

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE.....	7
1.1 Cycle de vie d'un manteau neigeux	7
1.1.1 Cryosphère et cycle de l'eau	7
1.1.2 Précipitations solides	8
1.1.3 Densification et métamorphisme	9
1.1.4 Bilan d'énergie et bilan de masse	12
1.1.5 Influence de la canopée.....	13
1.1.6 Hétérogénéité et variabilité spatiale du manteau neigeux.....	14
1.1.6.1 Variabilité à l'échelle régionale.....	15
1.1.6.2 Variabilité à l'échelle locale	15
1.1.6.3 Variabilité à l'échelle sous-locale.....	16
1.2 Nivométrie	16
1.2.1 Importance et défis de la nivométrie.....	16
1.2.2 Relevés manuels.....	17
1.2.3 Mesure de la hauteur de neige par ondes ultrasoniques.....	18
1.2.4 Mesure de l'EEN par atténuation des rayons gamma.....	19
1.2.4.1 Historique et théorie.....	19
1.2.4.2 GMON / CS725	21
1.3 Modélisation	23
1.3.1 Modélisation du manteau neigeux	23
1.3.2 Ceman neige.....	25
1.3.3 Hydrotel	27
1.3.4 ETI	28
1.3.5 Données météorologique	29
1.3.2.1 Type d'instruments	29
1.3.2.2 Sous-captage des précipitations solides.....	30
CHAPITRE 2 RÉGION À L'ÉTUDE.....	33
CHAPITRE 3 UTILISATION DE DONNÉES DE GMON POUR LA MODÉLISATION D'ÉQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE	37
3.1 Résumé.....	37
3.2 Introduction.....	40
3.3 Site	41
3.4 Qualité et traitement des données brutes de GMON	42
3.4.1 Inventaire	42
3.4.2 Qualité des données	43
3.4.2.1 Données manquantes	43
3.4.2.2 Valeurs aberrantes.....	44

	3.4.2.3	Statistique des anomalies	45
3.4.3		Correction des anomalies dans les données brutes	46
	3.4.3.1	Méthode	46
	3.4.3.2	Résultats	47
3.4.4		Discussion sur la correction des anomalies	49
3.5		Exactitude de la mesure	50
3.5.1		Mesures de hauteur de neige et relevés manuels d'EEN	50
3.5.2		Méthode d'analyse	51
	3.5.2.1	SR-50 et GMON	51
	3.5.2.2	Relevés manuels et GMON	51
3.5.3		Résultats	51
	3.5.3.1	SR-50 et GMON	51
	3.5.3.2	Relevés manuels et GMON	52
3.5.4		Discussion sur l'exactitude de la mesure	53
3.6		Données météorologiques	55
3.6.1		Inventaire des données disponibles	55
3.6.2		Qualité des données brutes	56
3.6.3		Traitement des données	58
3.7		Modélisation	60
3.7.1		But de la modélisation	60
3.7.2		Méthode	60
	3.7.2.1	Choix des modèles	60
	3.7.2.2	Calage	61
	3.7.2.3	Utilisation des modèles aux stations possédant les données météorologiques complètes	62
3.7.3		Résultats	63
3.7.4		Discussion	66
3.8		Recommandations et conclusion	68
		CONCLUSION	71
		LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	75

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 2.1	Températures maximum et minimum journalières moyennes de trois stations du bassin versant du Lac St-Jean.....35
Tableau 3.1	Stations nivométriques équipées de GMON.....43
Tableau 3.2	Inventaire des capteurs installés à chaque station équipée de GMON56
Tableau 3.3	Pourcentage de données avec anomalies pour les 7 stations météo équipées de GMON.....58
Tableau 3.4	Utilisabilité des séries hivers-stations selon les différents critères de sélection.....62
Tableau 3.5	Moyenne des écarts absolus entre les EEN des modèles et des GMON pour les stations de calage63
Tableau 3.6	Biais des modèles par rapport aux GMON64

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1.1	Diagramme de phase de l'eau8
Figure 1.2	Exemple d'un spectrogramme de sol.....20
Figure 1.3	Profondeur effective d'émission et atténuation en fonction de la teneur en eau, pour des sols de compositions différentes21
Figure 2.1	Carte de la hauteur maximum moyenne de neige (cm) au Canada basée sur les hivers 1979 à 1996.....33
Figure 2.2	Carte topographique du bassin versant du Lac Saint-Jean34
Figure 2.3	Températures et précipitations moyennes pour la station Roberval.....36
Figure 3.1	Carte des stations météorologiques et nivométriques du bassin versant du Saguenay-Lac-St-Jean42
Figure 3.2	Exemple d'anomalies du signal sur les séries de GMON44
Figure 3.3	Importance relative des données manquantes et valeurs aberrantes des séries de GMON45
Figure 3.4	Proportion des séries ayant des données manquantes et/ou des valeurs aberrantes.....46
Figure 3.5	Données brutes et corrigées de GMON.....48
Figure 3.6	Nombre des séries de GMON utilisables pour la vérification de l'exactitude des mesures49
Figure 3.7	Écart de détection de la date de disparition du manteau neigeux entre le SR-50 et la GMON52
Figure 3.8	Comparaison des valeurs d'EEN fournies par la GMON à celles calculées à partir des relevés manuels53
Figure 3.9	Nombre final d'hivers-stations considérés comme utilisables pour la modélisation du manteau neigeux.....54
Figure 3.10	Exemple de données de précipitations manquantes entre mi-janvier 2017 et mi-février 201757

Figure 3.11	Nombre de séries de données météo utilisables pour des modèles de neige simples.....	59
Figure 3.12	EEN des GMON, des relevés manuels et des modèles pour Mistassibi 2013-2014 et Manouane Est 2016-2017.....	66

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

^{40}K	Potassium 40
^{208}Tl	Thallium 208
^{214}Bi	Bismuth 214
ETI	Enhanced Temperature Index
EEN	Équivalent en Eau de Neige
MASiN	Modèle Autonome de Simulation de Neige
MDDEP	Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs
SCEUA	Shuffled Complex Evolution method developed at the University of Arizona
SWE	Snow Water Equivalent

INTRODUCTION

Dans les régions froides en hiver, une partie des précipitations est solide et s'accumule au sol pour former un manteau neigeux. Lorsqu'elle fond, l'eau qui s'était accumulée se remet en circulation et fait augmenter le débit des cours d'eau. Les débits de crue printanière sont directement influencés par le volume d'eau qui était stocké sous forme de neige pendant l'hiver.

En prévision hydrologique, la caractérisation du manteau neigeux est importante pour estimer les débits résultants des épisodes de fonte. La quantité d'accumulation, le moment de la fonte et leur répartition dans l'espace sont des données qu'il faut connaître, soit en les mesurant ou soit en les modélisant. À cet effet, la variable la plus significative en hydrologie nivale est l'équivalent en eau de la neige (EEN). Il s'agit de la hauteur de la lame d'eau correspondant à la neige stockée sous forme solide et qui sera potentiellement libérée lors de la fonte.

Il existe un éventail de méthodes pour mesurer l'EEN au cours d'une saison hivernale. Traditionnellement, les mesures de neige sont faites de manière directe par des relevés manuels. Cette méthode consiste à extraire un échantillon du manteau neigeux à partir d'un carottier. La neige échantillonnée est ensuite pesée et la valeur peut être convertie en EEN. En raison de l'hétérogénéité du manteau neigeux, les relevés manuels sont généralement effectués en plusieurs échantillons sur un même site, avec des distances de l'ordre d'une dizaine de mètres.

À l'échelle d'un bassin versant, les valeurs d'EEN du manteau neigeux sont sujettes à une variabilité spatiale causée par différents facteurs tels que la topographie, l'hétérogénéité des phénomènes météorologiques, la vocation des terres et les patrons climatiques. En plus des quantités de précipitations qui varient à l'échelle d'un bassin, les épisodes de fonte peuvent être différents d'un endroit à l'autre. Pour ces raisons, la prise de mesures à plusieurs endroits permet d'avoir une meilleure représentativité spatiale des valeurs d'EEN d'un territoire donné. La désignation de plusieurs stations nivométriques (stations servant à la mesure de neige)

dispersées sur l'ensemble d'un bassin versant permet d'avoir des endroits conçus spécifiquement pour mesurer les quantités de neige. Ces mesures prises sur le terrain servent de points de référence qui sont utilisés pour la modélisation hydrologique.

Bien que cette manière de faire permet d'obtenir une valeur directe de la neige, elle comporte plusieurs inconvénients. En contexte de production hydroélectrique en région nordique, les bassins versants sont souvent situés en régions éloignées et souvent dans des endroits peu ou pas habités. La prise de mesure doit être faite par des techniciens échantillonneurs obligeant ceux-ci à se déplacer sur de longues distances pour visiter une station. Ces déplacements mobilisent beaucoup de ressources et engendrent des coûts, surtout lorsqu'un hélicoptère doit être utilisé. Pour cette raison, un nombre limité de mesures peut être fait chaque hiver, ce qui résulte en une faible résolution temporelle des données de terrain. Cela a pour conséquence de limiter la mise à jour des valeurs d'EEN du manteau neigeux. Entre deux périodes d'échantillonnage, les valeurs d'EEN sont estimées à partir de modèles. Cependant, ceux-ci ont de la difficulté à bien simuler la période de fonte, surtout la fin de celle-ci (Turcotte et al., 2010). Des biais se développent inévitablement entre les valeurs d'EEN réelles et estimées. La prévision des débits de crue, laquelle repose en grande partie sur la quantité de neige contenue sur un bassin versant et sur le moment de la fonte, est limitée par la faible résolution temporelle des relevés manuels de neige.

C'est dans l'objectif de dépasser les limites imposées par les relevés manuels que de nouvelles technologies de mesure de neige ont été développées, donnant naissance à une gamme d'appareils de mesures *in situ* et automatisés qui utilisent généralement des méthodes non destructives. Les données produites peuvent être transmises à distance et fournissent un suivi en temps réel pour les modèles hydrologiques. C'est ainsi que les coussins à neige (Beaumont, 1965) ont commencé à être utilisés dans certaines régions. Ceux-ci sont installés au sol et pèsent la neige sus-jacente qui s'accumule pendant l'hiver. Toutefois, les coussins de neige peuvent produire des erreurs importantes, lesquelles dépassent souvent 40% de la valeur réelle d'EEN (Johnson et Marks, 2004). Un autre type d'instrument, le SR-50, utilise les ondes soniques pour mesurer la hauteur du manteau neigeux. Cet appareil est précis, mais il ne

mesure pas directement l'EEN. La conversion de sa mesure en EEN est limitée par l'incertitude sur les profils de densité des manteaux neigeux. Le SR-50 permet de connaître les dates de présence et d'absence de neige et ainsi que les moments et intensités des chutes de neige. La fonte est par contre plus difficile à identifier avec le SR-50, car la perte de hauteur d'un manteau neigeux est aussi attribuable à d'autres phénomènes tels que la sublimation, la densification et la redistribution de la neige.

Bien que le développement de ces technologies ait permis d'améliorer le suivi des manteaux neigeux au cours des saisons nivales, le problème d'acquisition de données précises d'EEN en temps réel n'a pas été résolu complètement. Plus récemment, un appareil qui utilise la radioactivité naturelle du sol a été développé dans le but d'obtenir des mesures d'EEN précises et non destructrices. Couramment appelé GMON pour *Gamma MONitor*, cet appareil, muni d'un scintillomètre avec un cristal d'iodure de sodium, utilise l'atténuation des rayons gamma provenant du sol pour calculer l'EEN du manteau neigeux. Ce genre de technologie a déjà été explorée et utilisée depuis plus d'un demi-siècle dans plusieurs pays nordiques, mais surtout par le biais de relevés aéroportés. Le principe est que certains éléments présents dans le sol contiennent des isotopes radioactifs. Certains de ces isotopes, présents en concentrations élevées et ayant des demi-vies très longues, sont des sources d'émissions radioactives qui peuvent être considérées constantes sur des intervalles de temps sous-journaliers. Pour certains de ces isotopes, par exemple le potassium 40 (^{40}K) et le thallium 208 (^{208}Tl), il y a une émission radioactive sous forme de rayons gamma. Ce type de rayonnement a la propriété de pouvoir passer au travers de plusieurs dizaines de centimètres d'eau sans être complètement absorbé ou réfracté. Étant donné que le taux d'atténuation d'une émission radioactive est une fonction de la quantité de matière traversée, le suivi des radiations émanant du manteau neigeux au fil de la saison nivale permet de calculer les variations de son équivalent en eau. Comme la sonde est relativement récente, il y a présentement un nombre limité d'études qui ont évalué la qualité des données qu'elle produit. La conclusion sur la précision des GMON varie d'une étude à l'autre. Une étude qui compare les données de GMON de 5 séries hivernales réparties sur 3 stations suggère que des difficultés avec la prise en charge des variations d'humidité dans le sol peuvent causer des erreurs systématiques pendant l'hiver ainsi qu'une surestimation

marquée pendant la période de fonte (Smith, Kontu, Laffin, & Pomeroy, 2017). En revanche, une autre étude conclut que la GMON offre une précision supérieure au coussin à neige et aux données d'accumulation mesurées par un précipitomètre (Wright, Kavanaugh, & Labine, 2011).

Dans le contexte du projet de ce mémoire, un producteur privé d'hydroélectricité, Rio Tinto Aluminium (RTA), a fait l'acquisition de plusieurs GMON et les a installées sur la moitié de ses stations dédiées à la mesure de neige. Le producteur désire les utiliser pour les substituer aux relevés manuels de neige, lesquels sont présentement effectués à raison de 3 ou 4 fois par année sur chaque station. Dans un premier temps, RTA veut déterminer si les données des GMON déjà installées sont utilisables comme nouvelles valeurs de référence. Pour ce faire, la cohérence avec les valeurs de référence traditionnellement utilisées (les relevés manuels) doit d'abord être établie. Ensuite, le producteur veut explorer la possibilité de créer des GMON virtuelles sur la moitié de ses stations qui ne sont pas munies de GMON. La plupart des stations nivométriques sont équipées de capteurs météorologiques et ceux-ci peuvent être utilisés pour fournir les variables d'entrée pour des modèles de neige. Le cas échéant, les GMON déjà installées peuvent servir de données de calage aux modèles de neige.

Avant d'être utilisées en modélisation, les données météorologiques et les données de GMON doivent d'abord être prétraitées et évaluées. Le traitement des données brutes d'instruments de terrain est une étape obligatoire en modélisation. Cette étape consiste à s'assurer de la synchronisation des données et à supprimer les valeurs aberrantes. Après cette étape, la qualité des données doit être évaluée pour vérifier l'absence d'erreurs systématiques. Cette évaluation permet de raffiner le jeu de données qui servira à caler les modèles. Ensuite, l'inventaire des données utilisables permet de savoir quels modèles peuvent être utilisés selon les intrants requis. L'utilisation de plusieurs modèles de neige de complexité différente est souhaitable, cependant, la disponibilité des variables météorologiques impose une limite aux types de modèles qui peuvent être utilisés.

Ce mémoire est articulé de la manière suivante. Le premier chapitre est une revue de littérature sur l'état des connaissances dans la physique de la neige, la nivométrie et la modélisation nivale. La physique de la neige est présentée dans le contexte des manteaux neigeux en zone continentale humide et froide. La nivométrie traite spécifiquement de la prise de mesure en station et l'utilisation de satellites n'est pas abordée. Le deuxième chapitre est une présentation de la région à l'étude. Le troisième chapitre est une reproduction du rapport industriel ayant été remis à RTA, le partenaire de cette étude. Ce rapport couvre en premier le traitement et l'évaluation des données obtenues. Une partie traite spécifiquement des données de GMON et une autre des données météorologiques. La modélisation est ensuite abordée et les résultats de calage et validation sont présentés. Ce rapport se conclut par l'état des faits sur l'analyse des données obtenues et sur leur utilisation dans des modèles de neige. Des recommandations émises dans l'objectif d'augmenter les possibilités de modélisation nivales sur le territoire de RTA sont en conclusion dans le rapport. Finalement, le quatrième chapitre est une conclusion globale de cette étude et apporte des recommandations additionnelles pour l'utilisation des données de GMON à des fins de modélisation nivale.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTÉRATURE

1.1 Cycle de vie d'un manteau neigeux

1.1.1 Cryosphère et cycle de l'eau

Confinée essentiellement aux régions de moyennes et hautes latitudes, la cryosphère terrestre consiste en la surface du globe pour laquelle de l'eau est stockée sous forme solide pendant au moins une partie de l'année (Barry & Gan, 2011). Bien que les manteaux neigeux représentent moins de 0,1% de la masse d'eau contenue dans la cryosphère, leur superficie s'étend jusqu'à 33% de la surface terrestre de l'hémisphère nord entre novembre et avril (Lemke et al., 2007), pour une étendue maximale moyenne de 46 millions de kilomètres carrés (Goodison & Walker, 1993). La présence et l'accumulation de précipitations solides dans une région pendant une partie de l'année dépendent de la latitude, l'altitude, la présence de grandes surfaces d'eau et la circulation atmosphérique régionale (McKay & Gray, 1981).

Les manteaux neigeux saisonniers ont un impact dans plusieurs domaines socio-économiques tels que la gestion des ressources hydriques, l'agriculture et la surveillance des crues printanières (Barnett & Lettenmaier, 2005 ; Changnon & Changnon, 2006). Dans les climats froids et humides, les chutes de neige jouent un rôle majeur dans le cycle hydrologique. Au fil de l'hiver, l'eau s'accumule sous forme solide. L'arrêt ou la diminution subséquente du ruissellement cause alors un étiage hivernal. Lorsque la saison de fonte arrive, l'eau est relâchée rapidement dans le cycle de l'eau, entraînant une augmentation rapide du débit hydrologique des rivières en aval (Anctil, Rousselle & Lauzon, 2012). Ce phénomène est souvent responsable du débordement de rivières, de la montée du niveau d'eau des lacs et d'inondations des riverains. La crue correspond à une importante partie du débit volumétrique annuel et il s'agit d'un événement majeur en gestion des inondations et en production d'énergie hydro-électrique (Turcotte, Lacombe, Dimnik, & Villeneuve, 2004).

1.1.2 Précipitations solides

L'eau a la particularité d'être présente sur la Terre dans les phases solide, liquide et gazeuse. Les phases sont séparées essentiellement en fonction des conditions de pressions et de température (Figure 1.1). Pour des conditions de pression atmosphérique normale au sol (101,3 kPa), l'interface entre la phase solide et la phase liquide a lieu à 0°C. Lorsqu'une molécule d'eau passe d'une phase à une autre, il y a un transfert d'énergie qui est appelé la chaleur latente. Par exemple, dans le cas de la glace, la chaleur latente de fusion est de 334 kJ/kg. Par comparaison, l'énergie nécessaire pour faire augmenter la température de l'eau de 1°C, sans changement de phase, est de 4,18 kJ/kg (Turcotte, Fortin, Fortin, Fortin, & Villeneuve, 2007).

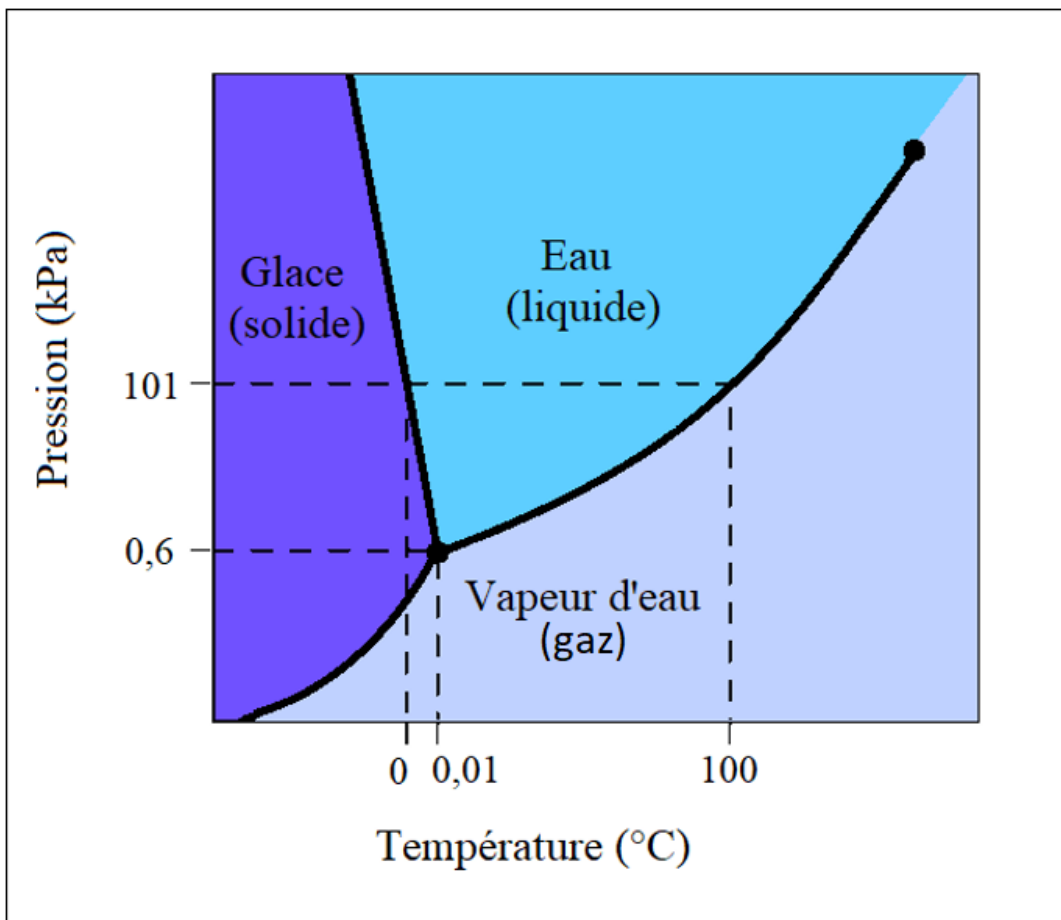


Figure 1.1 Diagramme de phase de l'eau (Adapté de OpenStax, Chemistry. OpenStax CNX. Oct 13, 2015 <http://cnx.org/contents/85abf193-2bd2-4908-8563-90b8a7ac8df6@9.110>)

La neige qui tombe sous forme de précipitations solides se forme en atmosphère dans des milieux sursaturés en eau. Il s'agit d'un phénomène dynamique et complexe pendant lequel la vapeur d'eau se solidifie en cristaux de glace (Lin et al, 1983). La présence d'un agent externe, souvent des poussières du sol qui sont entraînées en altitude par le vent, peut servir de nucléus au cristal et initialiser sa formation. La condensation de vapeur sur les cristaux est possible grâce au processus de Bergeron (Schemenauer, Berry & Maxwell, 1981 ; Lin et al, 1983).

La croissance des cristaux de glace se fait en suivant des patrons spécifiques selon la température et le degré de sursaturation. Quand le degré de sursaturation est élevé, la condensation se fait en favorisant la formation de cristaux ayant des faciès dendritiques (Kobayashi, 1961). Il existe d'ailleurs une multitude de faciès cristallins de neige (Knight & Knight, 1973). La diversité des formes possibles des cristaux de neige a donné lieu à plusieurs systèmes de classifications traditionnels (Magono & Lee, 1966 ; Mason, 1971) et modernes (Kikuchi, Kameda, Higuchi, & Yamashita, 2013). La morphologie des cristaux a une influence importante sur les propriétés physiques de la neige qui peut se refléter jusque dans la dynamique du manteau neigeux (Bartelt & von Moos, 2000).

Aussi, les précipitations peuvent contenir à la fois les phases liquides et solides. Le ratio entre les deux phases est une relation complexe qui dépend de plusieurs propriétés, la température n'étant pas un indicateur absolu (Sims & Liu, 2015).

