

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

Mémoire présenté à
L'Université du Québec à Trois-Rivières

Comme exigence partielle
de la Maîtrise en Sciences de l'Environnement

Par Caroline Richard

**IMPORTANCE DE LA REPRÉSENTATIVITÉ DES VALEURS DE TEMPÉRATURE,
COMME PRINCIPAL FACTEUR ABLATIF DU COUVERT NIVAL, LORS DE LA
MODÉLISATION DU RUISSELLEMENT AVEC LE MODÈLE SRM.**

Décembre 2001

2094

Université du Québec à Trois-Rivières

Service de la bibliothèque

Avertissement

L'auteur de ce mémoire ou de cette thèse a autorisé l'Université du Québec à Trois-Rivières à diffuser, à des fins non lucratives, une copie de son mémoire ou de sa thèse.

Cette diffusion n'entraîne pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits de propriété intellectuelle, incluant le droit d'auteur, sur ce mémoire ou cette thèse. Notamment, la reproduction ou la publication de la totalité ou d'une partie importante de ce mémoire ou de cette thèse requiert son autorisation.

RÉSUMÉ.

Le ruissellement en climat tempéré continental résulte principalement de la fonte du couvert nival. L'une des méthodes les plus populaires pour évaluer l'écoulement de l'eau d'un bassin versant est de corrélérer ensemble la température ambiante de l'air et les valeurs d'écoulement enregistrées à l'exutoire du bassin. La température ambiante de l'air est la variable la plus adéquate pour estimer la fonte des neiges dans un modèle empirique global tel que le Snowmelt Runoff Model (SRM). La température, mesurée à une seule station météorologique, doit être extrapolée à l'ensemble du bassin versant à l'aide d'un taux adiabatique. Cette extrapolation entraîne de d'inévitables erreurs, car la température mesurée à un seul endroit, est généralement peu représentative de l'ensemble d'une région. La représentativité des valeurs de température est une condition fondamentale lors d'une modélisation et particulièrement dans un bassin versant de grande superficie où le couvert forestier occupe la quasi-totalité du territoire. Ce projet inclut deux objectifs : 1) appliquer le modèle de hautes montagnes (SRM) sur le bassin versant de la rivière Batiscan au Québec, situer dans un environnement forestier de basse altitude et de faible dénivellation; 2) estimer l'impact de la représentativité des valeurs de température sur la modélisation hydrologique. La qualité des résultats sera évaluée par l'emploi de deux coefficients statistiques et avec une comparaison avec d'autres modélisations réalisées dans des environnements similaires et alpins. Cette approche permettra d'analyser l'impact qu'ont les valeurs de température lors d'une modélisation hydrologique. Les résultats préliminaires démontrent que la station météorologique utilisée lors de la modélisation devrait être localisée sous le couvert principal, ou sous le couvert le plus représentatif du site. Sans quoi, l'utilisation d'une station météorologique régionale s'avère plus efficace.

ABSTRACT.

Runoff regimes in most northern basins are controlled by the melting snow cover. A common method for evaluating runoff consists in correlating ambient air temperature and recorded hydrometric gauge values. The air temperature is the principal variable to estimate the importance of the melting of the snow cover when using a global empirical model such as the Snowmelt Runoff Model (SRM). The temperature, which is often only measured at one weather station, therefore must be extrapolated to the whole basin according to some kind of lapse rate. This extrapolation often assumes that air temperature should be representative for a wide region, which is often not the case. The estimation of temperature values is critical especially for large basins where the surface processes are largely influenced by a forest cover. This project has two objectives : 1) applying a mostly high mountain snowmelt runoff model (SRM) in the Batiscan River Basin, in the Province of Québec, an area which is principally occupied by a forest cover with a rolling hill topography; 2) the impact of the extrapolation strategy in estimating the temperature values and its importance in the runoff modelling. A statistical comparison between the different modelling attempts is performed in combination with applying the model to similar environments. This allow us to obtain a sensitivity analysis of the snow runoff modelling in relation to the extrapolation of the temperature values. First results show that the weather station, used to perform the runoff modelling, should be located in the principal, or the most representative land cover of the study area. Otherwise, the values of a synthetic regional weather station is more reliable for the modelling.

REMERCIEMENTS.

Tout au long de ces années de travail ponctuées de succès et d'échecs, je ne peux passer sous silence tous ceux qui m'ont aidé, directement ou indirectement, à mener à terme ce projet de recherche.

D'abord, j'aimerais transmettre mes plus sincères remerciements à mon directeur de recherche, Monsieur Denis Gratton Ph. D., qui m'a permis d'effectuer cette recherche et qui m'a offert les outils de travail (LIAGE) pour y arriver.

J'aimerais également remercier le personnel du Laboratoire de Télédétection de l'Université du Québec à Chicoutimi, qui m'ont gracieusement offert les images satellites AVHRR-NOAA dont j'avais besoin pour accomplir mon projet.

Je ne veux surtout pas oublier mes parents et tous mes amis, pour leur aide et leur soutien au cours de ces années de labeurs. Merci Meghan, Alain, Josée, Michèle, Boum, Marianne, Pierre-André, Annabelle et tous ceux que j'oublie. Je tiens à vous dire, chers parents et amis, que sans vous, je ne serais pas là où je suis aujourd'hui.

Enfin, un merci spécial à Patrick qui fut, bien malgré lui, ma plus grande source de motivation pour finalement terminer ma maîtrise.

Bref, il y a un élément en particulier, qui me vient à l'esprit lorsque je pense à ces années de travail et...

*«...C'est une leçon que vous devriez observer.
Essayez, essayez, essayez encore.
Si tout d'abord vous ne réussissez pas,
essayez, essayez, essayez encore...»*

- W.E. Hickson

TABLE DES MATIÈRES.

RÉSUMÉ.....	i
ABSTRACT.....	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	ix
 SECTION I : INTRODUCTION ET MISE EN CONTEXTE.....	 1
1.1- INTRODUCTION.....	1
1.2- PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE.....	2
1.2.1- Problématique.....	2
1.2.2- Objectifs de l'étude.....	4
1.3- LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE ET LES MODÈLES HYDROLOGIQUES.....	4
1.3.1- Les modèles déterministes.....	5
1.3.2- Les modèles conceptuels.....	5
1.4- LE « SNOWMELT RUNOFF MODÈLE » (SRM) DANS LA LITTÉRATURE.....	6
1.5- DESCRIPTION DU « SNOWMELT RUNOFF MODEL » (SRM).....	9
1.5.1- La structure du modèle.....	9
1.5.2- Les variables du modèle.....	12
1.5.3- Les paramètres du modèle.....	14
1.5.4- L'intérêt de modéliser avec le SRM.....	20
1.6- PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	21
1.6.1- Sélection de la zone d'étude.....	21
1.6.2- Les caractéristiques physiques du bassin.....	22
1.6.3- L'utilisation générale du sol.....	24
1.7- SOURCE DES DONNÉES UTILISÉES.....	26
1.7.1- Les données hydriques.....	26
1.7.2- Les données météorologiques.....	26
1.7.3- Les images satellites.....	27
1.7.4- Les fichiers numériques.....	28
 SECTION II : MÉTHODOLOGIE.....	 29
2.1- LE BASSIN VERSANT.....	29
2.1.1- La délimitation du bassin versant et du réseau hydrographique.....	29
2.1.2- La classification du sol.....	31
2.2- LES VARIABLES INSÉRÉES DANS LE SRM.....	31
2.2.1- L'extrapolation des données de température et de précipitation.....	32
2.2.1.1- Les stations synthétiques.....	32
2.2.1.2- Les stations individuelles.....	37
2.2.2- L'estimation du couvert nival.....	37
2.2.3- L'enregistrement du débit quotidien de la rivière Batiscan.....	43

2.3- LES PARAMÈTRES INTRODITS DANS LE SRM.	46
2.3.1- La température critique (T°_{crit}) :	46
2.3.2- Le décalage de temps (L) :	46
2.3.3- Le taux adiabatique (λ) :	47
2.3.4- Le coefficient degré-jour (a) :	47
2.3.5- Le coefficient de ruissellement (C_S et C_R).	48
2.3.6- Les surfaces à contribution directe (RCA).	50
2.3.7- Le coefficient de récession (k).	50
2.4- LA MODÉLISATION DES DÉBITS DE LA RIVIÈRE BATISCAN.	51
SECTION III : RÉSULTATS.....	52
3.1- MODÉLISATION D'UN ENVIRONNEMENT FORESTIER.....	52
3.2- MODÉLISATION AVEC DIFFÉRENTES VALEURS DE TEMPÉRATURE.	55
3.2.1- Les stations météorologiques synthétiques.....	55
3.2.2- Les stations météorologiques individuelles.	58
SECTION IV : DISCUSSION.	63
4.1- MODÉLISATION AVEC LES STATIONS SYNTHÉTIQUES.....	63
4.2- MODÉLISATION AVEC LES STATIONS INDIVIDUELLES.	65
4.3- L'IMPACT DES VALEURS DE TEMPÉRATURE SUR LA MODÉLISATION.	66
SECTION V : CONCLUSION.	71
RÉFÉRENCES.....	74
ANNEXE A : TABLEAUX COMPARATIFS DES PARAMÈTRES INSÉRÉS DANS LE SRM POUR DIVERSES MODÉLISATIONS.....	80
ANNEXE B : CARTE : ÉCHANTILLONNAGE DE LA NEIGE À TRAVERS LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE BATISCAN.	82
ANNEXE C : VALEUR DE TEMPÉRATURE ENREGISTRÉES À CHACUNE DES STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES INDIVIDUELLES.	83
ANNEXE D : VALEUR DE PRÉCIPITATION ENREGISTRÉES À CHACUNE DES STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES INDIVIDUELLES.	91

LISTE DES FIGURES.

FIGURE 1.5.1-	Diagramme schématique représentant les intrants nécessaires au modèle de ruissellement de la fonte des neiges (SRM).....	11
FIGURE 1.6.1-	Localisation du bassin versant de la rivière Batiscan au Québec.	22
FIGURE 1.6.2-	Modèle numérique d'élévation avec hydrologie imposée du bassin versant de la rivière Batiscan.....	24
FIGURE 1.6.3-	Image LANDSAT-TM (19 août 1995) et classification du sol, à partir de l'image satellite, pour l'ensemble du bassin de la rivière Batiscan.	25
FIGURE 2.2.1-	Méthode de correction des surfaces planes par TOPAZ.....	30
FIGURE 2.2.2-	Modèles de stations météorologiques synthétiques.	35
FIGURE 2.2.3-	Stations météorologiques individuelles pour la modélisation de la rivière Batiscan.....	38
FIGURE 2.2.4-	Exemple de discrimination des nuages sur la bande 1 de l'image AVHRR-NOAA enregistrée le 12 mars 1996.	41
FIGURE 2.2.5-	Composés multi-dates de la fin décembre, de la mi-février et de la fin mars couvrant le secteur d'étude.	42
FIGURE 2.2.6-	Extraction du couvert de neige sur les CVM-2 à 4.	44
FIGURE 2.2.7-	Extraction du couvert de neige sur les CVM-5 à 7.	45
FIGURE 2.3.1-	Intervalle de valeurs assignées au coefficient de ruissellement lors de la calibration des 14 modélisations et valeur médiane utilisée pour la modélisation de la rivière Batiscan.	49
FIGURE 2.3.2-	Courbe de densité de la neige obtenue à partir de l'échantillonnage réalisé entre le 21 mars et le 9 mai 1999.....	50
FIGURE 3.1.1-	Coefficient de détermination (R^2) des modélisations de la rivière Batiscan.....	53
FIGURE 3.1.2-	Différence de volume, D_v (m^3/s) des modélisations de la rivière Batiscan.	53
FIGURE 3.1.3-	Modélisation hydrologique avec une station synthétique versus une station individuelle.	54
FIGURE 3.2.1-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station synthétique à poids égaux estimée à l'aide de SLURPAZ.	55
FIGURE 3.2.2-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station synthétique à poids variable estimée à l'aide de SLURPAZ.	56

FIGURE 3.2.3-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station synthétique à poids égaux estimée à l'aide des polygones de Thiessen.	56
FIGURE 3.2.4-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station synthétique à poids variable estimée à l'aide des polygones de Thiessen.	57
FIGURE 3.2.5-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station régionale.	57
FIGURE 3.2.6-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de La Tuque.	58
FIGURE 3.2.7-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Lac-aux-Sables.	58
FIGURE 3.2.8-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Sainte-Anne.	59
FIGURE 3.2.9-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Rivière-Verte-Ouest....	59
FIGURE 3.2.10-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Trois-Rivières-aqueduc.	60
FIGURE 3.2.11-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Shawinigan.	60
FIGURE 3.2.12-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Saint-Narcisse.	61
FIGURE 3.2.13-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Grande-Anse.	61
FIGURE 3.2.14-	Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Hérouxville.	62
FIGURE 4.3.1-	Précipitations dans le temps et l'espace pour le mois de mars à travers le bassin de la rivière Batiscan.	69
FIGURE 4.3.2-	Précipitations dans le temps et l'espace pour le mois d'avril à travers le bassin de la rivière Batiscan.	70
FIGURE 4.3.3-	Précipitations dans le temps et l'espace pour le mois de mai à travers le bassin de la rivière Batiscan.	70

LISTE DES TABLEAUX.

TABLEAU 1.5.1- Capteurs satellitaires proposés par Martinec <i>et al.</i> (1998) pour l'estimation du couvert nival selon la résolution spatiale et temporelle désirée pour une superficie donnée.	13
TABLEAU 1.5.2- Exemple de variation du coefficient degré-jour ($\text{mm}/^{\circ}\text{C}/\text{j}$) dans le temps pour plusieurs modélisations hydrologiques selon WMO, 1986.	17
TABLEAU 1.5.3- Variation du coefficient degré-jour ($\text{mm}/^{\circ}\text{C}/\text{j}$) dans le temps et l'espace selon WMO, 1964* et dans l'espace selon Kuusisto, 1980.	18
TABLEAU 1.6.1- Résumé des débits journaliers moyen en m^3/s pour 1995 et 1996.	23
TABLEAU 1.7.1- Stations météorologiques et stations de jaugeage utilisées pour la modélisation hydrologique avec le modèle SRM sur le bassin de la rivière Batiscan.	27
TABLEAU 2.1.1- Type d'affectation du sol dans le bassin versant de la rivière Batiscan.	31
TABLEAU 2.2.1 - Stations météorologiques synthétiques et individuelles utilisées pour la modélisation du bassin de la rivière Batiscan.	32
TABLEAU 2.2.2- Stations météorologiques individuelles retenues pour l'estimation des stations synthétiques à poids égaux et poids de celles-ci dans l'estimation de la station synthétique à poids variable.	36
TABLEAU 2.2.3- Portion du spectre électromagnétique couvert par les bandes AVHRR du satellite NOAA-14.	39
TABLEAU 2.2.4- Valeur de S_i , I_i , W et F pour les bandes spectrales AVHRR 1 et 2 de NOAA 14.	41
TABLEAU 2.2.5- CVM ou images individuelles pour la période hivernale de 1996 et % de neige au sol pour chacune d'elle.	43
TABLEAU 2.3.1- Décalage de temps estimé pour certains bassins versants avec le modèle SRM.	47
TABLEAU 2.3.2- Coefficient de ruissellement (C_S et C_R) lors de la modélisation de la rivière Batiscan.	50
TABLEAU 2.3.3- Résumé des valeurs attribuées aux paramètres pour la modélisation de la rivière Batiscan.	51

LISTE DES ABRÉVIATIONS.

AVHRR ;	Advanced Very High Resolution Radimeter.
CVM ;	Composées de Valeurs Maximales.
IVN ;	Indice de Végétation Normalisé.
LANDSAT ;	Land Satellite.
MNE ;	Modèle Numérique d'Élévation.
MOS ;	Marine Observation Satellite.
MSS ;	Mutli Spectral Scanner.
NOAA ;	National Oceanographic and Atmospheric Administration.
SHE ;	Système Hydrologique Européen.
SIG :	Système d'Information Géographique.
SRM ;	Snowmelt Runoff Model.
SPOT ;	Satellite Pour l'Observation de la Terre.
TM ;	Thematic Mapper.
TIN ;	Triangulated Irregular Network.
TOPAZ ;	TOpagraphic PArameteriZation.
WMO ;	World Meteorological Organization.

SECTION I : INTRODUCTION ET MISE EN CONTEXTE.

1.1- INTRODUCTION.

Dans la majorité des régions de l'hémisphère nord, la fonte de la neige est la principale source d'apport en eau douce nécessaire au développement économique et social (Horne et Kavvas, 1997). Le but premier de la modélisation hydrologique est reliée à une meilleure compréhension et une meilleure gestion du cycle de l'eau à l'intérieur d'un bassin versant, que ce soit pour la production hydroélectrique, pour la gestion des réservoirs, l'agriculture ou pour toutes autres activités connexes (Ferguson, 1999 ; Kustas *et al.*, 1994). En outre, la modélisation hydrologique peut être employée dans un but préventif face aux catastrophes naturelles provoquées notamment par les crues printanières qui, à chaque année, causent d'importantes inondations (Blöschl et Kirnbauer, 1991). Soulignons également que le ruissellement occasionné par la fonte des neiges est l'apport en eau le plus important dans presque tous les bassins versants du Canada (Slough *et al.*, 1992).

