf(m/Tout,1) = mean(Hheure(m-(Tout-1):m))/10;
    Hf(m/Tout,2) = Hheure(m-23)/10;
    Hf(m/Tout,3) = Hheure(m-12)/10;
    Hf(m/Tout,4) = Hheure(m)/10;
    % equivalent en eau quotidien : heure 1
    SWEjour(m/Tout) = SWEheure(m-23);
else
end
end
D(1:nb,t,1)=D(1:nb,t+1,1);
T(1:nb,t,1)=T(1:nb,t+1,1);
SWE(1:nb,t,1)=SWE(1:nb,t+1,1);
H(1:nb,t,1)=H(1:nb,t+1,1);
LW(1:nb,t,1)=LW(1:nb,t+1,1);
Th(:,m)=T(:,t+1,1);
Dh(:,m)=D(:,t+1,1);
Hh(:,m)=H(:,t+1,1);
end
%% Calcul du coefficient de Nash Sutcliffe

```

```

i=1;
Scomp = [SNobs(j0:hh/24),Hf(:,2)];
n = size(Scomp,1);
while i <=n
    % suppression des valeurs manquantes
    if isnan(Scomp(i,1)) || isnan(Scomp(i,2))
        if i==1
            Scomp=Scomp(2:n,:);
            n=n-1;
        elseif i == n
            Scomp=Scomp(1:n-1,:);
            n=n-1;
        else
            Scomp=[Scomp(1:(i-1),:);Scomp(min(i+1,n):n,:)];
            n=n-1;
        end
    end
    else
        i=i+1;
    end
end

moy = mean(Scomp(:,1));
num = 0;
deno = 0;
for i =1:size(Scomp,1)
    num = num + (Scomp(i,1)-Scomp(i,2))^2;
    deno = deno + (Scomp(i,1)-moy)^2;
end
Nash = 1-num/deno;
end

```

## 2. Théorie du rayonnement potentiel

```

function [Iswdir, Iswdif, Cc] = FNSWsens(Tmax, Tmin, LAI, teta, llocal, lref, ds, Td, Ts, X)
Tsminv=Ts(:,1);
Tsmaxv = Ts(:,2);
bmin = X(1);
bmax =X(2);
kdirmin = 0.35;
kdirmax = 0.85;
Cc=zeros(length(Tmax),1); %cloud cover
nb = ceil(length(Tmax)/(365*24)); % nombre d'années de calcul
Jul = zeros(365*24,1);
Dec = zeros(365*24,1);

```

```

et = zeros(365*24,1);
Dh = zeros(365*24,1);
Icssw = zeros(365*24,1);
Isw = zeros(length(Tmax),1);
Iswdir = zeros(length(Tmax),1);
Iswdif = zeros(length(Tmax),1);
%% radiation extra-terrestre horaire pour l'annee complete (du 1/01 au 31/12)
for j = 1:365*24
    t = ceil(j/24);
    % heure
    h = mod(j,24);
    if h ==0
        h=24;
    else
        end
    % jour julien
    Jul(j) = mod(t,365);
    Jul((Jul==0))=365;
    % declinaison
    Dec(j) = 0.41*sin((Jul(j)-81)/365*2*pi)*180/pi;
    % equation du temps (wikipedia)
    et(j) = -(7.678*sin((Jul(j)-81)/365*2*pi+1.374)-9.87*sin(2*(Jul(j)-81)/365*2*pi))/60;
    % calcul du decalage entre l'heure locale et l'heure solaire reelle
    Dh(j) = (llocal-lref)/15+ds+et(j);
    % radiation SW extra-terrestre
    Icssw(j) = max(1360*(sin(teta*pi/180)*sin(Dec(j)*pi/180)+cos(teta*pi/180)*cos(Dec(j)*pi/180)*
        cos((h-12.5+Dh(j))*15*pi/180)),0);
end
% re-indicesment pour que le vecteur commence a Td
Icssw=repmat([Icssw(Td:length(Icssw));Icssw(1:Td-1)],nb,1);
%% NSW : calcul de la radiation SW nette horaire a partir de l'incidente
k = 0.8; % coeff ajustement vegetation
for j=1:length(Tmax)
    Tmin=Tsminv(ceil(j/(365*24)));
    Tmax = Tsmav(ceil(j/(365*24)));
    % cloud cover (approx de l'ecart temperature), proportion de radiation
    % transmise et proportion de radiation directe
    if abs(Tmax(j)-Tmin(j))<Tsmmin
        Cc(j)=1;
        b=bmin;
        kdir = kdirmin;
    elseif abs(Tmax(j)-Tmin(j))>Tsmmax
        Cc(j)=0;
        b=bmax;

```

```

    kdir = kdirmax;
else
    Cc(j) = 1 - (abs(Tmax(j) - Tmin(j)) - Tmin) / (Tmax - Tmin);
    b = bmax - Cc(j) * (bmax - bmin);
    kdir = kdirmax - Cc(j) * (kdirmax - kdirmin);
end
% radiation solaire nette
i = mod(j, 365 * 24);
if i == 0
    i = 365 * 24;
else
end
Isw(j) = b * Icsw(i);
% ajustement par rapport a la vegetation
Isw(j) = Isw(j) * exp(-k * LAI(j));
% separation direct et diffus
Iswdir(j) = Isw(j) * kdir;
Iswdif(j) = Isw(j) * (1 - kdir);
end
end
end

```

### 3. Végétation

```

function [Imax, Fc, LAI, nb] = Canopy(LAImax, LAImin, Td, SNobs)
%CANOPY Calcul de la capacité d'interception max (Imax), du "leaf area
%index" (LAI) et du "canopy fraction" (Fc)
% Ref : Liston & Elder, 12/2006
a = 0.55;
b = 0.29;
t = 16; % jour julien du LAImin
nb = ceil(length(SNobs) / 365);
Imax = zeros(365 * 24 * nb, 1);
LAI = zeros(365 * 24 * nb, 1);
Fc = zeros(365 * 24 * nb, 1);
Imax1 = zeros(365 * 24, 1);
LAI1 = zeros(365 * 24, 1);
Fc1 = zeros(365 * 24, 1);
% données quotidiennes
for i = 1 : 365 * 24
    j = ceil(i / 24);
    LAI1(i) = (LAImax + LAImin) / 2 + sin(((t - 365 / 4) - j) * 2 * pi / 365) * (LAImax - LAImin) / 2;
    Imax1(i) = 4.4 * LAI1(i);
    if LAI1(i) > 0
        Fc1(i) = max(a + b * log(LAI1(i)), 0);
    end
end
end

```



```

    else
        Fc1(i)=0;
    end
end
end
% ré-organisation pour que les vecteurs commence à Td
LAI = repmat ([LAI1(Td:365*24);LAI1(1:Td-1)],nb,1);
Imax = repmat ([Imax1(Td:365*24);Imax1(1:Td-1)],nb,1);
Fc = repmat ([Fc1(Td:365*24);Fc1(1:Td-1)],nb,1);
end

```

#### 4. Précipitations

```

function [P,N] = precipitation1(Pr,Ta,Tspr,Smin)
%% séparation des précipitations liquides et solides en fonction du seuil Tspr
n = length(Ta);
Prj=zeros(n,1);
N = zeros(n,1);
P = zeros(n,1);
S=zeros(24,n/24);
% Répartition égale de la précipitation quotidienne sur chaque heure de la
% journée puis séparation en fonction de la température horaire
for i=1:n
    k = floor((i-1)/24);
    Prj(i)=Pr(k+1)/24;
    if Ta(i)<=Tspr
        N(i) = Prj(i);
        P(i) = 0;
    else
        N(i) = 0;
        P(i) = Prj(i);
    end
end
end
% Matrice neige 24 lignes * (nb de jours) colonnes
for i =1:n/24
    S(:,i) = N((i-1)*24+1:i*24);
end
% Regroupement des précipitations solides chaque jour pour être au dessus du
% seuil de création d'une couche
for j = 1:size(S,2)
    for i = 1:23
        if S(i,j)<Smin
            S(i+1,j)=S(i+1,j)+S(i,j);
            S(i,j)=0;
        else

```

```

    end
end
if S(24,j)<Smin
t = find(S(:,j)>Smin);
if numel(t) == 0
    S(:,j)=0;
else
    for i = 1:numel(t)
        S(t(i),j) = S(t(i),j)+S(24,j)/numel(t);
    end
end
S(24,j)=0;
else
end
end
end
N = reshape(S, [], 1);

function [P,S] = precipitation2(Pr,Ta,Smin)
% Calcul des précipitations horaires dans le cas où la
% séparation liquide/solide est déjà effectuée
Tmaxs=1;
S = zeros(length(Ta),1);
P = zeros(length(Ta),1);
for i = 1:size(Pr,1)
    if Pr(i,2)<Smin && i<size(Pr,1)
        Pr(i+1,2)=Pr(i+1,2)+Pr(i,2);
        Pr(i,2)=0;
    else
    end
end
for i = 1:size(Pr,1)
    if Pr(i,2)==0
        % pas de neige, séparation pluie en 24
        ntp =24;
        for j = 1:24
            P((i-1)*24+j)=Pr(i,1)/ntp;
        end
    else
        % nombre d'heures maximal de neige pour avoir des couches de SWE
        % supérieur à Smin
        ns = min(floor(Pr(i,2)/Smin),24);
        % nombre d'heures où T<Tmaxs
        Tinf = find(Ta((i-1)*24+1:i*24)<=Tmaxs);
        ni = numel(Tinf);
    end
end

```

```

if ni <= ns
    % répartition sur les heures "froides"
    Sh = Pr(i,2)/ni;
    for j = 1:24
        if Ta(j+24*(i-1))<=Tmaxs
            S((i-1)*24+j)=Sh;
        else
            end
        end
    else
        % répartition pour que la hauteur minimale de couche soit
        % atteinte chaque heure où la précipitation est > 0. ni et
        % ns sont recalculé pour répartir la précipitation
        % de manière équilibrée sur la journée
        % (même nombre d'heures entre chaque ajout de neige)
        if mod(ni,2)>0
            ni=ni-1;
        else
            end
        while mod(ni,ns)>0
            ns = ns-1;
        end
        Sh = Pr(i,2)/ns;
        for j = 1:length(Tinf)
            if mod(Tinf(j),ni/ns)==0
                S(Tinf(j)+24*(i-1))=Sh;
            else
                end
            end
        end
    end
    % répartition pluie sur les 24 heures
    for j = 1:24
        P((i-1)*24+j)=Pr(i,1)/24;
    end
end
end
end

```

## 5. Fonction bilan énergétique et massique

```

function [nb,LW,SWE,H,D,T,Htot,SWEtot,Obase,Eh,LWHC,cp,K,Z,W] = Temperaturemod(Ta,HR,V,P,Cc,Fc
    ,m,t,nb,A,LW,SWE,H,D,T,Ismdir,Iswdif,Xl,hh,Htot,SWEtot,LWHC,cp,K,Z,W,TC,DTC,Obase,Eh,
    nbmax,hmin,ncmax)
%% Definition des paramètres
adirmin = 0.45; % albedo minimale pour la radiation directe

```

```

adifmin = 0.35; % albedo minimale pour la radiation diffuse
Bdir = 0.4; % coefficient d'extinction du rayonnement courtes LO [/cm] direct
Bdif = 4; % coefficient d'extinction du rayonnement courtes LO [/cm] diffus
Dmeta = X1(1,1); % densité limite de la neige pour la prise en compte du metamorphisme [kg/m3]
f = X1(1,3); % capacité de rétention d'eau liquide maximum en pourcentage du volume de vide
    [%]
Kd = X1(1,4); % coefficient de tassement
Qgfixe = X1(1,5); % flux du sol vers le pack considéré constant, [W/m2]
ktur = X1(1,8); % coefficient de réduction des échanges turbulents quand les conditions
    atmosphériques sont stables : l'échange calculé est divisé par 1+ktur quand le coeff de
    Richardson est supérieur à 0.2
s = 5.67*10^(-8); % constante de Stefan Boltzman [W/m2.K4]
ac = 0.2; % cloud cover factor
Za = 1.8; % hauteur de mesure de la température et du vent [m]
Zo = X1(1,7); % rugosité de la surface [m]
Zd = 0; % hauteur du plan de non déplacement (vent = 0), considérée comme la surface [m]
l_f = 333000 ; % chaleur latente de fusion de la glace [J/kg]
l_vap = 2.47*10^6; % chaleur latente de vaporisation de la glace [J/kg]
cpg0 = 2100; % chaleur spécifique glace à 0°C [J/kg.K]
cpw = 4182; % chaleur spécifique eau [J/kg.K]
cpa = 1005; % chaleur spécifique air [J/kg.K]
g = 9.81; % accélération gravité [m/s2]
rho_w = 1000; % densité de l'eau [kg/m3]
rho_g = 918; % densité de la glace [kg/m3]
rho_a = 1.3; % densité de l'air [kg/m3]
Kice = 2.24; % conductivité thermique de la glace [W/m.K]
O = zeros(nbmax,1); % sortie d'eau liquide [mm]
Tseuil = 0.0001 ; % seuil en dessous duquel l'écart entre deux températures est considéré
    négligeable, °

%% Calcul de la radiation LW entrante
% pression de vapeur atmosphérique (Dingman pp.586-587) [kPa]
e_a = 0.611*exp(17.3*Ta(m)/(Ta(m)+237.3))*HR(m);
% LW entrante (Dingman p.196) [W/m2]
LWinc = (1.72*(e_a/(Ta(m)+273))^(1/7)*(1+ac*Cc(m)^2)*(1-Fc(m))+Fc(m))*s*(Ta(m)+273)^4;

%% Calcul des paramètres invariants pour les échanges turbulents
% densité air, kg/m3
rho_a = 352/(Ta(m)+273.2);
% Coefficients
Dh = rho_a*cpa*0.4^2/(log((Za-Zd)/Zo))^2; % [J/m3.K]
De_melt = l_vap*0.622*rho_a*0.4^2/(log((Za-Zd)/Zo))^2; % [J/m3]
De_cold = (l_vap+l_f)*0.622*rho_a*0.4^2/(log((Za-Zd)/Zo))^2; % [J/m3]
% pression de l'air (kPa), calculé avec une densité moyenne de l'air et loi

```

```

% des gaz parfaits
Pa = 0.288*(Ta(m)+273)*rho_a;

%% Calcul de la radiations SW nette
% albedo
adir = adirmin*(1+exp(-0.2*A(nb)/24));
adif = adifmin*(1+exp(-0.2*A(nb)/24));
% radiation nette
NSWdir=Iswdir(m)*(1-adir);
NSWdif=Iswdif(m)*(1-adif);

%% Début du calcul sur le pas de temps courant
% compteur interne
cptk=1;
while cptk <= DTc && nb>0
    cpt=0;
    k=1;

    %% Calcul des échanges turbulents
    % nombre de Richardson
    if V(m) > 0
        Ri = (2*g*(Za-Zo)*(Ta(m)-T(nb,t,k)))/((Ta(m)+T(nb,t,k)+2*273)*V(m)^2);
    else
        Ri = 1;
    end
    % facteurs de correction
    if Ri <= 0
        % unstable
        Phi_m = sqrt(1/(1-16*Ri)^(0.75));
        % différenciation neutre et stable
    elseif Ri < 0.2
        % neutre
        Phi_m = sqrt(1+ktur*(Ri/0.2));
        % stable
    else
        Phi_m = sqrt(1+ktur);
    end
    % échange turbulent sensible
    SE = Dh*V(m)*(Ta(m)-T(nb,t,k))/(Phi_m^2);
    % échange turbulent latent
    if T(nb,t,k) == 0
        % pression de vapeur près de la surface
        e_ss = 0.611;
        % flux d'énergie latente

```