1.1.3 Densification et métamorphisme

Lorsque les flocons de neige sont entraînés par gravité et atteignent le sol, ils s'accumulent et forment une couche de neige. La densité de la neige fraîchement tombée est généralement très faible et correspond à environ à un dixième de la densité de la glace ou de l'eau. La raison est que la morphologie des flocons crée une structure en charpente et laisse un important volume de vide (DeWalle & Rango, 2008). La densité de la neige fraîchement tombée peut varier entre 10 et 350 kg/m³, mais se situe généralement entre 50 et 100 kg/m³ (Judson & Doesken, 2000). La densité des couches de neige augmente selon leur âge et de leur position verticale dans le

manteau neigeux. La densification de la neige est une propriété importante en hydrologie de la neige parce qu'elle influence les propriétés physiques du manteau neigeux (Sturm et al., 2010; Bormann, Westra, Evans, & McCabe, 2013). Ce phénomène est principalement causé par deux processus : la compaction due au poids des couches supérieures et le métamorphisme destructif (Brun et al., 2012).

Le poids de la neige provoque la compaction des couches inférieures. Celles-ci sont compactées en raison de l'effet de contraintes exercées par le poids de la neige sus-jacente. Il existe plusieurs mécanismes structurels responsables de la compaction. Par exemple, les ponts qui servent d'interface entre les grains peuvent changer sous l'effet des contraintes et se réorganiser de manière à créer une matrice plus dense (Shapiro, Johnson, Sturm, & Blaisdell, 1997). Aussi, la contrainte exercée sur les grains peut causer leur fracture, modifiant la distribution de leur taille et contribuant ainsi à la compaction du manteau neigeux (Kobayashi, 1967).

Quant au métamorphisme, il s'agit du changement de la structure moléculaire d'un ou plusieurs matériaux pour être en équilibre thermodynamique avec leur environnement. Dans un manteau neigeux, la morphologie des cristaux de neige est constamment en train de changer par des échanges avec les phases fluides (Colbeck, 1982). Selon les conditions d'humidité et de gradient de température, deux types fondamentaux existent : destructif et constructif. Le métamorphisme destructif fait arrondir les cristaux, ce qui résulte en une diminution de la porosité et une densification de la neige. Inversement, le métamorphisme constructif favorise la formation de faciès cristallins et fait augmenter la porosité de la neige (Hall, Chang, & Foster, 1986).

Le métamorphisme destructif est le facteur dominant dans la densification du manteau neigeux pendant son cycle de vie, dont la densité peut atteindre jusqu'à 600 kg/m^3 à la fin de la période de fonte (McClung and Schaerer 1993). Le métamorphisme destructif a aussi une influence sur l'albédo de la neige, dont la valeur diminue selon l'âge de la couche (Pellicciotti et al., 2005).

Le métamorphisme destructif sec est le type de métamorphisme prédominant lorsque la neige est fraîche et vient juste de tomber. La structure convexe et dendritique des cristaux est instable au niveau du sol, donc éphémère, car les cristaux formés en haute altitude ne sont pas en équilibre thermodynamique avec les conditions au sol. La présence d'un différentiel de pression de vapeur entre les différentes parties des cristaux génère un flux de vapeur des parties convexes vers les parties concaves proches du centre du grain (Colbeck, 1980, Flanner & Zender, 2006). Cette forme est thermodynamiquement plus stable, car la surface totale de neige est réduite, faisant diminuer l'énergie libre en surface (Colbeck, 1987). Cela cause un arrondissement des cristaux et permet leur compaction. Ce phénomène est une cause importante de densification des couches dans les premiers jours après leur formation.

Le métamorphisme destructif humide a lieu lorsqu'il y a présence d'eau dans le manteau neigeux. La température de fonte est légèrement plus haute pour les petits grains (Colbeck, 1973). Ainsi, l'eau contenue dans le manteau neigeux fournit de l'énergie pour faire fondre les grains les plus petits. Pour de mêmes conditions, il peut y avoir condensation d'eau sur les grains les plus gros. Ainsi, il y a un transfert de masse pour lequel les plus gros grains croissent en cannibalisant les petits grains (Brun, 1989 ; Tonboe, 2005). La différence de température de fonte fait aussi fondre les ponts entre les grains, ce qui fait augmenter la densité et aussi la solidité du manteau neigeux (Colbeck, 1972). Ce type métamorphisme est accentué par les variations diurnales de température, faisait varier la quantité d'eau contenue dans le manteau neigeux. Plus il y a d'eau dans la neige, plus les grains vont croître rapidement, et la vitesse de croissance augmente exponentiellement avec le contenu en eau de la neige (Brun, 1989).

Le métamorphisme constructif est possible lorsqu'il y a un gradient de température dans le manteau neigeux (Armstrong, 1980). La présence de ce gradient fait sublimer une partie des grains de neige tandis qu'une structure cristalline se développe dans la partie opposée (Akitaya, 1974. Hall et al., 1986.). Ce phénomène est surtout localisé à la base du manteau neigeux et conduit à la formation de couches de givre (*depth hoar*). Son importance est plus marquée dans les climats qui favorisent les gradients élevés, tels que les milieux arctiques et alpins (Dadic,

Schneebeili, Lehning, Hutterli, & Ohmura, 2008 ; Pinzer, Schneebeili, & Kaempfer, 2012). Ce type de métamorphisme ne contribue pas à la densification du manteau neigeux.

1.1.4 Bilan d'énergie et bilan de masse

Les variations de température du manteau neigeux et sa fonte éventuelle répondent aux transferts d'énergie entre la neige et son environnement. Anderson (1976) propose que le bilan d'énergie du manteau neigeux puisse être mis en relation avec les variations de température de neige et les changements de phase solide-liquide. Le bilan d'énergie peut être exprimé par des équations différentes selon les auteurs et change en fonction du niveau de décomposition des termes. Par exemple, la formulation du bilan d'énergie proposée par Anderson (1976) est donnée par l'équation 1.1 :

$$\Delta Q = Q_n + Q_e + Q_h + Q_g + Q_m \quad (1.1)$$

Où ΔQ est la variation d'énergie dans le manteau neigeux par unité de temps, Q_n est le bilan radiatif net, Q_e est le flux d'énergie latente, Q_h est le flux d'énergie sensible, Q_g est le flux d'énergie neige-sol et Q_m est l'énergie échangée lors de l'apport ou de la perte de masse du manteau neigeux. Les unités sont des quantités d'énergie par unité d'aire et de temps. Le bilan radiatif (adapté de Anderson, 1968) peut être décomposé avec les termes suivants :

$$Q_n = Q_{sw-in} * (1 - \alpha) + Q_{lw-in} - Q_{lw-out} \quad (1.2)$$

Q_{sw-in} est l'énergie radiative entrante à ondes courtes, α est l'albédo du couvert neigeux, Q_{lw-in} est l'énergie radiative entrante à ondes longues et Q_{lw-out} est l'énergie radiative sortante à ondes longues. Le bilan d'énergie joue un rôle prédéterminant sur les variations de la température de la neige et de sa masse. La valeur nette du bilan d'énergie indique si la neige gagne ou perd de l'énergie. Si le bilan est positif, alors la neige va se réchauffer, inversement elle va se refroidir. Pour qu'une couche de neige commence à fondre, il faut d'abord qu'elle se réchauffe et devienne isotherme à 0°C (Marks et al., 2008). À ce point, tout gain d'énergie permet à la neige

de fondre. La quantité d'énergie nécessaire pour que la neige commence à fondre est appelée le « contenu en froid ». Quand il y a un épisode de pluie sur neige, la pluie peut être congelée par la neige si le contenu en froid est assez élevé pour absorber l'énergie latente de solidification. Ainsi, le bilan d'énergie dicte la variation des quantités des phases liquides et solides dans la neige. Le bilan de masse peut être écrit avec l'équation 1.3 (Tarboton & Luce, 1996) :

$$\Delta W = P_r + P_s - M_r + E \quad (1.3)$$

Où ΔW est la variation d'EEN par unité de temps, P_r est la quantité de précipitation liquide, P_s est la quantité de précipitations solides, M_r est la quantité d'eau libérée du manteau neigeux et E est la quantité de vapeur sublimée. Toutes ces variables sont exprimées en hauteur d'eau équivalente par unité de temps. À cette équation peut s'ajouter un terme qui exprime la quantité nette de neige redistribuée par le vent (Pomeroy & Li, 2000).

La fonte de la neige ne suffit pas pour que de l'eau de fonte soit libérée. Quand des molécules de neige fondent et deviennent de l'eau, celles-ci sont d'abord retenues dans le manteau neigeux en raison de la tension de surface qui les retient. Lorsque le poids de l'eau dépasse les forces de tension de surface qui la retient, il y a un début de percolation (Amorocho & Espildora, 1966). L'eau s'écoule verticalement quand les couches sont perméables à l'eau. Lorsqu'elle atteint des couches imperméables telles que des lentilles de glace, l'eau va s'écouler latéralement jusqu'à atteindre une faille ou un autre exutoire. La formation de canaux préférentiels d'écoulement peut influencer le mouvement d'eau dans la neige lors de la fonte (Schneebeli, 1995).

1.1.5 Influence de la canopée

Le couvert végétatif influence la dynamique d'accumulation et de fonte des manteaux neigeux. Dans les forêts mixtes et boréales, la canopée agit comme un isolant partiel entre l'atmosphère et le sol, modifiant les bilans de masse et d'énergie du manteau neigeux (Fréchette, 1968).

Concernant le bilan de masse, les branches des conifères interceptent une partie des précipitations solides, lesquelles sont stockées jusqu'à ce qu'elles retombent au sol ou retournent dans l'atmosphère par sublimation. La quantité de neige qui est interceptée au cours d'une saison peut atteindre 60% (Hedstrom & Pomeroy, 1998) causant des pertes par sublimation pouvant aller jusqu'à 30% des précipitations solides annuelles (Pomeroy & Schmidt, 1993). Le taux d'interception d'un conifère dépend de sa capacité maximale d'interception, qui est une fonction de l'aire totale de feuilles par unité de surface au sol. Cette valeur varie selon les essences d'arbres et leur âge. La température et la quantité de neige déjà contenue sur les branches ont aussi un impact sur le taux d'interception. La neige qui s'accumule dans les arbres y reste jusqu'à ce qu'elle se détache et tombe au sol ou bien qu'elle soit sublimée sous forme de vapeur (Pomeroy et al., 2007). Le vent peut aussi contribuer à redistribuer verticalement les quantités accumulées par la canopée. La décharge de la neige des arbres n'est pas influencée par sa fonte, mais par l'affaiblissement de la cohésion entre les grains. Le taux de décharge est une fonction logarithmique de la quantité de neige interceptée (Hedstrom & Pomeroy, 1998). Quant à la sublimation de la neige interceptée, elle est plus forte que dans les manteaux neigeux situés au niveau du sol parce qu'elle est beaucoup plus exposée à l'air. Aussi, la vitesse du vent tend à être plus élevée à la hauteur des branches qu'au niveau du sol ce qui fait augmenter le taux de sublimation.

Concernant le bilan d'énergie, les branches des conifères font de l'ombre à la neige au sol. Les ondes entrantes longues et courtes sont partiellement bloquées, diminuant la quantité totale d'énergie radiative pouvant atteindre le sol (Gelfan, Pomeroy, & Kuchment, 2004). La vitesse du vent et la turbulence sont modifiées par la végétation, ce qui altère les transferts sensibles et latents (Rutter et al., 2009).

1.1.6 Hétérogénéité et variabilité spatiale du manteau neigeux

Les manteaux neigeux sont des systèmes hétérogènes. Les éléments faisant partie des bilans de masse et d'énergie du manteau neigeux varient dans l'espace et il en résulte une variabilité spatiale des quantités de neige emmagasinée dans le manteau neigeux ainsi que de ses

propriétés physiques. Il s'agit d'une variabilité multiéchelle, qui peut être séparée en trois ordres de grandeur logarithmiques : régional, local et sous-local (Gray & Male, 1981, Pomeroy & Male, 1995).

1.1.6.1 Variabilité à l'échelle régionale

Au niveau régional, sur des échelles entre 10 km et 1000 km, la variabilité de la neige est reliée au système météorologique régional, lequel dépend de la latitude, de l'altitude, de la présence de montagnes et de grandes étendues d'eau (Pomeroy & Male, 1995). La nature des événements météorologiques a aussi une influence sur la variabilité de la neige à l'échelle régionale, car ils sont des événements anisotropes et irréguliers. Les chutes de neige ne sont pas uniformes sur le territoire d'un bassin versant, en raison de la position variable des fronts et des masses d'air humide (Déry Crow, Stieglitz, & Wood, 2004). Non seulement la quantité de précipitation peut varier d'un endroit à l'autre, mais aussi le ratio des phases solide et liquide (Politovicha, Stankovb, & Martner, 1995).

1.1.6.2 Variabilité à l'échelle locale

Au niveau local, pour des échelles entre 0,1 km et 10 km, la redistribution de la neige par le vent est une composante importante de la variabilité du manteau neigeux et elle est directement influencée par la morphologie du terrain et par la végétation (Pomeroy & Male, 1995). Aussi, la topographie et la végétation influencent significativement l'accumulation, le dynamisme et la fonte du manteau neigeux hivernal et amplifient son hétérogénéité (Anderton, White, & Alvera, 2004 ; Jost, Weiler, Gluns, & Alila, 2007). Les mécanismes de saltation et de suspension dépendent de la force et de la direction dominante du vent ainsi que des irrégularités et de la microtopographie. La neige est transportée à partir des endroits où l'énergie éolienne est plus élevée et tend à se déposer dans les zones où l'énergie est plus basse (Fang & Pomeroy, 2009). Pendant les épisodes de poudrierie, le vent agit sur les cristaux de neige en les fragmentant en plus petites particules, ce qui altère la structure et la dynamique des couches faites de neige redistribuée (Brun et al, 2012).

1.1.6.3 Variabilité à l'échelle sous-locale

À l'échelle sous-locale, pour des distances de 100 mètres et moins, la variabilité de la neige est dominée par les flux aériens de proche surface lesquels génèrent des patrons d'accumulation (Pomeroy et Male, 1995). En région boréale, la variabilité du couvert forestier est aussi une source d'hétérogénéité à cette échelle. Il y a une variabilité mesurable de neige lors de la transition entre deux sous-zones de végétation, par exemple à la bordure d'une clairière de forêt. L'orientation de bordure du couvert forestier par rapport au vent dominant est d'ailleurs corrélable avec la quantité de neige accumulée (Currier & Lundquist, 2018). La quantité de neige accumulée dans les clairières est différente de celle située en dessous de la canopée et dépend du ratio entre la superficie de clairière par rapport à la hauteur moyenne des arbres (Golding & Swanson, 1978 ; Bernier & Swanson, 1993).

1.2 Nivométrie

1.2.1 Importance et défis de la nivométrie

Les manteaux neigeux saisonniers sont des systèmes hétérogènes et dynamiques. En contexte de prévision hydrologique, la connaissance de la quantité de neige et l'estimation du moment de fonte sont importantes pour la prévision des débits de crue printanière (Turcotte et al, 2004). L'équivalent en eau de la neige (EEN) est la variable essentielle en hydrologie de la neige (Jonas, Marty, & Magnusson 2009). Elle est exprimée en millimètres et correspond à la hauteur de la lame d'eau résultante de la fonte du manteau neigeux. La relation entre l'EEN et la hauteur de neige est donnée par l'équation 1.4 :

$$EEN = \rho_{neige} * H_{neige} \quad (1.4)$$

Où ρ_{neige} est la densité moyenne de la neige et H_{neige} est la hauteur de la neige (DeWalle & Rango, 2008). Bien que la hauteur de la neige soit plus facile à mesurer, il s'agit d'une variable moins importante en hydrologie, car elle n'est pas une mesure directe de la quantité d'eau contenue dans le manteau neigeux.

La mesure et le suivi de l'EEN d'un manteau neigeux au fil d'une saison soulèvent des défis majeurs en raison de leur nature hétérogène et de leur variabilité multiéchelle (Blöschl, 1999). Pour cette raison, l'utilisation de plusieurs points de mesure distribués sur le territoire d'un bassin versant est nécessaire pour réduire l'erreur due à la variabilité spatiale. Il existe plusieurs techniques et instruments pouvant mesurer l'EEN d'un manteau neigeux. Les sections suivantes présentent des techniques de mesure *in situ* prise sur des stations nivométriques. La mesure de la neige par relevés aériens et par satellites est aussi possible (Frei et al., 2012 ; Deems, Painter, & Finnegan, 2013), mais ces méthodes ne font pas partie du cadre de cette étude.

1.2.2 Relevés manuels

Les relevés manuels consistent à extraire par carottage des échantillons du manteau neigeux avec un carottier. La masse totale de la neige extraite est ensuite utilisée pour calculer l'EEN de la colonne de neige (Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Direction du suivi de l'état de l'environnement, 2008). Il s'agit d'une méthode destructive et les échantillons ne peuvent pas être pris exactement au même endroit au fil d'une même saison. L'élaboration d'une stratégie d'échantillonnage autour d'un repère permet de prendre des mesures rapprochées au cours d'une même saison sans risquer que les forages ne se touchent. Une distance minimum de 10 mètres entre les carottages est recommandée (Watson, Anderson, Newman, Alexander, & Garrott, 2006). Comme les relevés manuels sont des mesures ponctuelles, ils sont sujets à la variabilité spatiale de l'EEN du manteau neigeux. Pour cette raison, le *Manuel d'instructions à l'usage des observateurs en nivométrie* suggère d'utiliser 10 repères par station de mesure (Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, 2008). L'avantage des relevés manuels est qu'il s'agit d'une mesure directe des propriétés de la neige et qu'ils donnent les valeurs de plusieurs propriétés : EEN, hauteur et densité. Cependant, les relevés manuels demandent de se déplacer sur le bassin versant. Le suivi de la neige sur de grands territoires implique que les mesures entre différentes stations ne seront pas toujours prises les mêmes journées, ce qui crée un obstacle pour l'interpolation spatiale des données (Rasmussen et al, 2012). Il existe aussi une incertitude additionnelle lors

de la présence de lames de glace à l'intérieur du manteau neigeux, car celles-ci sont difficiles à échantillonner et peuvent causer des erreurs de mesure (Choquette, Ducharme, & Rogoza, 2013).

1.2.3 Mesure de la hauteur de neige par ondes ultrasoniques

L'utilisation d'ondes ultrasoniques pour mesurer la hauteur des manteaux neigeux se fait depuis plusieurs décennies (Gubler, 1981 ; Goodison, Wilson, Wu, & Metcalfe, 1984) et a été démontrée comme étant une technique de mesure fiable et précise (Varhola et al., 2010). La méthode consiste à émettre une pulsion ultrasonique vers le manteau neigeux, laquelle sera réfléchi et captée par un récepteur. Le temps écoulé entre l'émission et la réception de l'onde permet de connaître la distance parcourue à condition que la température soit connue. En plus d'être précise, ce type de technologie a l'avantage d'être bon marché. Plusieurs compagnies ont développé des appareils utilisant cette technologie. Parmi eux, il y a notamment le SR-50 de Campbell Scientific (Campbell Scientific, 2007), lequel possède une très bonne précision avec des erreurs de moins de 2 cm (Brazenec, 2005 ; Ryan, Doesken, & Fassnacht, 2008).

Le SR-50 permet de faire un suivi de la hauteur de la neige en temps réel. Son désavantage principal est que cette valeur ne peut pas être convertie directement en EEN en raison de l'incertitude sur la densité moyenne du manteau neigeux. De plus, l'aire de réflexion des ondes est relativement petite et peut être considérée comme ponctuelle, rendant ainsi les mesures obtenues vulnérables à la variabilité spatiale (Labine, 1996). Malgré cela, le SR-50 fournit de l'information importante sur l'évolution du manteau neigeux telle que la présence ou l'absence de neige au sol, la magnitude des précipitations solides et le taux d'affaissement du manteau neigeux (Neumann, Derksen, Smith, & Goodison, 2006). Lorsqu'il est utilisé conjointement avec des données de pluviomètres ou de GMON, il permet de déterminer si les précipitations sont liquides ou solides.

1.2.4 Mesure de l'EEN par atténuation des rayons gamma

1.2.4.1 Historique et théorie

L'utilisation de la radioactivité naturelle du sol pour mesurer les valeurs d'EEN du manteau neigeux a été étudiée et développée depuis les années 1960 en ex-Union soviétique et en Norvège (Peck, Bissell, Jones, & Burge, 1971). Cette technologie utilise les propriétés atténuantes de l'eau pour mesurer la quantité de neige présente au sol (Bissel & Peck, 1973 ; Peck & Bissel, 1973). Le sol contient naturellement des isotopes radioactifs, lesquels émettent constamment de la radioactivité sous forme de rayons alpha, bêta et gamma. Lorsque de la neige s'accumule sur le sol, la radioactivité émise par le sol est atténuée par la neige. Contrairement aux rayons alpha et bêta dont le signal est presque complètement bloqué par quelques centimètres d'EEN, les rayons gamma sont capables de traverser les manteaux neigeux saisonniers tout en étant que partiellement atténués. Pour une fréquence donnée, l'intensité I (en nombre de coups par secondes) d'un rayonnement gamma atténué par matériel de longueur x (en m) est donnée par la loi de Beer-Lambert (Beamish, 2013):

$$I = I_0 e^{-\mu x} \quad (1.5)$$

Où I_0 est l'intensité du rayonnement avant l'atténuation et μ est le coefficient d'atténuation et x est la longueur du matériel traversé. En isolant x , cette formule permet de déterminer la longueur du matériel traversé par la radiation, par exemple l'épaisseur d'un couvert neigeux. L'intensité des rayons gamma est mesurable grâce à l'utilisation d'un cristal scintillateur sensible à la radioactivité (Brannon & Rickard, 1959). Plusieurs fréquences (ou bandes énergétiques) de rayons gamma sont utilisables et elles correspondent aux émissions de différents radionucléides. Celles-ci peuvent être détectées par leur pic sur un spectrogramme de sol (Figure 1.2). Les bandes énergétiques les plus intéressantes sont celles correspondant aux pics des isotopes ^{40}K (1,46 MeV), ^{214}Bi (1,76 et 2,2 MeV) et au ^{208}Tl (2,62 MeV) (Peck & Bissel, 1973). Traditionnellement, les mesures de radioactivité étaient prises par relevé aérien. Un avion survole un territoire donné avant l'arrivée de la neige, pour obtenir une lecture de référence. Ensuite, les relevés aériens au cours de l'hiver permettent de déterminer

l'atténuation de la radioactivité pour calculer l'EEN du manteau neigeux survolé (Peck & Bissel, 1973). Une correction doit être effectuée pour tenir compte des différences d'atténuation causée par les variations de l'humidité du sol (Carroll & Carroll, 1989).