Souvent, au moment de la modélisation hydrologique, les données sont difficiles d'accès et l'emploi de modèles conceptuels plutôt que déterministes s'avère indispensable. Les premiers modèles sont habituellement efficaces dans des environnements caractérisés par une topographie peu contrastée et où la température, mesurée à un seul endroit, est représentative de l'ensemble de la zone d'étude (Bergström, 1991). Cependant, les modèles hydrologiques qui sont actuellement disponibles, ont largement été développés et testés dans des environnements alpins, voire glaciaires. Très peu de ces modèles ont été appliqués à des environnements forestiers du nord-est américain (Rango, 1988). Dans la plupart des régions du monde, les variations dans l'écoulement et le ruissellement de l'eau sont principalement associées aux précipitations, mais pour les altitudes élevées et les latitudes nordiques, sur la majorité de l'année, les précipitations sont sous forme solide et non liquide. L'écoulement et le ruissellement de l'eau dépendent ici davantage de la température ambiante de l'air que du moment de la précipitation (Ferguson, 1999). De plus, la modélisation du ruissellement dans les environnements de hautes montagnes est grandement simplifiée par l'absence de forêt ou de tout autre couvert végétal dense (Mellander, 1991). Mais qu'en est-il alors dans des environnements de basse altitude, forestier et caractérisés par une faible dénivellation? Le

«Snowmelt Runoff Model» (SRM) de Martinec et Rango (1998), est l'un de ces modèles conceptuels qui ont majoritairement été appliqués dans des environnements montagneux. Dans le SRM, la température ambiante de l'air agit comme principal facteur d'ablation du couvert nival, la représentativité des valeurs de température prend donc toute son importance dans ce modèle conceptuel et surtout lorsqu'il est appliqué globalement sur un bassin versant.

Afin d'évaluer l'influence de la température sur la modélisation hydrologique, le modèle conceptuel SRM sera appliqué pour la première fois à un bassin versant forestier, de basse altitude et de faible dénivellation, le bassin versant de la rivière Batiscan au Québec. Différentes approches dans le traitement des données météorologiques permettront d'examiner l'impact de la variable température sur la modélisation hydrologique. Ce projet permettra également de constater si l'utilisation d'une station synthétique, qui considère ou non l'environnement topographique du site et sa végétation, est préférable à l'utilisation d'une station individuelle lors de la modélisation du ruissellement.

1.2- PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE.

1.2.1- Problématique.

L'une des méthodes les plus populaires pour évaluer l'écoulement de l'eau provenant de la fonte des neiges à l'intérieur d'un bassin versant est de corrélérer ensemble la température ambiante de l'air et les débits enregistrés à l'exutoire du bassin versant (Zuzel et Lloyd, 1975). La température ambiante de l'air est, par conséquent, la variable la plus adéquate pour estimer la fonte des neiges dans un modèle conceptuel tel que le SRM (Brubaker *et al.*, 1996 ; Blöschl, 1991). Une attention particulière doit être portée à la représentativité de cette variable lors de la modélisation avec ce type de modèle. Souvent, la température est mesurée à une seule station météorologique et doit être extrapolée à l'ensemble du bassin à l'aide d'un taux adiabatique. Cette extrapolation entraîne à d'inévitables erreurs, car la température mesurée à un seul endroit, est généralement peu représentative de l'ensemble d'une région. Particulièrement dans les bassins de très grande dimension ainsi que dans des environnements montagneux, où la variabilité thermique est spatialement forte (Schulz et Huwe, 1997 ; Blöschl, 1991). La représentativité des valeurs de température est une condition fondamentale lors d'une modélisation hydrologique et spécialement

dans un bassin de grande superficie (Rango et Martinec, 1981). C'est pourquoi, une méthodologie rigoureuse doit être appliquée, afin d'obtenir des valeurs de température représentatives des conditions climatiques réelles de la région. D'ailleurs, Charbonneau *et al.* (1981) ont démontré qu'une interprétation erronée des valeurs de températures peut engendrer de mauvaises interprétations de l'environnement climatologique du bassin versant et occasionner de mauvaises modélisations hydrologiques. Enfin, une étude réalisée par Leavesley (1989), a également démontré que la fiabilité des résultats de la modélisation dépend principalement de la précision des données atmosphériques utilisées.

Il existe de nombreuses méthodes dans la littérature pour obtenir des valeurs de température et de précipitation représentative d'une région donnée. L'utilisation des polygones de Thiessen est proposée par Mitchell et DeWalle (1998). Martinec *et al.* (1986 – 1998) propose l'utilisation d'une seule station (la plus représentative), ou d'une station synthétique créée également à partir des polygones de Thiessen. Blöschl (1991), pour sa part, estime la température ambiante de l'air à partir de deux stations voisines au site et d'une station de référence qui doit obligatoirement être localisée à l'intérieur du site. Running et Thornton (1996) proposent l'utilisation de «polygone proximal». La superficie de la zone d'étude est subdivisée ici en régions (polygone proximal), aux quelles chaque parcelle de terrain est associée à la station météorologique la plus proche. Finalement, Kite (1998) estime les valeurs de températures et de précipitations à partir de la surface d'influence de chacune des stations météorologiques par rapport à l'ensemble du site d'étude. Ces surfaces d'influences sont extrapolées à partir d'un modèle numérique d'altitude, (MNA) en tenant compte de la topographie, de la végétation du milieu ainsi que de la distance de la station météorologique par rapport au site d'étude.

La représentativité des valeurs de température est importante, en particulier avec l'application d'un modèle hydrologique conceptuel global comme le SRM. Citons en exemple la modélisation du glacier Athabaska des Rocheuses canadiennes avec le modèle SRM (Bordeleau, 1998 ; Richard, 1997). Pour cette modélisation, les données de température provenaient d'une station météorologique (Jasper) localisée à plus de 100 km au nord du bassin, plutôt que d'utiliser une station située à proximité du site (Peyto). L'utilisation de la première station, représentant des conditions climatiques plus régionales, a donné de meilleurs résultats de modélisation que

l'utilisation de la seconde station localisée en milieu plus accidenté (Bordeleau, 1998 ; Richard, 1997). Ainsi, la station de Jasper est plus représentative des conditions climatiques présentes sur le glacier Athabaska que la station Peyto, qui pourtant se trouve dans un environnement similaire.

Étant donné que dans le modèle SRM la température ambiante de l'air est le principal facteur d'ablation du couvert nival, on présume ici, que lors d'une modélisation de la fonte des neiges, le modèle nécessite obligatoirement des valeurs de température représentatives de la région, sans quoi, la modélisation est un échec. De plus, lorsqu'il est appliqué globalement, le SRM ne permet l'utilisation que d'une seule station météorologique. Il est donc capital de trouver la meilleure représentativité pour les valeurs de température et de précipitation et en particulier dans un bassin de grande superficie.

1.2.2- Objectifs de l'étude.

Spécifiquement, ce projet comprend deux objectifs. D'abord, appliquer le modèle de haute montagne (SRM) sur un bassin versant forestier, de faible altitude et de faible dénivellation du Québec méridional. Par la suite, évaluer l'impact qu'ont les valeurs de température sur la modélisation hydrologique. Ainsi, l'emploi de deux coefficients (R^2 et D_V) et une comparaison avec d'autres modélisations réalisées dans un environnement similaire et alpin, permettra d'évaluer la qualité des résultats. Cette approche permettra d'analyser l'impact qu'ont les valeurs de température lors d'une modélisation réalisée avec un modèle hydrologique empirique global.

1.3- LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE ET LES MODÈLES HYDROLOGIQUES.

Au fil du temps, les modèles hydrologiques sont devenus de plus en plus complexes et pluridisciplinaires (Bergström, 1991). Ils ont été initialement développés dans le but de simuler, prédire et comprendre le comportement d'un bassin versant (Blöschl *et al.*, 1991). Mais par la suite, ils ont également été développés dans le but d'augmenter nos connaissances face aux conditions climatiques extrêmes et sur leurs effets sur notre environnement (Bergström, 1991). Un modèle hydrologique de fonte des neiges doit être en mesure d'accomplir deux tâches fondamentales. Dans un premier temps, estimer le volume d'eau produit par la fonte des neiges pour une période donnée,

et ensuite, il doit modéliser les mouvements de l'eau à travers le bassin et le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin (Brubaker et Rango, 1997).

Singh (1995), Bergström (1991) et Ward et Robinson (1990) classent les modèles comme étant *déterministes* ou *conceptuels*. Les premiers simulent chacun des processus physiques qui opère dans le bassin avec des équations séparées afin de transformer les précipitations et la fonte des neiges en ruissellement, alors que les seconds utilisent des équations linéaires fortement empiriques, qui emploient toutes les variables météorologiques et l'écoulement mesuré à l'exutoire du bassin, pour simuler le ruissellement de l'eau. Les modèles déterministes sont invariablement *distribués* où le bassin est subdivisé en sous-bassins ou zones à partir d'un modèle numérique d'élévation (MNE). Les modèles conceptuels peuvent être *globaux* ou *semi-distribués* selon qu'ils considèrent ou non la distribution spatiale des variables hydrologiques à l'intérieur du bassin (Fergusen, 1999).

1.3.1- Les modèles déterministes.

L'avantage majeur de l'utilisation des modèles déterministes est la possibilité de comprendre le rôle de chacun des paramètres, des divers processus de fonte et du mouvement de l'eau à travers l'ensemble du bassin (Bordeleau, 1998). Ces paramètres sont rigoureusement contrôlés et non ajustés à partir de logiques statistiques (Nikolaidis *et al.*, 1994). Par contre, les modèles distribués ne peuvent être appliqués que là où les paramètres peuvent être bien contrôlés (Bergströme, 1991). Ces modèles ne nécessitent pas, en théorie, de calibration puisque les paramètres représentent la réalité mesurée sur le terrain (Fergusen, 1999). D'un autre côté, dans ce type de modèle, il y aura toujours des valeurs de paramètre qui ne seront pas directement mesurées sur le terrain et qui resteront toujours des relations empiriques. À ce jour, la technologie ne permet pas l'utilisation de modèle strictement distribué pour la modélisation de longue période et sur des bassins de grande superficie (Sultz et Huwe, 1997).

1.3.2- Les modèles conceptuels.

Les modèles conceptuels sont, sans aucun doute, les modèles les plus utilisés à travers le monde. Ces modèles peuvent être appliqués sans difficulté, nécessitent peu de données et peuvent être employés sur des bassins pratiquement inaccessibles (Singh, 1995). Ils sont beaucoup plus simples que les modèles déterministes, qui comportent de nombreux paramètres mais modélisent avec

précision l'écoulement de l'eau lorsque les paramètres sont bien calibrés dans le modèle (Bergström, 1991). Deux études, réalisées par les WMO (1986 et 1992) sur la comparaison de différents modèles hydrologiques, ont démontré l'efficacité des modèles conceptuels lorsque peu de données sont disponibles. Dans les deux cas, aucun modèle déterministe n'a pu être évalué, puisque seules les données de température, de précipitation et du couvert nival étaient disponibles. Données insuffisantes pour l'utilisation de modèles déterministes.

Malgré leur simplicité, la calibration des paramètres en fonction de l'écoulement mesuré à l'exutoire du bassin est inévitable. Les paramètres sont souvent issus de moyennes statistiques et doivent être ajustés à partir de données historiques (Mitchell et DeWall, 1998). La modélisation d'événements climatologiques extrêmes est pratiquement impossible avec ce genre de modèle parce que les paramètres représentent davantage un type de climat plutôt que la réalité mesurée sur le terrain (Bergström, 1991). Ces modèles, quelques fois appelés «*boîte noire*», considèrent souvent le bassin versant comme une unité spatiale unique lorsqu'ils sont appliqués globalement (Ferguson, 1999).

Peu importe le modèle hydrologique utilisé, la complexité de sa structure ne doit pas être un indicateur de la qualité des résultats de modélisation qu'il fournira. De plus, l'importance de garder une attitude critique et constructive face à toutes les phases du processus de simulation est primordiale lors d'une modélisation hydrologique (Bergström, 1991).

1.4- LE « SNOWMELT RUNOFF MODÈLE » (SRM) DANS LA LITTÉRATURE.

Le modèle de ruissellement de la fonte des neiges (SRM), aussi nommé «Martinec Model» ou «Martinec-Rango Model», estime l'écoulement de l'eau pour tous les bassins montagneux où l'eau provenant de la fonte des neiges est la principale source de ruissellement (Martinec *et al.*, 1998). Le SRM a été développé dans les années 1960 sur les bassins de la Dischma (43.3 km²) et Modry Dut (2.65 km²) en Suisse par J. Martinec (Martinec, 1977; Martinec, 1975). Par la suite, plusieurs versions ont été développées jusqu'à sa dernière version (4.06), qui est actuellement disponible sur Internet (Martinec *et al.*, 1998 - 1994 ; Rango, 1995b et Martinec et Rango, 1986).

Jusqu'à la fin des années 1970, le modèle SRM n'était appliqué que dans de petits bassins faciles d'accès. Dans les années 1980, le développement de la télédétection a permis l'utilisation du SRM sur des bassins versants de plus grande superficie, allant jusqu'à 120 000 km² (Martinec *et al.*, 1998). D'ailleurs, le SRM fut l'un des premiers modèles hydrologiques à utiliser la télédétection comme outil pour extrapoler la superficie de neige au sol (Rango, 1994 ; Rango et Martinec, 1979). Ainsi, le modèle SRM a pu modéliser des régions où auparavant toute modélisation hydrologique était impossible. Cette technique d'acquisition d'informations, est par conséquent, l'outil par excellence pour discriminer la superficie de neige au sol pour la modélisation hydrologique d'immenses bassins inaccessibles (Rango, 1990 ; Rango et al., 1989 et Martinec et Rango, 1991 et 1987). Dans l'ensemble, la télédétection permet bien plus que l'analyse du couvert de neige. Il est maintenant possible d'extraire, à partir d'images satellites, le réseau hydrographique d'un bassin, son utilisation générale du sol ainsi que certaines caractéristiques physiographiques (Engman et Gurnay, 1991).

À ce jour, le SRM a été appliqué à plus de 80 bassins à travers 25 pays. Environ 25 % des modélisations ont été réalisées par ceux qui ont développé le modèle (Martinec et al. 1998), 75 % par des particuliers. Notamment, sur le bassin de la rivière Tillouguet au Maroc (Abidi, 1989), sur le bassin de la rivière Kabul en Himalaya (Dey *et al.*, 1989), sur l'Indépendance River dans les Adirondacks aux États-Unis (Mellander, 1991). Plus récemment, sur le glacier Athabaska des Rocheuses canadiennes (Richard, 1997) et sur le bassin de la rivière Towanda en Pennsylvanie (Mitchell et DeWall, 1998). De plus, le modèle SRM a été largement développé, testé et appliqué dans des environnements de hautes montagnes, voire glaciaires, à l'exception de la modélisation de l'Indépendance River localisée dans les Adirondacks américaines (Mellander, 1991). Que ce soit dans des environnements de hautes montagnes, glaciaires ou de grande superficie (de plus de 5 000 km²), chacune des modélisations avec le SRM a donné d'excellents résultats, avec un coefficient Nash-Sutcliffe (R^2) supérieur à 0.70.

Des tests réalisés par l'Organisation Météorologique Mondiale ont démontré que le SRM est un excellent modèle pour modéliser le ruissellement de la fonte des neiges (WMO, 1986) et pour la simulation en temps réel (WMO, 1992). Ces études avaient pour but de recueillir de l'information sur les modèles hydrologiques, sur leur capacité à simuler la fonte des neiges et de les comparer

entre eux. Il en ressort que le SRM est l'un des modèles les plus simples et les plus efficaces pour simuler l'écoulement de l'eau suite à la fonte des neiges (Rango et Martinec, 1988). Une comparaison du SRM, effectuée avec un modèle déterministe (SHE), a également démontré que malgré sa simplicité et l'absence de processus physique dans le calcul de la fonte des neiges, le SRM offre de bons résultats et est plus facilement applicable lorsque les données climatiques sont difficiles d'accès et fragmentaires (Ferguson, 1999). Enfin, une interprétation et une analyse portant sur les critères de performance du SRM ont été discutées par Martinec et Rango (1989 et 1981). Bien que possédant peu de critères (R^2 et D_v) pour évaluer la qualité d'une modélisation, ceux-ci sont efficaces, représentent bien la qualité de la modélisation et facilitent la calibration du modèle lorsqu'elle est exigée (Martinec et Rango, 1989 ; Rango et Martinec, 1981).

Plus récemment, une nouvelle option dans le modèle SRM permet de simuler les effets attribués aux changements climatiques sur la fonte des neiges (Rango, 1995; Rango et Van Katwijk, 1990a et 1990b). Le SRM peut maintenant être utilisé dans un but préventif afin de répondre à un besoin de compréhension associé aux comportements d'un bassin selon les changements des conditions climatiques du milieu (Brubaker et Rango, 1996 et Rango et Martinec, 1994).

Une nouvelle version du modèle SRM est actuellement à l'étude et présente des résultats prometteurs. Cette version utiliserait le bilan énergétique dans son calcul de la fonte des neiges en complément à sa méthode du degré-jour (Brubaker et Rango, 1997 ; Kustas *et al.*, 1996). L'utilisation du bilan énergétique serait possible dans les bassins où les données sont disponibles et où la méthode du degré-jour serait moins efficace (Martinec et Rango, 1995). Une étude comparant les deux versions du SRM démontre que les deux méthodes s'équivalent, mais que l'utilisation du bilan énergétique offre de meilleurs résultats lorsque l'on modélise sur de courtes périodes (quelques jours, voir quelques semaines). Cette technique a également l'avantage de mieux représenter les propriétés physiques de la neige et diminue les erreurs dans le calcul de la fonte des neiges (Brubaker et al., 1996).

Mentionnons en terminant, que quatre laboratoires consacrés exclusivement au modèle SRM ont été tenus par le département de géographie de l'Université de Berne en Suisse. Ces quatre laboratoires ont permis la présentation, l'analyse et des discussions sur les différentes versions du SRM. Plus

d'une centaine de personnes provenant de 20 pays différents ont pu échanger sur le SRM et sur ses capacités à modéliser la fonte des neiges (Martinec *et al.*, 1998).

1.5- DESCRIPTION DU « SNOWMELT RUNOFF MODEL » (SRM).

Les SRM est un modèle hydrologique semi-distribué qui emploie la température ambiante de l'air combinée au coefficient degré-jour comme facteur ablatif du couvert de neige et utilise une équation linéaire pour faire fondre la neige et circuler l'eau à travers le bassin (Mellander, 1991). Jamais utilisé au Québec, le modèle SRM a été majoritairement appliqué dans un environnement de hautes montagnes où il obtient d'excellents résultats (Fergusson, 1999).