```

LE = De_melt/Pa*V(m)*(e_a - e_ss)/(Phi_m^2);
% hauteur d'eau associée
E = TC*LE/(l_vap*rhow)*1000;
Eh(m, :)=Eh(m, :)+[E, 0];
else
% pression de vapeur à la surface (extrapolée de DeWalle et Rango,
% Appendix A en gardant la forme de la formule classique)
e_ss=0.611*exp(19.5*T(nb,t,k)/(T(nb,t,k)+239));
% flux d'énergie latente
LE = De_cold/Pa*V(m)*(e_a - e_ss)/(Phi_m^2);
% hauteur d'eau associée
E = TC*LE/((l_vap+l_f)*rhow)*1000;
Eh(m, :)=Eh(m, :)+[0, E];
end

%% Calcul de la radiations LW nette
% LW sortante [W/m2]
LWout = s*(T(nb,t,k)+273)^4;
% NLW
NLW = LWinc-LWout;

%% Calcul principal
if nb >=2
% Bilan d'énergie de la couche supérieure
n=nb;
if D(n,t,k) > rhog-1
P1=0;
else
P1=P(m);
end
% resistance thermique moyenne
Rmoy = H(n-1,t,k)*10^(-3)/(2*K(n-1)) + H(n,t,k)*10^(-3)/(2*K(n));
% radiation SW aux limites de la couche
Qswupdir = exp(-Bdir*(Z(n)-H(n,t,k)/2)/10);
Qswdowndir = exp(-Bdir*(Z(n)+H(n,t,k)/2)/10);
Qswupdif= exp(-Bdif*(Z(n)-H(n,t,k)/2)/10);
Qswdowndif = exp(-Bdif*(Z(n)+H(n,t,k)/2)/10);
% flux d'énergie net "dans" la couche
Q = (T(n-1,t,k)-T(n,t,k))/Rmoy + NLW + LE + SE + NSWdir*(Qswupdir-Qswdowndir) + NSWdif
*(Qswupdif-Qswdowndif) + rhow*cpw*P1/(TC*DTc*1000)*(max(Ta(m), 0)-0) + (P1/DTc+LW(
n,t,k)+E*max(1+T(n,t,k)*10^8, 0))/(TC*1000)*rhow*l_f;
if isnan(Q)
% si on ne peut pas poursuivre le bilan d'énergie, les valeurs
% précédentes sont appliquées au pas de temps suivant et les

```

```

% variables de sortie sont mises à NaN
T(:,t,k+1)=T(:,t,k);
SWE(:,t,k+1)=SWE(:,t,k);
D(:,t,k+1)=D(:,t,k);
LWHC(:)=LWHC(:);
cp(:)=cp(:);
K(:)=K(:);
Z(:)=Z(:);
H(:,t,k+1)=H(:,t,k);
LW(:,t,k+1)= LW(:,t,k);
A(:)=A(:);
W(:)=W(:);
O(:)=0;
Htot(:,m)=Htot(1,m);
SWEtot(:,m)=SWEtot(1,m);
Htot(DTc+1,m)=NaN;
SWEtot(DTc+1,m)=NaN;
Eh(m,:)= [NaN,NaN];
cptk = DTc+1;
break
else
% variation de température équivalente
T(n,t,k+1) = min(T(n,t,k)+ TC*Q/(D(n,t,k)*cp(n)*H(n,t,k)*10^(-3)),0);
% test écart entre les deux températures
if abs(T(n,t,k)-T(n,t,k+1)) <=Tseuil
    if Q>0 && T(n,t,k+1)<0
        T(n,t,k+1)=T(n,t,k);
    elseif Q<0 && T(n,t,k)<0
        T(n,t,k+1)=T(n,t,k);
    elseif Q<0 && T(n,t,k)==0
        T(n,t,k+1)=T(n,t,k);
        Q=0;
    else
        T(nb,t,k+1)=T(nb,t,k+1);
    end
else
    T(n,t,k+1)=T(n,t,k+1);
end
% test température pour déterminer ce qu'il se passe pendant le pas de
% temps
if T(n,t,k)==0 && T(n,t,k+1)==0
    % température = 0 pendant tout le pas de temps => fonte
    % eau liquide théorique
    LW(n,t,k+1)=TC*Q/(1_f*rhow)*1000;

```

```

% eau liquide issue de la fonte
M = max(LW(n,t,k+1)-LW(n,t,k)-Pl/DTc-E,0);
if M < SWE(n,t,k)-LW(n,t,k) % fonte partielle
    if LW(n,t,k+1)>LWHC(n) % capacité de rétention d'eau liquide atteinte
        O(n)=LW(n,t,k+1)-LWHC(n);
        LW(n,t,k+1) = LWHC(n);
    else % capacité de rétention d'eau liquide non
        atteinte
        LW(n,t,k+1)=LW(n,t,k+1);
        O(n)=0;
    end
    % equivalent en eau
    SWE(n,t,k+1)=SWE(n,t,k)-O(n)+Pl/DTc+E;
    % viscosité [Pa.s] (Gubler 1994)
    nu = 1.86*10^(-6)*exp(0.02*D(n,t,k)+8100/(T(n,t,k)+273));
    % contrainte des couches sup [Pa]
    W(n) = SWE(n,t,k)*rhow/1000*g;
    % ajustement hauteur = tassement (Navarre 1975) + ajustement en
    fonction de l'ablation
    H(n,t,k+1) = H(n,t,k)*(1-W(n)/nu*TC)/(1+Kd*exp(0.04*T(n,t,k+1)-0.05*
        max(D(n,t,k)-Dmeta,0))*TC/3600)-M*rhow/D(n,t,k);
    % nouvelle densité
    D(n,t,k+1) = SWE(n,t,k+1)/H(n,t,k+1)*rhow;
    % capacité de rétention d'eau liquide
    LWHC(n) = f/100*max((H(n,t,k+1)-(SWE(n,t,k+1)-LW(n,t,k+1))*rhow/rhog)
        ,0);
    % chaleur spécifique
    cpw = 9.5*T(n,t,k+1)+cpw0;
    cp(n) = 1/(D(n,t,k+1)*H(n,t,k+1))*(rhow*(SWE(n,t,k+1)-LW(n,t,k+1))*cpw
        +rhoa*(H(n,t,k+1)-SWE(n,t,k+1))*cpa+rhow*LW(n,t,k+1)*cpw);
    % profondeur
    Z(n)=H(n,t,k+1)/2;
else % fonte complète de la couche
    SWE(n,t,k+1)=0;
    D(n,t,k+1)=0;
    LWHC(n)=0;
    cp(n)=0;
    K(n)=0;
    Z(n)=0;
    H(n,t,k+1)=0;
    LW(n,t,k+1)=0;
    A(n)=0;
    T(n,t,k+1)=0;
    W(n)=0;

```



```

        O(n)=SWE(n,t,k)+P(t)/DTc+E;
        cpt=cpt+1;
    end
    % vérification que la couche inférieure n'est pas de la glace et
    % que le surplus d'eau peut effectivement s'écouler
    if D(n-1,t,k)<rhog
        O(n) = O(n);
    else
        LW(n,t,k+1) = LW(n,t,k+1) + O(n) - (H(n-1,t,k)-LW(n-1,t,k)-(SWE(n-1,t,
            k)-LW(n-1,t,k))*rhow/rhog);
        O(n) = H(n-1,t,k)-LW(n-1,t,k)-(SWE(n-1,t,k)-LW(n-1,t,k))*rhow/rhog;
    end
else
    % même si on trouve que T(nb,j,k+1)=0; on considère qu'il n'y a pas
    % eu de fonte pendant le pas de temps
    LW(n,t,k+1)=LW(n,t,k);
    SWE(n,t,k+1)=max(SWE(n,t,k)+P1/DTc+E,0);
    % viscosité [Pa.s] (Gubler 1994)
    nu = 1.86*10^(-6)*exp(0.02*D(n,t,k)+8100/(T(n,t,k)+273));
    % contrainte des couches sup [Pa]
    W(n) = SWE(n,t,k)*rhow/1000*g;
    % ajustement hauteur = tassement (Navarre 1975 + modif perso) + ajustement en
    % fonction de l'ablation
    H(n,t,k+1) = H(n,t,k) * (1-W(n)/nu*TC) / (1+Kd*exp(0.04*T(n,t,k+1)-0.05*max(D(n,t,
        k)-Dmeta,0))*TC/3600)+min(E*rhow/D(n,t,k),0);
    % nouvelle densité
    D(n,t,k+1) = SWE(n,t,k+1)/H(n,t,k+1)*rhow;
    % capacité de rétention eau liquide
    LWHC(n) = f/100*max((H(n,t,k+1)-(SWE(n,t,k+1)-LW(n,t,k+1))*rhow/rhog),0);
    % chaleur spécifique
    cp(n) = 9.5*T(n,t,k+1)+cp(n);
    cp(n) = 1/(D(n,t,k+1)*H(n,t,k+1))*(rhog*(SWE(n,t,k+1)-LW(n,t,k+1))*cp(n)+rhoa*(H
        (n,t,k+1)-SWE(n,t,k+1))*cpa+rhow*LW(n,t,k+1)*cpw);
    % écoulement
    O(n)=0;
    % profondeur moyenne
    Z(n)=H(n,t,k+1)/2;

    if SWE(n,t,k+1)==0 % disparition de la couche à cause de la sublimation
        D(n,t,k+1)=0;
        LWHC(n)=0;
        cp(n)=0;
        K(n)=0;
        Z(n)=0;
    end
end

```

```

        H(n,t,k+1)=0;
        LW(n,t,k+1)=0;
        A(n)=0;
        T(n,t,k+1)=0;
        W(n)=0;
        O(n)=0;
        cpt=cpt+1;
    end
end
K(n)= Kice*(D(n,t,k+1)/rhow)^1.88;
end
%% Bilan d'énergie des couches inférieures
for n = nb-1:-1:1
    % flux d'énergie net "dans" la couche
    % absorption
    Qswupdir = exp(-Bdir*(Z(n)-H(n,t,k)/2)/10);
    Qswdowndir = exp(-Bdir*(Z(n)+H(n,t,k)/2)/10);
    Qswupdif= exp(-Bdif*(Z(n)-H(n,t,k)/2)/10);
    Qswdowndif = exp(-Bdif*(Z(n)+H(n,t,k)/2)/10);
    if n>1 % couche intermediaire
        % resistances thermiques moyennes
        Rmoy1 = H(n-1,t,k)*10^(-3)/(2*K(n-1)) + H(n,t,k)*10^(-3)/(2*K(n));
        Rmoy2 = H(n+1,t,k)*10^(-3)/(2*K(n+1)) + H(n,t,k)*10^(-3)/(2*K(n));
        % flux
        Q = (T(n-1,t,k)-T(n,t,k))/Rmoy1 + (T(n+1,t,k)-T(n,t,k))/Rmoy2 + NSWdir*(
            Qswupdir-Qswdowndir) + NSWdif*(Qswupdif-Qswdowndif) + (O(n+1)+LW(n,t,k))
            /(1000*TC)*rhow*1_f;
    else % dernière couche
        % resistance thermique moyenne
        Rmoy = H(n+1,t,k)*10^(-3)/(2*K(n+1)) + H(n,t,k)*10^(-3)/(2*K(n));
        % flux
        Q = Qgfixe + (T(n+1,t,k)-T(n,t,k))/Rmoy + NSWdir*(Qswupdir-Qswdowndir) +
            NSWdif*(Qswupdif-Qswdowndif) + (O(n+1)+LW(n,t,k))/(1000*TC)*rhow*1_f;
    end
end
if isnan(Q)
    T(n,t,k+1)=T(n,t,k);
    SWE(n,t,k+1)=SWE(n,t,k);
    D(n,t,k+1)=D(n,t,k);
    LWHC(n)=LWHC(n);
    cp(n)=cp(n);
    K(n)=K(n);
    Z(n)=Z(n);
    H(n,t,k+1)=H(n,t,k);
    LW(n,t,k+1)= LW(n,t,k);
end

```

```

A(n)=A(n);
W(n)=W(n);
O(n)=0;
Htot(:,m)=Htot(1,m);
SWEtot(:,m)=SWEtot(1,m);
Htot(DTc+1,m)=NaN;
SWEtot(DTc+1,m)=NaN;
Eh(m,:)= [NaN,NaN];
cptk = DTc+1;
break
else
% variation de température équivalent
T(n,t,k+1) = min(T(n,t,k)+ TC*Q/(D(n,t,k)*cp(n)*H(n,t,k)*10^(-3)),0);
% test écart entre les deux températures
if abs(T(n,t,k)-T(n,t,k+1))<=Tseuil
    if Q>0 && T(n,t,k+1)<0
        T(n,t,k+1)=T(n,t,k);
    elseif Q<0 && T(n,t,k)<0
        T(n,t,k+1)=T(n,t,k);
    elseif Q<0 && T(n,t,k)==0
        T(n,t,k+1)=T(n,t,k);
        Q=0;
    else
        T(nb,t,k+1)=T(nb,t,k+1);
    end
else
    T(n,t,k+1)=T(n,t,k+1);
end
% test température pour déterminer ce qu'il se passe pendant le pas de
% temps
if T(n,t,k)==0 && T(n,t,k+1)==0 % cas où la température précédente était = 0
    % température = 0 pendant tout le pas de temps, fonte
    LW(n,t,k+1)=TC*Q/(l_f*rhow)*1000;
    M = max(LW(n,t,k+1)-LW(n,t,k)-O(n+1),0);
    if M < SWE(n,t,k)-LW(n,t,k)
        if LW(n,t,k+1)>LWHC(n)
            O(n)=LW(n,t,k+1)-LWHC(n);
            LW(n,t,k+1) = LWHC(n);
        else
            LW(n,t,k+1)=LW(n,t,k+1);
            O(n)=0;
        end
        SWE(n,t,k+1)=SWE(n,t,k)-O(n)+O(n+1);
    % viscosité [Pa.s] (Gubler 1994)

```

```

nu = 1.86*10^(-6)*exp(0.02*D(n,t,k)+8100/(T(n,t,k)+273));
% contrainte des couches sup [Pa]
W(n) = W(n+1) + SWE(n,t,k)*rhow/1000*g;
% ajustement hauteur = tassement (Navarre 1975) + ajustement en
fonction de l'ablation
H(n,t,k+1) = H(n,t,k)*(1-W(n)/nu*TC)/(1+Kd*exp(0.04*T(n,t,k+1)
-0.05*max(D(n,t,k)-Dmeta,0))*TC/3600)-M*rhow/D(n,t,k);
% nouvelle densité
D(n,t,k+1) = SWE(n,t,k+1)/H(n,t,k+1)*rhow;
% capacité de rétention en eau liquide
LWHC(n) = f/100*max((H(n,t,k+1)-(SWE(n,t,k+1)-LW(n,t,k+1))*rhow/
rhog),0);
% chaleur spécifique
cpg = 9.5*T(n,t,k+1)+cpg0;
cp(n) = 1/(D(n,t,k+1)*H(n,t,k+1))*(rhog*(SWE(n,t,k+1)-LW(n,t,k+1))
*cpg+rhoa*(H(n,t,k+1)-SWE(n,t,k+1))*cpa+rhow*LW(n,t,k+1)*cpw)
;
else % fonte complète
SWE(n,t,k+1)=0;
D(n,t,k+1)=0;
LWHC(n)=0;
cp(n)=0;
K(n)=0;
Z(n)=0;
H(n,t,k+1)=0;
LW(n,t,k+1)=0;
A(n)=0;
T(n,t,k+1)=0;
W(n)=0;
O(n)=SWE(n,t,k)+O(n+1);
cpt=cpt+1;
end
% vérification que la couche inférieure n'est pas une couche de glace
et
% que le surplus d'eau peut effectivement s'écouler
if n > 1
if D(n-1,t,k)<rhog
O(n) = O(n);
else
LW(n,t,k+1) = LW(n,t,k+1) + O(n) - (H(n-1,t,k)-LW(n-1,t,k)-
SWE(n-1,t,k)-LW(n-1,t,k))*rhow/rhog);
O(n) = H(n-1,t,k)-LW(n-1,t,k)-(SWE(n-1,t,k)-LW(n-1,t,k))*rhow/
rhog;
end
end

```