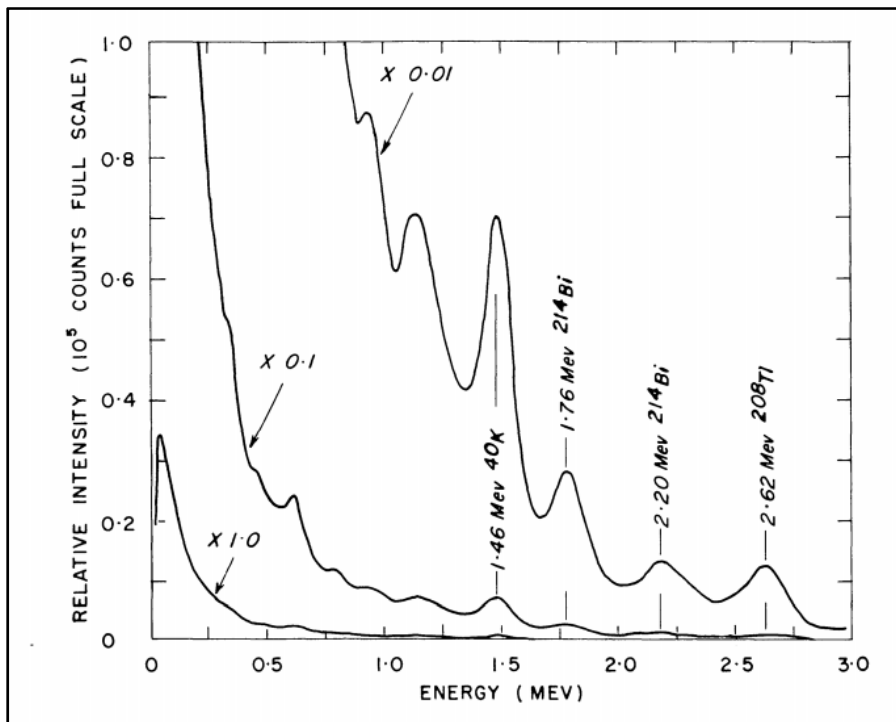


Figure 1.2 Exemple d'un spectrogramme de sol
(Tiré de Peck & Bissel, 1973)

Il est généralement admis que les 10 premiers centimètres de sol sont responsables de 90% de la radioactivité mesurable en surface et que la profondeur d'émission maximale des rayons gamma est de 30 cm (Peck et al., 1971 ; Martin et al., 2008). La raison pour cela est que la radioactivité émise par le sol situé sous 30 cm est presque complètement atténuée avant d'atteindre la surface. Il y a peu d'informations dans la littérature qui mette en relation la composition du sol et l'atténuation de la radioactivité en fonction de sa teneur en eau. Beamish (2013) montre que la profondeur d'émission maximale des sols peut varier selon leur composition (Figure 1.3 a) et leur taux d'humidité (Figure 1.3 b). Dans le cas extrême des tourbières, la teneur en eau est une variable extrêmement sensible sur la profondeur d'émission maximale. Dans le cadre de cette revue de littérature, il n'y a pas d'étude qui a été trouvée qui

décrit les dynamiques d'atténuation spécifiques aux autres types de sols trouvés en forêt boréale, notamment les sols des pessières à mousse qui se trouvent abondamment dans la moitié nord du bassin versant du Lac Saint-Jean. Ces sols contiennent typiquement une importante quantité de matière organique.

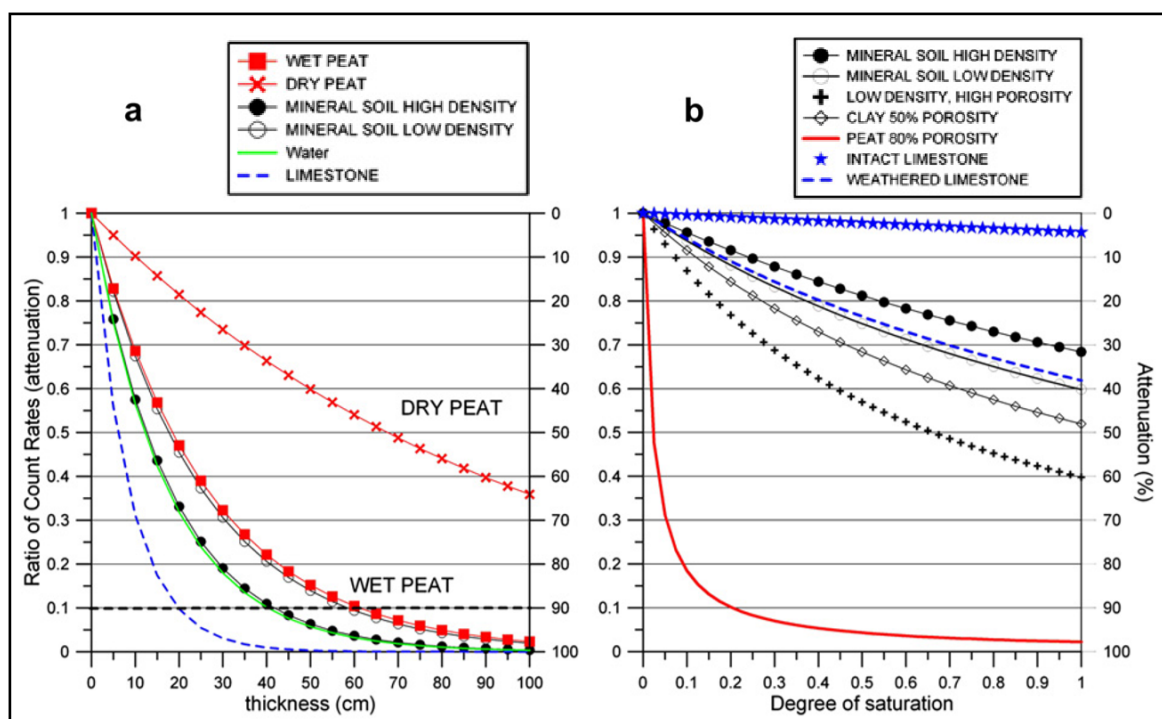


Figure 1.3 Profondeur effective d'émission (a) et pourcentage d'atténuation en fonction de la teneur en eau (b) pour des sols de compositions différentes (Tiré de Beamish, 2013)

1.2.4.2 GMON / CS725

Originellement appelé GMON pour *Gamma MONitor*, cet instrument commercialisé sous le nom de CS725 a été développé pour être déployé de manière permanente en régions éloignées et à fournir à distance des données d'EEN en temps réel à toutes les 6 heures (Choquette et al., 2008, Martin et al., 2008). Installée à environ 2,5 mètres au-dessus du sol, la GMON mesure l'atténuation de l'énergie radioactive produite par les isotopes ^{40}K et ^{208}Tl et calcule leurs valeurs respectives d'EEN. Ces calculs sont faits grâce à un modèle de simulation des

radiations terrestres, lequel a été développé spécifiquement pour être utilisé par la GMON (Ducharme, P., Houdayer, A., Choquette, Y., Kapfer, B., & Martin, 2015). Selon sa position, le cône d'émission capté par la GMON a une superficie qui varie entre 50 et 100 mètres carrés (Campbell Scientific, 2012). Pour chacune des bandes énergétiques utilisées (1,460 MeV pour ^{40}K et 2,613 pour ^{208}Tl), la valeur de l'EEN du manteau neigeux de la surface du cône d'influence peut être calculée avec la formule suivante (Choquette et al., 2013) :

$$EEN = \frac{-1}{\beta} \ln \left[N \left(\frac{1 + 1.11 * SM}{N_0} \right) \right] \quad (1.6)$$

Avec β le coefficient d'atténuation linéaire (cm^{-1}), N le nombre de coups par unité de temps correspondant à la bande énergétique utilisée, N_0 le nombre de coups théoriques par unité de temps en l'absence de couvert neigeux pour un sol dépourvu de toute humidité et SM l'humidité du sol (en % d'eau par rapport à la masse de la fraction solide du sol). La valeur de N_0 peut être déterminée pendant l'été ou en automne avant l'arrivée de la neige. Lorsque la valeur d'EEN est égale à zéro, l'équation 1.6 peut être réorganisée pour donner (Choquette et al., 2013) :

$$SM = \frac{N_0}{1.11 * N} - \frac{1}{1.11} \quad (1.7)$$

En raison de sa mise en marché relativement récente, il existe un nombre limité d'études indépendantes pouvant valider la précision de cet appareil. Une étude (Smith et al. 2017) parrainée par l'Organisation Météorologique Mondiale a obtenu des biais moyens de 30-35% pour deux stations sur trois par rapport à des mesures de référence manuelles. La corrélation entre les mesures était généralement bonne avec des corrélations R^2 supérieures à 0,9, mais pouvant varier entre 0,52 et 0,99. Les auteurs de cette étude ont observé deux sources d'erreurs. Premièrement, la sursaturation du sol pendant la mise en fonction de l'instrument aurait causé un biais systématique des valeurs d'EEN pour toute la saison. Deuxièmement, l'infiltration de l'eau au printemps est pointée du doigt comme une cause de surestimation de l'EEN suite à la fonte de la neige. En revanche, d'autres publications montrent de meilleures performances. Par

exemple, une étude ontarienne (Yao, Field, McConnell, Beaton, & James, 2018) a obtenu une excellente corrélation et une absence remarquable de biais. Une autre étude, qui a évalué la version GMON3, fait état d'une excellente corrélation avec des mesures de coussin à neige (Wright et al., 2011).

1.3 Modélisation

1.3.1 Modélisation du manteau neigeux

L'estimation des valeurs d'EEN des manteaux neigeux peut être faite à partir de modèles conceptuels ou de modèles à base physique (Ohara & Kavvas, 2006). Les modèles conceptuels utilisent des relations empiriques pour calculer la fonte (Hock, 2003) tandis que les modèles à base physique prennent en charge le bilan d'énergie de la neige et simulent les processus physiques de la neige avec un important niveau de complexité, incluant les transferts d'énergie et de masse entre les différentes couches de neige. Il existe aussi des modèles mixtes empiriques/à base physique (Troin, Arsenault, & Brisette, 2015) qui contiennent à la fois des relations empiriques tout en simulant, de manière simplifiée, le bilan d'énergie du manteau neigeux.

Les modèles conceptuels peuvent être séparés en plusieurs sous-catégories selon le degré de complexité qui est pris en charge et les variables atmosphériques utilisées. Sans compter les modèles purement empiriques qui ne contiennent qu'une équation (Baraer, Madramootoo, & Mehdi, 2010), les modèles conceptuels les plus simples sont ceux qui sont indexés seulement à la température, par exemple CEMANEIGE (Valéry, 2010). D'autres modèles utilisent des relations empiriques indexées à plus d'une variable atmosphérique, par exemple la température et les radiations à ondes courtes comme dans le modèle ETI (Pellicciotti et al., 2005). Les modèles mixtes (conceptuels/à base physique) sont plus complexes et calculent les bilans d'énergie à partir d'une série de relations empiriques, par exemple HYDROTEL (Turcotte et al., 2007). Les modèles conceptuels et mixtes doivent être calés pour ajuster les paramètres libres des relations empiriques. Plusieurs techniques de calage sont possibles selon la disponibilité des données de référence. Si des données de débits de rivières en aval sont

disponibles, ils peuvent être calés indirectement, par l'intermédiaire d'un modèle hydrologique en utilisant le coefficient de Nash-Sutcliffe comme valeur à optimiser (Nash & Sutcliffe, 1970). Si des données d'EEN sont disponibles, elles peuvent être utilisées pour caler directement le modèle. Dans ce cas, une fonction comme la somme des écarts absolus est appropriée comme choix de fonction objectif à minimiser. Étant donné que le calage implique plusieurs paramètres libres, l'utilisation d'un algorithme d'optimisation des paramètres est souhaitable. Pour cela, l'algorithme SCEUA (Duan, Gupta & Sorooshian, 1993), longtemps utilisé pour le calage en hydrologie (Arsenault, Poulin, Côté, & Brissette, 2014) est aussi un optimisateur approprié pour le calage des modèles de neige.

Les modèles à base physique permettent une meilleure représentation du dynamisme de la neige en intégrant un plus grand éventail de processus physiques. Des modèles tels que CROCUS (Brun et al. 2012), SNTHERM (Jordan, 1991) et SNOWPACK (Bartelt & Lehning, 2002) peuvent simuler l'évolution des propriétés physiques du manteau neigeux pendant la saison nivale. Ils simulent l'accumulation et la fonte de la neige avec un plus grand niveau de détail. Les propriétés comme la température, la densité et le contenu en eau sont distribuées pour chaque couche, permettant de calculer avec plus de finesse les bilans de masse et d'énergie du manteau neigeux. Leur utilisation est nécessaire lorsque la modélisation des propriétés physiques de la neige est importante, par exemple en prévision d'avalanche. Un inconvénient des modèles à base physique est qu'ils nécessitent habituellement l'utilisation de plusieurs variables météorologiques qui ne sont pas toujours disponibles. Toutefois, certains modèles à base physique ont été conçus dans l'idée de simuler un maximum des phénomènes complexes tout en utilisant un nombre limité de variables d'entrée. Par exemple MASiN (Mas, Baraër, Arsenault, Poulin, & Préfontaine, 2018) est conçu pour être simple à opérer et pour n'avoir besoin que d'une fraction des intrants météorologiques habituellement requis, tout en pouvant reproduire avec détail les processus physiques des différentes couches du manteau. D'autres types de modèles tels que CRHM (Pomeroy et al., 2007) tiennent compte de l'interaction complexe de la neige avec son environnement, incluant l'influence de la canopée et la redistribution par le vent.

1.3.2 Cemanеige

CEMANEIGE (Valéry, 2010) est un modèle conceptuel indexé à la température. Il a été développé dans le but de servir comme module de neige pour des modèles hydrologiques avec une attention particulière pour le modèle GR4J. Les intrants atmosphériques se limitent aux précipitations et à la température. La fonte est simplifiée par une routine qui utilise les degrés-jours et l'état thermique du manteau neigeux, pour laquelle deux paramètres empiriques libres doivent être calés pour chaque bassin ou région (Valéry, Andréassian, & Perrin, 2014).

La stratégie utilisée pour la construction du modèle était de commencer à partir de la structure la plus simple possible¹ et tester l'impact sur les performances de l'ajout de certains éléments de modélisation. Seuls les éléments qui apportaient une amélioration significative étaient alors conservés. Ceux ayant été conservés sont la séparation des phases des précipitations selon la température, l'utilisation d'une variable interne pour l'état thermique du manteau neigeux, la fragmentation du bassin versant en plusieurs zones selon l'altitude² et l'indexation du taux de fonte à la fraction de couverture de neige (Valéry, 2010). CEMANEIGE divise les précipitations de deux manières selon l'altitude. Excepté pour les zones d'altitude supérieure à 1500 mètres, la méthode de séparation est la même que celle qui est utilisée par HYDROTEL (Turcotte et al., 2007). Quand les températures oscillent autour du point de congélation, les phases sont séparées par une équation de partition. Pour chaque pas de temps dont la température minimum est inférieure à 0°C et la température maximum est supérieure à 0°C, les phases sont séparées ainsi :

$$P_L = P_{TOT} \left(\frac{T_{max}}{T_{max} - T_{min}} \right) \quad (1.8)$$

Avec P_L la quantité de précipitations liquides (mm), P_{TOT} la quantité de précipitation totale (mm d'équivalent en eau), T_{max} la température maximale (°C) et T_{min} la température minimale

¹ Le point de départ était le module de neige de MOHYSE (Valéry, 2010)

² Cette fonction n'est pas nécessaire pour les bassins situés au Québec (Valéry, 2010)

(°C). La quantité de précipitations solides P_s (mm d'équivalent en eau) est obtenue en calculant la différence entre les précipitations totales et les précipitations liquides. Pour des altitudes supérieures à 1500 mètres, les précipitations ayant des températures entre -1°C et 3°C ont leurs phases séparées par prorata, tel qu'initialement proposé par US Army Corps of Engineers (1956). Pour chaque zone d'altitude, l'état thermique eT_G du manteau neigeux au pas de temps j est déterminé par l'équation (Valéry, 2010) :

$$eT_{Gj} = C_{TG} * eT_{Gj-1} + (1 - C_{TG}) * T_{moy} \quad (1.9)$$

Où T_{moy} est la température moyenne de l'air (°C), eT_{Gj-1} est l'état thermique du manteau neigeux au pas de temps précédent et C_{TG} est un paramètre libre adimensionnel qui détermine l'inertie thermique du manteau neigeux, lequel est ajustable avec le calage. Quand l'état thermique du manteau neigeux est égal à zéro et que la température externe favorise la fonte, alors la fonte potentielle F_p est calculée avec la formule suivante :

$$F_p = K_F(T_{moy} - T_F) \quad (1.10)$$

Avec K_F un paramètre libre qu'il faut caler et T_F , la température de fonte fixée à 0°C . CEMANEIGE tient compte de la distribution fragmentée de la neige à la fin de la période de fonte. Ainsi, la fonte réelle est ajustée à partir de la fonte potentielle lorsque le taux de couverture de neige au sol est estimé inférieur à 1. L'eau de fonte n'est pas retenue par le manteau neigeux et elle est directement transférée, avec les précipitations liquides, en lame d'eau vers le modèle hydrologique.

Les variations de l'état thermique du modèle CEMANEIGE sont directement indexées à la température sans tenir compte de la saisonnalité des manteaux et de son influence sur la fonte. Des essais ont été faits pour l'inclure, mais n'ont pas été concluants. Cependant, Valéry (2010) suggère que leur prise en charge soit réévaluée. Le fait que la fonte soit indexée à la température à partir d'un paramètre constant pour toute la saison, et ce sans l'ajout de rayonnement

extraterrestre à variations saisonnières, peut créer des distorsions de fonte entre le début et la fin de la saison hivernale.

1.3.3 Hydrotel

HYDROTEL est un modèle hydrologique (Fortin, Moussa, Bocquillon, & Villeneuve, 1995) qui contient un module de neige développé pour pallier la difficulté d'acquisition de données nivométriques dans le sud du Québec (Turcotte et al., 2007). Le module de neige d'HYDROTEL est un modèle mixte qui utilise des relations empiriques simples pour simuler une partie des processus physiques du manteau neigeux et calculer le bilan d'énergie. À cet effet, il y a cinq variables d'état de la neige qui sont calculées à chaque pas de temps : EEN, contenu en froid, albédo, hauteur de neige et rétention d'eau liquide. Il y a aussi cinq paramètres libres pouvant être calés. Malgré ce niveau de complexité, les seules variables météorologiques d'entrée sont la température (minimum, moyenne et maximum) et les précipitations (Turcotte et al., 2007).

Le module sépare les précipitations en phases solide ou liquide si les températures sont respectivement inférieures ou supérieures au point de congélation. Si pour un pas de temps, la température minimum est inférieure à 0°C, mais que la température maximum est supérieure à 0 °C, alors les phases sont séparées en utilisant l'équation 1.8. Le module tient compte de la capacité de rétention de l'eau de la neige. Ainsi, la pluie et la fonte ne se traduisent pas directement par une lame d'eau sortante. Il faut d'abord que la capacité de rétention maximale du manteau neigeux soit excédée avant qu'il y ait des pertes d'eau vers le sol. La variation de l'équivalent en eau de la neige ΔEEN (en mm) pour chaque pas de temps est donnée par l'équation suivante (Turcotte et al., 2007) :

$$\Delta EEN = \Delta WR + P_L + P_S - F \quad (1.11)$$

Avec ΔWR la variation de la quantité d'eau liquide retenue dans la neige (mm) et F l'eau fonte par pas de temps (mm). HYDROTEL modélise le contenu en froid du manteau neigeux en

faisant le bilan de 5 fonctions de transfert d'énergie. À chaque pas de temps, la variation du contenu en froid³ U (en J/m^2) est donnée par l'équation (Turcotte et al., 2007) :

$$\Delta U = u_S - u_L - u_C - u_{SN} - u_{AN} \quad (1.12)$$

Avec, pour chaque pas de temps, u_S l'augmentation du contenu en froid (J/m^2) causé par les précipitations solides, u_L l'apport de chaleur (J/m^2) par les précipitations liquides, u_C l'apport de chaleur (J/m^2) par convection, u_{SN} le gain potentiel d'énergie de fonte à l'interface sol-neige (J/m^2) et u_{AN} le gain potentiel d'énergie (J/m^2) à l'interface atmosphère-neige. Les équations utilisées pour calculer chacune de ces composantes ainsi que les 5 variables d'état sont détaillées dans Turcotte et al. (2007). Quand le contenu en froid du manteau neigeux devient nul, alors l'excès d'énergie U est utilisé pour calculer la fonte avec l'équation suivante :

$$F = \frac{-U}{\rho} C_f \quad (1.13)$$

La densité de l'eau ρ égale à 1000 kg/m^3 et la chaleur latente de fusion de l'eau C_f est égale à 334 kJ/kg . La rétention maximale de l'eau de fonte est fixée à 10% de la hauteur modélisée du manteau neigeux, au-delà de quoi l'ajout supplémentaire d'eau dans se traduit par une lame d'eau sortante vers le modèle hydrologique (Turcotte et al., 2007).

1.3.4 ETI

ETI est un modèle initialement conçu pour simuler la fonte des glaciers (Pellicciotti et al., 2005), mais qui peut aussi être utilisé pour simuler l'accumulation et la fonte des manteaux neigeux saisonniers en modélisation hydrologique (Troin et al., 2015). Le modèle a été conçu dans l'idée de simuler la fonte avec plus de réalisme que les modèles indexés uniquement à la température, mais sans nécessiter toutes les données requises au fonctionnement des modèles

³ Déficit de chaleur

à base physique. À cet effet, le rayonnement solaire à ondes courtes a été choisi comme variable météorologique additionnelle, car elle constitue un apport énergétique dominant pour une majeure partie des glaciers (Pellicciotti et al., 2005). Le modèle peut fonctionner en utilisant des données mesurées ou simulées de radiations à ondes courtes et est conçu pour utiliser des pas de temps horaires. Quand la température dépasse une valeur seuil de température, la fonte est calculée en utilisant l'équation suivante :

$$M = TF * T + SRF * (1 - \alpha) * G \quad (1.14)$$

Avec alpha étant l'albédo et TF (en $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$) et SRF (en $\text{m}^2 \cdot \text{mm} \cdot \text{W}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) les deux paramètres libres du modèle, T étant la température moyenne de l'air (en °C) et G est l'énergie radiative entrante à ondes courtes (en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$). La température seuil de fonte T_T de ETI est fixée à 1 °C. S'il n'y a pas de données de radiations disponibles, elles sont calculées en fonction de l'énergie radiative potentielle tels que présenté par Corripio (2003) et modifiée en introduisant un facteur d'atténuation qui représente la présence de nuages (Pellicciotti et al., 2005). Dans un tel cas, la variation journalière de l'albédo $\Delta\alpha$ du couvert neigeux est calculé en utilisant l'équation :

$$\Delta\alpha = p_1 - p_2 * \log(T_a) \quad (1.15)$$

Avec p_1 et p_2 des paramètres ajustables selon l'environnement cryosphérique et T_a est la température quotidienne maximum cumulative supérieure à 0°C depuis la dernière chute de neige. La validation du modèle de fonte par Pellicciotti et al. (2005) indique cependant une performance nettement supérieure lorsque les variables relatives au bilan radiatif sont utilisées.

1.3.5 Données météorologiques

1.3.2.1 Type d'instruments

Les capteurs météorologiques enregistrent les données qui servent d'intrants aux modèles de neige. Les données météorologiques les plus couramment mesurées sont la température et la

quantité de précipitations, mesurées respectivement avec un thermomètre et un pluviomètre. Ces deux types de données sont suffisants pour faire fonctionner plusieurs modèles conceptuels.

Les modèles à base physique et certains modèles conceptuels nécessitent l'utilisation d'une plus grande variété de capteurs météorologiques. Les rayonnements à ondes longues sont mesurés par des pyrgéomètres et les rayonnements à ondes courtes, par des pyranomètres (Estévez, Gavilán & Giráldez, 2011). Ces appareils permettent de connaître le bilan radiatif du manteau neigeux, c'est-à-dire la quantité nette d'énergie ayant été gagnée par rayonnement électromagnétique. La vitesse du vent et les flux turbulents sont mesurés respectivement par des anémomètres et des systèmes d'Eddy Covariance (Aubinet, Vesala & Papale, 2012). La connaissance de ces variables permet de modéliser les échanges sensibles et latents. Il est aussi possible de les utiliser pour simuler ou estimer certains phénomènes comme la redistribution par le vent (Pomeroy & Essery, 1999 ; Essery, Li & Pomeroy, 1999) et la sous-estimation des précipitations solides (Smith, 2007). Les hygromètres mesurent l'humidité relative de l'air, qui peut être utilisée pour mesurer certains phénomènes tels que la sublimation de la neige (Mas et al, 2018).