1.5.1- La structure du modèle.

Le SRM est un modèle hydrologique conceptuel puisque son application nécessite un ajustement de ses paramètres et une calibration du modèle avec les valeurs d'écoulement mesurées *in situ* à l'exutoire du bassin (Bergström, 1991). L'écoulement journalier provenant de la fonte de la neige et de la pluie est calculé par le modèle SRM à partir de l'équation linéaire suivante :

$$Q_{n+1} = \left[c_{sn} * a_n (T_n + \Delta T_n) S_n + c_{Rn} * P_n \right] A * \frac{10000}{86400} (1 - k_{n+1}) + Q_n * k_{n+1} \quad [1]$$

Où : Q : moyenne journalière de l'écoulement en m^3/s^{-1}

c : coefficient de ruissellement exprimé par les pertes dans le rapport ruissellement / précipitation, avec c_s qui correspond au ruissellement de la fonte des neiges et c_R au ruissellement relié aux précipitations

a : facteur degré-jour qui indique l'épaisseur de neige fondue en équivalence en eau résultant de l'augmentation de 1 degré-jour

T : nombre de degré-jour

ΔT : l'ajustement de la température en °C lorsque la température est extrapolée à partir de l'altitude de la station météorologique jusqu'à une hauteur désirée

S : proportion du couvert de neige par rapport à la superficie totale du bassin versant

P : précipitation contribuant au ruissellement. La température critique (T_{crit}) définie préalablement permettra de déterminer si la précipitation contribue immédiatement au ruissellement en tombant sous forme liquide ou sera emmagasinée dans le couvert de neige avec une précipitation sous forme solide

A : superficie totale du bassin ou de la zone (km^2)

k : coefficient de récession indiquant la quantité d'eau de fonte qui sera immédiatement enregistrée dans l'écoulement

n : séquence de jours pendant la période d'écoulement informatisée. L'équation est écrite pour un temps de réponse qui correspond à la région d'étude

$\frac{10000}{86400}$: conversion de $\text{cm} / \text{km}^2 / \text{j}^{-1}$ en m^3s^{-1}

T , S et P sont des variables qui doivent être mesurées et déterminées à chaque jour. c_R , c_S , ΔT , T_{crit} , k et L sont des paramètres qui sont caractéristiques pour un bassin donné ou plus généralement pour un climat donné.

Les principaux paramètres d'écoulement de l'eau dans le SRM sont premièrement, les coefficients de ruissellement C (C_S et C_R). Ces deux coefficients correspondent aux pertes d'eau du bassin (évaporation – évapotranspiration – infiltration) estimées à long terme. Ensuite, le coefficient de récession (k) indique la quantité d'eau de fonte qui sera immédiatement enregistrée dans l'écoulement. Finalement, les régions à contributions directes (RCA) correspondent à la rétention des précipitations liquides dans le couvert de neige selon que ci celui-ci est saturé ou non en eau.

Le SRM peut être utilisé soit en mode simulation ou en mode de mise à jour. Le mode simulation permet d'évaluer le comportement hydrologique d'un bassin dans différentes conditions climatiques. Puis, le mode de mise à jour effectue des ajustements à chaque $n^{\text{ième}}$ jour en employant les nouvelles données de débit mesurées à l'exutoire du bassin. Le modèle SRM permet également au modélisateur de visualiser, pour chaque mois, les tables de données et le débit actuel modélisés par le logiciel.

Le modèle SRM emploie deux équations pour évaluer la réussite d'une modélisation. En premier lieu, on retrouve un coefficient de détermination (R^2) qui est estimé à partir de l'équation suivante:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q'_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad [2]$$

Où, R^2 représente une mesure de l'efficacité du modèle SRM, Q_i , l'écoulement quotidien mesuré, Q'_i , l'écoulement quotidien simulé et $\bar{Q}_i$, la moyenne de l'écoulement quotidien pour la simulation en cours. Ce coefficient correspond aussi au coefficient de Nash-Sutcliffe où $\bar{Q}$ correspond à une moyenne à long terme de l'écoulement mesuré. Le plus mauvais coefficient R^2 obtenu avec le modèle SRM a été lors de la modélisation du bassin de l'Angren en Ouzbékistan (R^2 de 0.3) et le meilleur, avec la modélisation du bassin Modry Dul en République Tchèque (R^2 de 0.96). Dans plus de 90 % des modélisations avec le modèle SRM, le coefficient R^2 était supérieur à 0.7 (Martinec *et al.*, 1998).

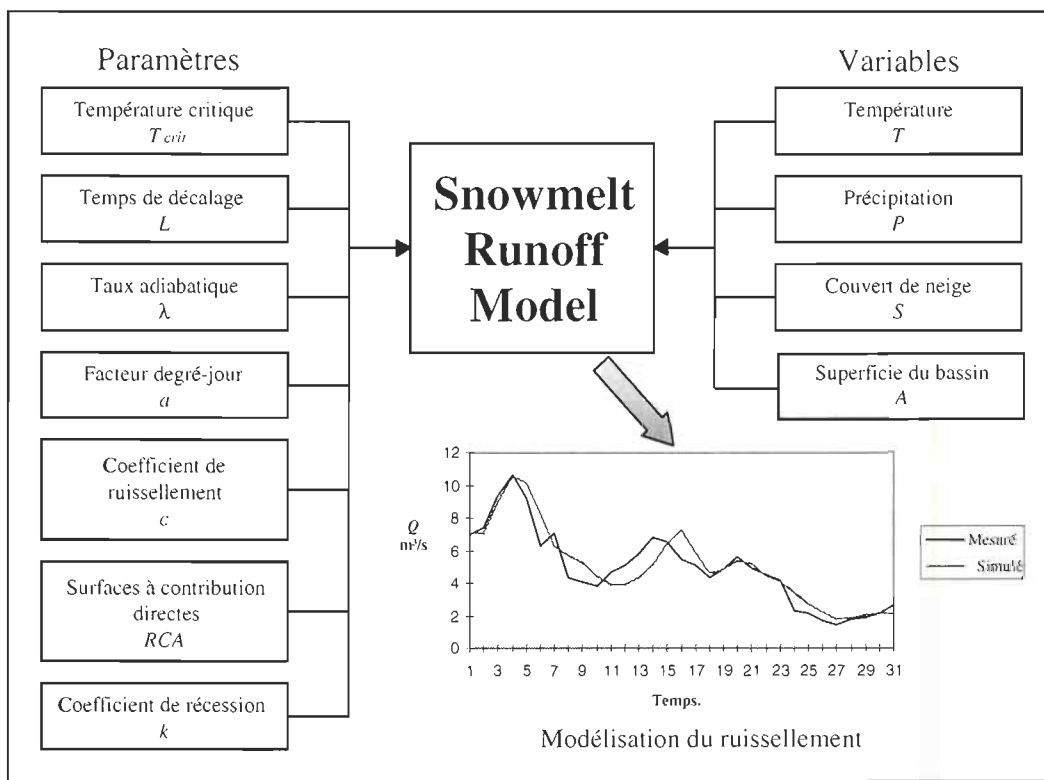


FIGURE 1.5.1- Diagramme schématisant les intrants nécessaires au modèle de ruissellement de la fonte des neiges (SRM).

Deuxièmement, la différence de volume entre l'écoulement modélisé et l'écoulement réel mesuré *in situ* pour la modélisation est estimé avec :

$$D_V = \frac{V_R - V'_R}{V_R} * 100 \quad [3]$$

Où, D_V représente au pourcentage de différence entre la simulation et l'écoulement réel, V_R , l'écoulement mesuré et V'_R , l'écoulement simulé (Martinec et Rango, 1989). Ce coefficient permet de voir s'il y a sous-estimation ou surévaluation de l'écoulement simulé lors de la modélisation.

1.5.2- Les variables du modèle.

Les variables représentent les conditions réelles du bassin. Elles ne peuvent pas provenir de bassins similaires et ne nécessitent aucune calibration (Martinec *et al.*, 1998). Les variables requises pour la modélisation du ruissellement de la fonte des neiges sont : les données de température (T), de précipitation (P), et la superficie du couvert de neige (S).

Les données de température (T) et de précipitation (P).

La représentativité des valeurs de température et de précipitation est fondamentale dans un modèle conceptuel comme le SRM (Brubaker et al., 1996). Par conséquent, la localisation et la densité des stations météorologiques lors de la modélisation sont particulièrement importantes (Rango et Martinec, 1981). De plus, ce sont des variables qui sont influencées par la topographie et la végétation du site. Il est également fortement conseillé d'utiliser les valeurs d'une station météorologique située à proximité de l'élévation moyenne du site d'étude (Martinec *et al.*, 1998 ; Martinec et Rango, 1986).

Par la suite, lorsque les stations météorologiques ont été définies pour un site en particulier, les données de température et de précipitation doivent être extrapolées à l'ensemble du bassin. Cette extrapolation doit être juste, sans quoi elle peut entraîner une mauvaise modélisation de la fonte des neiges (Blöschl, 1991). Pour l'extrapolation des valeurs de température, Martinec *et al.* (1998) suggèrent l'utilisation d'un taux adiabatique théorique de 0.65 °C par tranche de 100 m d'altitude. Pour les valeurs de précipitation lorsque l'on est en présence d'un bassin avec une forte dénivellation, les données doivent également être extrapolées à l'ensemble du site avec un gradient allant de 3 à 4% d'augmentation des précipitations par tranche de 100 m d'altitude (Martinec *et al.*, 1998).

Le couvert de neige (S).

Grâce au développement technologique des deux dernières décennies, le couvert de neige peut maintenant être évalué à l'aide de la télédétection. L'avantage de cette technique, c'est qu'elle permet l'estimation du couvert de neige pour les bassins de très grande superficie ou pour les territoires pratiquement inaccessibles (Singh, 1995). Ce sont la résolution spatiale et la résolution temporelle qui déterminent le type de capteurs satellitaires à utiliser pour l'estimation du couvert nival (Baumgartner *et al.*, 1998 ; Baumgartner *et al.*, 1995) (tableau 1.5.1). Les images satellites NOAA sont particulièrement efficaces pour l'estimation du couvert de neige pour les sites de superficie supérieure à 500 km² étant donné la largeur du balayage au sol du satellite (2 400 km) et la résolution spatiale (1.1 km²) des images (Siedel *et al.*, 1989).

TABLEAU 1.5.1- Capteurs satellitaires proposés par Martinec *et al.* (1998) pour l'estimation du couvert nival selon la résolution spatiale et temporelle désirée pour une superficie donnée.

Capteurs satellitaires	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Superficie de la zone d'étude
Aéroporté	3 m	flexible	1 km ²
LANDSAT MSS	80 m	16 – 18 jours	10 – 20 km ²
LANDSAT TM	30 m	16 – 18 jours	2.5 – 5 km ²
NOAA – AVHRR	1.1 km	12 heures	100 – 500 km ²
Météosat (visible)	2.5 km	30 minutes	500 – 1000 km ²
SPOT	10 – 20 m	26 jours	2 – 3 km ²
MOS	50 m	17 jours	5 – 10 km ²

En télédétection, le couvert forestier représente un obstacle majeur pour la délimitation du couvert de neige. Les couverts végétaux, principalement constitués de conifères, ne permettent pas une visualisation complète de la surface terrestre puisqu'ils font office d'écran partiel car il y a présence d'aiguilles toute l'année. Le rôle du couvert forestier se limite principalement à l'interception et à la distribution de la neige au sol. Généralement, l'accumulation du couvert de neige est inversement proportionnelle au couvert forestier (Plamondon *et al.*, 1984). De cette façon, le milieu forestier a un impact important sur l'évolution du couvert de neige (Marsh, 1990).

1.5.3- Les paramètres du modèle.

Le modèle SRM renferme un certain nombre de paramètres qui sont estimés soit à partir de données météorologiques, soit à partir de données hydrologiques. Contrairement aux variables qui représentent la réalité observée sur le terrain, les paramètres représentent davantage le climat d'une région et peuvent provenir de bassins similaires (Martinec et Rango, 1986). La calibration des paramètres à l'intérieur du SRM est effectuée en fonction des résultats de modélisation. En effet, c'est en modifiant tour à tour les paramètres afin que l'écoulement simulé corresponde le plus fidèlement à l'écoulement mesuré à l'exutoire du bassin, qu'il est possible de calibrer chacun des paramètres du modèle (Bordeleau, 1998). Ces calibrations sont inévitables puisque les paramètres à l'intérieur d'un modèle conceptuel, représentent un ensemble de facteurs qui sont considérés comme un tout, mais qui en réalité représentent une série d'éléments indépendants (Bergström, 1991).

La température critique (T_{crit}).

La température critique, dans le modèle SRM, permet de définir la forme (solide, liquide) de la précipitation. Le modèle a besoin de la température critique principalement pendant la période de fonte afin d'établir si la précipitation contribue immédiatement au ruissellement (pluie) ou, si la précipitation participe à l'accumulation du couvert nival (neige). Dans ce deuxième cas, il prend automatiquement ces nouvelles chutes de neige en mémoire jusqu'à la fonte, dans les jours chauds suivants (Martinec, *et al.*, 1998). Beaucoup de modèles hydrologiques utilisent la température de l'air en vue d'évaluer si la précipitation est sous forme liquide ou solide et c'est également la principale ou la seule variable qui prédit le taux de fonte (Ferguson, 1999). Dans le modèle SRM, la forme de la précipitation est délicate à estimer, car la température utilisée est une moyenne journalière et la précipitation peut se produire à toute heure du jour ou de la nuit (Martinec *et al.*, 1998).

La température critique est habituellement supérieure au point de congélation et peut varier d'un bassin versant à un autre (WMO, 1986 ; Charbonneau *et al.*, 1981). Une variation saisonnière est également observée et peut dépendre des conditions climatiques régionales et des propriétés physiques de la neige (Mallender, 1991). Une mauvaise donnée de température critique peut avoir un effet négatif sur l'estimation du ruissellement et sur la modélisation (Charbonneau *et al.*, 1981).

Le décalage de temps (L).

Le décalage de temps correspond au temps de réponse entre l'augmentation du ruissellement et l'augmentation des données de température dans une journée. Le ruissellement engendré dans le bassin subit un décalage de temps qui doit être déterminé à partir des données historiques des hydrographes (Martinec, *et al.*, 1998). Des tests de comparaison sur le décalage de temps effectués par WMO (1986) démontrent qu'il y a une relation étroite entre le décalage de temps et la superficie du bassin. Par conséquent, plus le bassin versant est petit, plus le décalage de temps est court entre la hausse des températures et la hausse du débit mesuré à l'exutoire du bassin (Martinec, *et al.*, 1998 ; Martinec et Rango, 1986 ; WMO, 1986).

Le taux adiabatique (γ).

Le taux adiabatique correspond à la diminution de la température avec l'accroissement de l'altitude ($^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$). Dans le SRM, le taux adiabatique est le seul paramètre qui permet d'extrapoler la température à travers l'ensemble du bassin. Une attention particulière doit être portée à ce paramètre, puisqu'une mauvaise interprétation entraînera une mauvaise extrapolation des valeurs de température pour l'ensemble du bassin (Martinec et Rango, 1986). Par conséquent, une mauvaise distribution de la température aura une influence majeure sur l'estimation du ruissellement et sur l'évaluation de la forme de la précipitation (WMO, 1986). Le taux adiabatique est un paramètre extrêmement sensible et peut varier dans le cycle journalier, selon la saison et peut même être négatif (Fergusen, 1999). Le taux adiabatique peut être modifié à la journée près dans le modèle SRM afin de mieux présenter les effets climatologiques dans l'espace et dans le temps que l'on peut observer à l'intérieur du bassin, ce qui est l'un des principaux avantages du modèle SRM (Fergusen, 1999). On conseille cependant de changer le taux adiabatique aux 15 jours (Martinec *et al.*, 1998). Pour leur part, Martinec *et al.* (1998) suggèrent un taux adiabatique théorique moyen de $0,65 \text{ }^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ pour une modélisation. Enfin, une comparaison de différents taux adiabatiques effectuée par le WMO (1986) a démontré que dans un environnement similaire, le taux adiabatique devrait être identique. Cependant, une grande variation du taux adiabatique fut observée dans différents environnements et certaines valeurs excèdent souvent $1 \text{ }^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ d'altitude.

Le facteur degré-jour (a).

Dans la modélisation, le coefficient degré-jour ($\text{mm}/^{\circ}\text{C}$) correspond à l'équivalence en eau produite par la fonte de la neige lorsque la température est augmentée de 1°C . Lorsque la température est inférieure à 0°C , le coefficient degré-jour est automatiquement de $0 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}$ parce que l'on considère qu'à cette température, les échanges énergétiques entre le couvert de neige et son environnement immédiat sont inexistantes. Ceci, parce que le point de fusion de l'eau est 0°C . Pour sa part, le facteur degré-jour permet de multiplier le coefficient degré-jour lorsque la température ambiante de l'air est supérieure à 0°C (Kustas et al. 1994, Kuusisto, 1980). La valeur attribuée au coefficient degré-jour n'est pas constante, mais hausse graduellement jusqu'à la fin de la période de fonte (Brubaker *et al.*, 1996 ; Rango et Martinec, 1995 ; Martinec, 1975) (tableau 1.5.2). Cette variation est principalement causée par l'augmentation du taux d'humidité dans neige et par le fait même, de la diminution de l'albédo de celle-ci (Horne et Kavvas, 1997 ; Rango et Martinec, 1995; Dozier et al., 1991).