```

else
end
else
% la température passe à 0 au cours du pas de temps, on
% considère que rien ne s'est passé en terme de fonte
LW(n,t,k+1)=0;
SWE(n,t,k+1)=SWE(n,t,k)+O(n+1);
% viscosité [Pa.s] (Gubler 1994)
nu = 1.86*10^(-6)*exp(0.02*D(n,t,k)+8100/(T(n,t,k)+273));
% contrainte des couches sup [Pa]
W(n) = W(n+1) + SWE(n,t,k)*rho_w/1000*g;
% ajustement hauteur = tassement (Navarre 1975)
H(n,t,k+1) = H(n,t,k)*(1-W(n)/nu*TC)/(1+Kd*exp(0.04*T(n,t,k+1)-0.05*
max(D(n,t,k)-Dmeta,0))*TC/3600);
% nouvelle densité
D(n,t,k+1) = SWE(n,t,k+1)/H(n,t,k+1)*rho_w;
% capacité de rétention en eau liquide
LWHC(n) = f/100*max((H(n,t,k+1)-(SWE(n,t,k+1)-LW(n,t,k+1))*rho_w/rhog)
,0);
% chaleur spécifique
cpg = 9.5*T(n,t,k+1)+cpg0;
cp(n) = 1/(D(n,t,k+1)*H(n,t,k+1))*(rhog*(SWE(n,t,k+1)-LW(n,t,k+1))*cpg
+rhoa*(H(n,t,k+1)-SWE(n,t,k+1))*cpa+rho_w*LW(n,t,k+1)*cpw);
O(n)=0;
end

% Yen 1981
K(n)= Kice*(D(n,t,k+1)/rho_w)^1.88;
Z(n)=Z(n+1)+H(n+1,t,k+1)/2+H(n,t,k+1)/2;
end
end
elseif nb==1
%% Bilan d'énergie dans le cas d'une couche unique
if D(nb,t,k) > rho_g-1
P1=0;
% Pond(m)=Pond(m)+P(m);
else
P1=P(m);
end
% absorption
Qswupdir = exp(-Bdir*(Z(nb)-H(nb,t,k)/2)/10);
Qswdowndir = exp(-Bdir*(Z(nb)+H(nb,t,k)/2)/10);
Qswupdif= exp(-Bdif*(Z(nb)-H(nb,t,k)/2)/10);
Qswdowndif = exp(-Bdif*(Z(nb)+H(nb,t,k)/2)/10);

```

```

% equation avec flux sol/pack constant
Q = Qgfixe + NLW + LE + SE + NSWdir*(Qswupdir-Qswdowndir) + NSWdif*(Qswupdif-
  Qswdowndif) + rhow*cpw*Pl/(TC*DTc*1000)*(max(Ta(m),0)-0) + (Pl/DTc+LW(nb,t,k)+E*
  max(1+T(nb,t,k)*10^8,0))/(TC*1000)*rhow*_l_f;%*min(abs(T(nb,t,k))*10000,1);
if isnan(Q)
  T(nb,t,k+1)=T(nb,t,k);
  SWE(nb,t,k+1)=SWE(nb,t,k);
  D(nb,t,k+1)=D(nb,t,k);
  LWHC(nb)=LWHC(nb);
  cp(nb)=cp(nb);
  K(nb)=K(nb);
  Z(nb)=Z(nb);
  H(nb,t,k+1)=H(nb,t,k);
  LW(nb,t,k+1)=LW(nb,t,k);
  A(nb)=A(nb);
  W(nb)=W(nb);
  O(nb)=0;
  Htot(:,m)=Htot(1,m);
  SWEtot(:,m)=SWEtot(1,m);
  Htot(DTc+1,m)=NaN;
  SWEtot(DTc+1,m)=NaN;
  Eh(m,:)= [NaN,NaN];
  cptk = DTc+1;
  break
else
  % variation de température équivalente
  T(nb,t,k+1) = min(T(nb,t,k) + TC*Q/(D(nb,t,k)*cp(nb)*H(nb,t,k)*10^-3),0);
  % test écart entre les deux températures
  if abs(T(nb,t,k)-T(nb,t,k+1))<=Tseuil
    if Q>0 && T(nb,t,k+1)<0
      T(nb,t,k+1)=T(nb,t,k);
    elseif Q<0 && T(nb,t,k)<0
      T(nb,t,k+1)=T(nb,t,k);
    elseif Q<0 && T(nb,t,k)==0
      T(nb,t,k+1)=T(nb,t,k);
      Q=0;
    else
      T(nb,t,k+1)=T(nb,t,k+1);
    end
  else
    T(nb,t,k+1)=T(nb,t,k+1);
  end
  % test température pour déterminer ce qu'il se passe pendant le pas de

```

```

% temps
if T(nb,t,k)==0 && T(nb,t,k+1)==0
    % température = 0 pendant tout le pas de temps, fonte
    LW(nb,t,k+1)=TC*Q/(1_f*rhow)*1000;
    M = max(LW(nb,t,k+1)-LW(nb,t,k)-P1/DTC-E, 0);
    if M < SWE(nb,t,k)-LW(nb,t,k)
        if LW(nb,t,k+1)>LWHC(nb)
            O(nb)=LW(nb,t,k+1)-LWHC(nb);
            LW(nb,t,k+1) = LWHC(nb);
        else
            LW(nb,t,k+1)=LW(nb,t,k+1);
            O(nb)=0;
        end
        SWE(nb,t,k+1)=SWE(nb,t,k)-O(nb)+P1/DTC+E;
        % viscosité [Pa.s] (Gubler 1994)
        nu = 1.86*10^(-6)*exp(0.02*D(nb,t,k)+8100/(T(nb,t,k)+273));
        % contrainte des couches sup [Pa]
        W(nb) = SWE(nb,t,k)*rhow/1000*g;
        % ajustement hauteur = tassement (Navarre 1975) + ajustement en
        % fonction de l'ablation
        H(nb,t,k+1) = H(nb,t,k)*(1-W(nb)/nu*TC)/(1+Kd*exp(0.04*T(nb,t,k+1)
            -0.05*max(D(nb,t,k)-Dmeta,0))*TC/3600)-M*rhow/D(nb,t,k);
        % nouvelle densité
        D(nb,t,k+1) = SWE(nb,t,k+1)/H(nb,t,k+1)*rhow;
        % capacité de rétention en eau liquide
        LWHC(nb) = f/100*max((H(nb,t,k+1)-(SWE(nb,t,k+1)-LW(nb,t,k+1))*rhow/
            rhog),0);
        % chaleur spécifique
        cpg = 9.5*T(nb,t,k+1)+cpg0;
        cp(nb) = 1/(D(nb,t,k+1)*H(nb,t,k+1))*(rhog*(SWE(nb,t,k+1)-LW(nb,t,k+1)
            )*cpg+rhoa*(H(nb,t,k+1)-SWE(nb,t,k+1))*cpa+rhow*LW(nb,t,k+1)*cpw)
            ;
        % profondeur
        Z(nb)=H(nb,t,k+1)/2;
        % si neige restante < hauteur minimale (pas possible de
        % regrouper car 1 seule couche)
        if H(nb,t,k+1)<hmin/2
            SWE(nb,t,k+1)=0;
            D(nb,t,k+1)=0;
            LWHC(nb)=0;
            cp(nb)=0;
            K(nb)=0;
            Z(nb)=0;
            H(nb,t,k+1)=0;

```

```

        LW(nb,t,k+1)=0;
        A(nb)=0;
        T(nb,t,k+1)=0;
        W(nb)=0;
        O(nb)=SWE(nb,t,k)+P1/DTc+E;
        cpt=cpt+1;
    else
    end

else
    SWE(nb,t,k+1)=0;
    D(nb,t,k+1)=0;
    LWHC(nb)=0;
    cp(nb)=0;
    K(nb)=0;
    Z(nb)=0;
    H(nb,t,k+1)=0;
    LW(nb,t,k+1)=0;
    A(nb)=0;
    T(nb,t,k+1)=0;
    W(nb)=0;
    O(nb)=SWE(nb,t,k)+P1/DTc+E;
    cpt=cpt+1;
end

else
    % même si on trouve que T(nb,j,k+1)=0; on considère qu'il ne s'est
    % rien passé pendant le pas de temps de transition
    LW(nb,t,k+1)=LW(nb,t,k);
    SWE(nb,t,k+1)=max(SWE(nb,t,k)+P1/DTc+E,0);
    % viscosité [Pa.s] (Gubler 1994)
    nu = 1.86*10^(-6)*exp(0.02*D(nb,t,k)+8100/(T(nb,t,k)+273));
    % contrainte des couches sup [Pa]
    W(nb) = SWE(nb,t,k)*rhow/1000*g;
    % ajustement hauteur = tassement (Navarre 1975) + ajustement en fonction de l'
    ablation
    H(nb,t,k+1) = H(nb,t,k)*(1-W(nb)/nu*TC)/(1+Kd*exp(0.04*T(nb,t,k+1)-0.05*max(D(
        nb,t,k)-Dmeta,0))*TC/3600)+min(E*rhow/D(nb,t,k),0);
    % nouvelle densité
    D(nb,t,k+1) = SWE(nb,t,k+1)/H(nb,t,k+1)*rhow;

    LWHC(nb) = f/100*max((H(nb,t,k+1)-(SWE(nb,t,k+1)-LW(nb,t,k+1))*rhow/rhog),0);
    cpg = 9.5*T(nb,t,k+1)+cpg0;
    cp(nb) = 1/(D(nb,t,k+1)*H(nb,t,k+1))*(rhog*(SWE(nb,t,k+1)-LW(nb,t,k+1))*cpg+
        rhoa*(H(nb,t,k+1)-SWE(nb,t,k+1))*cpa+rhow*LW(nb,t,k+1)*cpw);

```



```

O(nb)=0;
Z(nb)=H(nb,t,k+1)/2;
if SWE(nb,t,k+1)==0 || H(nb,t,k+1)<hmin/2
    D(nb,t,k+1)=0;
    LWHC(nb)=0;
    cp(nb)=0;
    K(nb)=0;
    Z(nb)=0;
    H(nb,t,k+1)=0;
    LW(nb,t,k+1)=0;
    A(nb)=0;
    T(nb,t,k+1)=0;
    W(nb)=0;
    cpt=cpt+1;
else
end
end
end
% Yen 1981
K(nb)= Kice*(D(nb,t,k+1)/rhow)^1.88;
end
end
end
%% Suppression des couches fondues
nb=nb-cpt;
if nb>0
    Htot(cptk+1,m) = sum(H(1:nb,t,k+1));
    SWEtot(cptk+1,m)= sum(SWE(1:nb,t,k+1));
else
    Htot(cptk+1,m) =0;
    SWEtot(cptk+1,m) =0;
end
end
%% Regroupement des couches pour satisfaire Hmin
if nb>1
    i=0;
    while i<nb
        i=i+1;
        if H(i,t,k+1)>=hmin
            continue
        end
        if i==1
            % i=i;
        else
            if H(i,t,k+1)+H(i+1,t,k+1)<H(i,t,k+1)+H(i-1,t,k+1)
                % i=i;
            else

```

```

        i = i-1;
    end
end
% attribution des propriétés de la nouvelle couche
D(i,t,k+1) = mean([D(i,t,k+1),D(i+1,t,k+1)]);
A(i) = mean([A(i),A(i+1)]);
T(i,t,k+1) = mean([T(i,t,k+1),T(i+1,t,k+1)]);
SWE(i,t,k+1) = SWE(i,t,k+1)+SWE(i+1,t,k+1);
Z(i) = (Z(i)*H(i,t,k+1)+Z(i+1)*H(i+1,t,k+1))/(H(i,t,k+1)+H(i+1,t,k+1));
H(i,t,k+1) = H(i,t,k+1)+H(i+1,t,k+1);
LW(i,t,k+1) = LW(i,t,k+1)+LW(i+1,t,k+1);
LWHC(i) = f/100*max((H(i,t,k+1)-(SWE(i,t,k+1)-LW(i,t,k+1))*rhow/rhog),0);
cpg = 9.5*T(i,t,k+1)+cpg0;
cp(i) = 1/(D(i,t,k+1)*H(i,t,k+1))*(rhog*(SWE(i,t,k+1)-LW(i,t,k+1))*cpg+rhoa*(H(i,t,k+1)-SWE(i,t,k+1))*cpa+rhow*LW(i,t,k+1)*cpw);
W(i) = W(i);
K(i)= Kice*(D(i,t,k+1)/rhow)^1.88;

% ré-indicesment des couches supérieures
D(i+1:nb,t,k+1) = D(i+2:nb+1,t,k+1);
A(i+1:nb) = A(i+2:nb+1);
H(i+1:nb,t,k+1) = H(i+2:nb+1,t,k+1);
T(i+1:nb,t,k+1) = T(i+2:nb+1,t,k+1);
SWE(i+1:nb,t,k+1) = SWE(i+2:nb+1,t,k+1);
LWHC(i+1:nb) = LWHC(i+2:nb+1);
cp(i+1:nb) = cp(i+2:nb+1);
LW(i+1:nb,t,k+1) = LW(i+2:nb+1,t,k+1);
Z(i+1:nb) = Z(i+2:nb+1);
K(i+1:nb) = K(i+2:nb+1);
W(i+1:nb) = W(i+2:nb+1);

nb = nb-1;
end
% test couche supérieure
if H(nb,t,k+1)<hmin && nb>1
    i = nb-1;
    % regroupement avec la couche inférieure
    D(i,t,k+1) = mean([D(i,t,k+1),D(i+1,t,k+1)]);
    A(i) = mean([A(i),A(i+1)]);
    T(i,t,k+1) = mean([T(i,t,k+1),T(i+1,t,k+1)]);
    SWE(i,t,k+1) = SWE(i,t,k+1)+SWE(i+1,t,k+1);
    Z(i) = (Z(i)*H(i,t,k+1)+Z(i+1)*H(i+1,t,k+1))/(H(i,t,k+1)+H(i+1,t,k+1));
    H(i,t,k+1) = H(i,t,k+1)+H(i+1,t,k+1);
    LW(i,t,k+1) = LW(i,t,k+1)+LW(i+1,t,k+1);

```

```

LWHC(i) = f/100*max((H(i,t,k+1)-(SWE(i,t,k+1)-LW(i,t,k+1))*rhow/rhog),0);
cpg = 9.5*T(i,t,k+1)+cpg0;
cp(i) = 1/(D(i,t,k+1)*H(i,t,k+1))*(rhog*(SWE(i,t,k+1)-LW(i,t,k+1))*cpg+rhoa*(H(i,t,k+1)-SWE(i,t,k+1))*cpa+rhow*LW(i,t,k+1)*cpw);
W(i) = W(i);
K(i)= Kice*(D(i,t,k+1)/rhow)^1.88;

% suppression couche supérieure
SWE(nb,t,k+1)=0;
D(nb,t,k+1)=0;
LWHC(nb)=0;
cp(nb)=0;
K(nb)=0;
Z(nb)=0;
H(nb,t,k+1)=0;
LW(nb,t,k+1)=0;
T(nb,t,k+1)=0;
W(nb)=0;
A(nb)=0;
nb=nb-1;
else
end
else
end
%% Création de nouvelles couches si le regroupement a créé des couches trop épaisses
i=0;
while i<nb && nb<=ncmax
    i=i+1;
    if H(i,t,k+1)<=3*hmin
        continue
    end
    if i<nb
        SWE(i+2:nb+1,t,k+1)=SWE(i+1:nb,t,k+1);
        D(i+2:nb+1,t,k+1)=D(i+1:nb,t,k+1);
        LWHC(i+2:nb+1)=LWHC(i+1:nb);
        cp(i+2:nb+1)=cp(i+1:nb);
        K(i+2:nb+1)=K(i+1:nb);
        Z(i+2:nb+1)=Z(i+1:nb);
        H(i+2:nb+1,t,k+1)=H(i+1:nb,t,k+1);
        LW(i+2:nb+1,t,k+1)=LW(i+1:nb,t,k+1);
        T(i+2:nb+1,t,k+1)=T(i+1:nb,t,k+1);
        W(i+2:nb+1)=W(i+1:nb);
        A(i+2:nb+1)=A(i+1:nb);
    else

```