1.3.2.2 Sous-captage des précipitations solides

La quantité de précipitations solides est la variable météorologique la plus importante pour connaître l'accumulation de neige. En même temps, elle est la plus problématique à mesurer. La source d'erreur principale est le sous-captage des précipitations causées par l'influence du vent sur les flocons de neige (Goodison, 1978). Malgré les améliorations effectuées comme l'ajout de brise-vents, les pluviomètres connaissent encore des erreurs systématiques en hiver (Goodison, Louie & Yang, 1998). À ce jour, les mesures de précipitations solides continuent d'être soumises à des incertitudes importantes, allant de 20 à 50 % (Rasmussen et al., 2012). Les mesures de précipitations solides peuvent aussi varier selon la marque de l'instrument utilisé (Sevruk, Ondrás, & Chvíla, 2009). Si par exemple le précipitomètre d'une station est remplacé par un autre, il peut y avoir un écart systématique produit entre les deux séries de

mesure. La culmination des problèmes avec les mesures des précipitations solides est l'absence fréquente de métadonnées les accompagnant, décrivant la marque de l'instrument et si les données ont été corrigées ou non, et avec quel algorithme (Peck, 1997).

La correction des erreurs de sous-captage a fait l'objet de plusieurs études et différentes fonctions de correction ont été proposées. Les fonctions les plus simples proposent des ajustements linéaires en fonction de la vitesse du vent. D'autres méthodes plus élaborées tiennent compte de la température et d'autres éléments plus complexes comme la taille et la morphologie des flocons.

CHAPITRE 2

RÉGION À L'ÉTUDE

Contexte de la région à l'étude

Le bassin versant du Lac Saint-Jean est situé dans le centre-sud du territoire québécois. Sa position géographique particulière, influencée par la proximité de plusieurs masses d'eau importantes, en fait un des endroits les plus enneigés en moyenne dans l'Est du Canada (Figure 2.1). Le bassin s'étend sur une distance d'environ 200 km d'est en ouest et de 550 km du nord au sud (<https://energie.riotinto.com/>). La majeure partie du bassin versant fait partie du Bouclier canadien, à partir duquel les rivières prennent leur source et ruissellent vers les basses terres du Lac Saint-Jean pour finalement se déverser dans le lac (Figure 2.2).

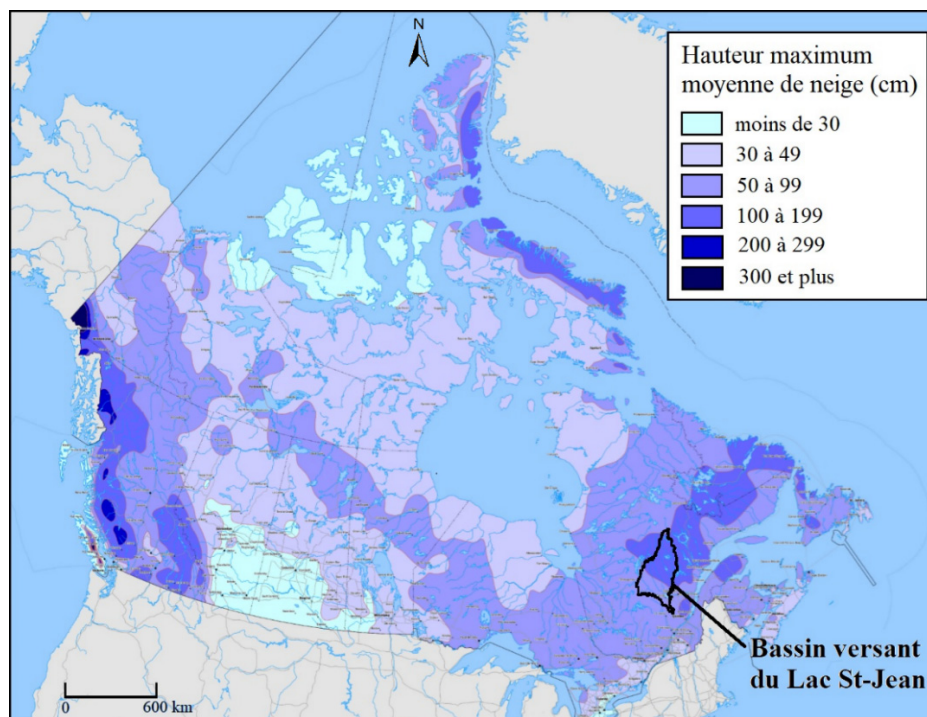


Figure 2.1 Carte de la hauteur maximum moyenne de neige (cm) au Canada basée sur les hivers 1979 à 1996 (Adapté de Ressources naturelles Canada (2009))

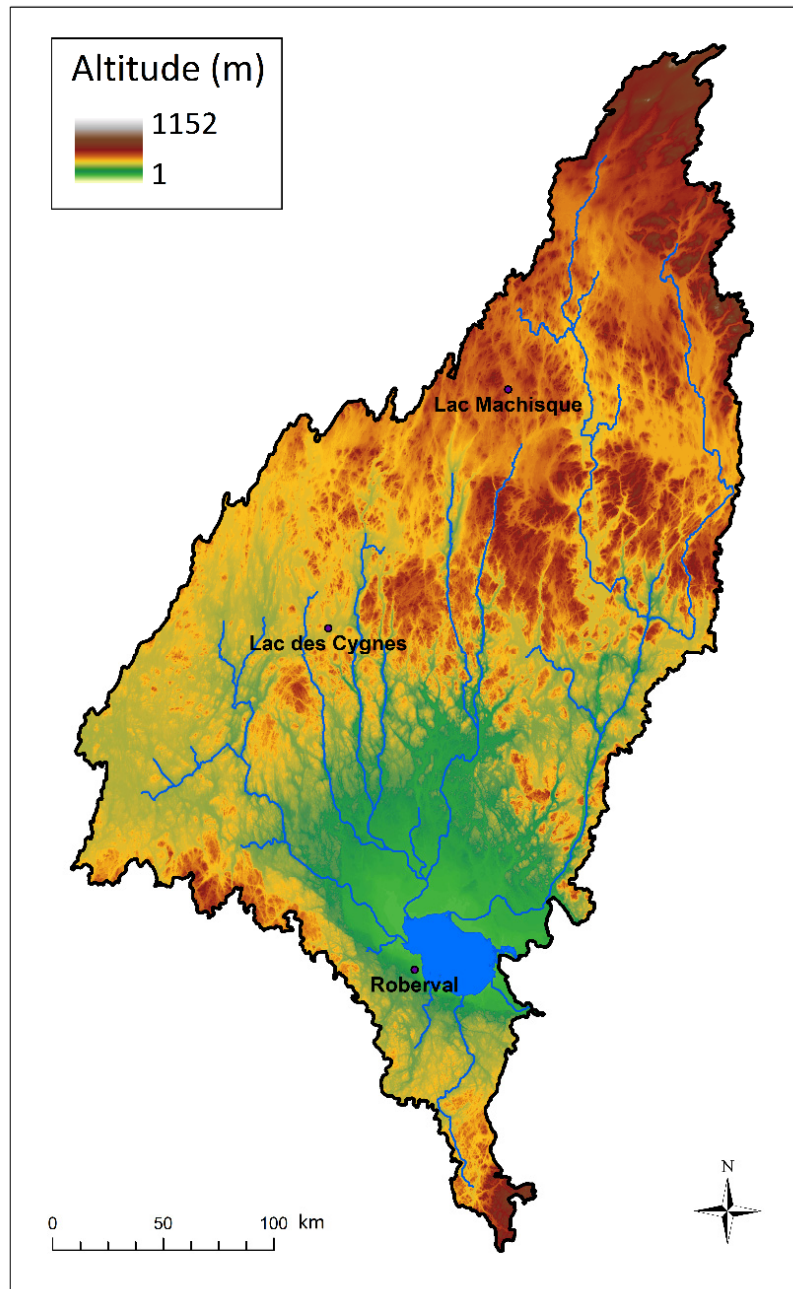


Figure 2.2 Carte topographique du bassin versant du Lac Saint-Jean (Données provenant de Ressources Naturelles Canada. <http://geogratis.cgdi.gc.ca/>)

Le climat du territoire est froid, humide et continental, avec des précipitations abondantes toute l'année et la température varie fortement selon les saisons, comme illustré par le climatogramme de Roberval (Figure 2.3). Il y a une variabilité légère, mais significative du climat à l'intérieur du bassin versant. Les températures dans les basses terres autour du Lac sont les plus douces tandis que le reste du bassin versant est plus froid. De plus, à l'exception de l'extrémité sud, l'altitude du bassin augmente avec la latitude et amplifie légèrement le gradient de température nord-sud. Le Tableau 2.1 montre les températures moyennes pour les trois endroits différents du bassin versant, dont la position est indiquée sur la Figure 2.2. Les températures maximum et minimum journalières moyennes⁴ de Lac Machisque, situé au nord du bassin, sont respectivement de 4,7 °C et -8,0 °C. Pour le Lac des Cygnes, situé vers le centre du bassin et d'une altitude moindre, ces valeurs augmentent à 6,0 °C et -6,8 °C. Plus au sud et dans les basses terres à proximité du lac à Roberval, ces valeurs sont de 7,9 °C et -2,0 °C. Ces différences de températures ont une influence sur l'évolution du manteau neigeux sur le bassin versant. Par exemple, la durée de vie des manteaux neigeux est plus longue dans les parties au nord du bassin versant : la neige s'y accumule plus tôt en saison et la fonte arrive plus tard.

Tableau 2.1 Températures maximum et minimum journalières moyennes de trois stations du bassin versant du Lac Saint-Jean pour la période 1983-2016

Station	Température maximum moyenne (°C)	Température minimum moyenne (°C)
Lac Machisque	4,7	-8,0
Lac des Cygnes	6,0	-6,8
Roberval	7,9	-2,0

⁴ Stations de RTA pour la période 1983-2016

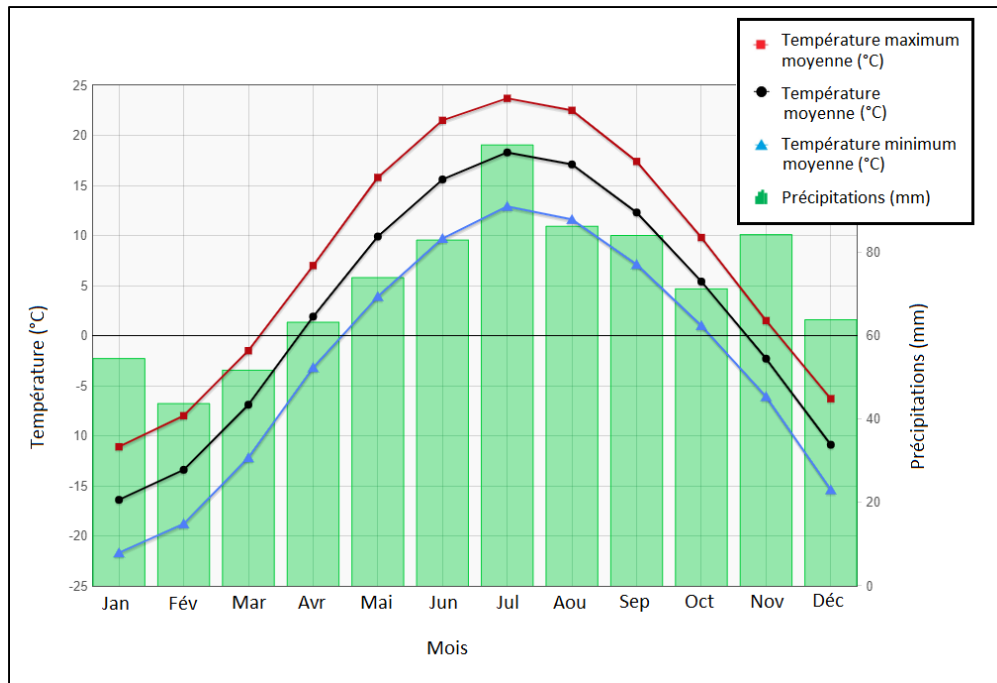


Figure 2.3 Températures et précipitations moyennes enregistrées à Roberval (1981-2010) (Adapté d'Environnement et Changement climatique Canada. <http://climat.meteo.gc.ca/>)

La végétation et l'usage des terres varient en fonction du climat. Dans les basses terres du Lac Saint-Jean et les régions avoisinantes, le domaine bioclimatique d'origine est la sapinière (Grondin, Saucier, Blouin, Gosselin, & Robitaille, 2003), mais une certaine quantité des terres est désignée pour l'activité humaine, en particulier l'agriculture. En dehors de cette région et à l'exception des zones de coupes, le territoire du bassin versant demeure un espace naturel et est dominé par les domaines bioclimatiques de la sapinière et de la pessière à mousse (Grondin et al, 2003).

CHAPITRE 3

UTILISATION DE DONNÉES DE GMON POUR LA MODÉLISATION D'ÉQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE⁵

3.1 Résumé

Rio Tinto a récemment fait l'acquisition de neuf GMON, sondes de mesure des équivalents en eau de la neige (EEN) qui donnent des valeurs en temps réel, et les a déployées sur une partie des stations météorologiques du bassin versant du Lac Saint-Jean. Un des objectifs de ce déploiement est de remplacer ou du moins compléter les relevés manuels, coûteux et limités, pour l'ajustement des valeurs d'EEN du modèle de prédiction hydrologique.

L'objectif de cette étude est, dans un contexte de prévision hydrologique, d'évaluer la qualité des données fournies par les GMON déjà en place et de déterminer dans quelle mesure la modélisation numérique pourrait être utilisée pour générer des données d'EEN aux stations météorologiques existantes non équipées de GMON. Pour ce faire, les données de GMON sont évaluées par rapport à la qualité des données brutes (présence de valeurs aberrantes et de données manquantes) et par rapport à l'exactitude des mesures (écarts par rapport aux relevés manuels et aux données de hauteur de neige). Les données des stations météorologiques sont évaluées par rapport à leur utilisabilité en modélisation du manteau neigeux. Cette modélisation est finalement mise en œuvre à partir des données d'EEN et météorologiques considérées comme utilisables.

L'inspection des données de GMON montre que celles-ci ne produisent pas toujours des mesures de manière continue. En effet, des données manquantes sont répertoriées sur les 57 % des séries de données produites. Un autre problème est la présence de valeurs aberrantes,

⁵ Ce rapport a été remis à Rio Tinto Aluminium – Énergie électrique 1954 rue Davis, Jonquière, QC, Canada

incluant des épisodes de bruit excessif. Ce type de problème se retrouve dans 52 % des séries de données. Des traitements permettent de corriger les valeurs aberrantes et les données manquantes de courte durée, mais les données manquantes de longue durée ne sont pas récupérables.

L'analyse des données de GMON montre un certain nombre de dysfonctionnements. Sur les 21 hivernations (séries d'EEN couvrant un hiver pour une station) disponibles pour cette étude, deux seulement ne présentent aucune anomalie de type données manquantes ou données aberrantes. Le développement et l'application d'un protocole de correction de type « post-traitement » des données brutes a permis de réduire fortement le nombre de ces anomalies, mais pas de les éliminer complètement. Après l'application de ce protocole, huit hivernations ont été jugées entièrement utilisables, huit hivernations sont considérées comme utilisables sur la période critique liée à la crue de printemps, du 1^{er} février au jour de disparition du manteau neigeux, et cinq hivernations ont été classifiées comme non utilisables. Lorsque comparées aux mesures de référence (mesures manuelles d'EEN et mesures en continu d'hauteur de la neige à partir du SR-50) les données des GMON montrent un nombre important de discordances. Sur les 16 hivernations considérées comme utilisables ou partiellement utilisables après analyse des anomalies, 16 (100%) présentent un retard de détection de la date de disparition du manteau neigeux par rapport aux données de hauteur de neige. Les écarts mesurés s'étendent de 1 à 33 jours avec une médiane située au-delà de six jours. Lorsque comparée aux valeurs d'EEN issues des mesures manuelles, on constate que quatre des 16 hivernations présentent une différence moyenne absolue supérieure à 15%, seuil d'acceptabilité fixé arbitrairement.

Les données météorologiques nécessaires à la modélisation du manteau neigeux présentent elles aussi des déficiences mesurées. Tout d'abord, il apparaît que les paramètres météorologiques mesurés peuvent différer d'une station à l'autre. Seules trois stations sur les neuf disponibles pour cette étude mesurent l'ensemble des six paramètres cibles. Plus de la moitié sont dépourvues des capteurs d'humidité relative. Trois stations ne produisent pas de données sur les vitesses du vent. Ce manque d'homogénéité du parc de stations

météorologiques a pour effet de limiter fortement le choix des modèles de neige utilisables pour générer des données d'EEN synthétiques. Seuls les modèles dits simples, ne nécessitant que la température de l'air, les précipitations et les radiations solaires incidentes comme intrants, ont pu être testés. Par ailleurs, les données disponibles pour ces trois paramètres présentent également des valeurs aberrantes ou manquantes. Sur 21 séries de données étudiées, huit ne présenteraient aucun défaut notable, quatre ont pu être corrigées manuellement et neuf se sont avérées inutilisables.

Dans ce contexte où à la fois les données de GMON et les données météorologiques présentent des taux d'utilisabilité limités, l'exercice de modélisation n'a pas permis d'évaluer dans quelle mesure la modélisation du manteau neigeux pourrait être utile pour générer des données d'EEN aux sites non équipés de GMON. Malgré tout, l'utilisation de modèles simples a permis d'affiner le diagnostic quant à la justesse des mesures de certaines GMON.

Globalement, cette étude suggère que :

- Les GMON constituent un instrument au potentiel intéressant, capable de compléter les mesures manuelles d'EEN. Par contre la qualité de données à ce jour est trop inégale pour être utilisable de façon systématique et automatisée. La mise en place d'un programme de suivi et de vérification des données des GMON actuellement en opération avant le déploiement de nouvelles unités est fortement recommandée. De plus, une calibration des paramètres de GMON devrait être accomplie lorsque plus de données seront disponibles.
- La qualité des données météorologiques actuellement mesurées par les stations en opération limite fortement l'utilisation de modèles numériques pour simuler l'EEN aux stations non munies de GMON. La mise en place d'une stratégie de « post-traitement » des données collectées permettrait une amélioration de ce point.
- Le choix des paramètres mesurés aux différentes stations météorologiques déployées sur le bassin versant du Lac Saint-Jean limite le choix de modèles numériques d'EEN aux plus simples et moins robustes des modèles disponibles. Cette situation pourrait être corrigée à

faibles coûts, ces stations possédant l'infrastructure nécessaire à l'accueil de capteurs tels que des anémomètres et des capteurs d'humidité relative.

- La pertinence d'utiliser une modélisation du manteau neigeux pour générer des estimations d'EEN, basées sur les données disponibles à ce jour, n'a pas pu être évaluée de façon satisfaisante.

3.2 Introduction

Au Québec, comme dans toute autre région nordique, le suivi de l'équivalent en eau de la neige (EEN) contenu sur un bassin versant est un élément essentiel dans la prise de décision en production hydroélectrique. Traditionnellement, des relevés manuels d'EEN étaient effectués à des endroits stratégiques en amont des barrages afin d'anticiper les quantités d'eau disponible à la formation de la crue de printemps. Malgré le fait que cette méthode soit coûteuse et peu représentative spatialement et temporellement, son utilisation est maintenue faute d'alternatives fiables. Récemment, un nouvel instrument de mesure utilisant l'atténuation des rayons gamma naturels a été mis sur le marché. Couramment appelé GMON et commercialisé sous le nom de CS725, cet appareil permet de prendre des mesures non destructrices d'EEN d'une surface comprise entre 50 et 100 m² toutes les 6 heures (Campbell Scientific, 2012). À ce jour, il n'existe qu'un nombre limité d'études publiées portant sur la fiabilité des mesures prises par les GMON. Choquette et al., (2013) font état d'une marge d'erreur absolue de 5%, tandis que Smith et al., (2017) rapportent une surestimation allant jusqu'à 35 % des quantités d'EEN ainsi qu'une corrélation relativement élevée ($R^2 > 0,9$) entre les EEN mesurés par la GMON et ceux mesurés manuellement. Dans ce contexte, Rio Tinto Aluminium (RTA) a récemment fait l'acquisition de neuf GMON et les a installées à différents endroits sur son territoire d'asservissement hydrologique dans le but ultime de les utiliser comme source d'intrant en temps réel pour son modèle de prédiction hydrologique. Jusqu'à présent, les EEN du modèle hydrologique étaient ajustés à partir des données de relevés manuels. Un tel changement nécessite dans un premier temps d'évaluer la qualité et la justesse des GMON déjà installées. Une solution doit également être trouvée pour les sites de mesures d'EEN manuelles

qui ne sont pas encore munis de GMON. Ce rapport présente les résultats d'une étude visant à évaluer :

- La qualité des données de GMON et leur utilisabilité en tant que sources automatiques de données ;
- L'utilisation de modèles de neige pour générer des estimations d'EEN aux sites qui ne sont pas encore équipés de GMON. Ce dernier point requiert :
 - 1) D'estimer dans quelle mesure les données météorologiques enregistrées sur ces sites sont utilisables en modélisation.
 - 2) D'identifier les modèles de neige adaptés aux conditions opératoires et à les calibrer à l'aide des données de GMON de sites qui en sont équipés.

3.3 Site

Cette étude couvre l'ensemble du bassin versant du Saguenay-Lac-St-Jean. Celui-ci contient 17 stations nivométriques auxquelles des relevés manuels de neige par carottage sont effectués plusieurs fois par hiver (Figure 3.1). Un total de neuf ensembles GMON + SR50 (hauteur de neige) ont été installés ces dernières années. Huit de ces ensembles ont été installés à des stations nivométriques manuelles déjà existantes. 16 stations météorologiques sont réparties sur le bassin versant et en périphérie de celui-ci. Les stations météorologiques ne sont pas toutes munies des mêmes capteurs, seules les mesures de températures de l'air et de précipitations sont communes aux diverses stations.

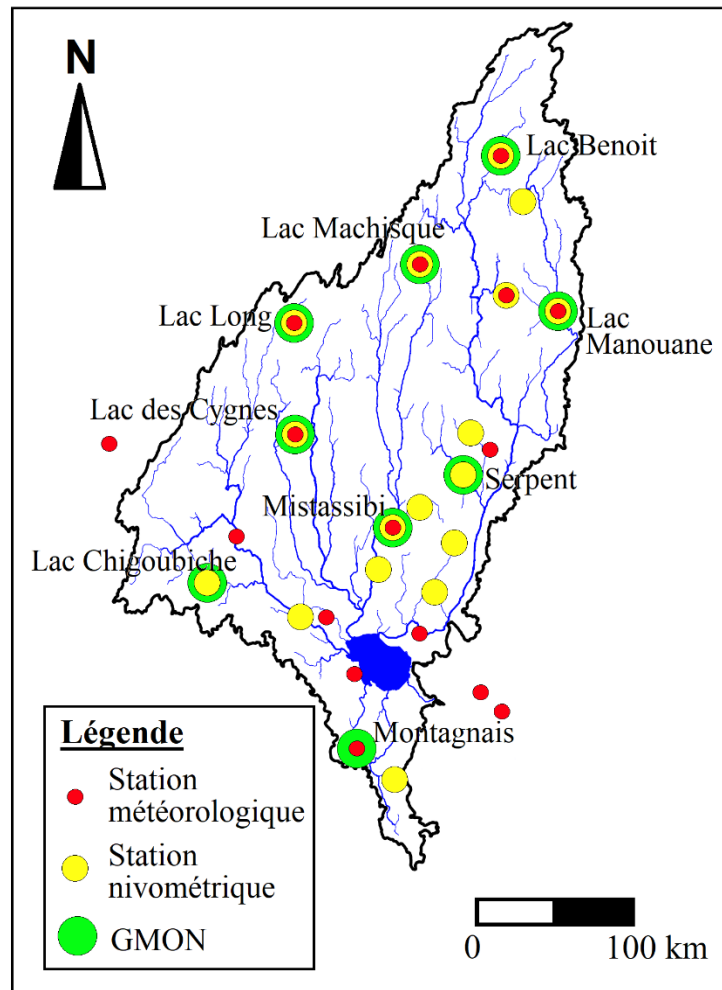


Figure 3.1 Carte des stations météorologiques et nivométriques du bassin versant du Saguenay-Lac-St-Jean

3.4 Qualité et traitement des données brutes de GMON

3.4.1 Inventaire

Quatre des neuf GMON réparties sur le bassin versant ont été mises en opération en 2013, les cinq autres ont été installées en 2016. Ainsi, le nombre total de séries hivernales utilisables était de 21 au moment de cette étude. Le Tableau 3.1 dresse un inventaire de ces neuf stations.