Le coefficient degré-jour est l'élément clé dans le modèle de ruissellement de la fonte des neiges SRM, puisque c'est lui, combiné à la température ambiante de l'air, qui permet de déterminer la quantité de neige fondue. Dans le modèle, le coefficient degré-jour est le seul paramètre qui permet de déterminer l'équivalence en eau de la fonte des neiges (Brubaker et Rango, 1996). L'approche du coefficient degré-jour est appliquée depuis plus de 60 ans et fut également très critiquée en raison de l'absence de processus physique inclus dans son calcul, mais reste populaire et efficace lorsqu'elle est appliquée adéquatement (Martinec *et al.*, 1998 ; Brubaker *et al.*, 1996 ; Rango et Martinec, 1995 ; WMO, 1986). Enfin, l'application de modèle hydrologique basée sur l'utilisation de la méthode du degré-jour est employée beaucoup plus souvent dans les bassins de très grande superficie dans le but de donner une prédiction juste du ruissellement (Rango et Martinec, 1995 ; WMO, 1986). Plusieurs modèles utilisent le coefficient degré-jour pour prédire l'eau de fonte généré chaque jour. Avec une bonne valeur, ou après calibration, c'est une technique qui estime adéquatement la quantité de fonte pour une période de plusieurs jour. Dans le logiciel SRM, le degré-jour est traité comme une série de données plutôt que comme un paramètre fixe pour l'ensemble de la saison de fonte (Fergusen, 1999).

TABLEAU 1.5.2- Exemple de variation du coefficient degré-jour (mm/°C/j) dans le temps pour plusieurs modélisations hydrologiques selon WMO, 1986.

	Durance	W3	Dunajec	Dischma
Avril	0.2	0.2	0.2	0.2
Juin	0.55	0.6	0.6	0.65

En règle générale, le coefficient degré-jour est très efficace en milieu forestier. C'est une technique globale d'estimation des échanges énergétiques en milieu forestier dense, qui est généralement plus efficace qu'en milieu découvert (Dozier, 1987). En comparaison avec des méthodes de bilan radiatif, la méthode du degré-jour est plus efficace dans cet environnement en raison des échanges énergétiques que l'on retrouve entre la canopée et la surface terrestre (Vehviläinen, 1991 ; Leavesley, 1989), contrairement aux environnements de hautes montagnes où les microclimats sont plus fréquents (Dozier, 1987). L'avantage principal de l'approche du degré-jour est le minimum de données qu'elle requière dans son calcul soit : $T^{\circ}_{\min}$ et $T^{\circ}_{\max}$ (Kustas *et al.*, 1994 ; Sommersfeld *et al.*, 1991).

Le coefficient degré-jour varie également selon la densité du couvert forestier. En effet, plus la canopée est dense, plus la valeur attribuée au coefficient degré-jour diminue. En milieu découvert, le coefficient degré-jour est donc plus élevé qu'en milieu forestier (Rango et Martinec, 1995 ; WMO, 1986 ; Kuusisto, 1980). Kuusisto (1980) souligne qu'il y a une variation importante dans la valeur du coefficient degré-jour obtenue en milieu découvert et que ce dernier doit plutôt être considéré régionalement plutôt que localement (tableau 1.5.3). Toujours selon Kuusisto (1980), les valeurs du coefficient degré-jour obtenues en milieu forestier sont plus stables qu'en milieu arbustif ou découvert. Martinec et Rango (1986) recommandent d'ailleurs l'utilisation d'un coefficient degré-jour plus élevé dans les environnements glaciaires, et d'un coefficient plus faible pour modéliser le couvert nival en milieu forestier et en particulier pour la nouvelle neige, compte tenu de sa basse densité.

TABLEAU 1.5.3- Variation du coefficient degré-jour (mm/°C/j) dans le temps et l'espace selon WMO, 1964* et dans l'espace selon Kuusisto, 1980.

		Couvert forestier	Couvert arbustif	Milieu découvert
WMO	Avril	0.2	0.3	0.4
	Mai	0.3	0.4	0.6
	Juin	0.4	0.6	0.7
Kuusisto	Moyenne	1.77	2.76	3.51

* Source : Kuusisto, 1980.

Une autre étude, réalisée par Mitchell et DeWalle (1998) sur le bassin du Towanda Creek en Pennsylvanie, a démontré que dans les zones non-forestières du bassin, le coefficient degré-jour a été sensiblement plus élevé que pour les zones forestières. Ils soulignent également que la variation du coefficient degré-jour est causée par l'évolution des propriétés physiques de la neige pendant la saison de fonte. Le coefficient degré-jour dans le logiciel SRM, reflète les différentes phases de métamorphose du couvert de neige (Martinec et Rango, 1986). Le coefficient degré-jour permet, en fait, une quantification de l'évolution du couvert nival (Mellander, 1991). Signalons en terminant que si la modélisation n'apporte pas de résultats satisfaisants, les valeurs du coefficient degré-jour devraient être revues et ajustées afin de mieux corréliser ensemble les valeurs d'écoulement simulées et mesurées directement sur le terrain puisqu'elles possèdent une incidence directe sur les résultats de la modélisation (Baumgartner, 1998).

Le coefficient de ruissellement de la fonte des neiges (C_S) et des précipitations (C_R).

Le coefficient de ruissellement est l'un des paramètres qui permet de modéliser le ruissellement à travers l'ensemble du bassin. Il se rapporte aux pertes d'eau du bassin (évaporation – évapotranspiration – infiltration) estimées à long terme et doit être ajusté à l'aide des données de jaugeage mesurées à l'exutoire du bassin. Le logiciel SRM utilise un coefficient de ruissellement pour la fonte des neiges (C_S) et pour le ruissellement provoqué par les précipitations liquides (C_R) (Martinec *et al.*, 1998). La calibration de ce paramètre avec les données historiques mesurées à la station de jaugeage permet de saisir les fluctuations d'écoulement de l'eau à travers le bassin. Ce paramètre est fortement empirique puisque la quantité d'eau réelle dans le couvert nival et du sol est très difficile à évaluer (Bordeleau, 1998). Les deux coefficients de ruissellement permettent de représenter la réponse intrinsèque du bassin lorsqu'il y a précipitation solide ou liquide (Mitchell et DeWall, 1998).

Le coefficient de ruissellement n'est pas constant. Il évolue pendant la saison de fonte. Au début de la saison, les pertes sont généralement imperceptibles et sont associées à l'évaporation de la surface de neige. Plus tard dans la saison, le couvert nival, la végétation et certains bassins de rétention font diminuer le coefficient de ruissellement en emmagasinant l'eau jusqu'à saturation (Martinec *et al.*, 1998). Le coefficient de ruissellement est un paramètre qui varie entre les bassins selon les caractéristiques propres à chacun, mais devrait être constant d'année en année pour un même bassin (WMO, 1986). La superficie du bassin, l'étendue et l'épaisseur du couvert de neige sont d'autres facteurs qui ont un impact sur la valeur du coefficient de ruissellement (Martinec et Rango, 1986).

Puisque c'est un paramètre difficile à évaluer, les valeurs du coefficient de ruissellement peuvent être ajustées à l'aide d'une série de valeurs comprises entre les minima et les maxima assignés à ce paramètre pour un bassin de superficie donnée (Martinec *et al.*, 1998). Enfin, lors d'une mauvaise modélisation, le coefficient de ruissellement est aussi l'un des premiers paramètres à être examiné et réévalué (Martinec et Rango, 1986).

Les surfaces à contribution directe (RCA).

Ce paramètre correspond au point de saturation du couvert de neige. Pendant la saison de fonte, lorsqu'il y a des précipitations liquides, elles peuvent être traitées selon deux alternatives dans le modèle SRM. Tout d'abord (option 0), on assume que la précipitation qui touche le couvert de neige tôt dans la saison de fonte est emmagasinée dans la neige qui est habituellement sèche et profonde. Plus tard dans la saison de fonte (option 1), on considère que la neige est saturée en eau et que la précipitation qui tombe sur le couvert de neige est immédiatement libérée de celui-ci et additionnée à la fonte de la neige pour l'ensemble du bassin (Martinec *et al.*, 1998). Une étude de Mellander (1991) a démontré que le point de saturation du couvert de neige est atteint le 2^{ème} ou 3^{ème} jour où la température ambiante de l'air est supérieure à la température critique et que cette 2^{ème} ou 3^{ème} journée est accompagnée de précipitations significatives. C'est à cette date que le modélisateur oriente le logiciel SRM vers l'option 1.

Le coefficient de récession (k).

L'eau de fonte produite dans les premiers jours de fonte ne quitte pas complètement le bassin versant, mais continue graduellement de se déplacer et est en partie retenue selon une série de

caractéristiques correspondant au coefficient de récession (Martinec, 1975). Dans la modélisation, $1-k$ est la proportion journalière d'eau de fonte qui apparaît immédiatement dans le ruissellement. La méthode proposée par Martinec *et al.* (1998) pour calculer le coefficient de récession nécessite l'analyse des données historiques mesurées à la station de jaugeage à l'exutoire du bassin. Par conséquent, lorsque les données de débits ne sont pas disponibles, il est possible d'obtenir un coefficient de récession en employant celui d'un bassin de superficie équivalente (WMO, 1986). Une étude réalisée par le WMO (1986) a démontré qu'il y avait une relation étroite entre la superficie du bassin versant et la valeur attribuée au coefficient de récession. C'est un paramètre qui évolue tout au long de la saison de fonte des neiges, il augmente quand la valeur moyenne d'eau (m^3/s) mesurée à la station de jaugeage diminue (Martinec *et al.*, 1998).

1.5.4- L'intérêt de modéliser avec le SRM.

Le SRM présente de nombreux avantages. D'abord, il est surtout reconnu pour son efficacité à simuler le ruissellement relié à la fonte des neiges (WMO, 1986). Ensuite, le minimum de données nécessaires et l'utilisation de la télédétection, comme outil pour la discrimination du couvert de neige, font du SRM un modèle idéal pour être appliqué là où les données sont plus difficiles d'accès (Kumar *et al.*, 1991 ; Sommerfield *et al.*, 1991).

Un des atouts du SRM c'est qu'il n'utilise pas de valeurs fixes pour la température critique (T_{crit}), le taux adiabatique (γ) et le coefficient degré-jour (a), contrairement à plusieurs modèles déterministes qui attribuent une valeur fixe à ces paramètres. Ces paramètres sont très sensibles et varient tout au long de la période de fonte. La possibilité de modifier ces paramètres pendant la modélisation, permet au SRM de mieux quantifier l'écoulement simulé et améliore la qualité de la modélisation (Ferguson, 1999).

L'optimisation avec le SRM se fait seulement avec des valeurs qui représentent les conditions réelles du milieu, alors que d'autres modèles ne tiennent pas nécessairement compte de la réalité et attribuent des valeurs erronées à certains paramètres lors de l'optimisation (Rango, 1988). L'optimisation du SRM peut se faire hebdomadairement à tous les sept jours et n'a pour but que d'améliorer la correspondance entre l'écoulement simulé et l'écoulement mesuré (WMO, 1992). Signalons que lors de la comparaison de plusieurs modèles hydrologiques, le SRM était le seul des

onze modèles à ne pas avoir eu recours à l'optimisation pour améliorer les résultats de ses modélisations (Rango et Martinec, 1988).

Par contre, le SRM présente certaines lacunes quant à la représentativité des caractéristiques physiques du sol dans sa modélisation (Sommerfield *et al.*, 1991). Le SRM ne tient pas compte de l'interaction que l'on retrouve entre les différentes couches du sol, de l'humidité du sol ainsi que l'écoulement souterrain dans son équation. Tous les mécanismes associés aux eaux souterraines (infiltration, percolation, ruissellement, etc.) sont particulièrement importants dans un environnement forestier. Le problème lorsque l'on applique un modèle de hautes montagnes dans un tel environnement, c'est qu'il ne tient pas compte de ces processus physiques (Mellander, 1991). Ensuite, l'utilisation de modèle fortement conceptuel tel que le SRM, ne permet pas la modélisation de phénomènes météorologiques extrêmes. Puisqu'il utilise des valeurs moyennes pour la température et certains paramètres, le SRM ne peut pas simuler les anomalies climatiques qui provoquent des perturbations sur notre environnement (Bordeleau, 1998). Finalement, la simplicité du modèle SRM et de la plupart des modèles conceptuels, permet la modélisation de bassin sans contrôler entièrement tous les paramètres et les processus physiques associés à la fonte des neiges (Bergström, 1991).

1.6- PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE.

1.6.1- Sélection de la zone d'étude.

Le secteur d'étude retenu pour l'application du modèle hydrologique SRM est le bassin de la rivière Batiscan au Québec (47° 10' N, 72° 13' O) (figure 1.6.1). Le choix de ce site d'étude est d'abord basé sur la présence d'un fort couvert forestier et sur la faible dénivellation du bassin. D'une part, la zone d'étude ne doit pas être contrôlée par aucune digue ou aucun barrage hydroélectrique. La rivière doit être jaugée et le débit enregistré doit être en milieu naturel. D'autre part, les données météorologiques et hydriques doivent être disponibles sur un minimum de 15 ans d'enregistrement afin de permettre l'application du modèle SRM. Finalement, le site d'étude doit être un environnement où le modèle SRM ne fut jamais appliqué. Le bassin versant de la rivière Batiscan semble tout indiqué et très intéressant pour vérifier nos objectifs de recherche.

1.6.2- Les caractéristiques physiques du bassin.

Couvrant une superficie de 4 325 km² la rivière Batiscan est l'un des nombreux tributaires du fleuve Saint-Laurent. Située sur la rive nord du fleuve entre les bassins de la rivière Saint-Maurice et la rivière Sainte-Anne, la zone d'étude s'étend de la plaine du Saint-Laurent au sud, jusqu'à la réserve faunique des Laurentides au nord-est. La rivière Batiscan est composée de deux têtes principales qui sont, au nord-ouest, le lac Édouard et au nord-est, le lac Batiscan. Le bassin versant a une dénivellation de 756 m, variant entre 106 m et 862 m d'altitude (figure 1.6.2).

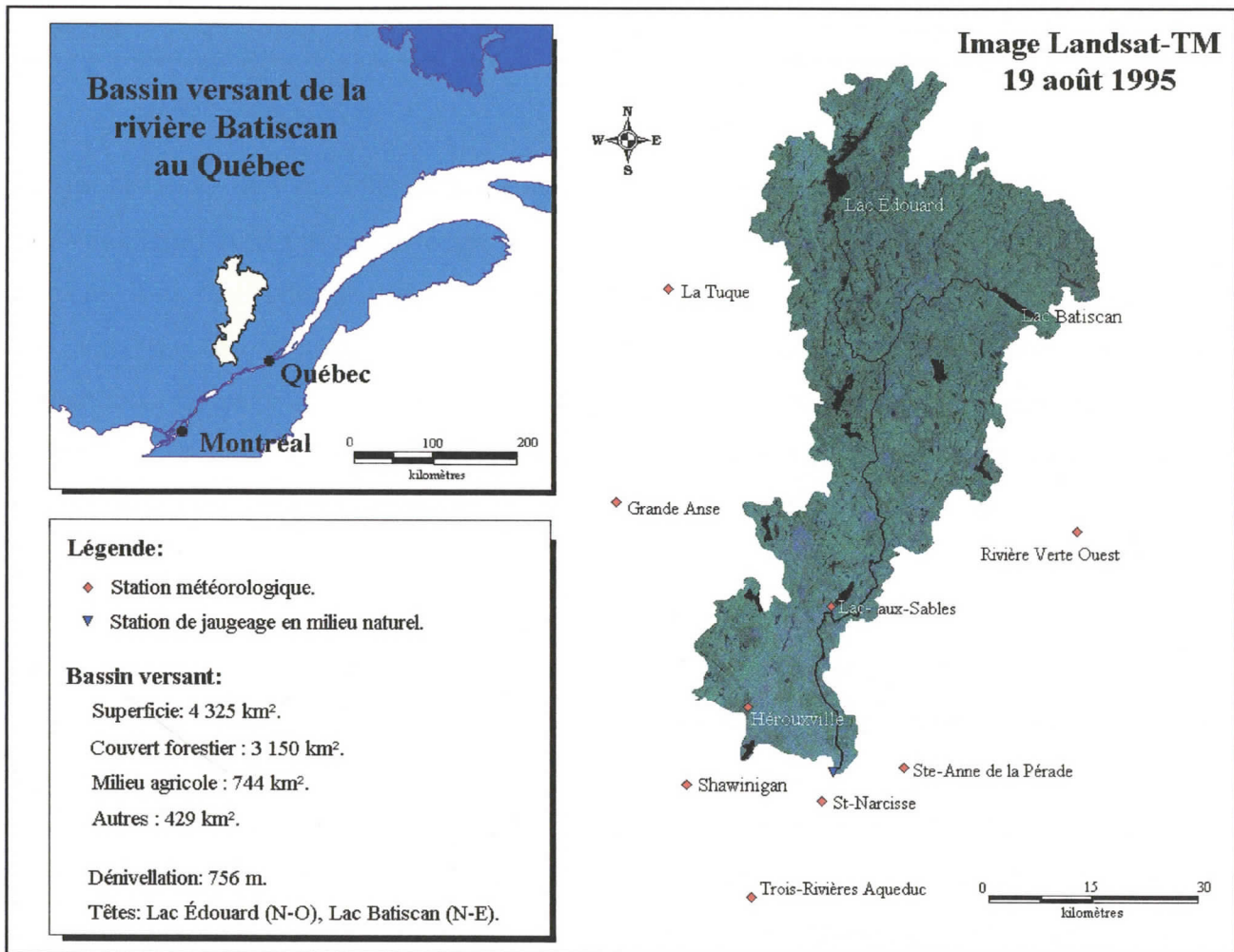


FIGURE 1.6.1- Localisation du bassin versant de la rivière Batiscan au Québec.

Le régime hydrique de la rivière Batiscan est très variable d'une année à l'autre étant donnée qu'aucuns barrages ne contrôlent le débit de la rivière. L'écoulement moyen sur 15 ans enregistré à

la station de jaugeage à l'exutoire du bassin est de 123.83 m³/s. Le tableau suivant résume les débits journaliers en m³/s pour les années 1995 et 1996.

TABLEAU 1.6.1- Résumé des débits journaliers moyen en m³/s pour 1995 et 1996.