```

end
H(i+1,t,k+1)=H(i,t,k+1)/2;
H(i,t,k+1) = H(i,t,k+1)/2;
SWE(i+1,t,k+1)=SWE(i,t,k+1)/2;
SWE(i,t,k+1) = SWE(i,t,k+1)/2;
LW(i+1,t,k+1)=LW(i,t,k+1)/2;
LW(i,t,k+1) = LW(i,t,k+1)/2;
D(i+1,t,k+1)=D(i,t,k+1);
W(i+1)=W(i);
A(i+1)=A(i);
T(i+1,t,k+1)=T(i,t,k+1);
if i<nb
    Z(i+1)=Z(i+2)+H(i+1,t,k+1)/2;
else
    Z(i+1)=H(i+1,t,k+1)/2;
end
Z(i) = Z(i+1)+H(i,t,k+1)/2;
K(i+1)=K(i);
cp(i+1)=cp(i);
LWHC(i+1)=LWHC(i);
nb=nb+1;
end
Obase(m)=Obase(m)+O(1);
LW(:,t,1)=LW(:,t,2);
SWE(:,t,1)=SWE(:,t,2);
H(:,t,1)=H(:,t,2);
D(:,t,1)=D(:,t,2);
T(:,t,1)=T(:,t,2);
cptk=cptk+1;
end
%% Attribution des valeurs calculées pour le pas de temps (j,DTc+1) au pas de temps (j+1,1)
if m<hh
    D(1:nb,t+1,1)=D(1:nb,t,2);
    T(1:nb,t+1,1)=T(1:nb,t,2);
    SWE(1:nb,t+1,1)=SWE(1:nb,t,2);
    H(1:nb,t+1,1)=H(1:nb,t,2);
    LW(1:nb,t+1,1)=LW(1:nb,t,2);
    if isnan(Htot(DTc+1,m)) || isnan(SWETot(DTc+1,m))
        Htot(1,m+1)=Htot(DTc,m);
        SWETot(1,m+1)=SWETot(DTc,m);
        Obase(m)=NaN;
    else
        Htot(1,m+1)=Htot(DTc+1,m);
        SWETot(1,m+1)=SWETot(DTc+1,m);
    end
end

```