Tableau 3.1 Stations nivométriques équipées de GMON

Station	Latitude (°N)	Longitude (°O)	Altitude (m)	Nombre d'hivers	Période mesurée
Lac des Cygnes	49,8878	72,9019	468	4x4	2013-2014 à 2016-2017
Lac Machisque	50,8906	71,8300	543		
Mistassibi	49,3731	71,9408	244		
Serpent	49,7000	71,3667	323		
Lac Benoit	51,5324	71,1108	549	5x1	2016-2017
Chigoubiche	49,0000	73,6000	511		
Lac Long	50,5067	72,9647	468		
Manouane Est	50,6564	70,5328	497		
Montagnais	47,8958	71,8883	497		

Les 21 séries individuelles utilisées dans cette étude sont appelées « hiver-station ». Chaque série débute le 10 octobre et dure 253 jours. Elles finissent le 20 juin pour les années non bissextiles.

3.4.2 Qualité des données

Deux aspects sont pris en compte lors de l'analyse des données provenant des GMON : la qualité des données brutes et l'exactitude des mesures. Dans le cadre de cette étude, la qualité des données brutes couvre l'ensemble des anomalies du signal enregistré par la sonde, autres que celles reliées à la précision de la mesure. Deux types d'anomalies du signal ont été détectés dans les 21 séries hiver-station étudiées : des données manquantes et des valeurs aberrantes.

3.4.2.1 Données manquantes

Les données manquantes consistent en tous les intervalles d'enregistrement de 6 heures pour lesquelles aucune valeur d'EEN n'a été enregistrée. La durée des données manquantes est variable. Certaines données manquantes ne durent qu'un seul intervalle de 6 heures tandis que d'autres durent quelques semaines et plus. Par exemple, dans la série Lac Machisque 2015-2016 (Figure 3.2), plusieurs épisodes de données manquantes de durées différentes sont observables. À la fin du mois de décembre de cette série, il y a 5 jours pour lesquels aucune

donnée n'a été enregistrée. Aussi, près de 2 mois de données sont manquants pour les mois d'avril et de mai, à l'exception de quelques données isolées enregistrées au mois de mai.

3.4.2.2 Valeurs aberrantes

Une valeur est considérée aberrante lorsqu'elle montre une discontinuité franche (minimum 10 mm d'EEN) par rapport aux données avoisinantes et que cette discontinuité ne peut pas trouver d'explication dans les autres données mesurées à la station météorologique. Les valeurs aberrantes peuvent apparaître sur un seul ou plusieurs intervalles d'enregistrement de 6 heures. Par exemple, dans la série Lac Machisque 2015-2016 (Figure 3.2), plusieurs valeurs aberrantes sont disséminées entre les mois de novembre et février.

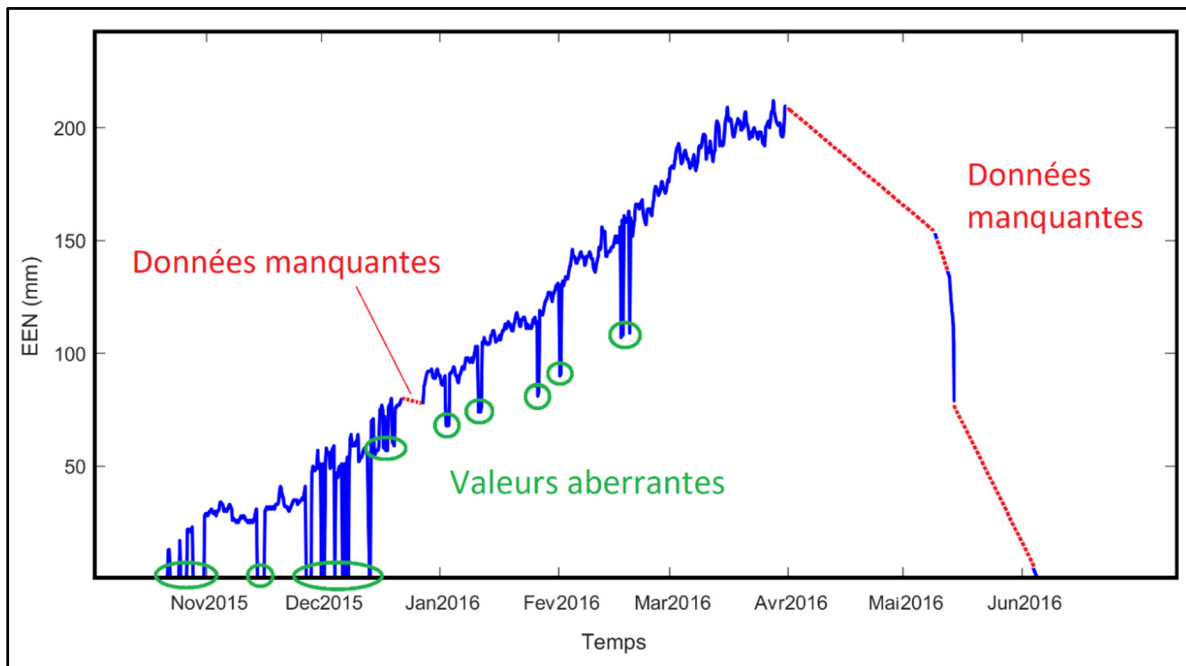


Figure 3.2 Exemple d'anomalies du signal sur les séries de GMON (Lac Machisque 2015-2016)

3.4.2.3 Statistique des anomalies

Le nombre d'anomalies répertoriées varie d'une station à l'autre. La Figure 3.3 montre la distribution du nombre de données manquantes et de données aberrantes pour les séries de GMON.

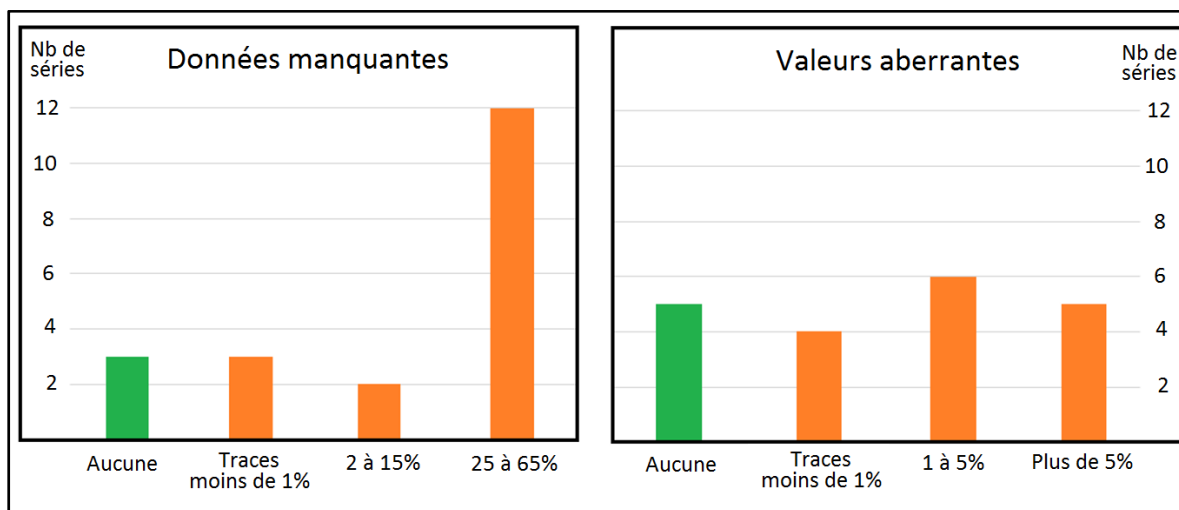


Figure 3.3 Importance relative des données manquantes et valeurs aberrantes des séries de GMON

Lorsque le compte des deux types d'anomalies est combiné, il n'y a que deux séries sur 21 qui ne contiennent aucune anomalie (Figure 3.4). Deux séries ont des données manquantes uniquement et deux autres séries ont des données aberrantes uniquement. Finalement, un total de 15 séries contient les deux types d'anomalies. Ainsi, l'inspection de la qualité des données brutes montre qu'il n'est pas possible d'envisager l'utilisation des données brutes de GMON en renseignant le modèle de prédiction hydrologique directement à partir des systèmes d'acquisition. L'utilisation de ces données en modélisation du manteau neigeux hors prédiction est envisageable, mais nécessitera une étape de correction et de tri préalable.

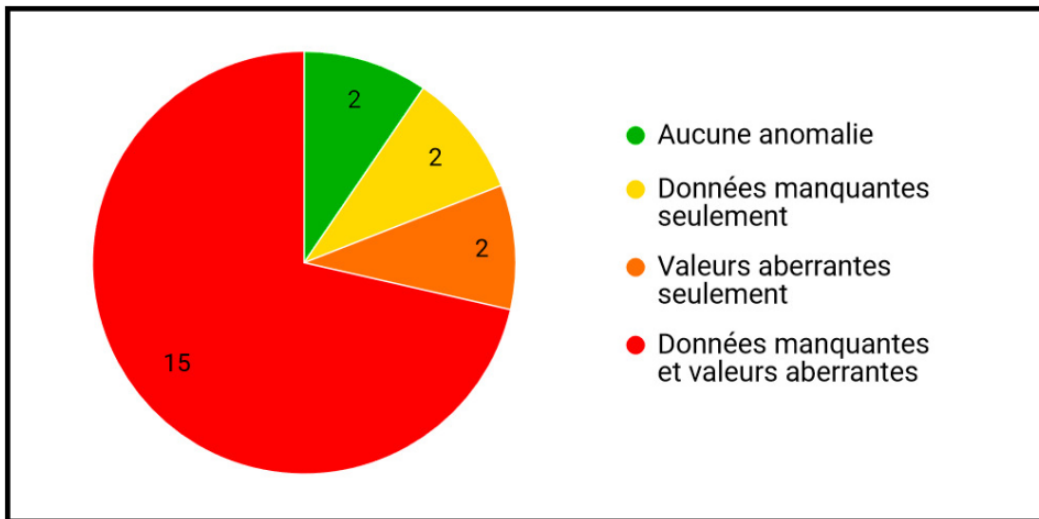


Figure 3.4 Proportion des séries ayant des données manquantes et/ou des valeurs aberrantes

3.4.3 Correction des anomalies dans les données brutes

Certaines anomalies peuvent être corrigées de façon à rendre des séries de mesures d'EEN utilisables. La procédure de correction des données utilisée dans le cadre de ce projet a pour objectif d'augmenter le nombre de séries temporelles utilisables à des fins de modélisation de l'EEN. Elle repose sur un traitement différé des données. Ce type de traitement implique qu'au moment où la correction est effectuée, l'anomalie n'est plus générée par la GMON et les données météorologiques pouvant servir de référence sont disponibles. Cette procédure ne permet donc pas l'utilisation des données corrigées dans un système « en temps réel » tel que le système de prévisions hydrologiques. Une automatisation de certaines corrections serait envisageable, mais un décalage temporel de plusieurs pas de temps de (1 pas de temps = 6 heures) s'avèrerait tout de même nécessaire.

3.4.3.1 Méthode

Les deux types d'anomalies sont corrigés suivant la procédure suivante :

- Pour toute série de valeurs aberrantes isolées ou de valeurs manquantes d'une durée de 4 jours ou moins, les valeurs d'EEN à corriger sont substituées en utilisant une interpolation

linéaire à partir des valeurs justes mesurées immédiatement avant et après l'anomalie. Les séries d'anomalies de plus de 4 jours ne sont pas remplacées par interpolation et sont alors considérées comme des données manquantes.

- Pour des valeurs aberrantes de type non isolées, c'est-à-dire répétitives, il peut être parfois difficile d'identifier les valeurs justes. Lorsque cette situation se présente, il est possible de recourir à l'utilisation de données météorologiques comme référence. L'utilisation des données de précipitation et de températures par exemple permet de confirmer ou d'infirmer des changements brusques dans la mesure de l'EEN. Une forte augmentation de valeur d'EEN est en général reliée à un épisode de précipitation. De même une baisse subite de la valeur d'EEN associée à des températures de l'air au-dessus du point de congélation. Dans le cadre de cette recherche, l'utilisation des données météorologiques comme référence pour la correction des données aberrantes a été utilisée lorsque possible.

Une fois la procédure de correction ci-dessus appliquée, la qualité des données brutes est réévaluée. Les aberrations non corrigées sont alors considérées comme des valeurs manquantes.

3.4.3.2 Résultats

La Figure 3.5 montre un exemple des données de GMON avant (valeurs brutes) et après la correction. Dans ce cas précis, l'ensemble des anomalies / données manquantes ont pu être corrigées, rendant l'hiver-station utilisable pour le reste de l'étude.

Six séries préalablement classifiées comme contenant des valeurs aberrantes et/ou manquantes ont pu être corrigées sur toute leur étendue, car les anomalies étaient toutes de courte durée. Cette étape de correction porte donc à huit le nombre d'hivers-stations considérés comme utilisables sur la totalité de la saison d'accumulation hivernale.

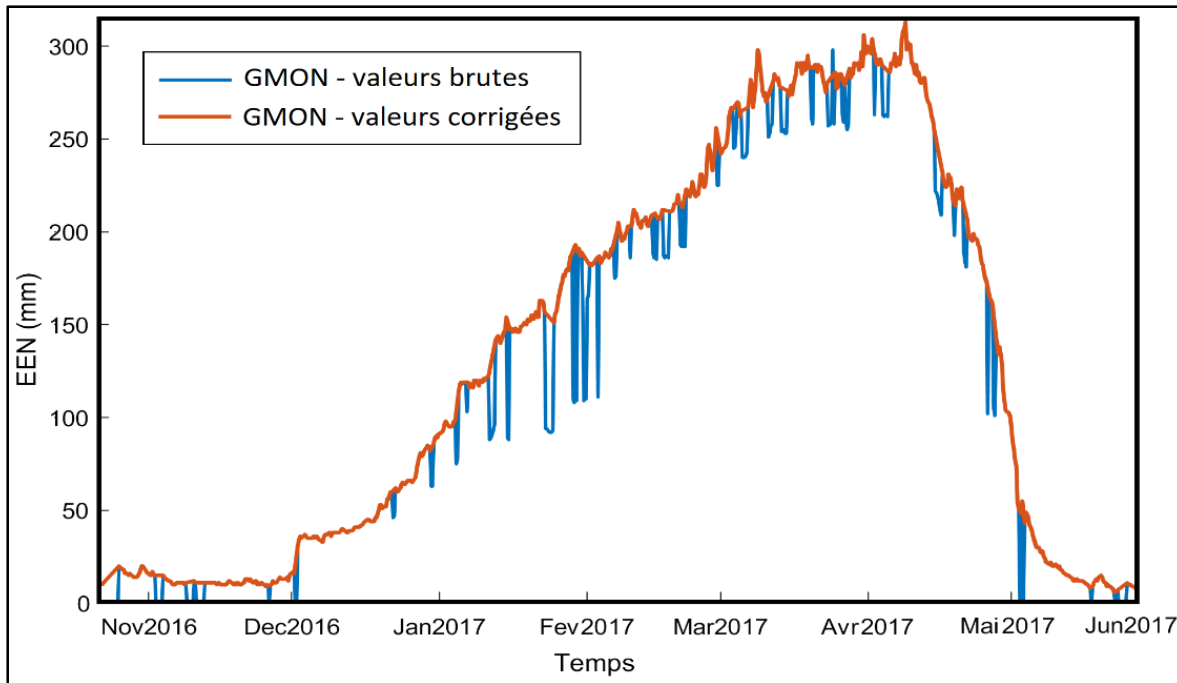


Figure 3.5 Données brutes et corrigées de GMON (Mistassibi 2016-2017)

Les 13 hivers-stations restants n'ont pas pu être corrigés sur la totalité de la période. Un certain nombre de ces séries présentant une continuité entre le 1^{er} février et la fin de la fonte printanière ont été classifiées comme partiellement utilisables pour le reste de l'étude. En effet, cet intervalle de temps est le plus important pour la prévision de la crue printanière, et ces séries même incomplètes contiennent des données de valeur. Huit parmi ces 13 séries répondent à ce critère (Figure 3.6). Les cinq séries restantes sont considérées inutilisables et n'ont pas été utilisées dans le reste de l'étude.

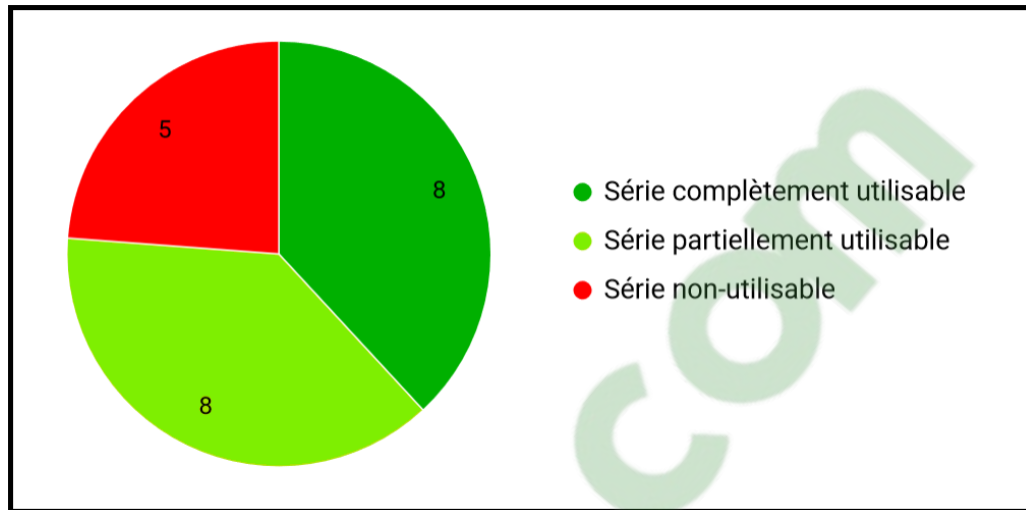


Figure 3.6 Nombre des séries de GMON utilisables pour la vérification de l'exactitude des mesures

3.4.4 Discussion sur la correction des anomalies

Les anomalies présentes de façon quasi systématique dans les séries de GMON représentent un handicap majeur pour leur utilisation directe dans un modèle de prévision hydrologique. Un traitement a posteriori des séries temporelles fournies par les GMON est possible et permet d'en rendre une partie utilisable à des fins de modélisation ou de vérification de l'exactitude de leur mesure. Par contre, ces données corrigées ne peuvent pas être considérées de qualité identique à celles mesurées par la GMON, car la correction repose sur des hypothèses qui ne sont pas toujours vérifiables. La correction par interpolation, entre autres, assume la linéarité du signal entre deux points de référence.

Dans le cas présent, l'application du protocole de correction des données a permis de « récupérer » un grand nombre de séries.

3.5 Exactitude de la mesure

3.5.1 Mesures de hauteur de neige et relevés manuels d'EEN

Les SR-50 qui mesurent en continu les hauteurs de neige permettent d'identifier des événements associés à l'évolution du manteau neigeux saisonnier tels que les dates de début et de fin de présence de neige au sol ainsi que les dates et amplitudes des principales chutes de neige. Ces valeurs de référence permettent ici d'évaluer la concordance du signal provenant des GMON. Les données de SR-50 sont en général fortement bruitées nécessitant un lissage avant utilisation.

Les relevés de neige manuels réalisés aux 17 stations nivométriques sont effectués trois ou quatre fois par hiver avec un intervalle d'environ 1 mois. Les mesures sont faites par carottage et la valeur d'EEN de l'échantillon est calculée à partir du poids et du volume de neige prélevé. La première mesure de l'hiver est typiquement effectuée vers la fin du mois de janvier et la dernière à la fin mars ou début avril. Bien que les relevés manuels soient des mesures directes de l'EEN, elles comportent une incertitude non négligeable. Cette incertitude provient à la fois de la méthode de mesures du volume et du poids de l'échantillon, de la méthode d'échantillonnage (sous-estimation en cas de pertes en présence d'une lame de glace par exemple), mais surtout de l'hétérogénéité du milieu étudié. Chaque station nivométrique possède 5 points de référence appelés « poteaux » auxquels les carottages sont effectués. La valeur retenue pour chaque site correspond à une moyenne calculée à partir de ces 5 échantillons sans prise en compte de la position relative de chaque poteau par rapport à la GMON. La surface mesurée par un échantillon est de quelques centaines de cm^2 uniquement alors que la GMON échantillonne sur près de 100 m^2 .

3.5.2 Méthode d'analyse

3.5.2.1 SR-50 et GMON

Dans le cadre de cette étude, la seule donnée du SR-50 utilisée pour évaluer la performance de la GMON est le jour de disparition complète du manteau neigeux. Le SR-50 est un appareil dont la technologie est assez éprouvée pour être considérée comme fournissant une valeur de référence fiable. La comparaison entre les deux séries de données est faite en calculant la différence entre les jours à partir desquels les appareils indiquent une absence de neige au sol suite à la fonte printanière.

3.5.2.2 Relevés manuels et GMON

Les valeurs de GMON et les relevés manuels sont comparés les uns aux autres en faisant une analyse de corrélation entre les deux séries de données. En plus du coefficient de corrélation, la pente de la courbe de corrélation est utilisée afin de détecter un biais éventuel dans la mesure. La pente est calculée pour chacune des stations ayant au minimum quatre années de mesures. Le calcul des pentes de régression se fait en forçant la droite de régression à passer par l'origine.

3.5.3 Résultats

3.5.3.1 SR-50 et GMON

Les écarts de détection de la date de la fonte totale ont été calculés pour 16 hivers-stations dont la qualité a été jugée suffisante après correction. Les résultats sont présentés à la Figure 3.7. Les valeurs positives signifient que la date de disparition du manteau neigeux indiquée par la GMON est ultérieure à celle du SR-50, ce qui est le cas pour la totalité des séries. En effet, il y a un délai systématique entre les dates de disparition du manteau neigeux des GMON par rapport aux SR-50. Ce délai est de plus de 5 jours dans 55% des cas étudiés.

3.5.3.2 Relevés manuels et GMON

La Figure 3.8 présente les résultats de l'analyse de corrélation des relevés manuels avec les valeurs des GMON. Pour les stations Lac des Cygnes et Serpent, la valeur absolue de la pente des droites de régression est supérieure à 0,99 (les deux droites de régression n'apparaissent pas sur le graphique par souci de lisibilité). Pour Mistassibi, la droite de régression est légèrement décalée par rapport à la droite de référence (pente de 0.94). C'est le cas également pour Chigoubiche, mais le faible nombre de points disponibles pour cette station ne permet pas une analyse concluante pour ce site. Les autres stations montrent toutes une déviation marquée par rapport à la droite de référence. La station de Lac Machisque est celle qui présente le plus important biais pour les stations 2013-2017. Les données pour 2016-2017 sont insuffisantes pour effectuer une régression. Cependant, la position des points sur le graphique de la Figure 3.8 suggère que les stations Lac Benoit, Lac Long et Manouane Est présentent des biais comparables à celui observé pour Lac Machisque.