	1995					1996						
	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.
Moyenne	28.97	20.34	56.56	152.13	46.53	54.53	64.79	47.18	249.71	267.94	80.46	301.29
Maximum	42.10	32.30	140.00	334.00	79.70	134.00	133.00	76.10	673.00	547.00	122.00	849.00
Minimum	19.00	14.40	25.30	81.30	30.40	27.20	40.10	35.70	35.20	108.00	57.50	76.20

Le site bénéficie de deux climats particuliers. D'abord, au sud, on retrouve un climat des basses terres du Saint-Laurent avec une température moyenne annuelle de 2.5° C. Les précipitations totales annuelles sont de l'ordre de 900 à 1400 mm et la saison sans gel a une durée variant entre 150 et 190 jours. Le second secteur se localise au nord du site jusque dans la réserve faunique des Laurentides. Ce secteur, plus élevé en altitude, bénéficie d'un climat du plateau laurentien. La température annuelle moyenne y est également de 2.5° C, mais les précipitations totales annuelles varient entre 1400 à 1600 mm. La saison sans gel dure entre 140 et 150 jours (Robitaille et Saucier, 1998).

La région sud du site, située dans les basses terres du Saint-Laurent, est délimitée au nord par le plateau laurentien et forme un relief très doux. Le substrat est principalement composé de sable, mais également d'argile, de gravier et de cailloux. Du till épais couvre les quelques collines et coteaux de ce secteur. Il compose également la moraine frontale de Saint-Narcisse localisée à l'extrémité sud du site. La région nord du site forme un plateau d'altitude intermédiaire au cœur du massif laurentien. Les dépôts de surface sont majoritairement composés de till épais, bien que du till mince se retrouve sur les versants escarpés et les régions plus accidentées de ce secteur.

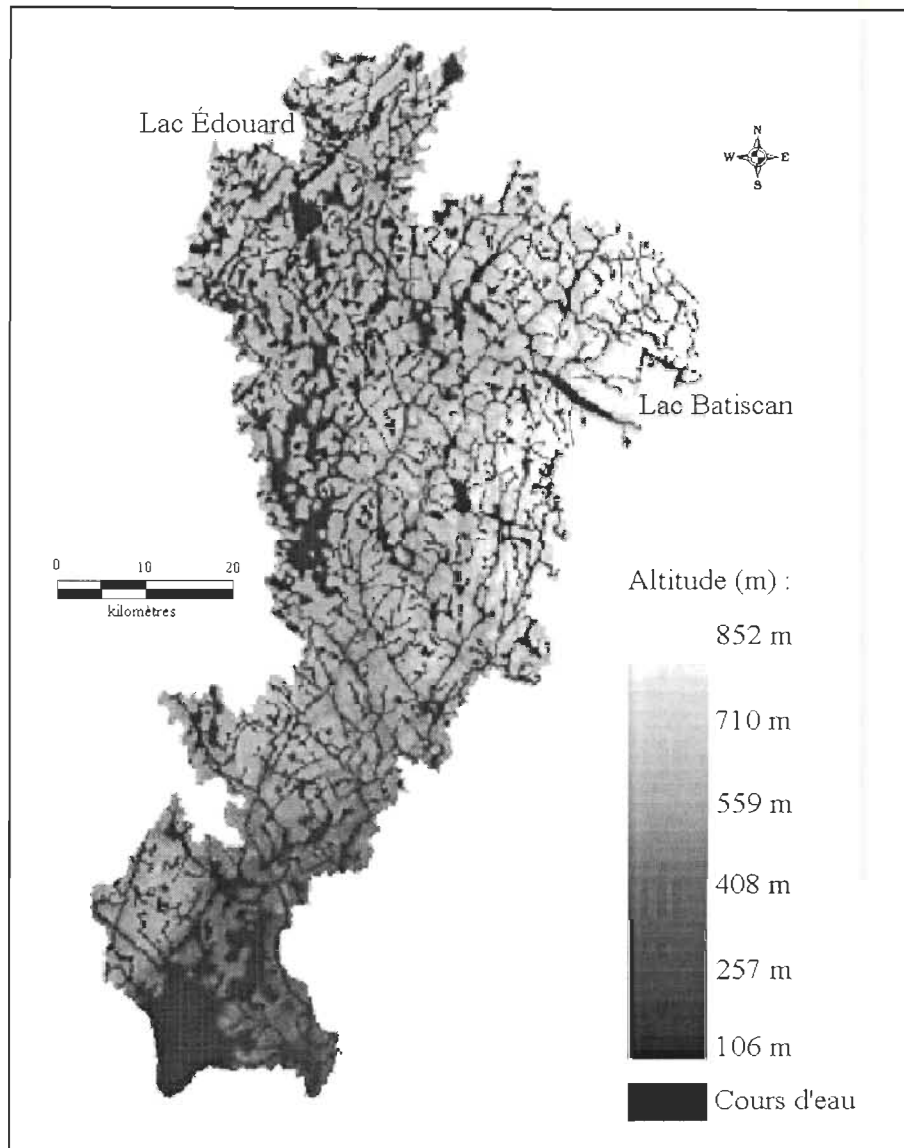


FIGURE 1.6.2- Modèle numérique d'élévation avec hydrologie imposée du bassin versant de la rivière Batiscan.

1.6.3- L'utilisation générale du sol.

La forêt occupe presque les trois-quarts du territoire, soit 73 % (3 151 km²). Elle est principalement du domaine public (figure 1.6.3). Dans les basses terres du Saint-Laurent, on retrouve la forêt mixte du nord-est du Canada principalement constituée de pins blancs (*Pinus strobus*), de pins rouges (*Pinus resinosa*), de pruches du Canada (*Tsuga canadensis*), de bouleaux (*Betula sp*) et d'épinettes (*Picea sp*). Sur le plateau laurentien c'est la forêt boréale qui prédomine avec des pins gris (*Pinus banksiana*), des mélèzes laricins (*Larix laricina*), des épinettes (*Picea sp*) et des sapins baumiers

(*Abies balsamea*) (Robitaille et Saucier, 1998). L'utilisation du sol à des fins agricoles est limitée au sud du site dans les basses terres du Saint-Laurent et couvre 17 % (745 km²) du bassin de la rivière Batiscan. Enfin, le domaine hydrique, la ville et les surfaces dénudées couvrent 10 % (429 km²) du secteur d'étude (figure 1.6.3).

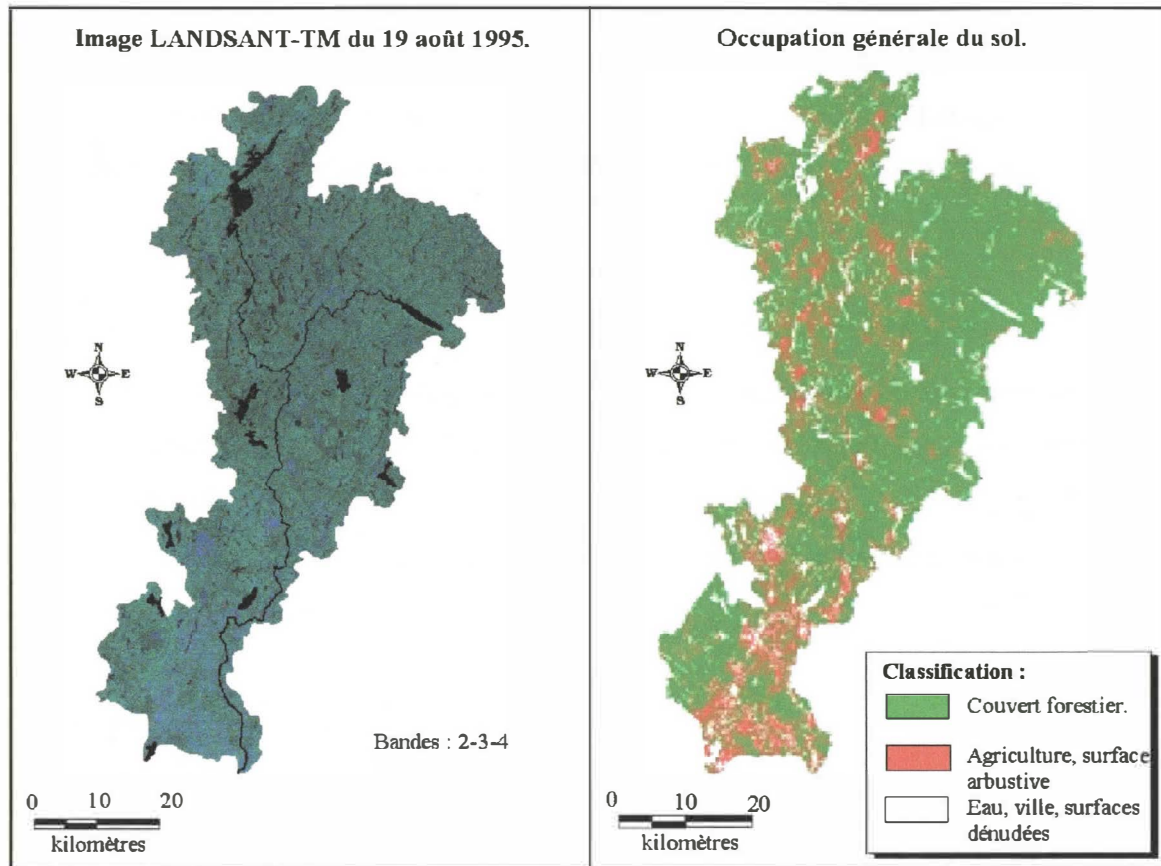


FIGURE 1.6.3- Image LANDSAT-TM (19 août 1995) et classification du sol, à partir de l'image satellite, pour l'ensemble du bassin de la rivière Batiscan.

En ce qui a trait au réseau routier, il est principalement développé au sud du site. Le nord-est du site est accessible l'été et l'hiver par la présence de chemins forestiers. Par contre, à l'automne et au printemps, pendant la période de fonte, ces chemins sont totalement impraticables, ce qui réduit considérablement l'accessibilité à cette partie du site d'étude. Le lac Édouard est accessible toute l'année par la présence d'un village (lac Édouard) habité toute l'année. Quant au sud du site, il est accessible toute l'année par des routes locales et régionales.

1.7- SOURCE DES DONNÉES UTILISÉES.

1.7.1- Les données hydriques.

Le bassin versant de la rivière Batiscan est jaugé depuis 1967 en milieu naturel. La station de jaugeage se situe à 3.4 km en aval de la rivière des Envies (516 2166.096 N, 69 8831.417 E). Située à l'exutoire de la zone d'étude à une altitude de 122 m, elle est en amont du barrage et de la centrale hydroélectrique de Saint-Narcisse et suffisamment loin du barrage pour ne pas subir l'influence du réservoir d'eau de celui-ci.

Les données hydriques sont enregistrées à l'aide d'un enregistreur à ruban perforé. La qualité des données est bonne, c'est-à-dire en deçà de 5 % d'erreurs, lorsque le débit de la journée n'est pas influencé par un effet de refoulement. Pour les périodes avec refoulement, la qualité des données est acceptable, c'est-à-dire des jaugeages précis et des renseignements suffisant pour expliquer la fluctuation du débit pendant cette période. Ces données proviennent du Ministère de l'Environnement du Québec, Division du milieu hydrique.

1.7.2- Les données météorologiques.

Les données météorologiques nécessaires pour la modélisation de la rivière Batiscan sont la température (°C) et les précipitations (mm - cm). Neuf stations météorologiques (tableau 1.7.1) nous fournissent ces données pour l'ensemble de la zone d'étude. Situées à différentes altitudes, toutes les stations météorologiques sont localisées à l'intérieur d'un rayon de 25 km du bassin. Deux d'entre elles sont mêmes localisées à l'intérieur du site (figure 1.6.1). Ces stations météorologiques ont permis d'obtenir les valeurs de températures minimum et maximum quotidiennes ainsi que les précipitations liquides (mm) et solides (cm) quotidiennes.

Ces données proviennent du Ministère de l'Environnement du Québec, Division du milieu atmosphérique. La qualité des données est bonne, c'est-à-dire en deçà de 5 % d'erreurs.

TABLEAU 1.7.1- Stations météorologiques et stations de jaugeage utilisées pour la modélisation hydrologique avec le modèle SRM sur le bassin de la rivière Batiscan.

Stations météorologiques :						
#	Nom	Coordonnées géographiques (UTM)		Altitude (m)	Emplacement	Année d'ouverture
1	Trois-Rivières-Aqueduc	68 3409.931 E	513 8879.379 N	55	Milieu découvert	1974
2	Lac-aux-Sables	69 8286.503 E	519 3448.536 N	160	Milieu découvert	1964
3	Hérouxville	68 1474.950 E	517 2648.390 N	145	Milieu découvert	1960
4	Rivière-verte-Ouest	28 3938.563 E	520 7724.845 N	206	Milieu forestier	1965
5	Sainte-Anne-de-la-Pérade	71 2151.748 E	516 3268.317 N	16	Milieu découvert	1949
6	Saint-Narcisse	69 6657.194 E	515 6965.987 N	52	Milieu forestier	1973
7	Shawinigan	67 1355.749 E	515 9903.120 N	131	Bordure St-Maurice	1902
8	Grande-Anse	65 7540.948 E	521 2777.222 N	119	Bordure St-Maurice	1982
9	La Tuque	66 7216.008 E	525 2738.649 N	152	Bordure St-Maurice	1911

Station de jaugeage :						
#	Nom	Coordonnées géographiques (UTM)		Altitude (m)	Emplacement	Année d'ouverture
1	À 3.4 km en aval de la rivière des Envies	69 8831.417 E	516 2166.096 N	122	n/a	1967

1.7.3- Les images satellites.

Nous avons utilisés deux catégories d'images de télédétection pour la modélisation de la rivière Batiscan. Premièrement, une image LANDSAT-TM enregistrée le 19 août 1995 (figure 1.6.3) a permis de déterminer le type d'utilisation du sol dans le bassin versant. La résolution spatiale de 30 m des images TM est adéquate pour ce type d'analyse. Deuxièmement, plusieurs images AVHRR-NOAA ont été utilisées afin de tracer l'évolution du couvert de neige sur la rivière Batiscan. La nécessité d'avoir une résolution temporelle élevée et la superficie totale du site d'étude justifient l'utilisation des images AVHRR-NOAA. Le passage d'un capteur satellitaire (NOAA-14) au-dessus du site d'étude deux fois par jour a permis d'obtenir deux images potentielles couvrant la zone d'étude. Les images ont été sélectionnées en tenant compte de la présence du couvert nuageux au-dessus du site et de la position du site sur l'image. Au total 20 images satellites AVHRR-NOAA, à des intervalles d'un maximum de 7 jours, ont été utilisées pour tracer l'évolution du couvert nival pour les mois de janvier à mai 1996.

1.7.4- Les fichiers numériques.

Deux séries de fichiers numériques vectoriels ont été utilisés dans le présent projet. D'abord, des courbes de niveaux (lignes) au 1 : 250 000 ont été utilisées pour construire un modèle numérique d'élévation (MNE) de la région d'étude. Les fichiers hydrographiques au 1 : 250 000, comprenant les lacs (polygones) et les rivières (lignes), ont aussi été imposés au MNE. L'analyse du MNE a permis la délimitation informatisée du bassin versant, l'analyse de la topographie et du réseau hydrographique de la rivière Batiscan.

SECTION II : MÉTHODOLOGIE.

2.1- LE BASSIN VERSANT.

2.1.1- La délimitation du bassin versant et du réseau hydrographique.

La délimitation informatisée du bassin (figure 1.6.2) est obtenue à partir d'un modèle numérique d'élévation (MNE) et du logiciel TOPAZ (TOpographic PArameteriZation) de Garbrecht et Cambell (1997). Un MNE est une représentation d'une zone géographique sous forme de matrice, où la taille du pixel représente la résolution spatiale du MNE et sa valeur, l'altitude de la surface. Au départ, le MNE a été conçu à partir d'un réseau triangulaire irrégulier (Triangulated Irregular Network – TIN). De façon générale, un TIN est une représentation numérisée du terrain qui est basée sur la décomposition du relief en triangle formant des facettes s'adaptant à la topographie du site. Le TIN fut produit à partir de cartes topographiques numérisées au 1 : 250 000 avec le logiciel ARCInfo (version 7.2.1). Lorsque les triangles sont construits, le fichier est ensuite transformé en MNE ayant une résolution spatiale de 100 m. Une telle résolution est le maximum de précision, sans perte d'informations, que l'on peut obtenir à partir de cartes topographiques au 1 : 250 000. L'hydrologie au 1 : 250 000 a été imposée au MNE lors de la création du TIN, afin de permettre une meilleure extraction du réseau de drainage lors du traitement avec le logiciel TOPAZ.

TOPAZ est un logiciel qui permet le traitement de modèles numériques d'élévation de région ayant une faible dénivellation et de nombreuses surfaces planes. Il a été développé dans le but premier de traiter et évaluer les caractéristiques physiques de bassins versants afin d'offrir un support à d'éventuelles modélisations hydrologiques. À partir du MNE, TOPAZ identifie les caractéristiques topographiques du site d'étude, les surfaces de drainage, subdivise le bassin versant et détermine le réseau de drainage selon l'ordre de Strahler (Garbrecht et Campell, 1997). Le traitement du MNE est basé sur la méthode D8. Elle définit les propriétés topographiques d'une cellule du MNE en tenant compte de ses huit cellules voisines et oriente le mouvement de l'eau d'une cellule vers l'une des huit cellules adjacentes (Fairfeild et Leymarie, 1991). Le principal avantage de l'utilisation de TOPAZ dans le cas de la rivière Batiscan, est sa capacité de traiter les surfaces planes que l'on

retrouve dans les bassins versant de faible dénivellation. Lorsque la surface plane a été identifiée, TOPAZ effectue une correction en suivant les 3 étapes suivantes (Garbrecht et Martz, 1997) :

- Étape 1*- Créer une inclinaison du terrain plat à partir de la cellule ayant l'élévation la plus basse (figure 2.2.1 – A).
- Étape 2*- Créer une inclinaison du terrain plat à partir des cellules ayant des élévations plus élevées (figure 2.2.1 – B).
- Étape 3*- Combinaison de l'étape 1 et 2 afin d'obtenir l'écoulement de l'eau à travers la surface plane (figure 2.2.1 – C).