```
    end  
else  
end  
end
```



## ANNEXE II

### INFLUENCE DES PARAMÈTRES TESTÉS LORS DE L'ANALYSE DE SENSIBILITÉ SUR LA HAUTEUR DE NEIGE MODÉLISÉE

L'effet de chaque paramètre a été testé sur les dix années de données disponibles au site de Dorval. Pour chaque paramètre, on a représenté les hauteurs simulées avec chaque valeur du paramètre sur un seul hiver représentatif de l'effet moyen du paramètre évalué sur la période de dix ans. L'hiver représenté est précisé sur chaque figure. Les paramètres sont présentés dans le même ordre que dans le tableau 2.1. Pour chaque figure, les valeurs prises par le paramètre sont traduites en un code couleur indiqué à droite du graphique. La hauteur modélisée avec une valeur  $x$  du paramètre est tracée de la même couleur que celle correspondant à la valeur du paramètre dans le code couleur.

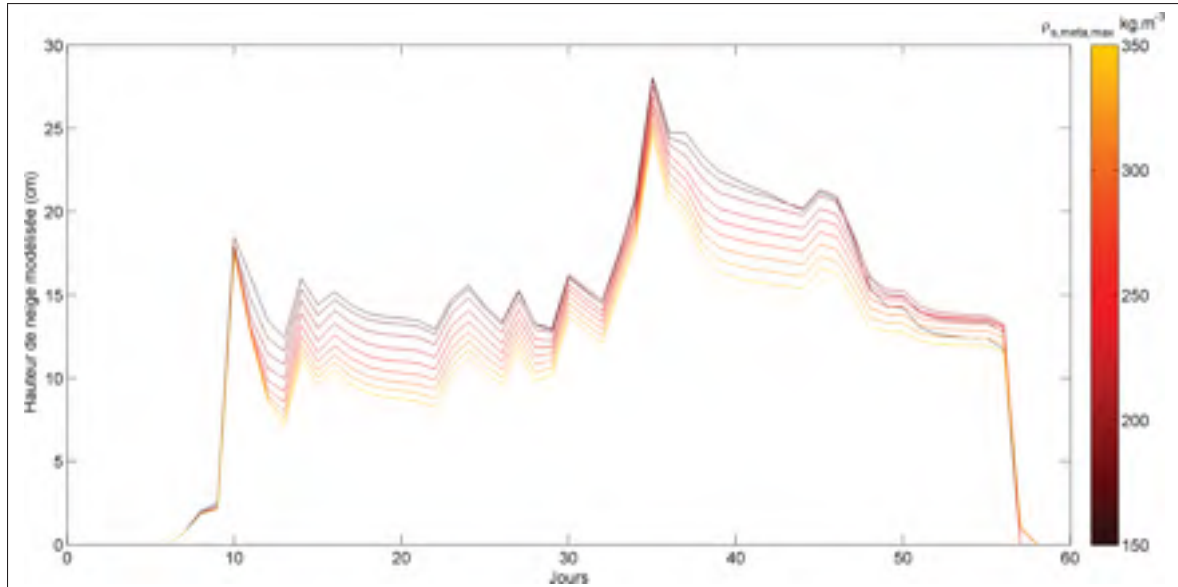


Figure-A II-1 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $\rho_{s,max,meta}$  pour l'hiver 2009-2010

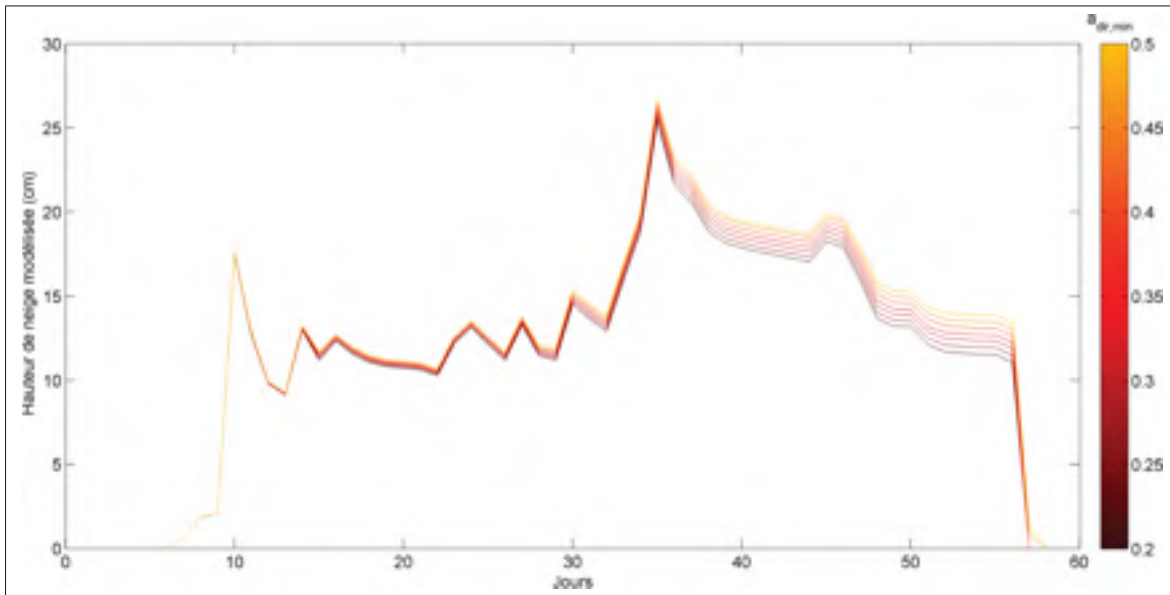


Figure-A II-2 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $a_{dir,min}$  pour l'hiver 2009-2010

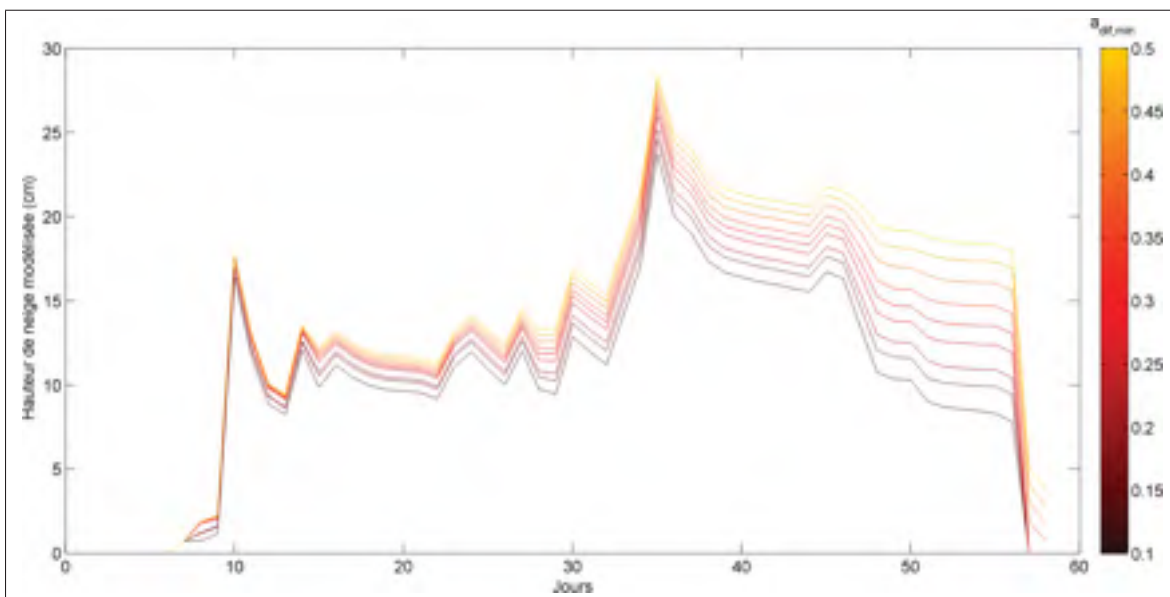


Figure-A II-3 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $a_{dif,min}$  pour l'hiver 2009-2010



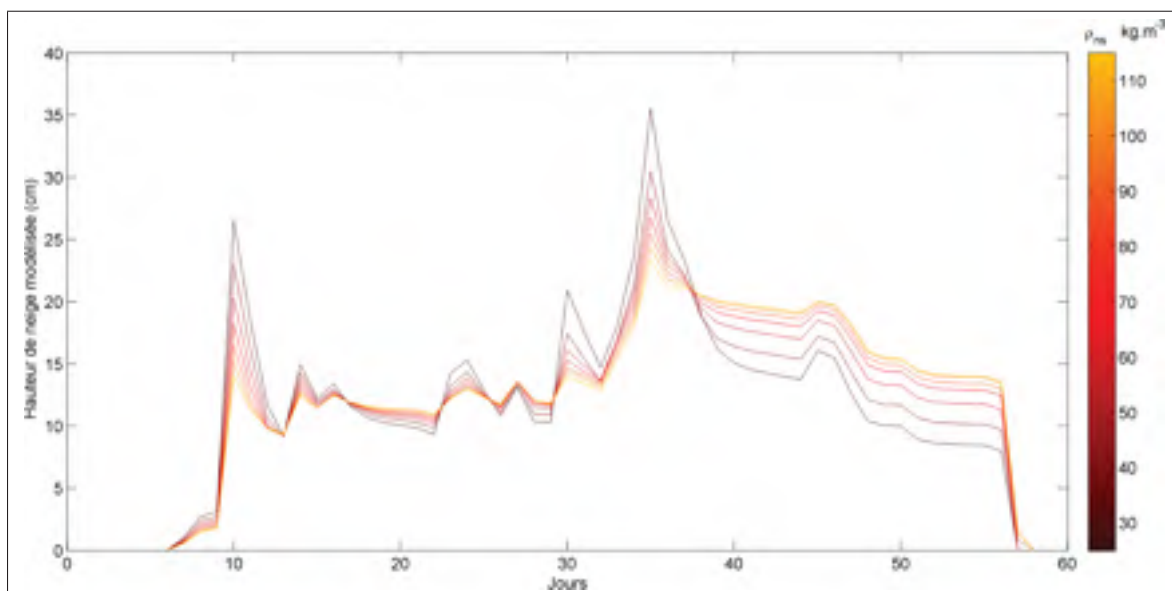


Figure-A II-4 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $\rho_{ns}$  pour l'hiver 2009-2010

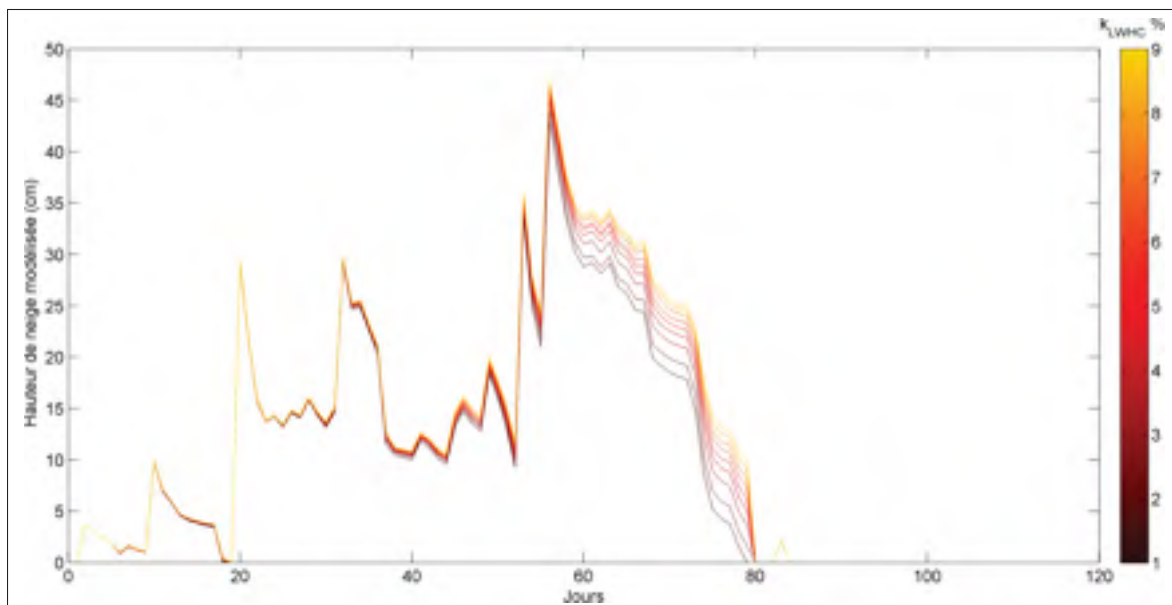


Figure-A II-5 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $k_{LWHC}$  pour l'hiver 2007-2008

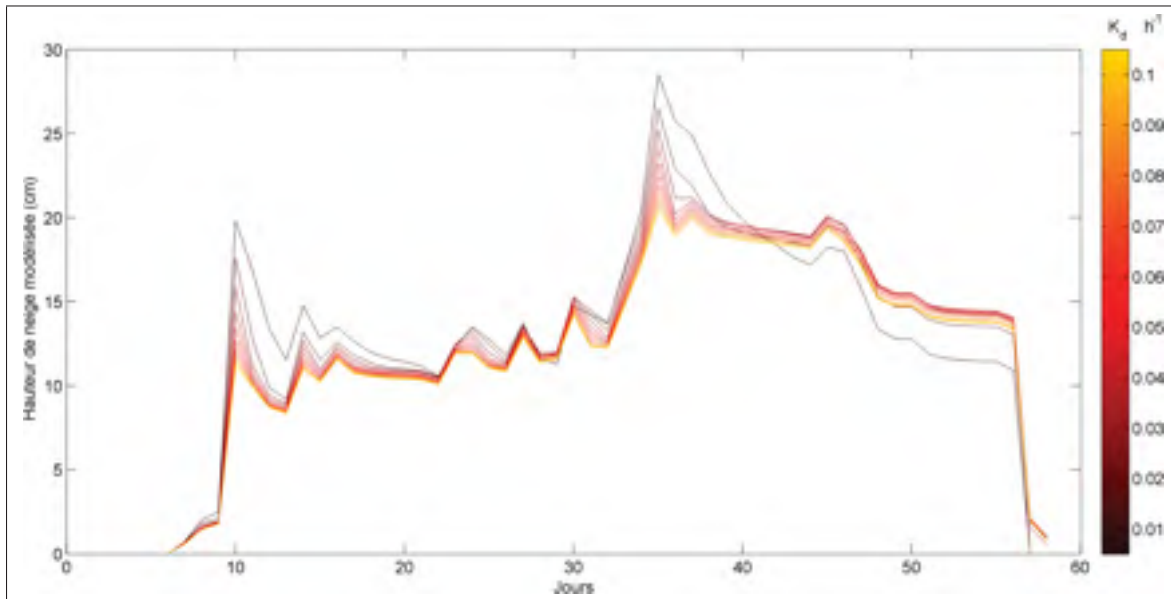


Figure-A II-6 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $K_d$  pour l'hiver 2009-2010

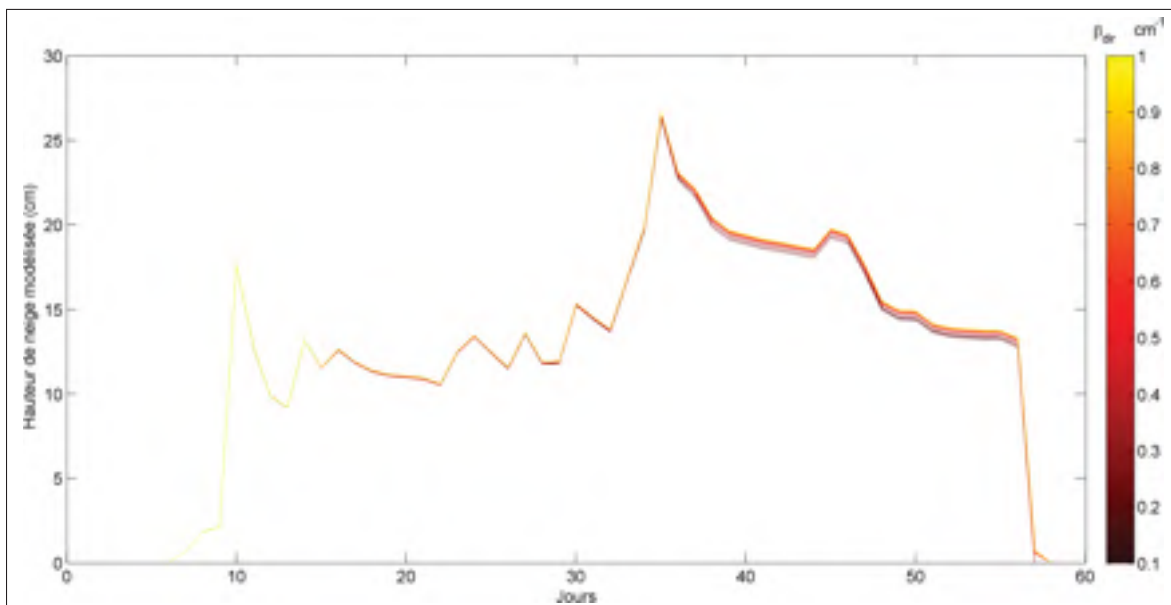


Figure-A II-7 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $\beta_{dir}$  pour l'hiver 2009-2010

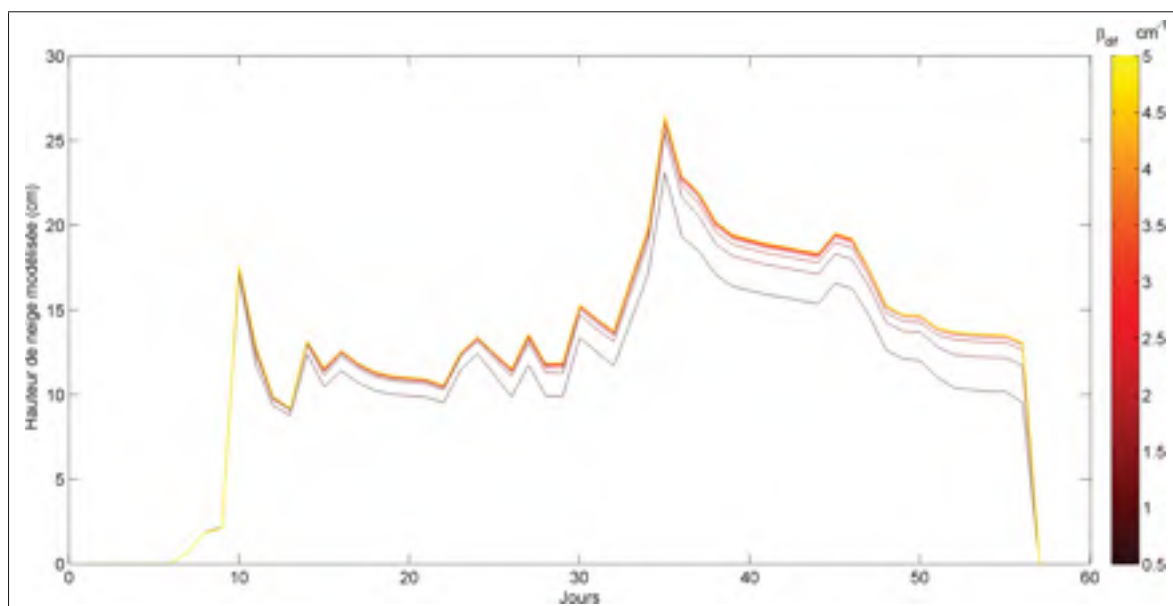


Figure-A II-8 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $\beta_{dif}$  pour l'hiver 2009-2010

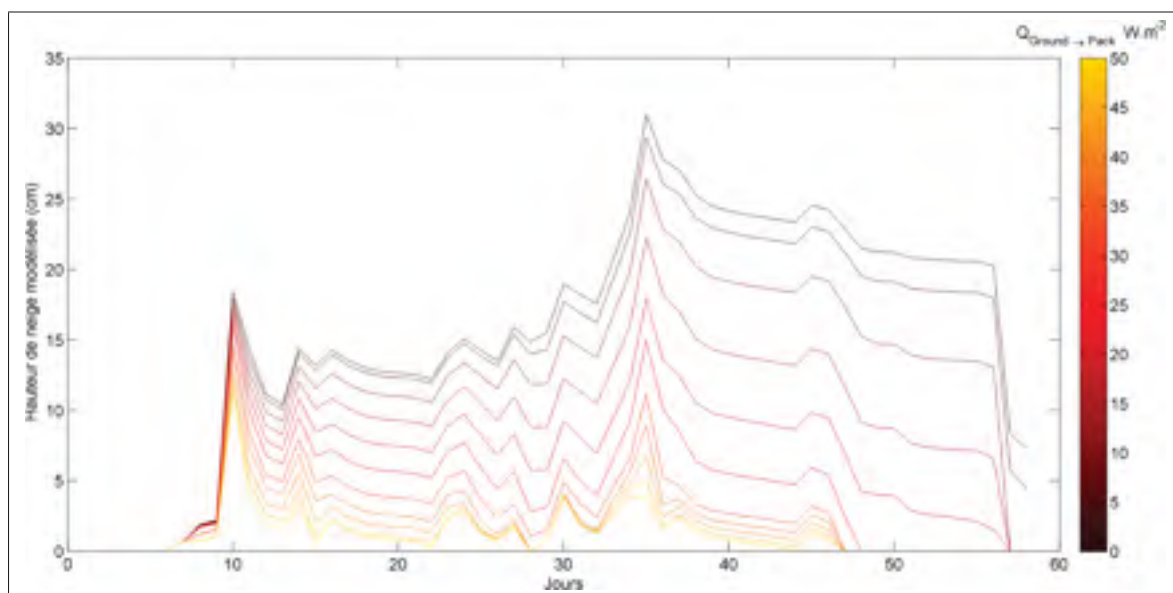


Figure-A II-9 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $Q_{ground \rightarrow pack}$  pour l'hiver 2009-2010

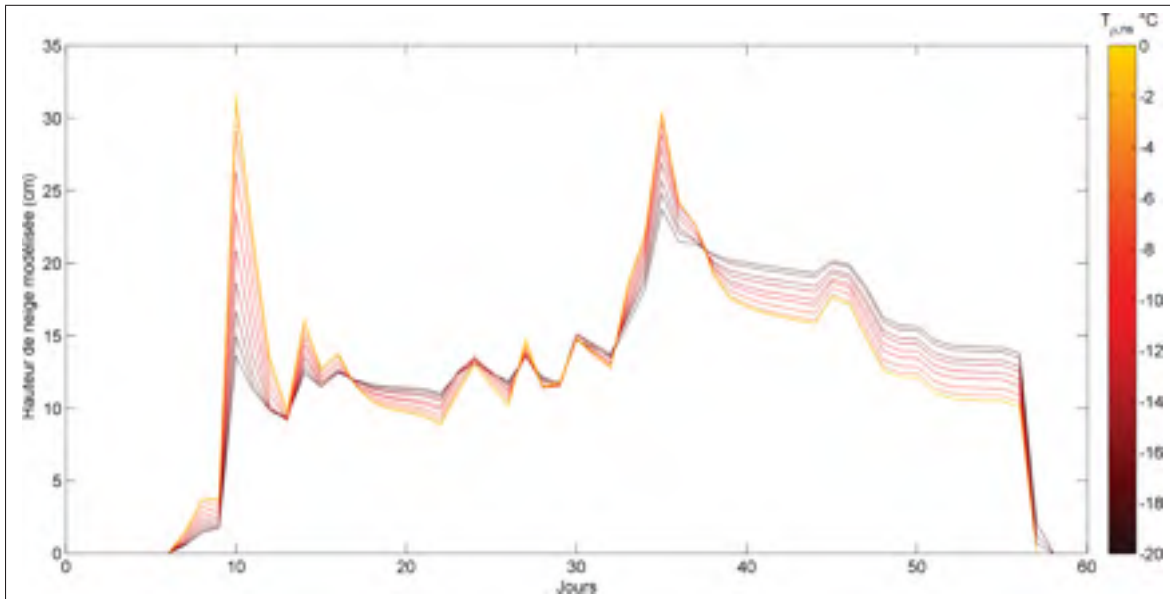


Figure-A II-10 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $T_{\rho_{ns}}$  pour l'hiver 2009-2010

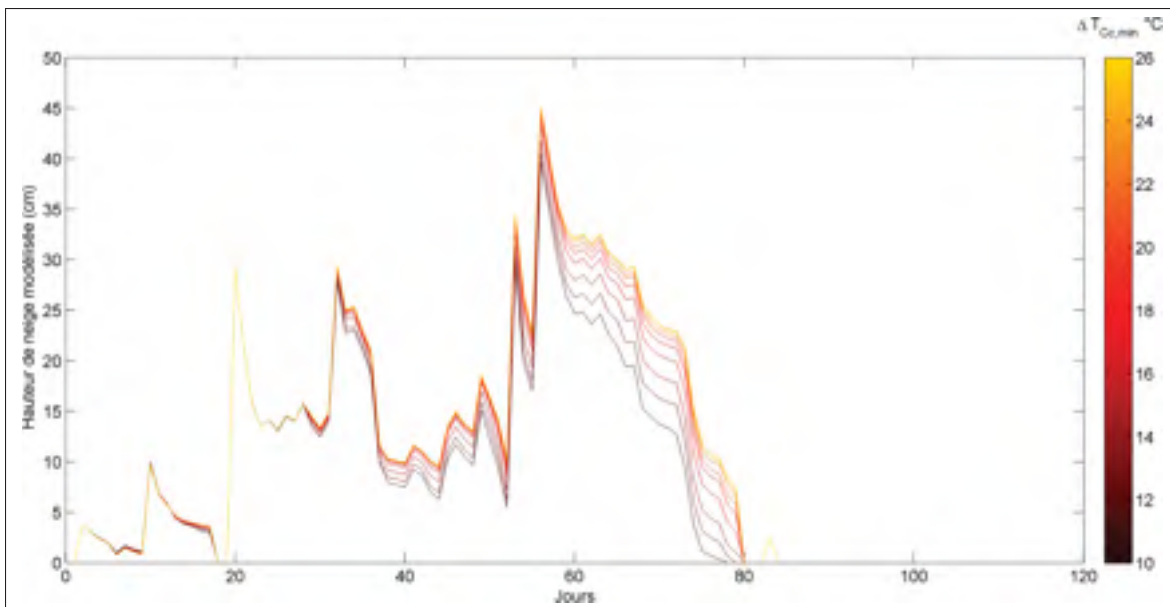


Figure-A II-11 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $\Delta T_{C_{c,min}}$  pour l'hiver 2007-2008

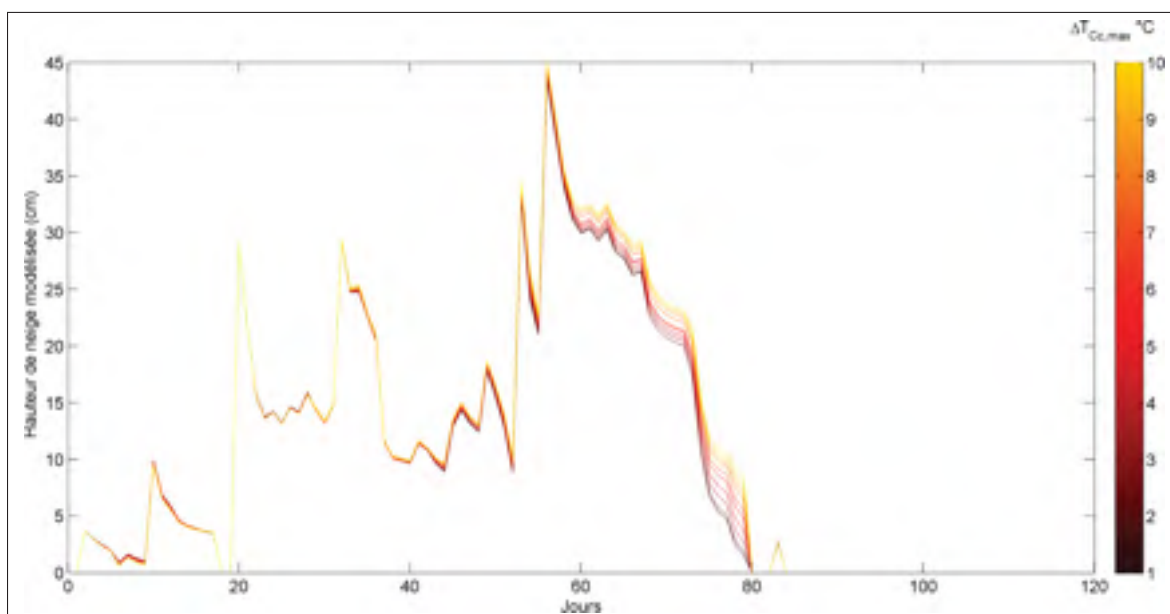


Figure-A II-12 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $\Delta T_{C_c,max}$  pour l'hiver 2007-2008

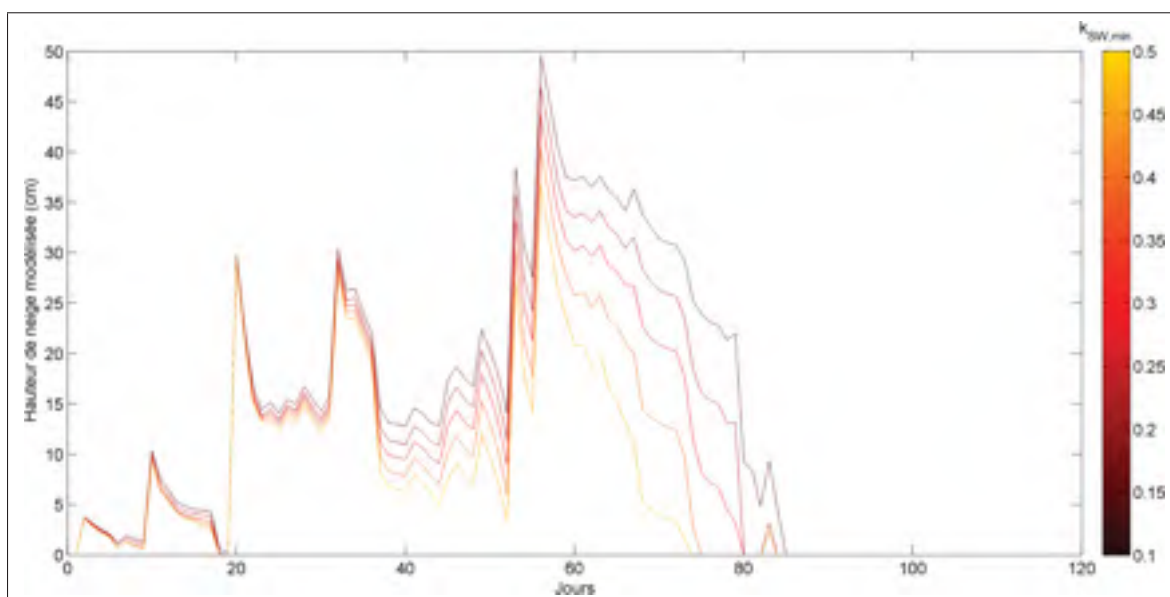


Figure-A II-13 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $k_{SW,min}$  pour l'hiver 2007-2008

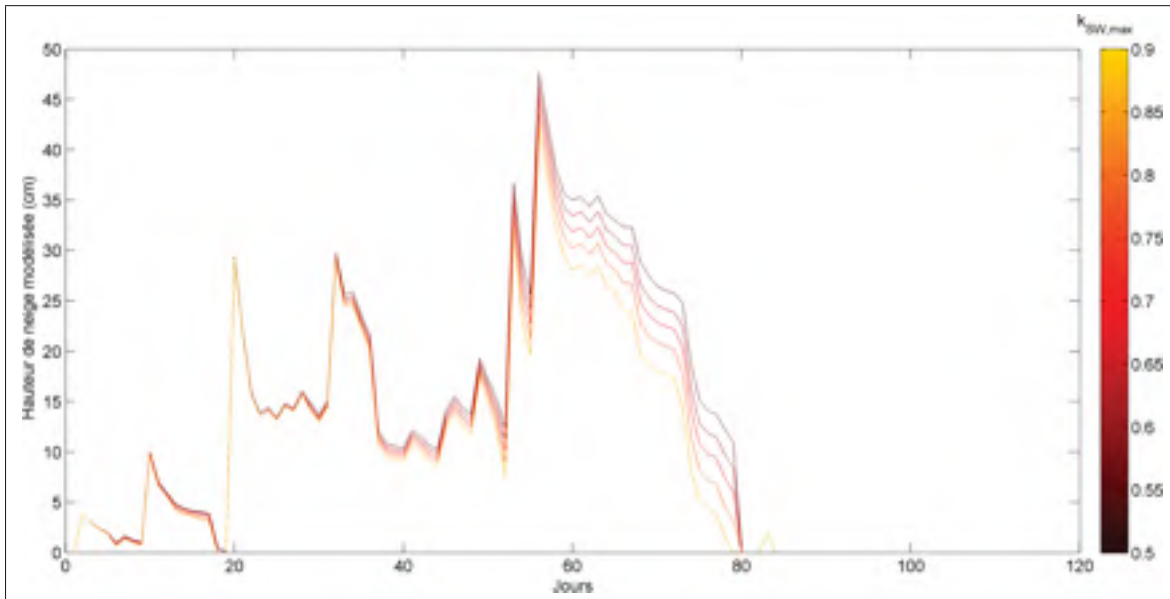


Figure-A II-14 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $k_{SW,max}$  pour l'hiver 2007-2008

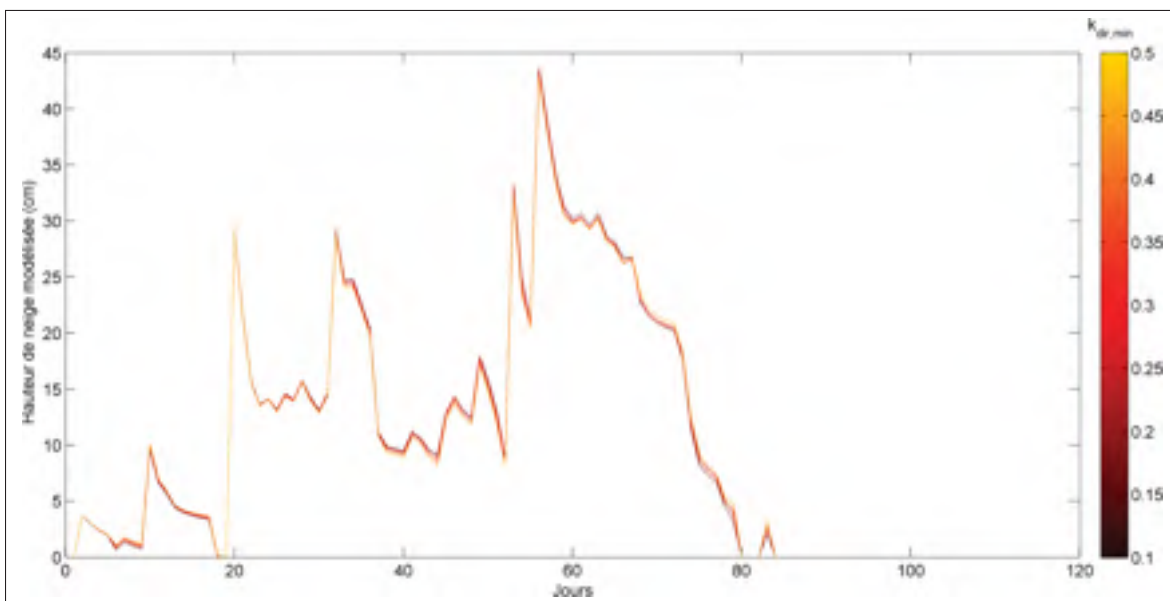


Figure-A II-15 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $k_{dir,min}$  pour l'hiver 2007-2008

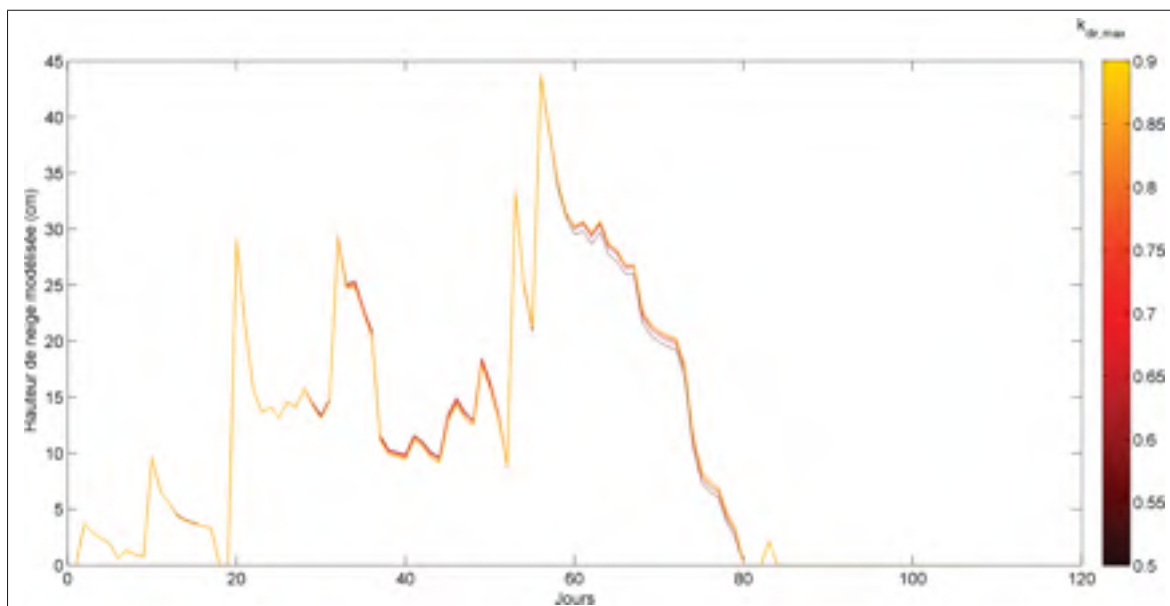


Figure-A II-16 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $k_{dir,max}$  pour l'hiver 2007-2008

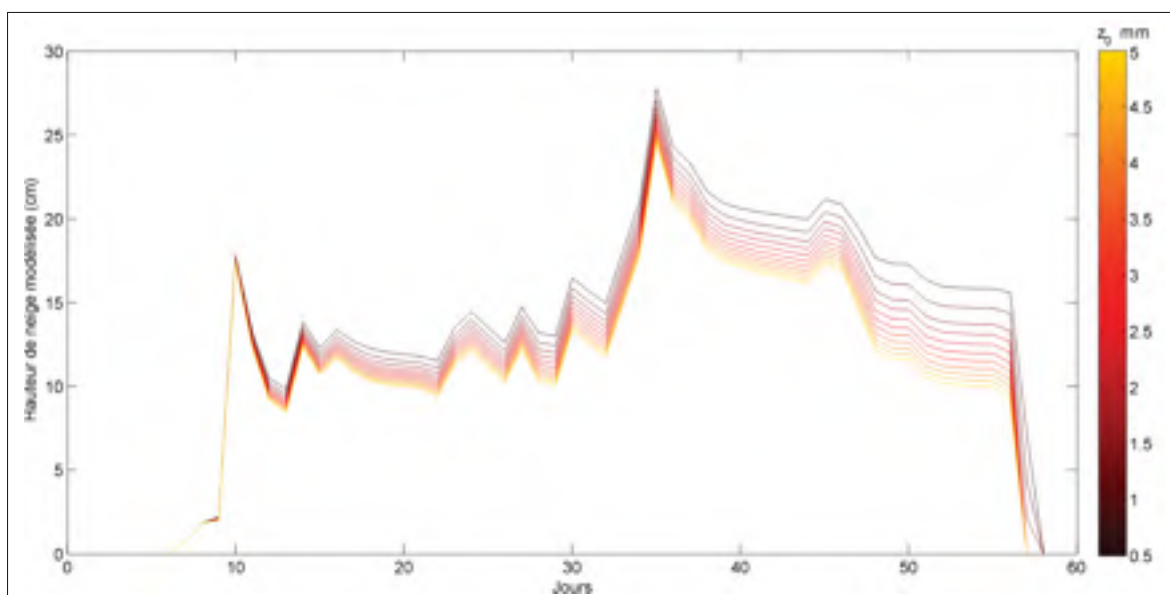


Figure-A II-17 Hauteur modélisée en fonction de la variation du paramètre  $z_0$  pour l'hiver 2009-2010





### ANNEXE III

#### FIGURES ET TABLEAUX DE RÉSULTATS DU MODÈLE MASIN

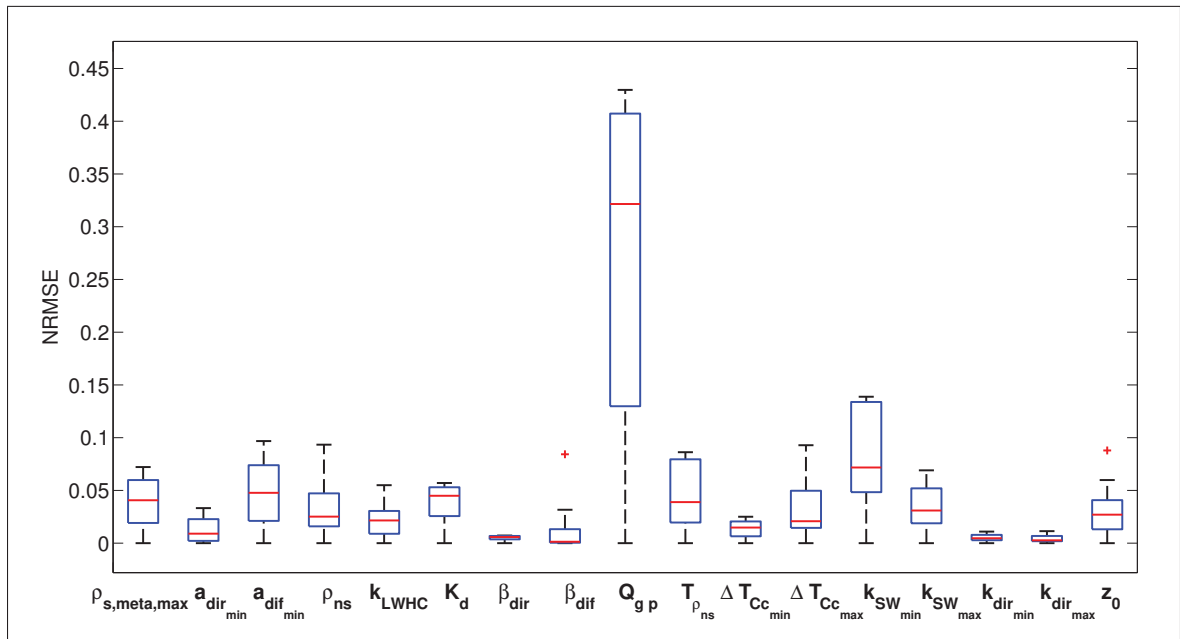


Figure-A III-1 Diagramme boîte à moustaches présentant les résultats de l'analyse de sensibilité effectuée au site de Dorval pour les 17 paramètres analysés

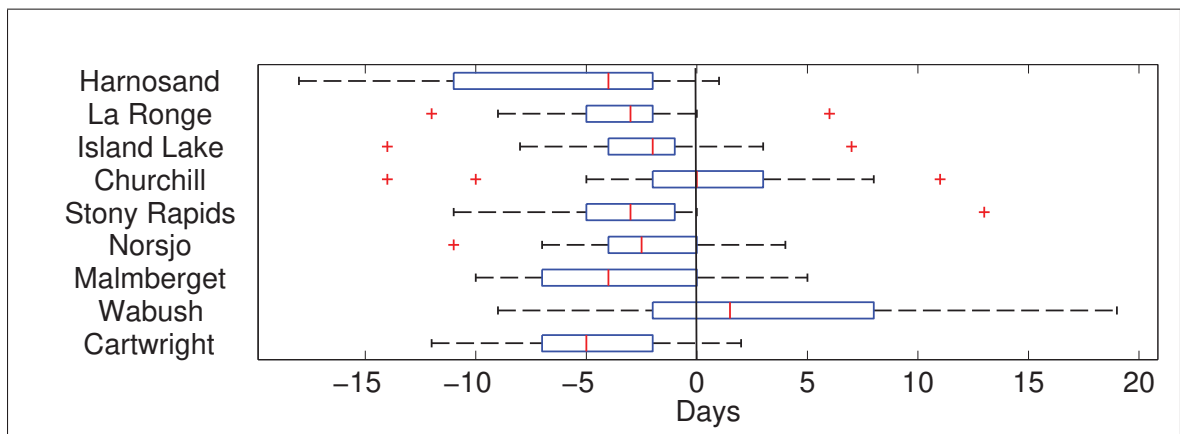


Figure-A III-2 Diagramme boîte à moustache du critère de décalage de la fonte obtenu avec MASiN aux sites du groupe 5. La ligne noire verticale marque la valeur 0

Tableau-A III-1 Coefficients de Nash Sutcliffe obtenus sur la période de validation avec les quatre modèles à chacun des 23 sites d'étude

<b>Site</b>	<b>Model C</b>	<b>Model D</b>	<b>Hydrotel</b>	<b>MASiN</b>
Dorval	0,47	0,53	0,51	0,77
St Jovite	0,72	0,75	0,68	0,86
Beauceville	0,76	0,72	0,64	0,83
Geraldton	0,87	0,85	0,87	0,81
Amqui	0,89	0,89	0,82	0,90
Timmins	0,72	0,73	0,76	0,89
Thetford Mines	0,78	0,88	0,82	0,83
Sydney	0,64	0,75	0,80	0,80
Moncton	0,67	0,82	0,78	0,84
Gander	0,54	0,63	0,56	0,63
Brandon	0,71	0,75	0,79	0,68
Weyburn	0,47	0,55	0,50	0,73
Uppsala	0,64	0,52	0,64	0,56
Ljungby	0,88	0,58	0,88	0,80
Harnosand	0,84	0,85	0,88	0,65
La Ronge	0,87	0,89	0,88	0,74
Island Lake	0,87	0,85	0,93	0,74
Churchill	0,49	0,53	0,57	0,63
Stony Rapids	0,83	0,77	0,92	0,66
Norsjo	0,89	0,88	0,85	0,68
Malmberget	0,82	0,78	0,77	0,71
Wabush	0,50	0,51	0,75	0,72
Cartwright	0,72	0,74	0,79	0,38

Tableau-A III-2 Absence erronée du couvert neigeux (%)  
obtenus sur la période de validation avec les quatres modèles  
à chacun des 23 sites d'étude

Site	Model C	Model D	Hydrotel	MASiN
Dorval	19,2	9,5	15,1	9,6
St Jovite	33,7	26,7	25,9	25,4
Beauceville	18,9	17,5	20,0	15,2
Geraldton	11,7	10,8	12,0	10,0
Amqui	22,5	21,8	20,6	18,8
Timmins	9,6	8,5	10,0	10,4
Thetford Mines	13,9	12,2	16,2	11,2
Sydney	41,3	40,1	34,3	22,2
Moncton	30,2	26,6	29,0	13,6
Gander	28,8	28,5	29,2	16,4
Brandon	12,2	17,2	12,3	8,8
Weyburn	30,0	28,6	58,0	14,7
Uppsala	40,1	33,7	34,2	33,5
Ljungby	48,9	31,7	28,9	30,6
Harnosand	20,0	21,1	22,5	31,8
La Ronge	10,9	12,7	11,0	11,9
Island Lake	8,7	8,9	6,7	8,4
Churchill	9,6	12,8	8,2	6,6
Stony Rapids	9,0	7,8	7,5	8,4
Norsjo	17,2	18,2	18,8	18,2
Malmberget	11,0	12,2	10,6	11,9
Wabush	16,3	15,1	14,0	11,4
Cartwright	13,0	12,7	10,5	13,7

Tableau-A III-3 Décalage de la fonte moyen (jours) obtenu sur la période de validation avec les quatres modèles à chacun des 23 sites d'étude

Site	Model C	Model D	Hydrotel	MASiN
Dorval	4,4	1,3	4,8	2,2
St Jovite	4,5	4,5	5,3	6,3
Beauceville	5,6	4,6	5,4	4,3
Geraldton	3,9	4,9	4,1	3,2
Amqui	5,1	7,1	5,9	3,4
Timmins	4,9	4,7	5,2	2,9
Thetford Mines	5,8	6,3	7,1	5,3
Sydney	6,2	4,9	5,3	5,9
Moncton	4,5	3,9	4,5	1,9
Gander	7,0	7,4	7,1	2,8
Brandon	5,0	5,0	2,4	0,9
Weyburn	5,2	6,3	13,8	5,1
Uppsala	3,6	7,5	4,5	4,8
Ljungby	2,4	3,0	2,8	3,7
Harnosand	7,6	7,7	7,2	6,0
La Ronge	2,7	3,1	2,6	3,8
Island Lake	2,2	3,8	3,9	3,4
Churchill	4,6	8,9	3,3	3,9
Stony Rapids	5,5	6,0	5,1	4,1
Norsjo	4,8	2,8	5,2	3,2
Malmberget	5,3	5,9	9,0	4,6
Wabush	7,5	8,2	4,6	5,4
Cartwright	7,4	10,5	12,0	5,0

## BIBLIOGRAPHIE

- Aase, J. K. et S. B. Idso. 1978. « A comparison of two formula types for calculating long-wave radiation from the atmosphere ». *Water Resources Research*, vol. 14, n° 4. p. 623-625.
- Adam, J. C., A. F. Hamlet, et D. P. Lettenmaier. 2009. « Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century ». *Hydrological Processes*, vol. 23, n° 7. p. 962-972.
- Albert, M. R. et F. E. Perron. 2000. « Ice layer and surface crust permeability in a seasonal snow pack ». *Hydrological Processes*, vol. 14, n° 18. p. 3207-3214.
- Ambach, W. 1974. « The influence of cloudiness on the net radiation balance of a snow surface with high albedo ». *Journal of Glaciology*, vol. 13, n° 67. p. 73-84.
- American Meteorological Society. 2012. « Bulk richardson number ». In *American Meteorological Society Glossary of Meteorology*. En ligne. < [http://glossary.ametsoc.org/wiki/Bulk\\_richardson\\_number](http://glossary.ametsoc.org/wiki/Bulk_richardson_number) > . Consulté le 12 septembre 2015.
- Amorocho, J. et B. Espildora. 1966. *Mathematical Simulation of the Snow Melting Process*. WSEP-3001. Davis, CA : Department of Water Science and Engineering, University of California. 156 p.
- Anderson, E. A. 1973. *National weather service river forecast system : snow accumulation and ablation model*. NOAA Technical Memo. NWS HYDRO 17. Washington, D.C. : U.S. Department of Commerce.
- Anderson, E. A. 1976. *A point energy and mass balance model of a snow cover*. NOAA Technical Report NWS 19. Silver Spring, MD : U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration.
- Andreas, E. L. 2002. « Parameterizing Scalar Transfer over Snow and Ice : A Review ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 3, n° 4. p. 417-432.
- Armstrong, R. L. et E. Brun. 2008. *Snow and climate : physical processes, surface energy exchange and modeling*. New York : Cambridge University Press. 222 p.
- Arya, P. 2011. *Introduction to micrometeorology*. éd. 2. San Diego, CA : Academic Press. 420 p.