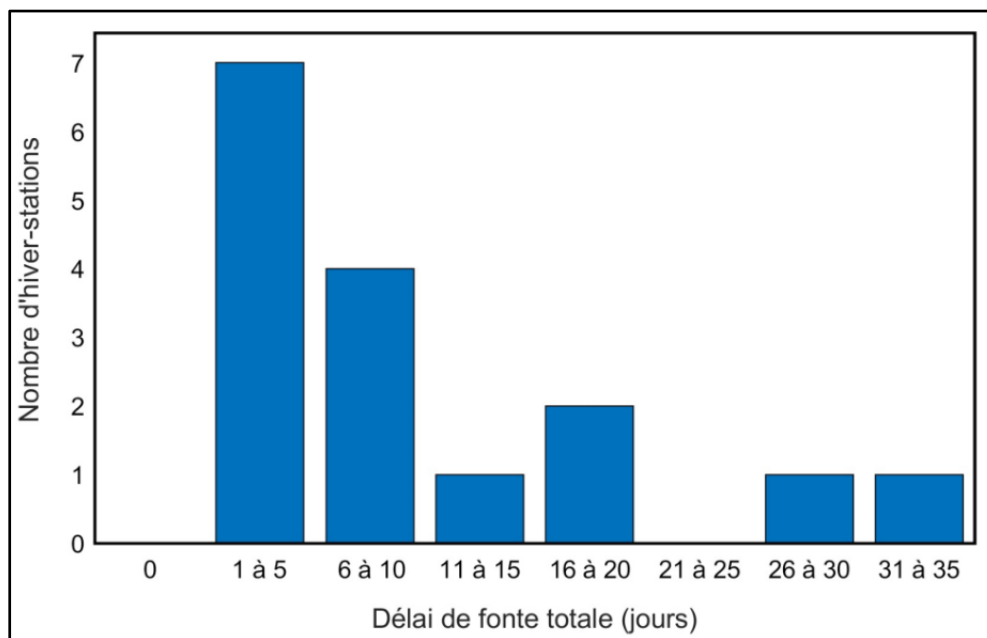


Figure 3.7 Écart de détection de la date de disparition du manteau neigeux entre le SR-50 et la GMON

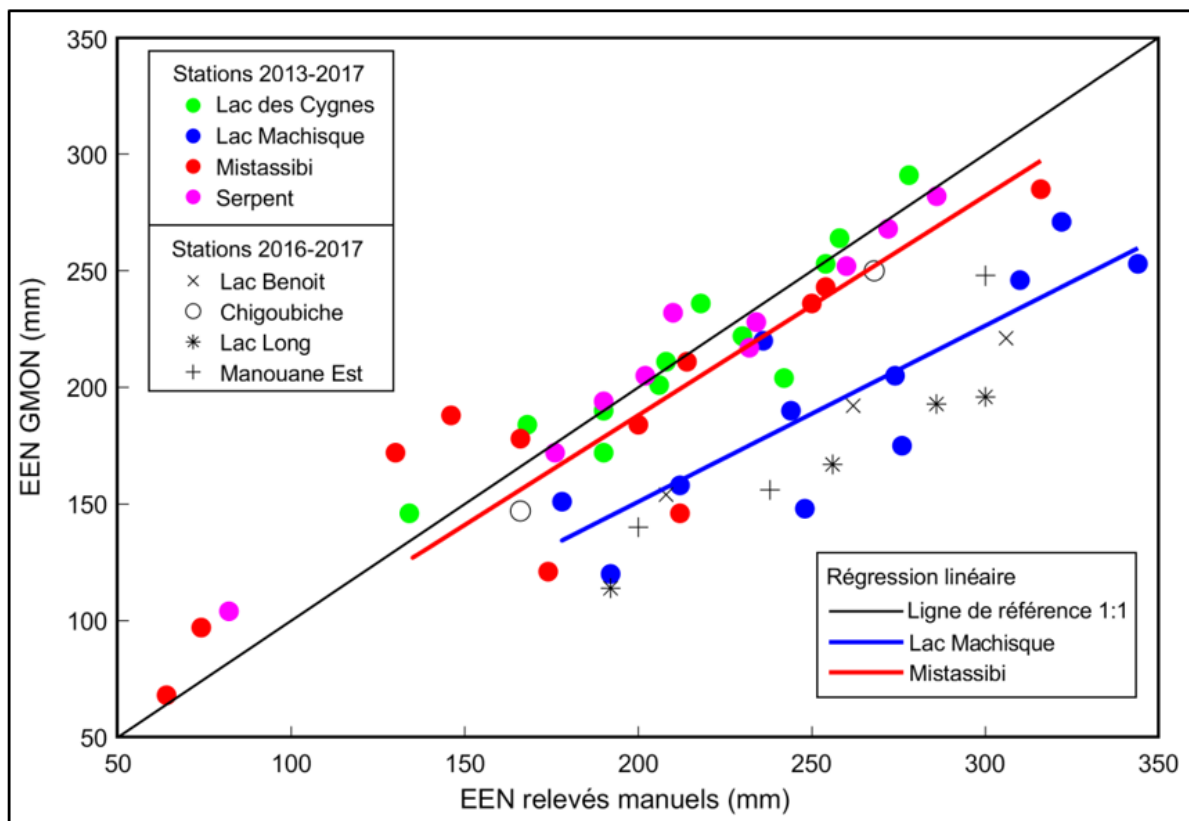


Figure 3.8 Comparaison des valeurs d'EEN fournies par la GMON a celles calculées à partir des relevés manuels

3.5.4 Discussion sur l'exactitude de la mesure

Les écarts de détection de la date de disparition du manteau neigeux entre les SR-50 et GMON sont systématiques et conséquents. Ces écarts mettent en évidence, pour les sites testés, l'incapacité des GMON dans leur état actuel, à décrire fidèlement l'EEN du manteau neigeux à la fin de la période d'ablation. Cette anomalie, également observée dans d'autres environnements tels que celui du Bassin Versant Expérimental de Sainte-Marthe (Jaspar, 2018), pourrait être causée par une variation de l'humidité du sol dans le temps. En effet, la GMON calcule l'EEN en prenant comme hypothèse que la teneur en eau des couches superficielles du sol reste invariante durant toute la période de présence du manteau neigeux. Cette hypothèse de calcul ne tient pas en compte l'infiltration abondante de l'eau de fonte dans le sol et son impact probable sur l'atténuation du rayonnement gamma naturel. Pour cette

étude, aucun hiver-station n'a cependant été rejeté par rapport à ce critère étant donné que l'impact possible de ce biais sur les prévisions hydrologiques n'a pas été quantifié à ce jour.

L'écart important observé entre les relevés manuels et les données de GMON pour plusieurs stations (Figure 3.8) soulève un doute sur la calibration, la maintenance ou sur le positionnement des GMON de ces sites. Sans qu'il soit possible de vérifier la source de ces écarts, les séries dont la différence entre les deux types de mesure est significative seront écartées des données utilisables pour le calage. Le critère utilisé est le suivant : pour qu'une série de GMON d'un hiver-station soit utilisable pour la modélisation, les relevés manuels de neige doivent avoir un écart relatif moyen de 15% (valeur fixée arbitrairement) ou moins par rapport aux valeurs indiquées par la GMON au moment de la prise de mesure. La distribution des GMON selon le critère utilisé est présentée à la Figure 3.9.

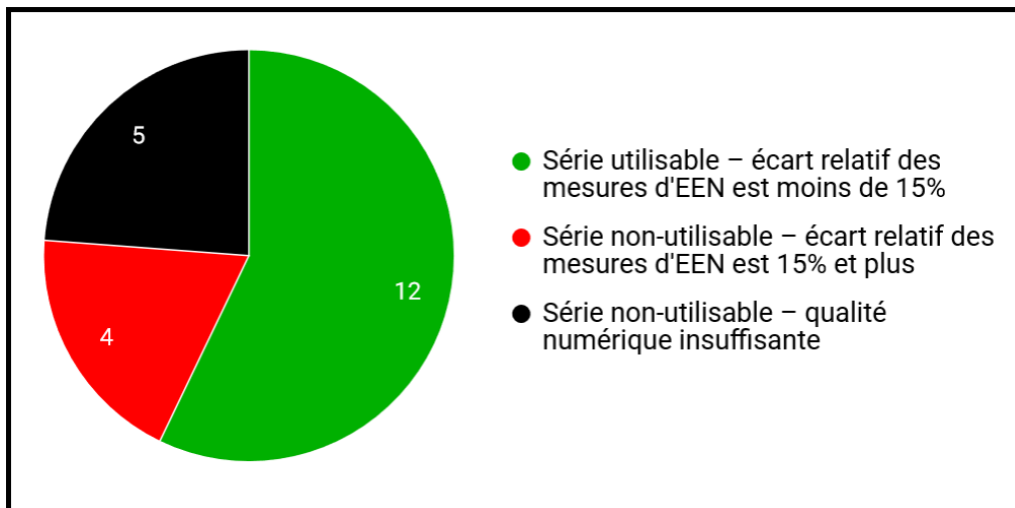


Figure 3.9 Nombre final d'hivers-stations considérés comme utilisables pour la modélisation du manteau neigeux

Le nombre d'hivers-stations disponibles pour la modélisation du manteau neigeux est de 12 sur 21. Ce chiffre peut être considéré comme faible étant donné que les critères de rejet des hivers-stations utilisés dans cette étude sont relativement larges.

3.6 Données météorologiques

3.6.1 Inventaire des données disponibles

Les données météorologiques sont utilisées dans cette étude comme intrants des modèles de neige. La disponibilité de données météorologiques de base – températures, précipitations voire radiations solaires incidentes – permet l'utilisation des modèles simples, de type empirique ou conceptuel, dont la précision dépend grandement de l'étape de calage. Les modèles à base physique sont plus robustes, mais nécessitent des données additionnelles telles que la vitesse du vent, l'humidité relative, les ondes longues et les ondes courtes. Le but de cet inventaire est d'évaluer la disponibilité des différents types de mesure météorologique afin d'identifier les modèles de neige les plus robustes possible applicables aux différents sites de l'étude.

L'inventaire des capteurs des différentes stations météorologiques équipées de GMON sur le bassin versant du Lac Saint-Jean montre une certaine disparité, comme le montre le Tableau 3.2. Trois stations sur les neuf étudiées (Lac des Cygnes, Lac Machisque et Mistassibi) possèdent tous les capteurs nécessaires à l'utilisation des modèles à base physique.

Trois autres stations (Lac Benoit, Manouane Est et Montagnais) ont un inventaire complet à l'exception de l'hygromètre. La station de Lac Long ne contient que des données de précipitations et de température. Quant aux stations de GMON Serpent et Chigoubiche, elles ne sont pas installées à proximité de stations météorologiques et n'ont donc pas de données disponibles.

Toutes les données météorologiques sont enregistrées avec des pas de temps de 1 heure. Les précipitations sont fournies sous deux formats : totales ou solides et liquides différenciés.

Tableau 3.2 Inventaire des capteurs installés à chaque station équipée de GMON

Station \ Capteur	Thermomètre	Précipitomètre	Pyrgéomètres	Pyranomètre	Hygromètre	Anémomètre
<i>paramètre mesuré</i>	<i>température</i>	<i>précipitations</i>	<i>ondes longues</i>	<i>ondes courtes</i>	<i>humidité relative</i>	<i>vitesse du vent</i>
Lac des Cygnes	x	x	x x	x	x	x
Lac Machisque	x	x	x x	x	x	x
Mistassibi	x	x	x x	x	x	x
Serpent					x	
Lac Benoit	x	x	x x	x		x
Chigoubiche						
Lac Long	x	x				
Manouane Est	x	x	x x	x		x
Montagnais	x	x	x x	x		x

3.6.2 Qualité des données brutes

Tout comme les données de GMON, les données météorologiques brutes peuvent présenter des anomalies. Celles-ci sont détectables dans les données de précipitations hivernales en les comparant avec les données du SR50 ou de la GMON. Le précipitomètre de la station Lac des Cygnes, par exemple, n'a enregistré que des valeurs nulles entre mi-janvier et début mars 2017 (Figure 3.10). Pendant cette même période, les valeurs d'EEN de la GMON de cette station sont passées de 150mm à 250mm. Ce type de phénomène est observé dans cinq hivers-stations sur 21. Ces dysfonctionnements pourraient avoir été causés par la formation d'un bouchon de glace sur le dessus du précipitomètre, mais ce n'est qu'une hypothèse.

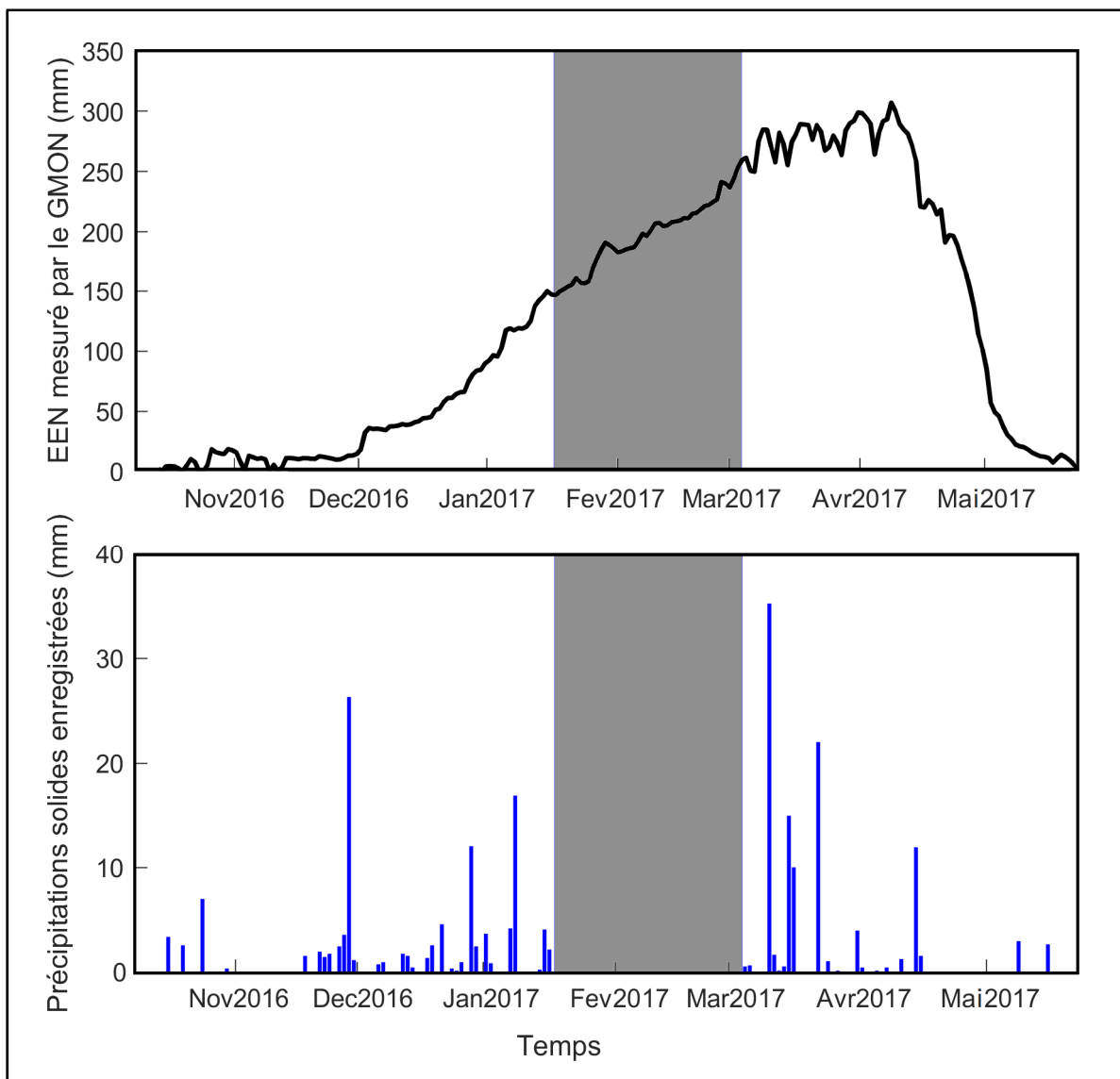


Figure 3.10 Exemple de données de précipitations manquantes entre mi-janvier 2017 et mi-février 2017

Un décompte complet du nombre de données manquantes ou erronées par hiver-station est présenté au Tableau 3.3.

Seuls les hivers-stations Lac des Cygnes 2014-2015 et Lac Benoit 2016-2017 présentent des données sans anomalie apparente sur l'ensemble de l'hiver. Les autres stations présentent des degrés divers d'anomalies. Lac Machisque 2013-2014 représente la série de données la plus

affectée par les anomalies avec plus de 50% de données aberrantes sur la moitié des paramètres mesurés.

Les données d'ondes courtes, d'ondes longues, d'humidité relative et de vitesse du vent sont généralement plus affectées par les anomalies que celles de température et de précipitations.

Tableau 3.3 Pourcentage de données avec anomalies pour les 7 stations météo équipées de GMON

Station	Température	Précipitations	Ondes longues	Ondes courtes	Humidité relative	Vitesse moyenne du vent
Lac des Cygnes 2013-2014	5		10	10	10	10
Lac des Cygnes 2014-2015						
Lac des Cygnes 2015-2016					15	5
Lac des Cygnes 2016-2017	20	10	15	15		15
Lac Machisque 2013-2014	5		70	70	10	100
Lac Machisque 2014-2015					15	
Lac Machisque 2015-2016					5	
Lac Machisque 2016-2017		5				
Mistassibi 2013-2014	10		30	30	60	40
Mistassibi 2014-2015		15				
Mistassibi 2015-2016						5
Mistassibi 2016-2017		10				
Lac Benoit 2016-2017					pas de capteur	
Lac Long 2016-2017	5		pas de capteur	pas de capteur	pas de capteur	pas de capteur
Manouane Est 2016-2017					pas de capteur	
Montagnais 2016-2017		15	15	15	pas de capteur	15

3.6.3 Traitement des données

Le but du traitement des données météorologiques dans cette étude est de pouvoir corriger une partie des anomalies détectées afin de pouvoir les utiliser pour la modélisation de la neige.

Les données sont traitées de manière différente selon leur nature. Pour toutes les données sauf les précipitations, les valeurs manquantes et les valeurs aberrantes de courtes durées (moins de 6 heures pour la température et moins de 4 heures pour les autres paramètres) sont ajustées par interpolation linéaire. Pour les données de température manquantes de plus longue durée,

l'interpolation spatiale (voisin le plus proche) est utilisée lorsque possible. Cette méthode est également utilisée dans le cas des ondes courtes bien que celles-ci présentent une variabilité spatiale sensiblement plus élevée que celle des températures.

La proportion élevée de données avec anomalies ainsi que les difficultés d'effectuer des corrections fiables éliminent l'option d'utiliser des modèles à base physique dans le cadre de cette étude. Seule l'option d'utiliser des modèles simples est donc évaluée plus en profondeur.

La Figure 3.11 présente un aperçu de l'utilisabilité des données météorologiques comme intrants dans des modèles de neige utilisant la température, les précipitations et les radiations courtes comme variables d'entrée. Après le traitement des données manquantes de précipitations, les données de 12 hivern-stations peuvent être utilisées dans des modèles de neige simples. Les données de GMON de quatre hivern-stations ne pourront pas être utilisées pour la modélisation en raison de données manquantes de précipitations, et les données de cinq autres hivern-stations ne pourront pas être utilisées en raison d'absence totale de capteurs météorologiques.

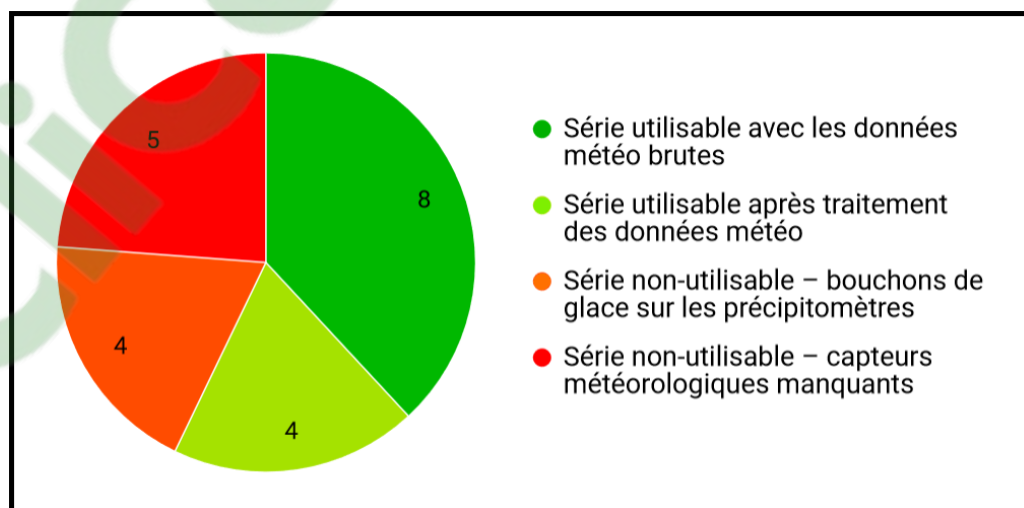


Figure 3.11 Nombre de séries de données météo utilisables pour des modèles de neige simples

3.7 Modélisation

3.7.1 But de la modélisation

Le but de la modélisation est de générer des données d'EEN fiables aux stations météorologiques non équipées de GMON. La stratégie testée ici est de caler des modèles de neige simples aux stations dont la qualité des séries temporelles d'EEN et des données météorologiques est suffisante. Une fois calés, les modèles seront utilisés sur toutes les stations dont les données météorologiques sont de qualité suffisante.

3.7.2 Méthode

3.7.2.1 Choix des modèles

Trois modèles simples de complexité différente ont été choisis pour simuler les courbes d'équivalent en eau de la neige : CEMANEIGE (Valéry et al., 2014), le module de base du modèle hydrologique HYDROTEL (Turcotte et al., 2007), et ETI (Pellicciotti et al., 2005).

Ces modèles ont été choisis parce qu'ils peuvent être utilisés sur un maximum d'hivers-stations en raison du petit nombre de paramètres d'entrée requis. Les données de température et de précipitations suffisent au fonctionnement de CEMANEIGE et HYDROTEL, tandis que ETI requiert en plus les données d'ondes courtes entrantes.

CEMANEIGE utilise des relations empiriques de degrés-jours pour calculer la fonte. Il utilise des relations simples qui sont fortement dépendantes des paramètres ajustés lors du calage. HYDROTEL est un modèle plus sophistiqué qui utilise certaines équations à base physique alimentées par des paramètres météorologiques calculés de façon empirique à partir de données de température et de précipitation. ETI est un modèle simple qui, en plus des degrés-jours, utilise une relation empirique avec les données d'ondes courtes pour calculer la fonte de la neige.

L'utilisation de modèles plus complexes et robustes tels que MASiN (Mas et al., 2018) ou CROCUS (Brun, 1989) aurait pu mieux correspondre au besoin de robustesse que nécessite un calage à un site différent de celui d'application que les modèles simples. Ces options n'ont toutefois pas été évaluées dû au manque de données météo disponibles (voir point précédent).

3.7.2.2 Calage

À cette étape du projet, le calage des modèles de neige simples requiert des hivers-stations évalués comme acceptables sur l'ensemble des critères étudiés :

- La qualité des données brutes d'EEN fournies par la GMON.
- L'exactitude des données de GMON en prenant comme référence les relevés manuels.
- La qualité des données météorologiques brutes.

Le résumé de ces évaluations est présenté au Tableau 3.4.

Les 5 seuls hivers-stations qui remplissent ces critères sont Lac des Cygnes (2013-2014, 2014-2015, 2015-2016), Lac Machisque (2014-2014) et Mistassibi (2015-2016). Les 16 autres hivers-stations évalués présentent soit des données de GMON inutilisables, soit des données météorologiques insuffisantes ou soient les deux.

Le faible nombre d'hivers-stations utilisables pour le calage des modèles de neige limite considérablement la portée de cette phase du projet.