Suite au traitement apporté aux surfaces planes à l'intérieur du MNE, la délimitation du bassin versant a été réalisée à partir de la localisation de la station de jaugeage sur la rivière Batiscan. TOPAZ a extrapolé tout le réseau de drainage se situant en amont de la station de jaugeage afin d'en extraire le présent site d'étude. Pour les besoins de la modélisation, le site d'étude n'a subi aucune subdivision et le modèle sera appliqué globalement sur le bassin.

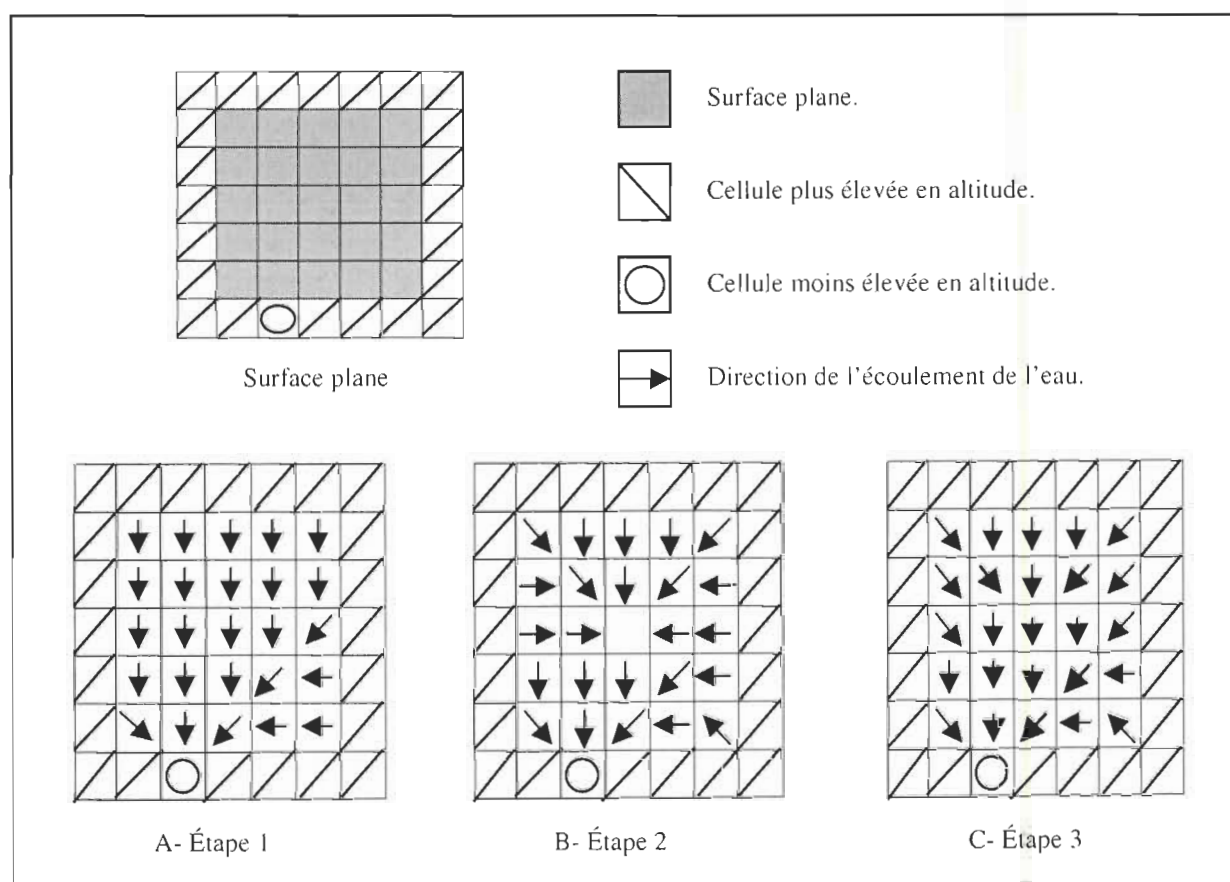


FIGURE 2.2.1- Méthode de correction des surfaces planes par TOPAZ.

2.1.2- La classification du sol.

La classification du fond de scène a été créée à partir d'une image LANDSAT TM du 19 août 1995 (figure 1.6.3). Avant toute extraction de l'information, un pré-traitement des images brutes est obligatoire. Ce pré-traitement consiste en une correction géométrique de l'image satellite. La correction géométrique redresse l'image à partir de point de contrôle (amers) au sol, dont les coordonnées géographiques sont connues. Au total, 38 points de contrôles ont été utilisés pour corriger l'image TM. L'erreur engendrée par cette correction varie de 17 m pour les lignes et de 14 m pour les colonnes. Afin de faciliter la classification générale du sol, un indice de végétation normalisé (*IVN*) est créé à partir des bandes du rouge et du proche infrarouge de l'image TM.

$$IVN = \frac{PIR - R}{PIR + R} \quad [4]$$

Où, *PIR* correspond à la bande du proche infrarouge et *R* à la bande du rouge. Cet indice permet la discrimination du couvert forestier puisque son principe repose sur le fait que le couvert végétal absorbe l'énergie dans la bande du rouge et réfléchit l'énergie dans la bande du proche infrarouge. Ainsi, lorsque le *IVN* est calculé, un seuillage d'histogramme permet de classifier l'image (figure 1.6.3). L'image TM est classifiée en trois grandes classes, soient ; le couvert forestier – les zones agricoles et les surfaces arbustives – les plans d'eau, la ville et les surfaces dénudées. Le tableau 2.2.1 présente les résultats de la classification du bassin de la rivière Batiscan.

TABEAU 2.1.1- Type d'affectation du sol dans le bassin versant de la rivière Batiscan.

Classification du sol.	km ²	%
Couvert forestier	3 150.95	72.85
Zone agriculture et surface arbustive	744.83	17.22
Eau, ville et surfaces dénudées	429.32	9.93

2.2- LES VARIABLES INSÉRÉES DANS LE SRM.

Rappelons que les variables insérées dans le SRM sont la température et les précipitations, l'étendue du couvert nival mesuré à l'aide d'images satellites ou de photographies aériennes et le débit quotidien enregistré à l'exutoire du bassin. Ces variables représentent les conditions réelles du

milieu et ne peuvent être estimées à partir de bassins analogues et être modifiées au court de la modélisation.

2.2.1- L'extrapolation des données de température et de précipitation.

L'utilisation de stations météorologiques synthétiques et de stations météorologiques individuelles s'est avérée nécessaire afin d'évaluer l'influence des valeurs de température sur la modélisation hydrologique. On entend ici par stations synthétiques, des stations composées de plus de deux stations météorologiques. En comparaison, les stations individuelles sont des stations qui utilisent les valeurs d'une seule station météorologique localisée à l'intérieur ou à proximité du site d'étude. En résumé, cinq stations météorologiques synthétiques et neuf stations individuelles ont été insérées dans le modèle SRM. Pour les besoins de l'étude, il faut mentionner ici, que les précipitations ont été traitées selon les mêmes méthodes employées pour déterminer les valeurs de température. Ces stations météorologiques sont détaillées dans le tableau 2.2.1 et les stratégies pour les estimer sont décrites plus bas.

TABLEAU 2.2.1 - Stations météorologiques synthétiques et individuelles utilisées pour la modélisation du bassin de la rivière Batiscan.

#	Stations météorologiques synthétiques	#	Stations météorologiques individuelles
T ₁	Station à poids variable selon SLURPAZ	6	Station de La Tuque
T ₂	Station à poids égaux selon SLURPAZ	7	Station de Lac-aux-Sables
T ₃	Station à poids variable selon Thiessen	8	Station de Ste-Anne-de-la-Pérade
T ₄	Station à poids égaux selon Thiessen	9	Station de Rivière-verte-Ouest
T ₅	Station régionale	10	Station de Trois-Rivières-aqueduc
		11	Station de Shawinigan
		12	Station de St-Narcisse
		13	Station de Grande-Anse
		14	Station de Hérouxville

2.2.1.1- Les stations synthétiques.

Lorsqu'il est appliqué globalement, le modèle SRM ne permet l'utilisation que d'une seule station météorologique pour la modélisation. Quand un certain nombre de stations météorologiques sont disponibles, il est possible de créer une station synthétique qui utilise en partie ou en totalité ces stations. L'estimation des stations synthétiques peut être basée sur certains éléments telles que la topographie et la végétation du site, la pondération de la surface d'influence (poids) des stations par

rapport à la superficie totale du site ou simplement être constituée d'une moyenne des valeurs de température d'un certain nombre ou de la totalité des stations disponibles. Ces stations synthétiques ont l'avantage de mieux représenter les conditions climatiques générales de la zone d'étude en diminuant les effets provoqués par des climats locaux pouvant être enregistrés par moment par certaines stations météorologiques, mais ne représentant pas nécessairement les conditions climatiques générales du bassin. On retrouve trois modèles de stations synthétiques.

1- Les stations à poids égaux.

Les stations à poids égaux utilisent les stations susceptibles d'enregistrer les conditions climatologiques de la zone d'étude. La stratégie employée pour déterminer le rayon d'influence des différentes stations météorologiques consiste à subdiviser le territoire autour des stations, selon différentes caractéristiques telles que la topographie, le type d'affectation du sol ou la distance entre deux stations météorologiques. Suite à la division du territoire, seules les stations qui ont une influence par rapport à sa distance du bassin, sont retenues pour la station synthétique à poids égaux. Ici, on n'utilise pas l'importance (poids) de la station individuelle dans la station à poids égaux. C'est en fait une moyenne des stations les plus influentes sur le bassin versant (figure 2.2.2).

Deux stations à poids égaux ont été insérées dans le SRM. La première (# T₂) a été obtenue en utilisant les stations météorologiques retenues par le logiciel SLURPAZ de Lacroix et Martz (1998). Ce logiciel permet d'obtenir la surface d'influence des stations météorologiques, à partir de l'analyse du modèle numérique d'élévation (MNE), du type d'affectation du sol (surfaces forestières, agricoles et nues) et de la distance des différentes stations météorologiques par rapport au bassin versant (équation 5).

$$Weights_N = \frac{\left(\sum_{x1} \frac{1}{D_n}\right) + \left(\sum_{x2} \frac{1}{D_n}\right) + \dots + \left(\sum_{xn} \frac{1}{D_n}\right)}{\sum T} \quad [5]$$

Où $Poids_N$ correspond au poids de la station N , $x1$, $x2$ et xn aux classes d'utilisation du sol, D_n à la distance Euclidienne de chacune des cellules du MNE par rapport à la station météorologique en fonction de la classe d'utilisation du sol et T au total de cellules du MNE compris à l'intérieur du bassin versant.

À partir des stations météorologiques retenues par le logiciel SLURPAZ, la station à poids égaux selon SLURPAZ a été obtenue à partir de l'équation suivante :

$$T_2 = \frac{T_A + T_C + T_E + T_G}{4} \quad [6]$$

Où : T_2 correspond à la station synthétique à poids égaux selon SLURPAZ, aux valeurs de température enregistrées aux stations, T_A de La Tuque, T_C de Lac-aux-Sables, T_E de Hérouxville et T_G de St-Narcisse.

Ensuite, la seconde station à poids égaux (T_4) a été obtenue en utilisant les stations météorologiques retenues lors du découpage du site d'étude par les polygones de Thiessen. Ce découpage du territoire par une droite passant à égale distance entre deux points, ne tient pas compte des caractéristiques physiques du milieu telle que la topographie et la végétation. Cette méthode a l'avantage d'empêcher qu'une station météorologique en englobe une autre dans sa zone d'influence. Ici encore, seules les stations dont la surface d'influence touche en partie le site d'étude sont retenues pour l'estimation de la seconde station synthétique à poids égaux (tableau 2.2.2). La méthode des polygones de Thiessen utilisée pour déterminer la surface d'influence des stations météorologiques, est une méthode qui est fréquemment employée et proposée pour la modélisation hydrologique, entre autre par Mitchell et DeWalle (1998) et par Martinec *et al.* (1986 – 1998). C'est une méthode simple et très efficace pour l'estimation des valeurs de température et de précipitations lorsque plusieurs stations météorologiques sont disponibles pour un bassin versant en particulier. La station à poids égaux selon Thiessen a été obtenue à partir de l'équation suivante :

$$T_4 = \frac{T_A + T_B + T_C + T_D + T_E + T_G + T_H}{7} \quad [7]$$

Où : T_4 correspond à la station synthétique à poids égaux selon les polygones de Thiessen, aux valeurs de température enregistrées aux stations, T_A de La Tuque, T_B de Grande-Anse, T_C de Lac-aux-Sables, T_D de Rivière-verte-Ouest, T_E de Hérouxville, T_G de St-Narcisse et T_H de Ste-Anne.

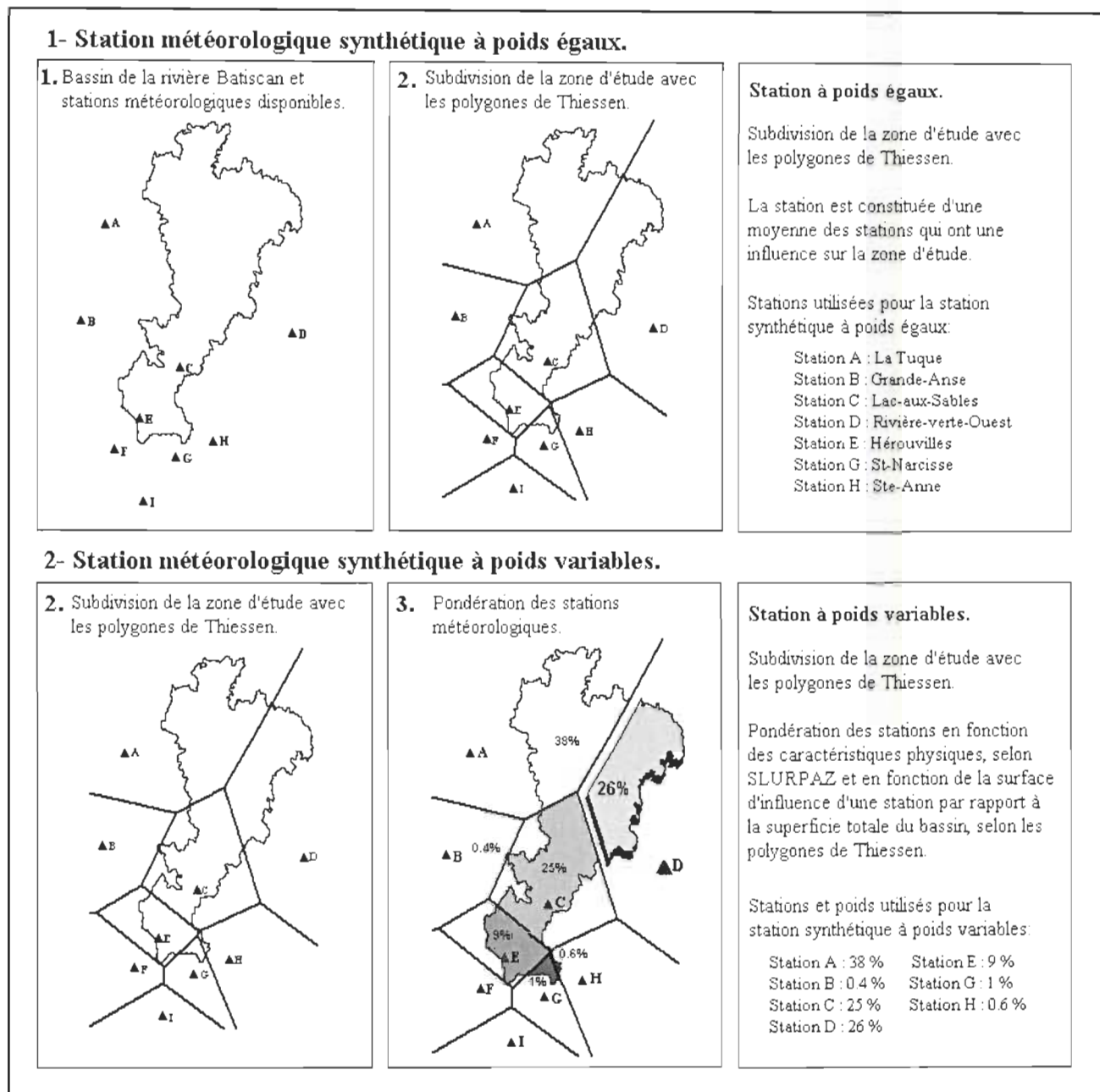


FIGURE 2.2.2- Modèles de stations météorologiques synthétiques.

2- Les stations à poids variables.

Ces stations tiennent compte de l'importance (poids) des stations météorologiques par rapport à l'ensemble du site d'étude (figure 2.2.2). Ce sont les mêmes stations météorologiques utilisées pour l'estimation des stations synthétiques à poids égaux, ou le poids de la station est pris en considération. Deux stations à poids variable ont été créées pour la modélisation de la rivière

Batiscan. La première (# T_1) a été obtenue à l'aide du logiciel SLURPAZ qui a estimé le poids des stations météorologiques en fonction de la topographie, de la végétation et de la distance de la station par rapport au site (équation 8).

$$T_1 = \frac{0.51T_A + 0.39T_C + 0.09T_E + 0.01T_G}{4} \quad [8]$$

Où : T_2 correspond à la station synthétique à poids variable selon SLURPAZ, aux valeurs de température enregistrées aux stations, T_A de La Tuque, T_C de Lac-aux-Sables, T_E de Hérouxville et T_G de St-Narcisse.

La seconde station (# T_3) a été calculée à partir des polygones de Thiessen, où le poids des stations météorologiques fut obtenu en tenant compte de la surface de contribution de chaque station à l'intérieur du bassin versant (équation 9).

$$T_3 = \frac{0.38T_A + 0.004T_B + 0.25T_C + 0.26T_D + 0.09T_E + 0.01T_G + 0.006T_H}{4} \quad [9]$$

Où : T_4 correspond à la station synthétique à poids variable selon les polygones de Thiessen, aux valeurs de température enregistrées aux stations, T_A de La Tuque, T_B de Grande-Anse, T_C de Lac-aux-Sables, T_D de Rivière-verte-Ouest, T_E de Hérouxville, T_G de St-Narcisse et T_H de Ste-Anne.