- Baraer, M., C. A. Madramootoo, et B. B. Mehdi. 2010. « Evaluation of winter wreeze damage risk to apple trees in global warming projections ». *Transaction of the ASABE*, vol. 53, n° 5. p. 1387-1397.
- Barnett, T. P., J. C. Adam, et D. P. Lettenmaier. 2005. « Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions ». *Nature*, vol. 438, n° 7066. p. 303-309.

- Barrie, L. A. 1991. « Snow Formation and Processes in the Atmosphere that Influence its Chemical Composition ». In *Seasonal Snowpacks : Processes of Compositional Change*. p. 1-20. Berlin (Allemagne) : Springer Verlag.
- Barry, R., M. Prévost, J. Stein, et A. P. Plamondon. 1990. « Application of a snow cover energy and mass balance model in a balsam fir forest ». *Water Resources Research*, vol. 26, n° 5. p. 1079-1092.
- Bartelt, P. et M. Lehning. 2002. « A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning : Part I : numerical model ». *Cold Regions Science and Technology*, vol. 35, n° 3. p. 123-145.
- Bavay, M., M. Lehning, T. Jonas, et H. Löwe. 2009. « Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments ». *Hydrological Processes*, vol. 23, n° 1. p. 95-108.
- Beljaars, A. C. et A. A. Holtslag. 1991. « Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models ». *Journal of Applied Meteorology*, vol. 30, n° 3. p. 327-341.
- Bergström, S. 1976. *Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments*. SMHI Report RHO 7. Norrköping (Suède) : Swedish Meteorological and Hydrological Institute. 134 p.
- Bewley, D., R. Essery, J. W. Pomeroy, et C. Ménard. 2010. « Measurements and modelling of snowmelt and turbulent heat fluxes over shrub tundra ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 14, n° 7. p. 1331-1340.
- Bohren, C. F. et B. R. Barkstrom. 1974. « Theory of the optical properties of snow ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 79, n° 30. p. 4527-4535.
- Bristow, K. L. et G. Campbell. 1984. « On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature ». *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 31. p. 159-166.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre, et C. Coleou. 1989. « An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting ». *Journal of Glaciology*, vol. 35, n° 121. p. 333-342.
- Brun, E., P. David, M. Sudul, et G. Brunot. 1992. « A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting ». *Journal of Glaciology*, vol. 38, n° 128. p. 13-22.
- Brutsaert, W. 1975. « On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies ». *Water Resources Research*, vol. 11, n° 5. p. 742-744.
- Cline, D. W. 1997. « Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, midlatitude Alpine site ». *Water Resources Research*, vol. 33, n° 4. p. 689-701.

- Colbeck, S. C. 1972. « A theory of water percolation in snow ». *Journal of Glaciology*, vol. 11, n° 66. p. 369-385.
- Colbeck, S. C. 1978. « The Physical Aspects of Water Flow Through Snow ». In *Advances in Hydrosience*. p. 165-206. Elsevier.
- Davis, R. E., J. P. Hardy, W. Ni, C. Woodcock, J. C. McKenzie, R. Jordan, et X. Li. 1997. « Variation of snow cover ablation in the boreal forest : A sensitivity study on the effects of conifer canopy ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 102, n° D24. p. 29389-29395.
- Deardorff, J. W. 1968. « Dependence of air-sea transfer coefficients on bulk stability ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 73, n° 8. p. 2549-2557.
- Denoth, A., W. Seidenbusch, M. Biumthaler, P. Kirchiechner, W. Ambach, et S. Colbeck. 1979. *Study of water drainage from columns of snow*. Hanover, NH : U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- DeWalle, D. R. et A. Rango. 2008. *Principles of Snow Hydrology*. New York : Cambridge University Press. 410 p.
- Dingman, S. 2002. *Physical Hydrology*. New Jersey : Prentice Hall. 646 p.
- Dorsey, N. E. 1968. *Properties of ordinary water-substance in all its phases : water-vapor, water, and all the ices*. Monograph series (American Chemical Society) no. 81. New York : Hafner Pub. Co.. 673 p.
- Dozier, J. 1980. « A clear-sky spectral solar radiation model for snow-covered mountainous terrain ». *Water Resources Research*, vol. 16, n° 4. p. 709-718.
- Dozier, J. et S. G. Warren. 1982. « Effect of viewing angle on the infrared brightness temperature of snow ». *Water Resources Research*, vol. 18, n° 5. p. 1424-1434.
- Duan, Q., V. K. Gupta, et S. Sorooshian. 1993. « A shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization ». *Journal of Optimization Theory and Applications*, vol. 76, n° 3. p. 501-521.
- Eagleson, P. S. 1970. *Dynamic hydrology*. New York : McGraw Hill. 462 p.
- Ellingson, R. G., J. Ellis, et S. Fels. 1991. « The intercomparison of radiation codes used in climate models : Long wave results ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 96, n° D5. p. 8929-8953.
- Essery, R., S. Morin, Y. Lejeune, et C. B Ménard. 2013. « A comparison of 1701 snow models using observations from an alpine site ». *Advances in Water Resources*, vol. 55, n° 0. p. 131-148.

- Farbrot, H. et I. Hanssen-Bauer. 2009. *A simple station-based empirical model for local snow conditions*. Oslo (Norvège) : The Norwegian Meteorological Institute. 19 p.
- Ferguson, R. I. 1999. « Snowmelt runoff models ». *Progress in Physical Geography*, vol. 23, n° 2. p. 205-227.
- Finger, D., M. Vis, M. Huss, et J. Seibert. 2015. « The value of multiple data set calibration versus model complexity for improving the performance of hydrological models in mountain catchments ». *Water Resources Research*, vol. 51, n° 4. p. 1939-1958.
- Fortin, V. 2000. *Le modèle météo-apport HSAMI : historique, théorie et application*. Rapport de recherche. Varennes, QC : Institut de recherche d'Hydro-Québec. 68 p.
- Fortin, V. et R. Turcotte. 2007. *Le modèle hydrologique MOHYSE. Notes de cours pour SCA7420*. Montreal : Université du Québec à Montréal : Département des sciences de la terre et de l'atmosphère.. 14 p.
- Förster, K., G. Meon, T. Marke, et U. Strasser. 2014. « Effect of meteorological forcing and snow model complexity on hydrological simulations in the Sieber catchment (Harz Mountains, Germany) ». *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol. 18, n° 11. p. 4703-4720.
- Gardner, A. S. et M. J. Sharp. 2010. « A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization ». *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, vol. 115, n° F1.
- Garnier, B. J. et A. Ohmura. 1968. « A Method of Calculating the Direct Shortwave Radiation Income of Slopes ». *Journal of Applied Meteorology*, vol. 7, n° 5. p. 796-800.
- Giddings, J. C. et E. LaChapelle. 1961. « Diffusion theory applied to radiant energy distribution and albedo of snow ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 66, n° 1. p. 181-189.
- Gray, D. M. et D. H. Male. 1981. *Handbook of snow : principles, processes, management and use*. Caldwell, N.J. : The Blackburn Press. 776 p.
- Gromke, C., C. Manes, B. Walter, M. Lehning, et M. Guala. 2011. « Aerodynamic Roughness Length of Fresh Snow ». *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 141, n° 1. p. 21-34.
- Gubler, H. 1994. *Physik von Schnee*. Interne Herausgebung. Davos (Suisse) : Eidgenössisches Institut für Schnee and Lawinenforschung.
- Hardy, J. P., R. Melloh, P. Robinson, et R. Jordan. 2000. « Incorporating effects of forest litter in a snow process model ». *Hydrological Processes*, vol. 14, n° 18. p. 3227-3237.
- Hirashima, H., S. Yamaguchi, A. Sato, et M. Lehning. 2010. « Numerical modeling of liquid water movement through layered snow based on new measurements of the water retention curve ». *Cold Regions Science and Technology*, vol. 64, n° 2. p. 94-103.



- Hock, R. 2003. « Temperature index melt modelling in mountain areas ». *Journal of Hydrology*, vol. 282, n° 1–4. p. 104-115.
- Hock, R. 2005. « Glacier melt : a review of processes and their modelling ». *Progress in Physical Geography*, vol. 29, n° 3. p. 362-391.
- Huintjes, E., N. Neckel, V. Hochschild, et C. Schneider. 2015. « Surface energy and mass balance at Purogangri ice cap, central Tibetan Plateau ». *Journal of Glaciology*, vol. 61, n° 230. p. 1048-1060.
- Huot, P.-L. 2014. « Evaluation de méthodes d'optimisation pour le calage efficace de modèles hydrologiques coûteux en temps de calcul ». Mémoire de maîtrise, Montréal, Ecole de technologie Supérieure, 154 p.