Pour les opérations de calage, l'algorithme d'optimisation SCEUA (Duan et al., 1993) est employé avec comme fonction objectif la moyenne des écarts absolus entre les données d'EEN mesurées par les GMON et celles qui sont simulées par les modèles. Les cinq hivers-stations sont considérés comme un jeu de données homogène. Pour chaque modèle à caler, l'algorithme SCEUA est lancé 20 fois et le jeu de paramètres qui retourne la moyenne des écarts absolus le plus petit est considéré comme optimal. Il y a deux paramètres à caler pour les modèles CEMANEIGE et ETI, et cinq pour le modèle HYDROTEL.

Tableau 3.4 Utilisabilité des séries hiviers-stations selon les différents critères de sélection (les cellules en rouge représentent des données non utilisables, celles en noir n'ont pas pu être évaluées)

Série	Critère			Tous les critères combinés
	Qualité numérique	Exactitude de la mesure	Données météorologiques	
Lac des Cygnes 2013-2014	✓	✓	✓	✓
Lac des Cygnes 2014-2015	✓	✓	✓	✓
Lac des Cygnes 2015-2016	✓	✓	✓	✓
Lac des Cygnes 2016-2017	✓	✓	x	x
Lac Machisque 2013-2014	x		✓	x
Lac Machisque 2014-2015	✓	✓	✓	✓
Lac Machisque 2015-2016	x		✓	x
Lac Machisque 2016-2017	✓	x	x	x
Mistassibi 2013-2014	✓	x	✓	x
Mistassibi 2014-2015	✓	✓	x	x
Mistassibi 2015-2016	✓	✓	✓	✓
Mistassibi 2016-2017	✓	✓	x	x
Serpent 2013-2014	✓	✓	x	x
Serpent 2014-2015	✓	✓	x	x
Serpent 2015-2016	✓	✓	x	x
Serpent 2016-2017	x		x	x
Lac Benoit 2016-2017	x		✓	x
Chigoubiche 2016-2017	x		x	x
Lac Long 2016-2017	✓	x	x	x
Manouane Est 2016-2017	✓	x	✓	x
Montagnais 2016-2017	x		x	x

3.7.2.3 Utilisation des modèles aux stations possédant les données météorologiques complètes

Une fois calés, les modèles sont utilisés sur les hiviers-stations possédant des données météorologiques et une qualité numérique de GMON acceptable, mais dont l'exactitude de la mesure n'a pas forcément été jugée fiable. En plus des cinq hiviers-stations utilisés au calage des modèles, deux hiviers-stations correspondent à ce critère : Mistassibi (2013-2014) et Manouane Est (2016-2017). La comparaison entre les données de GMON et les sorties des modèles sont alors effectuées en calculant le biais relatif du modèle (moyenne des écarts entre la valeur mesurée par la GMON et celle estimée par le modèle divisé par la valeur mesurée) pour la période du 1^{er} février au 10 avril. Seuls les jours pour lesquels les données de GMON

ne possèdent pas d'anomalies sont pris en compte dans le calcul. Cette restriction permet d'augmenter le nombre d'hivers-stations testés au détriment de la comparabilité intersite des performances de modèles.

3.7.3 Résultats

Les moyennes des écarts absolus entre les EEN des modèles et des GMON pour les cinq hivers-stations utilisés au calage sont présentées au Tableau 3.5. Ces données permettent de constater que la capacité des modèles à reproduire correctement l'accumulation de la neige telle que mesurée par les GMON est limitée et varie grandement d'une station à l'autre et d'une année à l'autre pour chaque station. Pour le Lac des Cygnes par exemple, HYDROTEL présente une moyenne des écarts absolus satisfaisante pour les deux premiers hivers, mais un écart beaucoup plus important pour le dernier hiver de simulation. La situation est inverse pour les deux autres modèles qui montrent une bonne performance sur le dernier hiver uniquement. Les mesures d'EEN au Lac Machisque ne sont simulées convenablement par aucun des modèles. Cette difficulté à modéliser les valeurs de cette station en particulier suggère que ce site présente un comportement différent de ceux des quatre autres hivers-stations utilisés.

Tableau 3.5 Moyenne des écarts absolus entre les EEN des modèles et des GMON pour les stations de calage (en mm)

Série	CEMANEIGE	HYDROTEL	ETI
Lac des Cygnes 2013-2014	40	8	33
Lac des Cygnes 2014-2015	42	9	44
Lac des Cygnes 2015-2016	7	53	8
Lac Machisque 2014-2015	135	106	138
Mistassibi 2015-2016	13	35	10

Le Tableau 3.6 présente le biais moyen de chaque modèle pour sept hivers-stations. Le biais peut être vu ici comme la tendance du modèle à sur ou sous-estimer les valeurs produites par les GMON.

Tableau 3.6 Biais des modèles par rapport aux GMON (en %)

Série	CEMANEIGE	HYDROTEL	ETI
<i><u>Stations utilisées pour le calage</u></i>			
Lac des Cygnes 2013-2014	21	-1	18
Lac des Cygnes 2014-2015	17	3	20
Lac des Cygnes 2015-2016	0	-23	-2
Lac Machisque 2014-2015	54	43	55
Mistassibi 2015-2016	0	-16	1
<i><u>Autres stations</u></i>			
Mistassibi 2013-2014	78	49	75
Manouane Est 2016-2017	4	-13	11

De manière générale, les données de modélisation obtenues avec CEMANEIGE et ETI tendent à surestimer les valeurs par rapport à celle des GMON. HYDROTEL présente des biais parfois positifs et parfois négatifs. Tout comme ce fut le cas au tableau précédent, Lac Machisque (2014-2015) présente des valeurs de biais bien supérieures à celles des autres hivers-stations utilisés pour le calage et ce, quel que soit le modèle considéré. Ce comportement peut être dû à une sous-estimation des valeurs de GMON de Lac Machisque par rapport aux valeurs réelles d'EEN du manteau neigeux. En effet, le biais de modélisation pour cette station est comparable au biais de ses relevés manuels (Figure 3.8). Mistassibi 2013-2014 présente le même type de singularité. Cette situation est étonnante dans le cas de cette dernière puisque les résultats pour la même station pour l'hiver 2015-2016 sont plus satisfaisants. Cette situation pourrait être due à une intervention sur les équipements de mesure (positionnement ou réglage) entre les deux hivers.

Les résultats obtenus pour les deux hivers-stations non utilisés lors du calage des modèles sont détaillés à la Figure 3.12. Pour ces deux cas, la justesse de la mesure n'avait pas été jugée acceptable lors de la comparaison des sorties de GMON avec les relevés manuels (point 4.3) (écarts visibles sur la Figure 3.12). Les résultats montrent que les modèles convergent vers les mesures manuelles dans le cas de Mistassibi (2013-2014) et vers les mesures de GMON dans le cas du Lac Manouane Est (2016-2017). Cette différence concorde bien avec le premier

diagnostic effectué à travers le calcul des biais des modèles. En effet, dans le cas de Mistassibi, le biais observé semble avoir été corrigé deux années plus tard par une intervention sur les instruments de mesure, ramenant la donnée de GMON plus proche des relevés manuels. Dans le cas de Manouane Est, les sorties des trois modèles sont alignées sur les données de GMON. Cette situation pourrait être due à une différence d'EEN entre la zone mesurée par la GMON et l'endroit où les relevés manuels sont faits.

La Figure 3.12 illustre également les difficultés des GMON à détecter la date de disparition du manteau neigeux au printemps mises en évidence au point 4.3.2. Les résultats pour Manouane Est (2016-2017) montrent une différence d'environ 30 jours entre la date de fin de présence du manteau neigeux calculée à partir du SR50 et celle calculée pour la GMON. La Figure 3.12 montre que les sorties de modèles restent cohérentes avec les mesures de la GMON durant toute la période d'accumulation, mais s'éloignent de celles-ci durant la période d'ablation, s'alignant alors sur le profil fourni par le SR-50. Cette situation tend à confirmer les conclusions du point 4.3.2 concernant la difficulté des GMON à fournir des données fiables d'EEN à la fin de la période d'ablation du manteau neigeux.

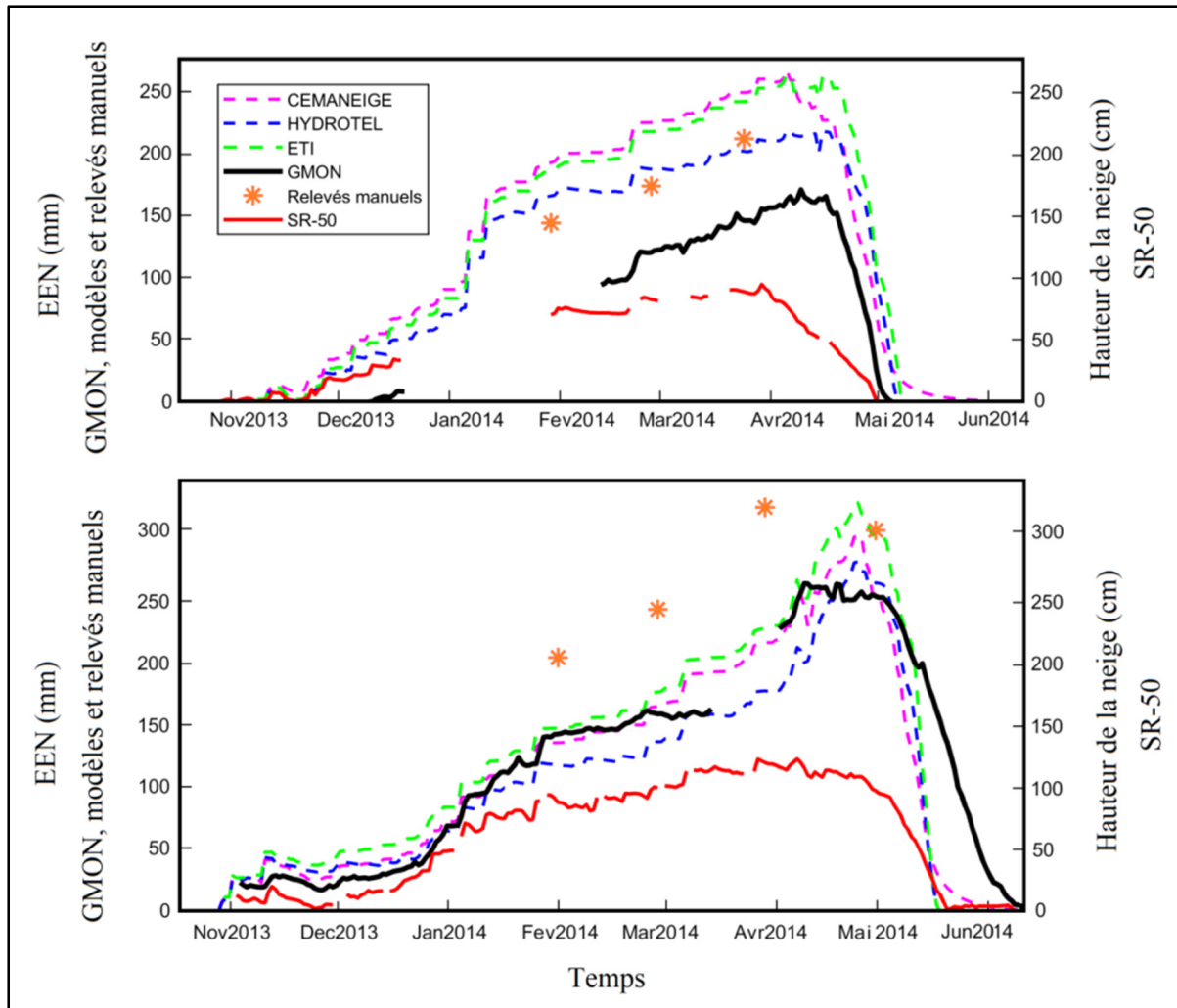


Figure 3.12 EEN des GMON, des relevés manuels et des modèles pour Mistassibi 2013-2014 (haut) et Manouane Est 2016-2017 (bas)

3.7.4 Discussion

Les possibilités d'utiliser la modélisation en un point comme palliatif à l'absence de GMON sur certaines stations météorologiques sont fortement limitées par la quantité et la qualité des données disponibles. Les données de GMON utilisables au calage des modèles sont limitées par la qualité du signal (données manquantes ou aberrantes) et par le manque d'exactitude de la mesure à certaines stations. À ces problèmes de GMON s'ajoutent ceux liés à la qualité numérique des données météorologiques et à la disparité dans le type de capteurs installés sur les différents sites.

Les exercices de modélisation réalisés dans le cadre de ce projet ont par conséquent une portée limitée. Ils représentent une exploration de ce qui pourrait être fait dans ce domaine plus qu'un véritable test de solutions applicables à court terme. Les modèles testés sont limités dans leur complexité, car des capteurs courants tels que ceux de l'humidité relative sont absents de la majorité des stations étudiées. Ces modèles, dits simples, sont traditionnellement moins robustes que les modèles plus complexes, ce qui les rend plus gourmands en données de calage. Les données disponibles pour le calage étant très limitées, les modèles dits simples sont donc utilisés dans des conditions très défavorables à leur performance.

Malgré ces limites, les exercices de modélisation effectués dans le cadre de cette étude apportent tout de même quelques enseignements :

- En général, les séries temporelles d'EEN générées par les différents modèles sont relativement consistantes entre elles. Compte tenu de l'écart observé entre les données de GMON et les mesures manuelles à certaines stations, les écarts entre les valeurs issues des différents modèles apparaissent limités. Cette situation permet entre autres de considérer les sorties de modèles comme un ensemble de référence.
- L'utilisation de données de calage provenant de différentes stations, même si elle peut paraître inadaptée aux modèles simples, a permis d'identifier un hiver-station atypique, représentant des conditions différentes de celles qui prévalent aux autres stations utilisées comme référence au calage des modèles.
- L'application des modèles calés à des hivers-stations dont la justesse des mesures avait été jugée douteuse lors de leur comparaison avec des données manuelles a fourni des indications permettant de progresser dans l'identification du problème. En effet, dans un cas, Mistassibi (2014-2014), les modèles se sont alignés sur les données manuelles et dans l'autre, Manouane Est (2016-2017) sur les données de GMON.

L'utilisation de modèles plus évolués tels que MASIN ou CROCUS permettrait potentiellement d'obtenir des simulations plus fines que celles obtenues à partir des modèles simples. Dans ce sens il serait intéressant d'identifier les paramètres hydrométéorologiques

minimaux qui devraient être mesurés à chaque station et d'effectuer une mise en conformité des stations existantes par rapport à ceux-ci.

3.8 Recommandations et conclusion

Les GMON installées sur le bassin versant du Lac Saint-Jean présentent un avantage certain par rapport aux relevés manuels, mais des données manquantes et des incertitudes sur leur fiabilité limitent fortement leur utilisabilité.

L'état des données de GMON mises à notre disposition ne permet pas de recommander de remplacer complètement l'utilisation des relevés manuels de neige par les GMON. Les pannes sont courantes et les valeurs produites ne sont pas toujours cohérentes avec les autres mesures effectuées sur le pack de neige. Les mesures effectuées par les GMON à la fin de la période d'ablation sont particulièrement douteuses.

Les anomalies détectées dans les séries de données étudiées suggèrent qu'il serait utile de mettre en place une série de mesures d'amélioration de la qualité et de la justesse des mesures de GMON avant de poursuivre leur déploiement.

Les données météorologiques pourraient également faire l'objet d'un plan d'action visant à optimiser leur fiabilité. Il est par exemple suggéré d'instaurer un suivi de la qualité des données obtenues par les instruments de mesure, incluant une revue régulière des enregistrements dans le but de corriger systématiquement les données manquantes et les valeurs aberrantes. Une attention spéciale est requise pour les données de précipitations pour lesquelles les dysfonctionnements sont plus difficiles à détecter.

La qualité des jeux de données tels qu'obtenus pour cette étude n'a pas permis d'obtenir de conclure sur l'utilisabilité des modèles de neige pour reproduire les données de GMON. Par ailleurs, l'hétérogénéité dans les équipements des stations météorologiques ne permet pas l'utilisation des modèles de manteau neigeux les plus robustes. Ceux-ci, moins gourmands en données de calage que les modèles dits simples constitueraient une option intéressante pour

générer des données d'EEN. MASiN par exemple est un modèle robuste et relativement simple d'utilisation, mais celui-ci nécessite des mesures de vents et d'humidité relative. L'ajout de pyrgéomètres et de pyranomètres sur toutes les stations météorologiques permettraient d'utiliser CROCUS, un modèle très robuste, mais dont l'utilisation nécessite un certain niveau d'expertise.

Les investissements reliés à ces recommandations permettront vraisemblablement d'augmenter la fiabilité du suivi du manteau neigeux, ayant pour conséquence de diminuer l'incertitude des prévisions de débits hydrologiques.

CONCLUSION

Le domaine de recherche de ce mémoire était la mesure et la modélisation d'un manteau neigeux saisonnier pour des fins de prévision hydrologique. L'étude faite en collaboration avec un producteur d'hydroélectricité, RTA, visait l'évaluation d'un ensemble de données nivométriques et météorologiques selon leur capacité à fournir des valeurs fiables d'EEN d'un manteau neigeux. L'objectif de cette étude était, dans un premier temps, d'évaluer les données de GMON en vue de les utiliser comme valeurs de référence d'EEN à la place des relevés manuels de neige. Dans un second lieu, différentes voies de modélisation devaient être explorées dans le but de générer des données d'EEN à partir de données météorologiques enregistrées sur les stations.

À la lumière des données obtenues pour cette étude, le rapport transmis à RTA recommande de ne pas de remplacer immédiatement les relevés manuels de neige par les GMON comme valeur de référence d'EEN. La fréquence élevée de données manquantes de longues durées et la présence de biais de 30% (par rapport aux relevés manuels de neige) sur au moins une station rendent les prises de mesures par relevés manuels de neige encore nécessaires. De plus, l'analyse des données de GMON par rapport aux données de SR-50 indique une surestimation des valeurs mesurées par la GMON en période de fonte pour toutes les stations analysées, et un écart médian de disparition du manteau neigeux de 6 jours. Concernant l'utilisation de modèles de neige, la disponibilité et la qualité variable des données météorologiques excluent l'utilisation de modèles complexes sur l'ensemble des stations. Les modèles conceptuels peuvent être utilisés, mais les opérations de calage sont limitées par la taille du jeu de données répondant aux critères de qualité fixés pour cette étude ainsi que par la surestimation systématique des données de GMON en période de fonte. Dans ce même ordre d'idée, la validation des paramètres obtenus par calage n'est pas possible du fait du manque de données disponibles.

Cette étude s'est conclue par des recommandations visant à améliorer la qualité et les possibilités offertes par le parc de stations météorologiques et nivométriques. Concernant les

GMON, il a été suggéré d’instaurer un protocole d’amélioration de la qualité et de la justesse des mesures de GMON, ainsi que de les recalibrer. Pour les données météorologiques, il est recommandé de mettre en place un programme de contrôle de qualité des enregistrements dans le but de détecter et corriger les valeurs aberrantes et les données manquantes. À cet effet, les données provenant des précipitomètres demandent une attention particulière en raison de la difficulté particulière dans la détection des erreurs de mesure. Dans le but d’augmenter les possibilités de modélisation nivale, il est fortement recommandé d’installer de manière uniforme des capteurs de mesure de vent et d’humidité relative, lesquels permettent d’utiliser MASiN, un modèle à base physique robuste et simple d’utilisation.

En plus de ces recommandations de nature opérationnelle, trois suggestions additionnelles sont proposées ici comme voies potentielles d’amélioration de mesure et modélisation de la neige dans des contextes d’instrumentation similaires à ceux de RTA.

Premièrement, il serait intéressant d’envisager l’utilisation de capteurs de température de sol pour réduire l’incertitude sur la date de disparition du couvert neigeux. D’après Lundquist & Lott (2008), ce type de capteur installé à quelques centimètres de la surface est un indicateur fiable et bon marché de la présence de neige au sol. En effet, lorsqu’il y a absence de neige, la surface du sol est sujette à des augmentations diurnales de température, ce qui n’est pas le cas lorsqu’il y a présence d’un manteau neigeux. Leur installation à proximité des GMON et de SR-50 permettrait ainsi d’ajouter un indicateur supplémentaire de la présence ou absence de neige au sol, ce qui serait utile en raison du manque de cohérence entre les GMON et SR-50 lors de la période de fonte. De plus, l’installation de capteurs à différents endroits permettrait d’obtenir, à faible coût, de l’information sur l’hétérogénéité de la disparition du couvert neigeux. Par exemple, dans le cas des stations de RTA, les GMON sont installées à proximité des zones boisées et il s’agit d’endroits potentiellement influencés par la canopée (voir section 1.1.5), contrairement aux instruments météorologiques qui sont installés en clairière, généralement à une certaine distance du couvert végétatif. L’installation de capteurs de température de sol à chacun de ces endroits permettrait de connaître leur date de disparition de neige respective. Cette information pourrait être utile en prévision hydrologique dans les

régions boréales, lesquelles sont souvent constituées d'une alternance entre les zones couvertes par la canopée et les zones à ciel ouvert (clairières, milieux humides, zone de coupe de forêt, etc.).

Deuxièmement, il serait intéressant de découvrir dans quelle mesure l'intégration de phénomènes additionnels à la chaîne de modélisation pourrait améliorer la performance et la robustesse de la simulation numérique des EEN du manteau neigeux. Le sous-captage par les précipitomètres (voir section 1.3.2.2), l'interception et la sublimation de la neige par la canopée (voir section 1.1.5) ainsi que la redistribution de la neige par le vent (voir sections 1.1.6.2 et 1.1.6.3) sont des phénomènes pouvant avoir une influence sur les résultats de modélisation. Par exemple, dans le contexte d'installation des stations de RTA, il y a une différence entre la quantité de neige mesurée par les précipitomètres et la quantité de neige qui tombe et s'accumule sous la GMON. La neige captée par les précipitomètres (installées en zones à aire ouverte) tend à être inférieure aux chutes de neige réelles à cause du sous-captage, tandis que la neige qui s'accumule sous la GMON (installée dans des zones influencées par la présence de conifères) peut être partiellement interceptée et sublimée par la canopée. Ainsi, l'ajout d'un algorithme de correction des données de précipitations et d'un module d'interception de la neige par la canopée, par exemple, pourrait limiter une partie des erreurs causées par de tels phénomènes, si elles sont significatives.

Troisièmement, il serait intéressant d'étudier plus en détail la dynamique d'atténuation des rayons gamma. Il se peut que les particularités de certains sols soient à l'origine d'erreurs de mesure produites par la GMON. Celles-ci pourraient être réduites, évitées ou corrigées si la relation entre la composition des sols, la teneur en eau et l'atténuation était mieux connue et plus fortement établie. Par exemple, les travaux de Smith et al. (2017) identifient les propriétés d'un sol et sa teneur en eau comme cause de mauvaises performances d'une GMON. Les auteurs indiquent que la saturation en eau dans le sol serait la cause d'une mauvaise calibration de l'instrument, ce qui provoque une erreur systématique dans l'ensemble de données d'EEN produites par cette GMON. Ils contredisent aussi le postulat selon lequel la teneur en eau est une valeur constante pendant tout l'hiver et affirment que l'eau de fonte s'est infiltrée en fin

de saison, causant une surestimation des valeurs d'EEN suite à la fonte du manteau neigeux. En dehors de cette étude, il existe peu d'informations qui mettent en lumière la composition des sols et la performance des GMON. Les GMON produisent des données d'EEN avec une incertitude maximale de 15% et leur précision augmente dans les années suivant l'installation de l'instrument (Choquette, 2013). Cette présente étude tend à supporter l'hypothèse que certains sols pourraient être mieux adaptés que d'autres pour donner des mesures précises d'EEN. Afin de pallier à ce problème, il serait intéressant d'identifier les types de sols qui sont le plus à risque de produire l'un ou l'autre de ces types d'erreurs. Pour les sols problématiques, il serait préférable soit 1) de les éviter, 2) de les modifier, 3) d'adapter les méthodes de calcul d'EEN pour ces types de sols. Dans la mesure du possible, il est par exemple préférable d'installer une GMON sur un sol minéral bien drainé. Dans le cas contraire, il serait intéressant d'explorer les possibilités de modifier partiellement la composition du sol directement sous la GMON. Alternativement, comme troisième option, l'ajout de capteurs d'humidité à différentes profondeurs du sol permettrait de mesurer directement la teneur en eau avant la formation du manteau neigeux en fin d'automne. Grâce à de tels capteurs, la relation entre l'humidité du sol et la quantité de radiations émises par le sol peut être établie en mesurant leurs fluctuations conjointes pendant l'absence de neige en été.