TABLEAU 2.2.2- Stations météorologiques individuelles retenues pour l'estimation des stations synthétiques à poids égaux et poids de celles-ci dans l'estimation de la station synthétique à poids variable.

Station retenue par le logiciel SLURPAZ	Poids (%)	Station retenue par les polygones Thiessen	Poids (%)
Lac-aux-Sables	39	La Tuque	28
Hérouxville	9	Grande-Anse	0.4
St-Narcisse	1	Lac-aux-Sables	25
La Tuque	51	Rivières-verte-Ouest	26
		Hérouxville	9
		St-Narcisse	1
		Ste-Anne	0.6

3- La station régionale.

La station régionale (# T₅) fut créée en utilisant une moyenne de l'ensemble des stations météorologiques individuelles dans l'environnement immédiat du site d'étude. Cette station ne tient pas compte de la topographie et de la végétation du site, ni de la surface d'influence de chacune des stations météorologiques (équation 10).

$$T_5 = \frac{T_A + T_B + T_C + T_D + T_E + T_F + T_G + T_H + T_I}{9} \quad [10]$$

Où : T₄ correspond à la station synthétique régionale, aux valeurs de température enregistrées aux stations, T_A de La Tuque, T_B de Grande-Anse, T_C de Lac-aux-Sables, T_D de Rivière-verte-Ouest, T_E de Hérouxville, T_F de Shawinigan, T_G de St-Narcisse, T_H de Ste-Anne et T_I de Trois-Rivières-aqueduc.

2.2.1.2- Les stations individuelles.

Une modélisation a été réalisée en utilisant à tour de rôle chacune des neuf stations météorologiques (# 6 à 14) situées à l'intérieur du site d'étude ou à proximité de celui-ci. Ces stations individuelles sont localisées sous ou près du couvert forestier, en milieu découvert ou en bordure de la rivière St-Maurice (figure 2.2.3). Neuf modélisations supplémentaires ont été exécutées sur la rivière Batiscan (tableau 2.2.1).

2.2.2- L'estimation du couvert nival.

Le couvert nival est une variable importante lors de la modélisation hydrologique. Dans le modèle SRM, la couverture de neige au sol peut être extrapolée à partir d'images satellites. Grâce au développement technologique des deux dernières décennies, la télédétection est l'outil par excellence pour évaluer l'étendue du couvert de neige sur les bassins de grande superficie et difficile d'accès (Sing, 1995). Le suivi de l'évolution du couvert nival pour le bassin de la rivière Batiscan a été réalisé à partir d'images AVHRR-NOAA. Ces images sont particulièrement efficaces pour l'estimation du couvert de neige pour les sites de superficie supérieur à 500 km² étant donné la largeur du balayage au sol du satellite (2 400 km) et la résolution spatiale (1.1 km²) des images (Siedel *et al.*, 1989). De plus, l'acquisition des images par le satellite AVHRR-NOAA offre la possibilité d'au moins une image par jour et l'orbite héliosynchrone du satellite permet l'acquisition

d'images sensiblement à la même heure locale. Les bandes du capteur AVHRR couvrent cinq portions du spectre électromagnétique (tableau 2.2.3) (Kidwell, 1997). Seules les bandes spectrales 1, 3 et 4 seront utilisées pour obtenir le couvert nival. La bande 1 pour la discrimination du couvert nival et les bandes 3 et 4 pour l'extraction des nuages sur l'image.

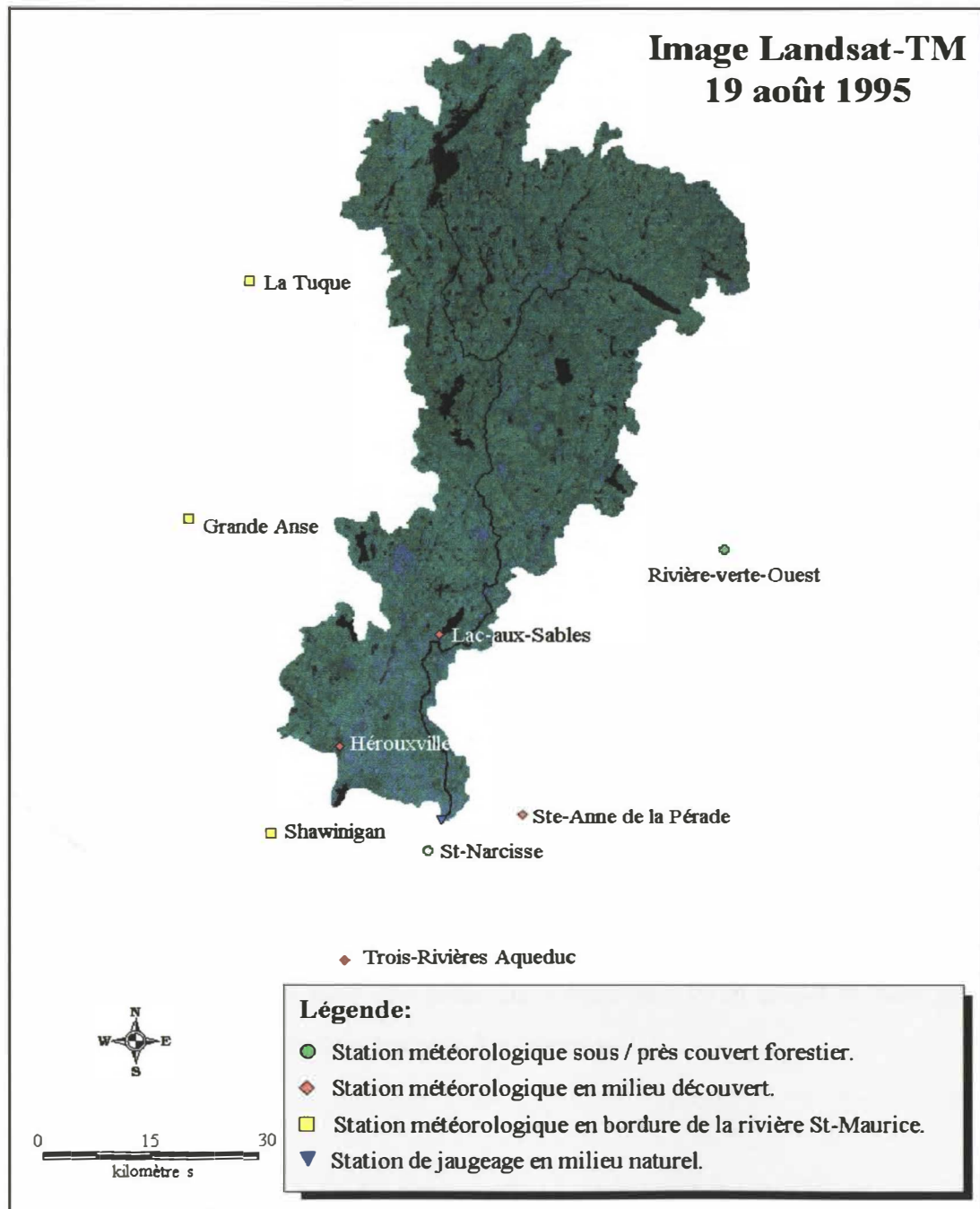


FIGURE 2.2.3- Stations météorologiques individuelles pour la modélisation de la rivière Batiscan.

TABLEAU 2.2.3- Portion du spectre électromagnétique couvert par les bandes AVHRR du satellite NOAA-14.

Bande	Longueur d'onde	Portion couverte
1	0.58 – 0.68 μm	Rouge
2	0.725 – 1.01 μm	Proche infrarouge
3	3.55 – 3.93 μm	Infrarouge thermique
4	10.3 – 11.3 μm	Infrarouge thermique
5	11.5 – 12.5 μm	Infrarouge thermique

Avant d'extraire le couvert nival un pré-traitement doit être effectué sur les images brutes. Ce pré-traitement consiste en une correction géométrique, à l'extraction du couvert nuageux, à une correction de l'angle solaire, à la création de composés multi-dates de valeurs maximales (CVM) et finalement à l'estimation du couvert nival des images satellites.

1- Correction géométrique.

Le but de la correction géométrique est de réduire, d'éliminer même, les effets dus à la géométrie de la terre et de balayage du capteur, à l'orbite et aux mouvements du satellite et rendre ainsi les images conformes à une base cartographique conventionnelle. La méthode de correction géométrique employée pour corriger les images AVHRR-NOAA est une méthode qui redresse l'image à partir de point de contrôle (amers) au sol, dont les coordonnées géographiques sont connues. Cette méthode a l'avantage de ne requérir aucune connaissance *a priori* du système d'acquisition (Robin, 1995 ; Bonn *et al.*, 1993). L'algorithme d'interpolation utilisé est celui du plus proche voisin. Cet algorithme consiste à utiliser la valeur numérique du pixel de l'image originale qui se trouve le plus près de la localisation du nouveau pixel de l'image corrigée. C'est l'algorithme de correction qui préserve le plus les données originales de l'image (Robin, 1995). Au total, 12 images AVHRR-NOAA ont été corrigées. Un nombre allant de 11 à 16 points de contrôle ont été utilisés pour corriger ces images avec une précision variant de 319 m à 649 m dans le sens des lignes et variant de 220 m à 495 m dans le sens des colonnes.

2- Extraction des nuages.

L'extraction des nuages se fait à l'aide d'un seuillage d'histogramme sur les bandes 3 et 4 des images NOAA. En hiver, la bande 3 facilite la discrimination des nuages opaques à haute teneur en eau (extrémité inférieure de l'histogramme). Tandis que la bande 4 permet la discrimination des

nuages minces et froids que l'on retrouve en haute atmosphère (extrémité supérieure de l'histogramme) (Fortin et Gratton, 1991). Suite au seuillage d'histogramme des bandes 3 et 4, tous les nuages ont été éliminés sur la bande 1 pour l'ensemble des images NOAA (figure 2.2.4).

3- Correction de l'angle solaire.

La comparaison d'images enregistrées à différentes dates nécessite une rigoureuse correction de l'angle solaire. Les différences enregistrées d'une image à l'autre ne doivent pas être dues à d'autres facteurs que ceux liés à l'évolution des objets d'étude. Dans le cas présent, comme les images couvrent de février 1996 à avril 1996, une correction de l'angle solaire doit être apportée aux images afin de les rendre comparables entre elles et permettre la création de composés multi-dates de valeurs maximales (CVM). La correction de l'angle solaire s'effectue seulement sur la bande spectrale 1 et en deux étapes. Premièrement on estime un pourcentage d'albédo (A_i) à partir de la fonction linéaire suivante :

$$A_i = S_i * C + I_i \quad [11]$$

Où S_i correspond à la pente de l'angle solaire, C à la bande spectrale à corriger, et I_i à l'intercepte de la pente de l'angle solaire, lorsque le pourcentage d'albédo (A_i) est obtenu, on estime la radiance spectrale, R ($W/m^2/\mu m/st$) avec l'équation suivante :

$$R = A_i * \left[\frac{F}{100 * \pi * W} \right] / \cos_{angle \text{ solaire}} \quad [12]$$

Où A_i correspond au pourcentage d'albédo, $\cos_{angle \text{ solaire}}$ au cosinus de l'angle solaire, F à l'irradiance du spectre solaire en fonction de la bande spectrale en W/m^2 et W à la largeur de la réponse spectrale en μm . Les paramètres S_i , I_i , W et F présents dans les équations 5 et 6, sont des constantes et sont définies dans le tableau 2.2.4 par Kidwell (1997) pour le satellite NOAA-14.

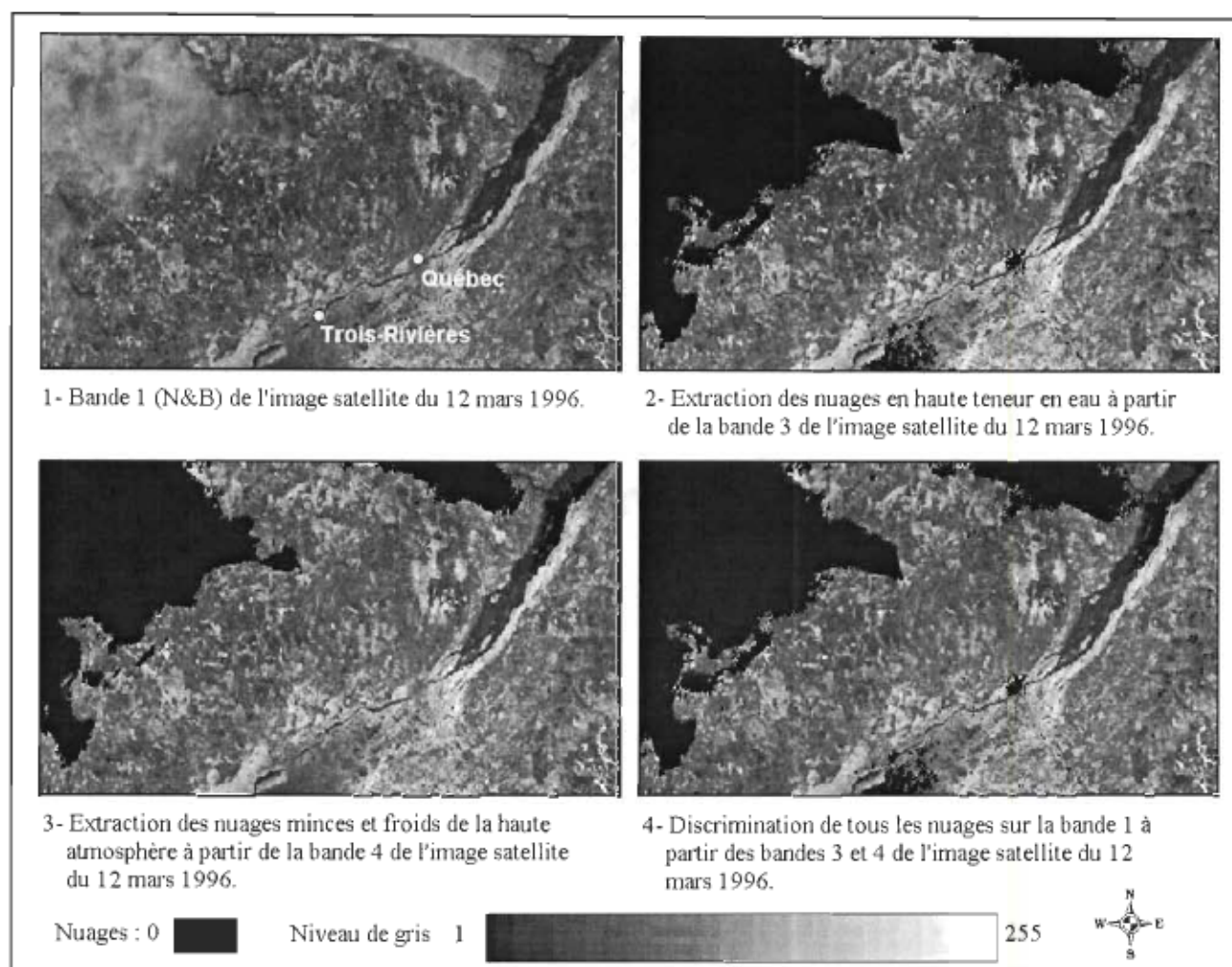


FIGURE 2.2.4- Exemple de discrimination des nuages sur la bande 1 de l'image AVHRR-NOAA enregistrée le 12 mars 1996.

TABLEAU 2.2.4- Valeur de S_i , I_i , W et F pour les bandes spectrales AVHRR 1 et 2 de NOAA 14.

Bande	S_i	I_i	W	F
1	0.1081	-3.8648	0.136	221.42
2	0.1090	-3.6749	0.245	252.29

4- Création des composés multi-dates de valeurs maximales (CVM).

Les composés multi-dates de valeurs maximales (CVM) permettent de combler l'information dissimulée par les nuages à partir d'images enregistrées les journées qui suivent immédiatement l'image de départ. Idéalement, les CVM sont constitués en utilisant une séquence d'images durant une période mobile prédéterminée, comme une semaine (7 jours). Avec ce procédé, on élimine les valeurs de l'image #1 de la période pour les remplacer par les valeurs de l'image #7 de la même période et créer ainsi un nouveau CVM. Dans le présent projet, comme le nombre d'images est limité, une méthode de période fixe est plus appropriée que la méthode de période mobile pour la création de CVM. D'ailleurs, certaines images individuelles ont été employées pour la discrimination du couvert nival en complément de la méthode des CVM (figure 2.2.5). Quant aux CVM-5, CVM-6 et CVM-7, ils ont été créés en utilisant une période mobile. Le tableau 2.2.5 présente les images qui ont été utilisées dans la confection des CVM.

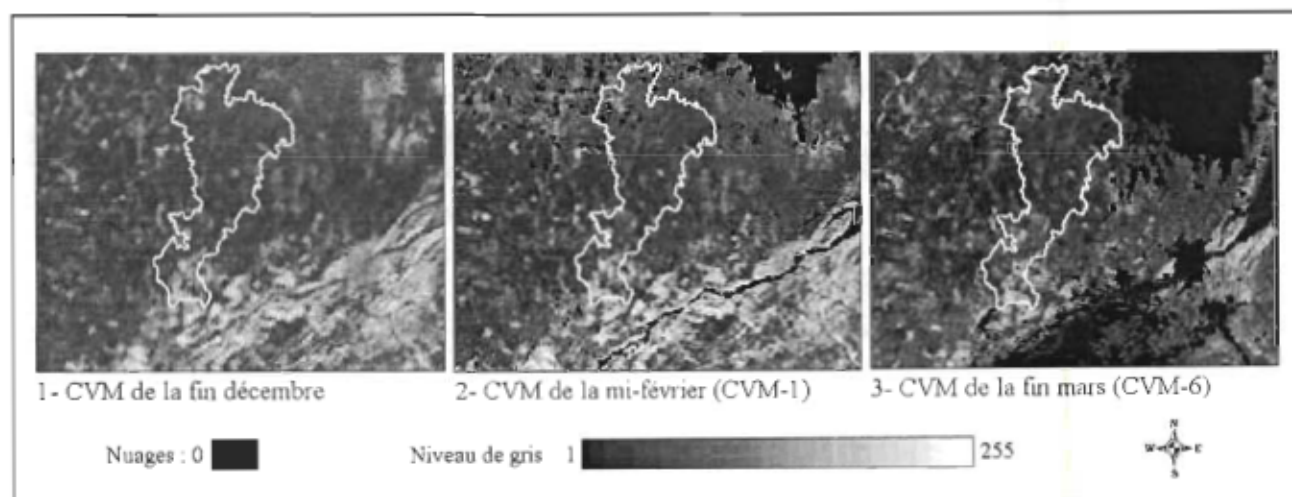


FIGURE 2.2.5- Composés multi-dates de la fin décembre, de la mi-février et de la fin mars couvrant le secteur d'étude.