- Jordan, R. 1991. *A one-dimensional temperature model for a snow cover, technical documentation for SNTHERM.89*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory Special Report 91-16. Hanover, NH : U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Judson, A. et N. Doesken. 2000. « Density of Freshly Fallen Snow in the Central Rocky Mountains ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 81, n° 7. p. 1577-1587.
- Kojima, K. 1967. « Densification of a seasonal snow cover ». In *International conference on low temperature science*. (Sapporo, Japon, 1967). p. 929-952. Sapporo (Japon) : The institute of low temperature science, Hokkaido University.
- Kondo, J. et T. Yamazaki. 1990. « A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method ». *Journal of Applied Meteorology*, vol. 29, n° 5. p. 375-384.
- Konz, M., D. Finger, C. Bürgi, S. Normand, W. W. Immerzeel, J. Merz, A. Giriraj, et P. Burlando. 2010. « Calibration of a distributed hydrological model for simulations of remote glacierized Himalayan catchments using MODIS snow cover data ». In *Sixth World FRIEND Conference*. (Fez, Morocco, October 2010). p. 465-473. International Association of Hydrological Sciences Publication 340.
- Konz, M. et J. Seibert. 2010. « On the value of glacier mass balances for hydrological model calibration ». *Journal of Hydrology*, vol. 385, n° 1–4. p. 238-246.
- Konzelmann, T., R. S. W. van de Wal, W. Greuell, R. Bintanja, E. A. C. Henneken, et A. Abe-Ouchi. 1994. « Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland Ice Sheet ». *Global and Planetary Change*, vol. 9, n° 1–2. p. 143-164.
- Kumar, L., A. K. Skidmore, et E. Knowles. 1997. « Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment ». *International Journal of Geographical Information Science*, vol. 11, n° 5. p. 475-497.

- Kustas, W. P., A. Rango, et R. Uijlenhoet. 1994. « A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model ». *Water Resources Research*, vol. 30, n° 5. p. 1515-1527.
- Kuzmin, P. 1961. *Protsess Tayaniya Shezhnogo Pokrova (Melting of Snow Cover)*. Translated by Israel Program for Scientific Translations.
- Lee, R. 1963. *Evaluation of solar beam irradiation as a climatic parameter of mountain watersheds*. Hydrology Papers of the Colorado State University 2. Fort Collins, CO : Colorado State University.
- Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown, T. Russi, U. Stöckli, et M. Zimmerli. 1999. « snowpack model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations ». *Cold Regions Science and Technology*, vol. 30, n° 1-3. p. 145-157.
- Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown, et C. Fierz. 2002. « A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning : Part III : meteorological forcing, thin layer formation and evaluation ». *Cold Regions Science and Technology*, vol. 35, n° 3. p. 169-184.
- Linacre, E. 1992. *Climate Data and Resources : A Reference and Guide*. London : Routledge. 366 p.
- Liston, G. E. et K. Elder. 2006. « A Distributed Snow-Evolution Modeling System (SnowModel) ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 7, n° 6. p. 1259-1276.
- Liu, B. Y. H. et R. C. Jordan. 1960. « The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation ». *Solar Energy*, vol. 4, n° 3. p. 1-19.
- Ludwig, R., I. May, R. Turcotte, L. Vescovi, M. Braun, J. F. Cyr, L. G. Fortin, D. Chaumont, S. Biner, I. Chartier, D. Caya, et W. Mauser. 2009. « The role of hydrological model complexity and uncertainty in climate change impact assessment ». *Adv. Geosci.*, vol. 21. p. 63-71.
- Lundberg, A., P. Ala-Aho, O. Eklo, B. Klöve, J. Kværner, et C. Stumpp. 2015. « Snow and frost : implications for spatiotemporal infiltration patterns – a review ». *Hydrological Processes*.
- Machguth, H., F. Paul, S. Kotlarski, et M. Hoelzle. 2009. « Calculating distributed glacier mass balance for the Swiss Alps from regional climate model output : A methodical description and interpretation of the results ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 114, n° D19106.
- Marks, D. et J. Dozier. 1992. « Climate and Energy Exchange at the Snow Surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada, 2. Snow Cover Energy Balance ». *Water Resources Research*, vol. 28, n° 10. p. 3043-3054.
- Marks, D., J. Dozier, et R. E. Davis. 1992. « Climate and energy exchange at the snow surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada : 1. Meteorological measurements and monitoring ». *Water Resources Research*, vol. 28, n° 11. p. 3029-3042.

- Martinez, J. et A. Rango. 1986. « Parameter values for snowmelt runoff modelling ». *Journal of Hydrology*, vol. 84, n° 3. p. 197-219.
- Mausser, W. et H. Bach. 2009. « PROMET – Large scale distributed hydrological modelling to study the impact of climate change on the water flows of mountain watersheds ». *Journal of Hydrology*, vol. 376, n° 3–4. p. 362-377.
- Metcalfe, R. A. et J. M. Buttle. 1995. « Controls of Canopy Structure on Snowmelt Rates in the Boreal Forest ». In *52nd Eastern Snow Conference*. (Toronto, Ontario, June 1995). p. 249-257.
- Minder, J. R. 2010. « The Sensitivity of Mountain Snowpack Accumulation to Climate Warming ». *Journal of Climate*, vol. 23, n° 10. p. 2634-2650.
- Morin, G. et P. Paquet. 2007. *Modèle hydrologique CEQUEAU*. Rapport de recherche no R000926. Quebec : INRS Eau Terre Environnement. 458 p.
- Morin, S. 2014. « Observation and numerical modeling of snow on the ground : use of existing tools and contribution to ongoing developments ». Mémoire d’habilitation à diriger des recherches, Grenoble (France), Université Joseph Fourier, 95 p.
- Nash, J. E. et J. V. Sutcliffe. 1970. « River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles ». *Journal of Hydrology*, vol. 10, n° 3. p. 282-290.
- Navarre, J. P. 1975. « Modèle unidimensionnel d’évolution de la neige déposée. Modèle perce-neige ». *Météorologie*, vol. 4, n° 3. p. 17.
- Neitsch, S. L., J. G. Arnold, J. R. Kiniry, et J. R. Williams. 2011. *Soil and Water Assessment Tool, Theoretical Documentation*. Technical report TR-406. College Station, Texas : Texas Water Resources Institute. 618 p.
- Ohara, N. et M. L. Kavvas. 2006. « Field observations and numerical model experiments for the snowmelt process at a field site ». *Advances in Water Resources*, vol. 29, n° 2. p. 194-211.
- Oke, T. 2002. *Boundary Layer Climates*. London : Routledge. 464 p.
- Oreiller, M., D. F. Nadeau, M. Minville, et A. N. Rousseau. 2014. « Modelling snow water equivalent and spring runoff in a boreal watershed, James Bay, Canada ». *Hydrological Processes*, vol. 28, n° 25. p. 5991-6005.
- Pellicciotti, F., B. Brock, U. Strasser, P. Burlando, M. Funk, et J. Corripio. 2005. « An enhanced temperature index glacier melt model including the shortwave radiation balance : development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Switzerland ». *Journal of Glaciology*, vol. 51, n° 175. p. 573-587.
- Plüss, C. et A. Ohmura. 1997. « Longwave Radiation on Snow-Covered Mountainous Surfaces ». *Journal of Applied Meteorology*, vol. 36, n° 6. p. 818-824.

- Pohl, S., P. Marsh, et B. R. Bonsal. 2006. « Modeling the Impact of Climate Change on Runoff and Annual Water Balance of an Arctic Headwater Basin ». *Arctic*, vol. 60, n° 2. p. 173 - 186.
- Pomeroy, J. W. et K. Dion. 1996. « Winter radiation extinction and reflection in a boreal pine canopy : Measurements and modelling ». *Hydrological Processes*, vol. 10, n° 12. p. 1591-1608.
- Pomeroy, J. W., D. Marks, T. Link, C. Ellis, J. Hardy, A. Rowlands, et R. Granger. 2009. « The impact of coniferous forest temperature on incoming longwave radiation to melting snow ». *Hydrological Processes*, vol. 23, n° 17. p. 2513-2525.
- Pruppacher, H. et J. Klett. 1997. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. éd. 2. Dordrecht : Kluwer Academic Publishers.
- Quick, M. et A. Pipes. 1977. « UBC WATERSHED MODEL/Le modèle du bassin versant UCB ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 22, n° 1. p. 153-161.
- Raleigh, M. S., B. Livneh, K. Lapo, et J. D. Lundquist. 2016. « How Does Availability of Meteorological Forcing Data Impact Physically Based Snowpack Simulations ? ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 17, n° 1. p. 99-120.