Finalement, il serait intéressant de vérifier si l'utilisation directe d'un simulateur d'émission-atténuation des rayons gamma, qui intégrerait des données d'humidité de sol, de hauteur de neige mesurée par un SR-50 ainsi que d'autres composantes environnementales pertinentes pourrait être avantageuse par rapport à l'utilisation des relations empiriques d'atténuation.

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Akitaya, E. (1974). Studies on depth hoar. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A26, 1–67. <http://doi.org/http://hdl.handle.net/2115/20238>
- Amorocho, J., & Espildora, B. (1966). Mathematical simulation of the snow melting process. Department of Water Science and Engineering, University of California, Davis.
- Anctil, F., Rousselle, J., & Lauzon, N. (2012). Hydrologie : Cheminement de l'eau. Québec, Presses internationales Polytechnique.
- Anderson, E. A. (1968). Development and testing of snowpack energy balance equations. Water Resources Research, 4(1), 19–37. <http://doi.org/10.1029/WR004i001p00019>
- Anderson, E. A. (1976). A point energy and mass balance model of snow cover.
- Anderton, S. P., White, S. M., & Alvera, B. (2004). Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. Hydrological Processes, 18(3), 435–453. <http://doi.org/10.1002/hyp.1319>
- Armstrong, R. L. (1980). An analysis of compressive strain in adjacent temperature-gradient and equi-temperature layers in a natural snow cover. Journal of Glaciology, 26(94), 283–289. <http://doi.org/10.1017/S0022143000010820>
- Arsenault, R., Poulin, A., Côté, P., & Brissette, F. (2014). Comparison of stochastic optimization algorithms in hydrological model calibration. Journal of Hydrologic Engineering, 19(7), 1374–1384.
- Aubinet, M., Vesala, T., & Papale, D. (2012). Eddy Covariance: A practical guide to measurement and data analysis. Dordrecht: Springer.
- Baraer, M., Madramootoo, C. A., & Mehdi, B. B. (2010). Evaluation of winter freeze damage risk to apple trees in global warming projections. Transactions of the ASABE, 53(5), 1387–1397. <http://doi.org/10.13031/2013.34895>
- Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. Nature, 438(7066), 303–309. <http://doi.org/10.1038/nature04141>
- Barry, R., & Gan, T. Y. (2011). The global cryosphere: past, present and future. Cambridge University Press.
- Bartelt, P., & Lehning, M. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning part I: numerical model. Cold Regions Science and Technology, 35(3), 123–145. [http://doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00074-5](http://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00074-5)

- Bartelt, P., & von Moos, M. (2000). Triaxial tests to determine a microstructure-based snow viscosity law. *Annals of Glaciology*, 31, 457–462. <http://doi.org/10.3189/172756400781819761>
- Beamish, D. (2013). Gamma ray attenuation in the soils of Northern Ireland, with special reference to peat. *Journal of Environmental Radioactivity*, 115, 13–27. <http://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2012.05.031>
- Beaumont, R. T. (1965). Mt. Hood Pressure Pillow Snow Gage. *Journal of Applied Meteorology*.
- Bernier, P. Y., & Swanson, R. H. (1993). The influence of opening size on snow evaporation in the forests of the Alberta Foothills. *Canadian Journal of Forest Research*, 23, 239–244. <http://doi.org/10.1139/x93-032>
- Bissell, V. C., & Peck, E. L. (1973). Monitoring snow water equivalent by using natural soil radioactivity. *Water Resources Research*, 9(4), 885–890. <http://doi.org/10.1029/WR009i004p00885>
- Blöschl, G. (1999). Scaling issues in snow hydrology. *Hydrological Processes*, 13, 2149–2175.
- Bormann, K. J., Westra, S., Evans, J. P., & McCabe, M. F. (2013). Spatial and temporal variability in seasonal snow density. *Journal of Hydrology*, 484, 63–73. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.01.032>
- Brannon, J. H. R., & Rickard, J. A. (1959). Washington, DC: U.S: Patent and Trademark Office.
- Brazenec, W. A. (2005). Evaluation of ultrasonic snow depth sensors for automated surface observing systems (ASOS). Colorado State University.
- Brun, É. (1989). Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content. *Annals of Glaciology*, 13, 22–26. <http://doi.org/10.3189/S0260305500007576>
- Brun, É., Vionnet, V., Morin, S., Boone, A., Martin, É., Faroux, S., Willemet, J.-M. (2012). Le modèle de manteau neigeux Crocus et ses applications. *Météorologie*, 76, 44–54. <http://doi.org/10.4267/2042/47245>
- Campbell Scientific. (2007). Instruction manual SR50 sonic ranging sensor.
- Campbell Scientific. (2012). Instruction manual CS725 snow water equivalent sensor.
- Carroll, S. S., & Carroll, T. R. (1989). Effect of uneven snow cover on airborne snow water equivalent estimates obtained by measuring terrestrial gamma radiation. *Water Resources Research*, 25(7), 1505–1510. <http://doi.org/10.1029/WR025i007p01505>

- Changnon, S. A., & Changnon, D. (2006). A spatial and temporal analysis of damaging snowstorms in the United States. *Natural Hazards*, 37(3), 373–389. <http://doi.org/10.1007/s11069-005-6581-4>
- Choquette, Y., Ducharme, P., & Rogoza, J. (2013). CS725, An accurate sensor for the snow water equivalent and soil moisture measurements. *Proceedings of the International Snow Science Workshop Grenoble Chamonix Mont-Blanc*, 931–936.
- Choquette, Y., Lavigne, P., Nadeau, M., Ducharme, P., Martin, J. P., Houdayer, A., & Rogoza, J. (2008). GMON, a new sensor for snow water equivalent via gamma monitoring. *Proceeding of the International Snow Science Workshop, Whistler*, 802–807.
- Colbeck, S. C. (1972). A theory of water percolation in snow. *Journal of Glaciology*, 11(63), 369–385. <http://doi.org/10.3189/s0022143000022346>
- Colbeck, S. C. (1973). Theory of metamorphism of wet snow. *Cold regions research and engineering lab Hanover*.
- Colbeck, S. C. (1980). Thermodynamics of snow metamorphism due to variations in curvature. *Journal of Glaciology*, 26(94), 291–301. <http://doi.org/10.1017/S0022143000010832>
- Colbeck, S. C. (1982). An overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of Geophysics*, 20(1), 45–61. <http://doi.org/10.1029/RG020i001p00045>
- Colbeck, S. C. (1987). A review of the metamorphism and classification of seasonal snow cover crystals. *Cold regions research and engineering lab Hanover*.
- Corripio, J. G. (2003). Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and solar radiation modelling in mountainous terrain. *International Journal of Geographical Information Science*, 17(1), 1–23. <http://doi.org/10.1080/713811744>
- Currier, W. R., & Lundquist, J. D. (2018). Snow depth variability at the forest edge in multiple climates in the Western United States. *Water Resources Research*, 54, 8756–8773. <http://doi.org/10.1029/2018WR022553>
- Dadic, R., Schneebeli, M., Lehning, M., Hutterli, M. A., & Ohmura, A. (2008). Impact of the microstructure of snow on its temperature: a model validation with measurements from Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(D14). <http://doi.org/10.1029/2007JD009562>
- Deems, J. S., Painter, T. H., & Finnegan, D. C. (2013). Lidar measurement of snow depth: A review. *Journal of Glaciology*, 59(215), 467–479.

- Déry, S. J., Crow, W. T., Stieglitz, M., & Wood, E. F. (2004). Modeling snowcover heterogeneity over complex arctic terrain for regional and global climate models. *Journal of Hydrometeorology*, 5(1), 33–48.
- DeWalle, D. R., & Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.
- Duan, Q. Y., Gupta, V. K., & Sorooshian, S. (1993). Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications*, 76(3), 501–521.
- Ducharme, P., Houdayer, A., Choquette, Y., Kapfer, B., & Martin, J. P. (2015). Numerical simulation of terrestrial radiation over a snow cover. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32(8), 1478–1485. <http://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00100.1>
- Essery, R., Li, L., & Pomeroy, J. (1999). A distributed model of blowing snow over complex terrain. *Hydrological Processes*, 13(14–15), 2423–2438.
- Estévez, J., Gavián, P., & Giráldez, J. V. (2011). Guidelines on validation procedures for meteorological data from automatic weather stations. *Journal of Hydrology*, 402(1–2), 144–154. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.02.031>
- Fang, X., & Pomeroy, J. W. (2009). Modelling blowing snow redistribution to prairie wetlands. *Hydrological Processes*, 23(18), 2557–2569. <http://doi.org/10.1002/hyp>
- Flanner, M. G., & Zender, C. S. (2006). Linking snowpack microphysics and albedo evolution. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111, 1–12. <http://doi.org/10.1029/2005JD006834>
- Fortin, J., Moussa, R., Bocquillon, C., & Villeneuve, J. (. (1995). Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Sciences de l'eau*, 8(1), 97–124. <http://doi.org/10.7202/705215ar>
- Fréchette, J.-G. (1968). Accumulation de la neige sous divers types de couverts forestiers. *Cahiers de Géographie Du Québec*, 12(25), 141–144.
- Frei, A., Tedesco, M., Lee, S., Foster, J., Hall, D. K., Kelly, R., & Robinson, D. A. (2012). A review of global satellite-derived snow products. *Advances in Space Research*, 50(8), 1007–1029. <http://doi.org/10.1016/j.asr.2011.12.021>
- Gelfan, A. N., Pomeroy, J. W., & Kuchment, L. S. (2004). Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 785–803.

- Golding, D. L., & Swanson, R. H. (1978). Snow accumulation and melt in small forest openings in Alberta. *Canadian Journal of Forest Research*, 8(4), 380–388. <http://doi.org/10.1139/x78-057>
- Goodison, B. E. (1978). Accuracy of Canadian snow gage measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 17(10), 1542–1548.
- Goodison, B. E., Louie, P. Y., & Yang, D. (1998). WMO solid precipitation measurement intercomparison.
- Goodison, B. E., & Walker, A. E. (1993). Use of snow cover derived from satellite passive microwave data as an indicator of climate change. *Annals of Glaciology*, 17, 137–142. <http://doi.org/10.1017/S0260305500012738>
- Goodison, B. E., Wilson, B., Wu, K., & Metcalfe, J. (1984). An inexpensive remote snow-depth gauge: an assessment. *Proceedings of the 52nd annual Western snow conference*, 17–19.
- Gray, D. M., & Male, D. H. (1981). *Handbook of snow: principles, processes, management & use*. Pergamon Press.
- Grondin, P., Saucier, J.-P., Blouin, J., Gosselin, J., & Robitaille, A. (2003). *Information écologique et planification forestière au Québec*, Ministère des forêts – Gouvernement du Québec.
- Gubler, H. (1981). An inexpensive remote snow-depth gauge based on ultrasonic wave reflection from the snow surface. *Journal of Glaciology*, 27(95), 157–163.
- Hall, D. K., Chang, A. T. C., & Foster, J. L. (1986). Detection of the Depth-Hoar Layer in the snowpack of the arctic coastal plain of Alaska, U.S.A., Using Satellite Data. *Journal of Glaciology*, 32(10), 87–94. <http://doi.org/10.3189/S0022143000006912>
- Hedstrom, N., & Pomeroy, J. (1998). Accumulation of intercepted snow in the boreal forest: measurements and modelling. *Hydrological Processes*, 12, 1611–1625.
- Hock, R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1–4), 104–115. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00257-9](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9)
- Jaspar, A. (2018). *Évaluation des performances d’une sonde gamma mesurant l’EEN*. Rapport de projet de maîtrise, École de Technologie supérieure, 65p.
- Johnson, J. B., & Marks, D. (2004). The detection and correction of snow water equivalent pressure sensor errors. *Hydrological Processes*, 18(18), 3513–3525. <http://doi.org/10.1002/hyp.5795>

- Jonas, T., Marty, C., & Magnusson, J. (2009). Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 378(1–2), 161–167. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.021>
- Jordan, R. (1991). A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover: Technical Documentation for SNTHERM.89. Cold regions research and engineering lab Hanover.
- Jost, G., Weiler, M., Gluns, D. R., & Alila, Y. (2007). The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. *Journal of Hydrology*, 347(1–2), 101–115. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.006>
- Judson, A., & Doesken, N. (2000). Density of freshly fallen snow in the central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(7), 1577–1588.
- Kikuchi, K., Kameda, T., Higuchi, K., & Yamashita, A. (2013). A global classification of snow crystals, ice crystals, and solid precipitation based on observations from middle latitudes to polar regions. *Atmospheric Research*, 132–133, 460–472. <http://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.06.006>
- Knight, C., & Knight, N. (1973). Snow crystals, 228(1), 100–107.
- Kobayashi, T. (1961). The growth of snow crystals at low supersaturations. *Philosophical Magazine*, 6(71), 1363–1370. <http://doi.org/10.1080/14786436108241231>
- Kobayashi, T. (1967). On the variation of ice crystal habit with temperature. *Physics of snow and ice*, 1(1), 95–104. <http://doi.org/10.1002/da.20382>
- Labine, C. (1996). Automatic monitoring of snow depth. *Proceeding of the International Snow Science Workshop, Banff, Canada*, 179–183.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., & Zhang, T. (2007). Observations: changes in snow, ice and frozen ground. *Climate change 2007: the physical science basis*, 337–383. Cambridge University Press.
- Lin, Y.-L., Farley, R. D., & Orville, H. D. (1983). Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(6), 1065–1092.
- Magono, C., & Lee, C. W. (1966). Meteorological Classification of Snow Crystals. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7*(4), 321–335. <http://doi.org/10.5331/seppyo.24.33>
- Marks, D., Winstral, A., Flerchinger, G., Reba, M., Pomeroy, J., Link, T., & Elder, K. (2008). Comparing simulated and measured sensible and latent heat fluxes over snow under a pine canopy to improve an energy balance snowmelt model. *Journal of Hydrometeorology*, 9, 1506–1522. <http://doi.org/10.1175/2008JHM874.1>

- Martin, J. P., Houdayer, A., Lebel, C., Choquette, Y., Lavigne, P., & Ducharme, P. (2008). An unattended gamma monitor for the determination of snow water equivalent (SWE) using the natural ground gamma radiation. 2008 IEEE Nuclear Science Symposium Conference Record, 983–988.
- Mas, A., Baraër, M., Arsenault, R., Poulin, A., & Préfontaine, J. (2018). Targeting high robustness in snowpack modeling for nordic hydrological applications in limited data conditions. *Journal of Hydrology*, 564, 1008–1021. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.071>
- Mason, B. J. (1971). *The Physics of Clouds*. Oxford: Oxford University Press.
- McClung, D. M., & Schaerer, P. (1993). *The avalanche handbook*. Seattle, USA: The Mountaineers Books.
- McKay, G. A., & Gray, D. M. (1981). The distribution of snowcover. In D. M. Gray & D. Male (Eds.), *Handbook of snow, principles, processes management and use*, 153–190.
- Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (2008). *Manuel d'instructions à l'usage des observateurs en nivométrie*. Québec.
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models Part I-A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282–290.
- Neumann, N. N., Derksen, C., Smith, C., & Goodison, B. (2006). Characterizing local scale snow cover using point measurements during the winter season. *Atmosphere-Ocean*, 44(3), 257–269. <http://doi.org/10.3137/ao.440304>
- Ohara, N., & Kavvas, M. L. (2006). Field observations and numerical model experiments for the snowmelt process at a field site. *Advances in Water Resources*, 29, 194–211. <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.03.016>
- Peck, E. L. (1997). Quality of hydrometeorological data in cold regions. *Journal of the American Water Resources Association*, 33(1), 125–134.
- Peck, E. L., & Bissell, V. C. (1973). Aerial measurement of snow water equivalent by terrestrial gamma radiation survey. *Hydrological Sciences Journal*, 18(1), 47–62. <http://doi.org/10.1080/02626667309494007>
- Peck, E. L., Bissell, V. C., Jones, E. B., & Burge, D. L. (1971). Evaluation of snow water equivalent by airborne measurement of passive terrestrial gamma radiation. *Water Resources Research*, 7(5), 1151–1159. <http://doi.org/10.1029/WR007i005p01151>
- Pellicciotti, F., Glacier, H., Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., & Corripio, J. (2005). A distributed temperature index melt model including albedo : application to Haut

Glacier d'Arolla An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance : development and testing for. *Journal of Glaciology*, 51(May 2016), 573–587. <http://doi.org/10.3189/172756505781829124>

Pinzer, B. R., Schneebeli, M., & Kaempfer, T. U. (2012). Vapor flux and recrystallization during dry snow metamorphism under a steady temperature gradient as observed by time-lapse micro-tomography. *The Cryosphere*, 6, 1141–1155. <http://doi.org/doi:10.5194/tc-6-1141-2012>

Politovicha, M. K., Stankovb, B. B., & Martner, B. E. (1995). Determination of liquid water altitudes using combined remote sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 34(9), 2060–2075.

Pomeroy, J. W., & Essery, R. L. H. (1999). Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation predictions. *Hydrological Processes*, 13(18), 2963–2975.

Pomeroy, J. W., & Gray, D. M. (1995). Snowcover accumulation, relocation and management. Canada National Hydrology Research Institute Science Report, 7.

Pomeroy, J. W., Gray, D. M., Brown, T., Hedstrom, N. R., Quinton, W. L., Granger, R. J., & Carey, S. K. (2007). The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes*, 21(19), 2650–2667. <http://doi.org/10.1002/hyp.6787>

Pomeroy, J. W., & Li, L. (2000). Prairie and arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 105(D21), 26619–26634. <http://doi.org/10.1029/2000JD900149>

Pomeroy, J. W., & Schmidt, R. A. (1993). The use of fractal geometry in modelling intercepted snow accumulation and sublimation. *Proceedings of the Eastern Snow Conference* (50).

Rasmussen, R., Baker, B., Kochendorfer, J., Meyers, T., Landolt, S., Fischer, A. P., & Gutmann, E. (2012). How well are we measuring snow: The NOAA/FAA/NCAR Winter Precipitation Test Bed. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(6), 811–829. <http://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00052.1>

Ressources naturelles Canada (2009). Consulté sur <https://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/geography/atlas-canada/selected-thematic-maps/16888>

Rutter, N., Esser, R., Pomeroy, J., Altimir, N., Andreadis, K., Baker, I., & Yamazaki, T. (2009). Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2). *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(D6). <http://doi.org/10.1029/2008JD011063>

- Ryan, W. A., Doesken, N. J., & Fassnacht, S. R. (2008). Evaluation of ultrasonic snow depth sensors for U.S. snow measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(5), 667–684. <http://doi.org/10.1175/2007JTECHA947.1>
- Schemenauer, R. S., Berry, M. O., & Maxwell, J. B. (1981). Snowfall formation. In D. M. Gray & D. Male (Eds.), *Handbook of snow, principles, processes management and use*. 129–152. Toronto: Pergamon Press.
- Schneebeli, M., Flüeler, H., Gimmi, T., Wydler, H., Läser, H. -P, & Baer, T. (1995). Measurements of water potential and water content in unsaturated crystalline Rock. *water resources research*, 31(8), 1837–1843. <http://doi.org/10.1029/95WR01487>
- Sevruk, B., Ondrás, M., & Chvíla, B. (2009). The WMO precipitation measurement intercomparisons. *Atmospheric Research*, 92(3), 376–380. <http://doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.01.016>
- Shapiro, L. H., Johnson, J. B., Sturm, M., & Blaisdell, G. L. (1997). Snow mechanics: review of the state of knowledge and applications. CRREL report (97). Hanover, N.H.
- Sims, E. M., & Liu, G. (2015). A parameterization of the probability of snow–rain transition. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4), 1466–1477. <http://doi.org/10.1175/jhm-d-14-0211.1>
- Smith, C. D. (2007). Correcting the wind bias in snowfall measurements made with a Geonor T-200B precipitation gauge and Alter wind shield. *Proceedings of the 14th SMOI, San Antonio*.
- Smith, C. D., Kontu, A., Laffin, R., & Pomeroy, J. W. (2017). An assessment of two automated snow water equivalent instruments during the WMO Solid Precipitation Intercomparison Experiment. *The Cryosphere*, 11, 101–116. <http://doi.org/10.5194/tc-11-101-2017>
- Sturm, M., Taras, B., Liston, G. E., Derksen, C., Jonas, T., & Lea, J. (2010). Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes. *Journal of Hydrometeorology*, 11(6), 1380–1394. <http://doi.org/10.1175/2010jhm1202.1>
- Tarboton, D. G., & Luce, C. H. (1996). Utah energy balance snow accumulation and melt model (UEB).
- Tonboe, R. (2005). A mass and thermodynamic model for sea ice.
- Troin, M., Arsenault, R., & Brissette, F. (2015). Performance and uncertainty evaluation of snow models on snowmelt flow simulations over a nordic catchment (Mistassibi, Canada). *Hydrology*, 2(4), 289–317. <http://doi.org/10.3390/hydrology2040289>
- Turcotte, R, Fortier-Filion, T.-C., Lacombe, P., Fortin, V., Roy, A., & Royer, A. (2010). Hydrological simulation of the final days of the spring flood: the problem of the missing

snow. *Hydrological Sciences Journal*, 55(6), 872–882. <http://doi.org/10.1080/02626667.2010.503933>

Turcotte, R., Fortin, L.-G., Fortin, V., Fortin, J.-P., & Villeneuve, J.-P. (2007). Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Hydrology Research*, 38(3), 211–234. <http://doi.org/10.2166/nh.2007.009>

Turcotte, R., Lacombe, P., Dimnik, C., & Villeneuve, J.-P. (2004). Prévision hydrologique distribuée pour la gestion des barrages publics du Québec. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 31(2), 308–320. <http://doi.org/10.1139/104-011>

US Army Corps of Engineers. (1956). *Snow Hydrology*.

Valéry, A. (2010). Thèse - Élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. Cemagref (Antony), AgroParisTech (Paris).

Valéry, A., Andréassian, V., & Perrin, C. (2014). “As simple as possible but not simpler”: What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2 - Sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments. *Journal of Hydrology*, 517, 1176–1187. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.058>

Varhola, A., Wawerla, J., Weiler, M., Coops, N. C., Bewley, D., & Alila, Y. (2010). A new low-cost, stand-alone sensor system for snow monitoring. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27, 1973–1978. <http://doi.org/10.1175/2010JTECHA1508.1>

Watson, F. G. R., Anderson, T. N., Newman, W. B., Alexander, S. E., & Garrott, R. A. (2006). Optimal sampling schemes for estimating mean snow water equivalents in stratified heterogeneous landscapes. *Journal of Hydrology*, 328(3–4), 432–452. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.12.032>

Wright, M., Kavanaugh, J., & Labine, C. (2011). Performance analysis of GMON3 snow water equivalency sensor. *Western Snow Conference* (105–108).

Yao, H., Field, T., McConnell, C., Beaton, A., & James, A. L. (2018). Comparison of five snow water equivalent estimation methods across categories. *Hydrological Processes*, 32(12), 1894–1908. <http://doi.org/10.1002/hyp.13129>