- Robinson, D. A., K. F. Dewey, et R. R. Heim. 1993. « Global Snow Cover Monitoring : An Update ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 74, n° 9. p. 1689-1696.
- Rohrer, M. et L. Braun. 1994. « Long-Term Records of Snow Cover Water Equivalent in the Swiss Alps 2. Simulation ». *Nordic hydrology*, vol. 25, n° 1-2. p. 65-78.
- Rutter, N., R. Essery, J. Pomeroy, N. Altimir, K. Andreadis, I. Baker, A. Barr, P. Bartlett, A. Boone, H. Deng, H. Douville, E. Dutra, K. Elder, C. Ellis, X. Feng, A. Gelfan, A. Goodbody, Y. Gusev, D. Gustafsson, R. Hellström, Y. Hirabayashi, T. Hirota, T. Jonas, V. Koren, A. Kuragina, D. Lettenmaier, W.-P. Li, C. Luce, E. Martin, O. Nasonova, J. Pumpanen, R. D. Pyles, P. Samuelsson, M. Sandells, G. Schädler, A. Shmakin, T. G. Smirnova, M. Stähli, R. Stöckli, U. Strasser, H. Su, K. Suzuki, K. Takata, K. Tanaka, E. Thompson, T. Vesala, P. Viterbo, A. Wiltshire, K. Xia, Y. Xue, et T. Yamazaki. 2009. « Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2) ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 114, n° D6.
- Saelthun, N., P. Aittoniemi, S. Bergström, K. Einarsson, T. Jóhannesson, G. Lindström, P. Ohlsson, T. Thomsen, B. Vehviläinen, et K. Aamodt. 1998. *Climate change impacts on runoff and hydropower in the Nordic countries. Final report from the project "Climate Change and Energy Production"*. Copenhagen : Tema Nord 1998, Nordic Council of Ministers.
- Saito, K., S. Yamaguchi, H. Iwata, Y. Harazono, K. Kosugi, M. Lehning, et M. Shulski. 2012. « Climatic physical snowpack properties for large-scale modeling examined by observations and a physical model ». *Polar Science*, vol. 6, n° 1. p. 79-95.

- Satterlund, D. R. 1979. « An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere ». *Water Resources Research*, vol. 15, n° 6. p. 1649-1650.
- Satyawali, P. K. et A. K. Singh. 2008. « Dependence of thermal conductivity of snow on microstructure ». *Journal of Earth System Science*, vol. 117, n° 4. p. 465-475.
- Schmucki, E., C. Marty, C. Fierz, et M. Lehning. 2014. « Evaluation of modelled snow depth and snow water equivalent at three contrasting sites in Switzerland using SNOWPACK simulations driven by different meteorological data input ». *Cold Regions Science and Technology*, vol. 99, n° 0. p. 27-37.
- Schneebeli, M. 1995. « Development and stability of preferential flow paths in a layered snow-pack ». In *International Symposium on Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*. (Boulder, Colorado, July 1-14 1995). p. 89-96. IAHS Publication.
- Sergent, C., P. Chevrand, J. Lafeuille, et D. Marbouty. 1987. « Caractérisation optique de différents types de neige. Extinction de la lumière dans la neige ». *J. Phys. Colloques*, vol. 48, n° C1. p. 361-367.
- Shine, K. P. 1984. « Parametrization of the shortwave flux over high albedo surfaces as a function of cloud thickness and surface albedo ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 110, n° 465. p. 747-764.
- Sicart, J. E., R. L. H. Essery, J. W. Pomeroy, J. Hardy, T. Link, et D. Marks. 2004. « A sensitivity study of daytime net radiation during snowmelt to forest canopy and atmospheric conditions ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 5, n° 5. p. 774-784.
- Singh, A. K. 1999. « An investigation of the thermal conductivity of snow ». *Journal of Glaciology*, vol. 45, n° 150. p. 346-351.
- Singh, P. 2001. *Snow and Glacier Hydrology*. Dordrecht : Springer Netherlands. 756 p.
- Singh, V., P. Singh, M. Bishop, H. Björnsson, U. Haritashya, W. Haeberli, J. Oerlemans, J. Shroder, et M. Tranter. 2011. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Dordrecht : Springer Netherlands. 1253 p.
- Sommerfeld, R. A. et J. E. Rocchio. 1993. « Permeability measurements on new and equitemperature snow ». *Water Resources Research*, vol. 29, n° 8. p. 2485-2490.
- Stewart, I. T., D. R. Cayan, et M. D. Dettinger. 2004. « Changes in Snowmelt Runoff Timing in Western North America under a 'Business as Usual' Climate Change Scenario ». *Climatic Change*, vol. 62, n° 1. p. 217-232.
- Stone, R. S., E. G. Dutton, J. M. Harris, et D. Longenecker. 2002. « Earlier spring snowmelt in northern Alaska as an indicator of climate change ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 107, n° D10. p. ACL 10-1-ACL 10-13.

- Sturm, M., J. Holmgren, M. König, et K. Morris. 1997. « The thermal conductivity of seasonal snow ». *Journal of Glaciology*, vol. 43, n° 143. p. 26-41.
- Sturm, M., B. Taras, G. E. Liston, C. Derksen, T. Jonas, et J. Lea. 2010. « Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 11, n° 6. p. 1380-1394.
- Suckling, P. W. et J. E. Hay. 1976. « Modelling direct, diffuse, and total solar radiation for cloudless days ». *Atmosphere*, vol. 14, n° 4. p. 298-308.
- Suckling, P. W. et J. E. Hay. 1977. « A cloud layer sunshine model for estimating direct, diffuse and total solar radiation ». *Atmosphere*, vol. 15, n° 4. p. 194-207.
- Techel, F. et C. Pielmeier. 2011. « Point observations of liquid water content in wet snow - investigating methodical, spatial and temporal aspects ». *The Cryosphere*, vol. 5, n° 2. p. 405-418.
- Thompson, L. G., T. Yao, E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, K. A. Henderson, et P.-N. Lin. 2000. « A High-Resolution Millennial Record of the South Asian Monsoon from Himalayan Ice Cores ». *Science*, vol. 289, n° 5486. p. 1916-1919.
- Tribbeck, M. J. 2002. « Modelling the effect of vegetation on the seasonal snow cover ». Ph.D. thesis, Reading, University of Reading, 221p.
- Troin, M., A. Poulin, M. Baraer, et F. Brissette. 2015. « Comparing snow models under current and future climates over three Nordic catchments : uncertainties and implications for hydrological impact studies ». In *American Geophysical Union Fall Meeting*. (San Francisco, CA, December 14-18 2015).
- Turcotte, R., L. Fortin, V. Fortin, J.-P. Fortin, et J.-P. Villeneuve. 2007. « Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Quebec, Canada ». *Nordic hydrology*, vol. 38, n° 3. p. 211-234.
- U.S. Army Corps of Engineers. 1956. *Snow hydrology : Summary report of the snow investigations*. Technical report. Portland, Oregon : U.S. Army Corps of Engineers, North Pacific Division.
- Valéry, A. 2010. « Modélisation précipitations – débit sous influence nivale. Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants ». Thèse de doctorat, Paris, Agro-Paristech, 405 p.
- Varley, M. J., K. J. Beven, et H. R. Oliver. 1996. « Modelling solar radiation in steeply sloping terrain ». *International Journal of Climatology*, vol. 16, n° 1. p. 93-104.
- Vehviläinen, B. 1992. *Snow cover models in operational watershed forecasting*. Publications of the Water and Environment Research Institute 11. Helsinki (Finlande) : Water and Environment Research Institute. 112 p.



- Warren, S. G. 1982. « Optical properties of snow ». *Reviews of Geophysics*, vol. 20, n° 1. p. 67-89.
- Warscher, M., U. Strasser, G. Kraller, T. Marke, H. Franz, et H. Kunstmann. 2013. « Performance of complex snow cover descriptions in a distributed hydrological model system : A case study for the high Alpine terrain of the Berchtesgaden Alps ». *Water Resources Research*, vol. 49, n° 5. p. 2619-2637.
- Wever, N., C. Fierz, C. Mitterer, H. Hirashima, et M. Lehning. 2014a. « Solving Richards Equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model ». *The Cryosphere*, vol. 8, n° 1. p. 257-274.
- Wever, N., T. Jonas, C. Fierz, et M. Lehning. 2014b. « Model simulations of the modulating effect of the snow cover in a rain-on-snow event ». *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol. 18, n° 11. p. 4657-4669.
- Williams, K. S. et D. G. Tarboton. 1999. « The ABC's of snowmelt : a topographically factorized energy component snowmelt model ». *Hydrological Processes*, vol. 13, n° 12-13. p. 1905-1920.
- Winther, J.-G. 1993. « Short- and Long-Term Variability of Snow Albedo ». *Hydrology Research*, vol. 24, n° 2-3. p. 199-212.
- Woo, M.-k. et M. A. Giesbrecht. 2000. « Simulation of snowmelt in a subarctic spruce woodland : 1. Tree model ». *Water Resources Research*, vol. 36, n° 8. p. 2275-2285.
- Yen, Y. 1969. « Recent studies on snow properties ». In *Advances in Hydrosience*. p. 173-214. New York : Academic Press.
- Yen, Y. 1981. *Review of thermal properties of snow, ice, and sea ice*. Technical report. Hanover, NH : U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.