5- Estimation du couvert de neige.

Le suivi de l'évolution du couvert nival consiste à identifier, sur les CVM, les pixels qui montrent la présence d'un couvert de neige au sol. L'estimation du couvert de neige est réalisée à partir des 7 CVM ou images individuelles. Suite à une analyse visuelle de chacun des CVM, un seuil définissant la présence ou non de la neige au sol est défini. Ce seuil est établi à partir des valeurs d'albédo enregistrées sur les pixels dépourvus de neige. Ensuite, procédant de la même façon que pour la

discrimination des nuages, le couvert nival est estimé par le biais d'un seuillage d'histogramme de la bande 1 (figures 2.2.6 et 2.2.7). Malgré le rôle important qu'il joue sur la visibilité et sur la distribution du couvert de neige, le couvert forestier n'est pas pris en considération lors de la discrimination du couvert de neige. La couverture de neige au sol a été extrapolée à l'aide des surfaces dénudées de toute végétation à l'intérieur du bassin versant (axe nord-sud) (figure 1.6.3). Le tableau 2.2.5 présente le pourcentage de couvert de neige sur le site d'étude pour les 7 CVM et pour les images individuelles.

TABLEAU 2.2.5- CVM ou images individuelles pour la période hivernale de 1996 et % de neige au sol pour chacune d'elle.

CVM :	Images NOAA de l'hiver 1996 :	% de neige au sol
CVM-1	13 fév. – 14 fév. – 15 fév.	98.82 %
CVM-2	7 mars – 12 mars	87.81 %
CVM-3	16 mars. (Image individuelle)	84.12 %
CVM-4	18 mars – 19 mars.	87.56 %
CVM-5	28 mars – 30 mars.	70.72 %
CVM-6	30 mars – 31 mars.	66.89 %
CVM-7	31 mars – 4 avril.	64.54 %

2.2.3- L'enregistrement du débit quotidien de la rivière Batiscan.

Dans le modèle SRM, l'écoulement réel mesuré à la station de jaugeage à l'exutoire du bassin, est principalement utilisé lors de la calibration des paramètres, c'est-à-dire en modifiant tour à tour les paramètres tout en s'assurant que l'écoulement simulé se rapproche le plus de l'écoulement mesuré (Bordeleau, 1998). Les valeurs d'écoulement font office de référence pour la modélisation. Aucun traitement particulier n'est nécessaire sur les données de débit.

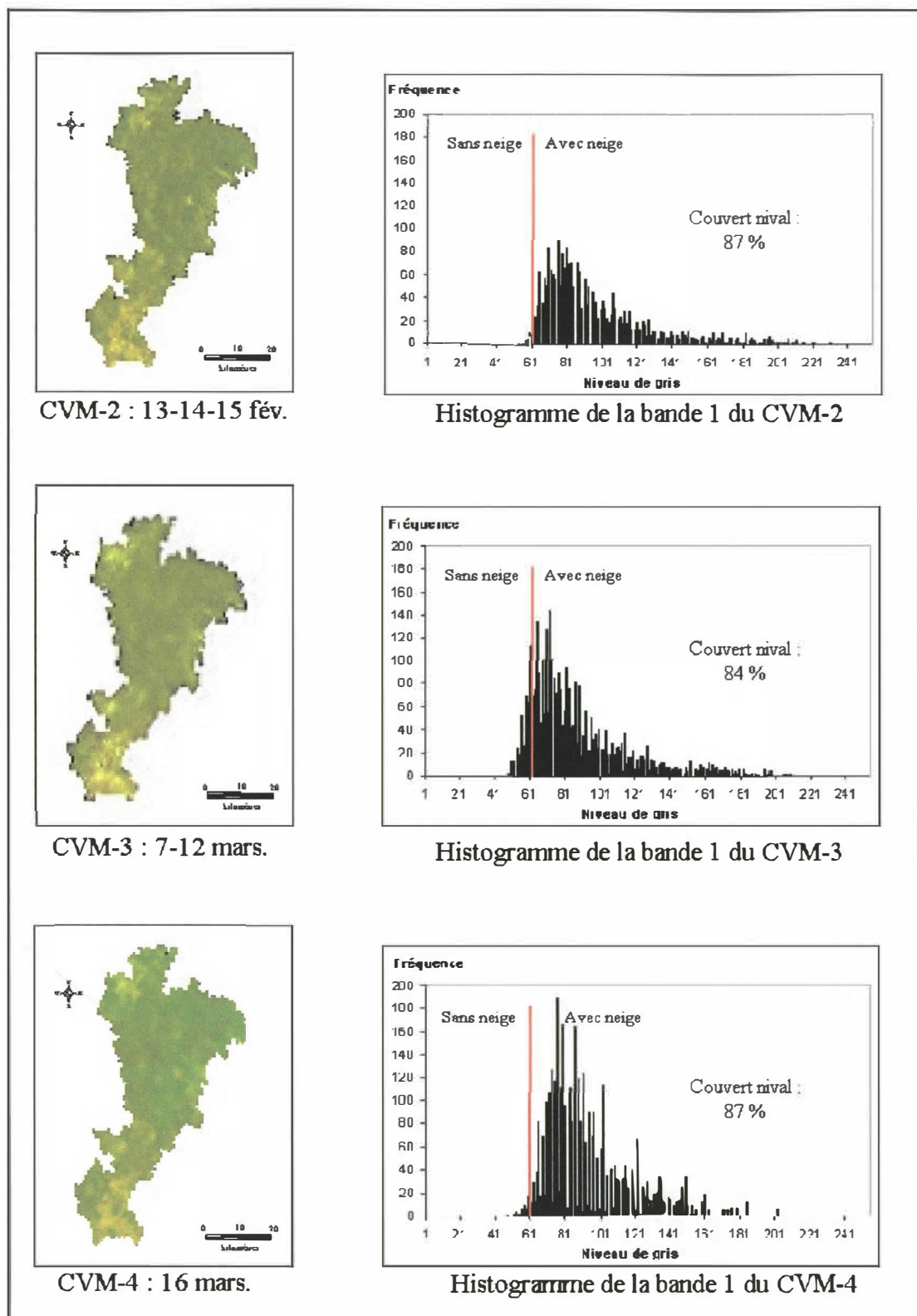


FIGURE 2.2.6- Extraction du couvert de neige sur les CVM-2 à 4.

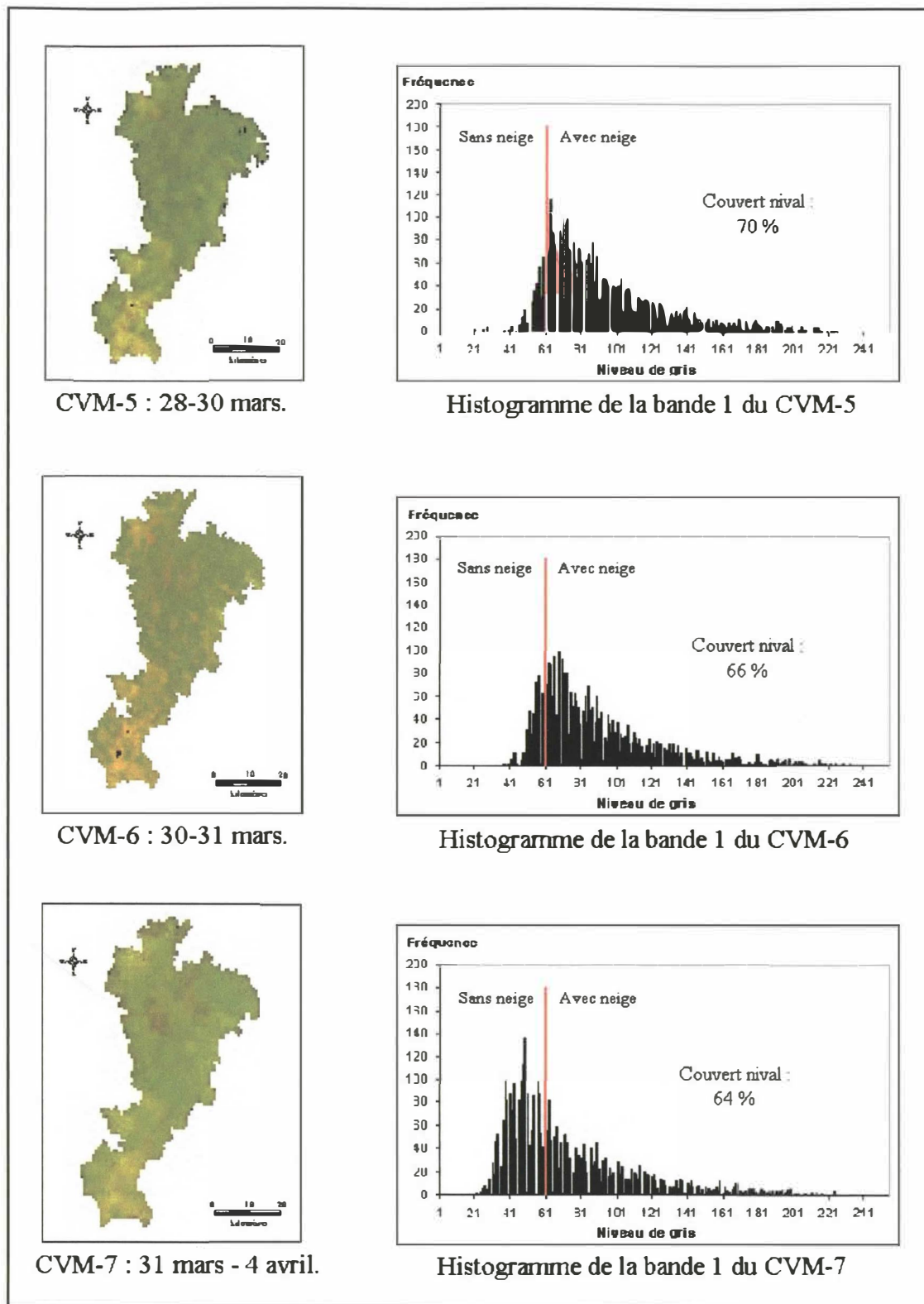


FIGURE 2.2.7- Extraction du couvert de neige sur les CVM-5 à 7.

2.3- LES PARAMÈTRES INTRODITS DANS LE SRM.

Les paramètres du modèle ont été déterminés et calibrés en regard des conditions climatiques et hydrologiques de la zone d'étude. Cette section comprend une description de la méthodologie employée pour estimer les différents paramètres introduits dans le SRM.

2.3.1- La température critique (T°_{crit}) :

Dans le modèle SRM, la température critique permet de déterminer la forme de la précipitation. L'emploi de données météorologiques horaires sont nécessaires pour établir la valeur de la température critique (Matinec *et al.*, 1998 ; WMO, 1986). Ces données ne sont pas disponibles pour le bassin de la rivière Batiscan. Puisque ce paramètre représente les caractéristiques d'un type de climat, l'emploi de la température critique d'un autre bassin versant dans des conditions similaires est possible. L'utilisation de la température critique de l'Independance River est acceptable par la présence d'un couvert forestier couvrant approximativement 80 % du bassin (Mellander, 1991). L'emploi d'une température critique provenant d'un bassin forestier est primordiale étant donné l'interaction que l'on retrouve en milieu forestier entre la canopée et le couvert nival (Kuusisto, 1980). La température critique de l'Independance River a été obtenue en partie par la connaissance du site d'étude, en partie en analysant les données météorologiques et hydrométriques historiques et en partie par essai-erreur (Mellander, 1991). La température critique utilisée ici est de 2.54 °C à l'instar de l'Independance River.

2.3.2- Le décalage de temps (L) :

Le calcul du décalage de temps nécessite des données horaires autant pour les données météorologiques que pour les données hydrométriques. Lorsque ces données ne sont pas disponibles, comme c'est présentement le cas, le décalage de temps peut être établi à partir des bassins de superficie équivalente (WMO, 1986). Le tableau 2.3.1 présente le décalage de temps utilisé lors de modélisation de plusieurs bassins versants avec le modèle SRM. Le décalage de temps de 17.8 h pour la rivière Batiscan a été estimé à partir d'une relation linéaire entre les décalages de temps et la superficie des autres bassins versants.

TABLEAU 2.3.1- Décalage de temps estimer pour certains bassins versants avec le modèle SRM.

Bassin versant	Superficie (km ²)	Décalage de temps, <i>L</i> (h)
W3	8.4	3.0
Athabaska	31.1	5.2
Dischma	43.3	7.2
Independance River	618	12
Illecillewaet	1155	9
Durance	2170	12.4
Rio Grande	3416	14
Batiscan	4325.1	17.8

2.3.3- Le taux adiabatique (λ) :

Le taux adiabatique a été obtenu à partir de l'équation [7] suivante proposée par Martinec *et al.* (1998) :

$$\lambda = \frac{\Delta T}{\Delta alt / 100m} \quad [13]$$

Où λ correspond au taux adiabatique; ΔT correspond à la différence de température enregistrée entre la station la plus élevée en altitude et la station la moins élevée en altitude; Δalt correspond à la différence d'altitude entre les deux stations météorologiques et 100 m correspond à la tranche d'altitude pour lequel est calculé le taux adiabatique. Les deux stations utilisées pour le calcul du taux adiabatique sont la station de Rivière-verte-Ouest et la station de Ste-Anne-de-la-Pérade. L'altitude de ces stations est respectivement de 206 m et 16 m. Le taux adiabatique a été calculé sur une moyenne mensuelle de 15 ans. Les taux adiabatiques pour la modélisation de la rivière Batiscan sont de 0.78, 0.87 et 0.84 °C / 100 m respectivement pour les mois de mars, avril et mai.

2.3.4- Le coefficient degré-jour (a) :

La densité de la neige représente un indicateur important dans les changements des propriétés physiques de la neige car lorsque la densité de la neige augmente, l'albédo de celle-ci diminue et l'eau contenue à l'intérieur du couvert nival augmente. Le coefficient degré-jour peut être obtenu à partir de la densité de la neige mesurée *in situ*, avec l'équation [8] suivante (Martinec *et al.*, 1998) :

$$a = 1,1 * (P_s / P_w) \quad [14]$$

Où a représente le coefficient degré-jour en $^{\circ}\text{C}/\text{cm}/\text{jour}$; P_s la densité de la neige et P_w la densité de l'eau.

Plusieurs sorties sur le terrain effectuées entre le 21 mars et le 9 mai 1999 ont permis de mesurer la densité de la neige. L'échantillonnage a été réalisé à 7 jours d'intervalle pour l'ensemble des sites jusqu'au retrait complet de la neige. Comme la densité de la neige a tendance à être constante d'année en année (Sommerfeld *et al.*, 1991 ; Martinec et Rango, 1986), l'utilisation d'échantillonnage réalisé en 1999 devrait dépendre des conditions retrouvées en 1996. La densité de la neige a permis d'estimer le coefficient degré-jour suivant pour la modélisation de la rivière Batiscan, soit ; 0.088, 0.564 et 0.924 pour les mois de mars, avril et mai.

2.3.5- Le coefficient de ruissellement (C_S et C_R).

L'estimation du coefficient de ruissellement est complexe. Il peut être évalué à partir de l'équation suivante [9] proposée par J. Martinec lors de la comparaison de plusieurs modèles hydrologiques réalisés par le WMO (1986).

$$C = \frac{R}{P_c} \quad [15]$$

Où C correspond aux coefficients de ruissellement (C_S pour le coefficient de ruissellement de la fonte des neiges et C_R pour le coefficient de ruissellement de la pluie), R à la quantité de ruissellement mesurée à l'intérieur du bassin et P_c aux précipitations enregistrées pour la même période et dans la même unité de mesure (cm ou mm).

Comme la quantité de ruissellement ne peut être obtenue pour le bassin de la rivière Batiscan, le coefficient de ruissellement de départ utilisé pour la modélisation sera celui estimé pour la modélisation de King River, mais sera ajusté par la suite au bassin de la rivière Batiscan. L'utilisation de ce paramètre s'explique par le fait que ce bassin est à peu près de même dimension (4 000 km²) que celui de la rivière Batiscan (4 325.1 km²) comme le proposent Martinec *et al.* (1998) dans le manuel d'utilisation du SRM. L'ajustement du paramètre au bassin de la rivière Batiscan se fera en corrélant ensemble l'écoulement observé et mesuré lors des modélisations. L'ajustement se fera en augmentant et en diminuant les coefficients C_S et C_R par tranche de 0.05 jusqu'à ce que l'écoulement simulé se rapproche le plus de l'écoulement mesuré à l'exutoire du

bassin (Mellander, 1991). La calibration du coefficient de ruissellement a été réalisée pour chacune des 14 modélisations de la rivière Batiscan. Ensuite, la valeur optimale et minimale attribuée aux coefficients de ruissellement (C_S et C_R) pour chacune des modélisations ont été notées et la valeur médiane pour chaque mois de modélisation sera utilisée comme coefficient de ruissellement pour la modélisation de la rivière Batiscan. La figure 2.3.1 suivante présente l'intervalle des valeurs assignées au coefficient de ruissellement lors de la calibration des 14 modélisations.

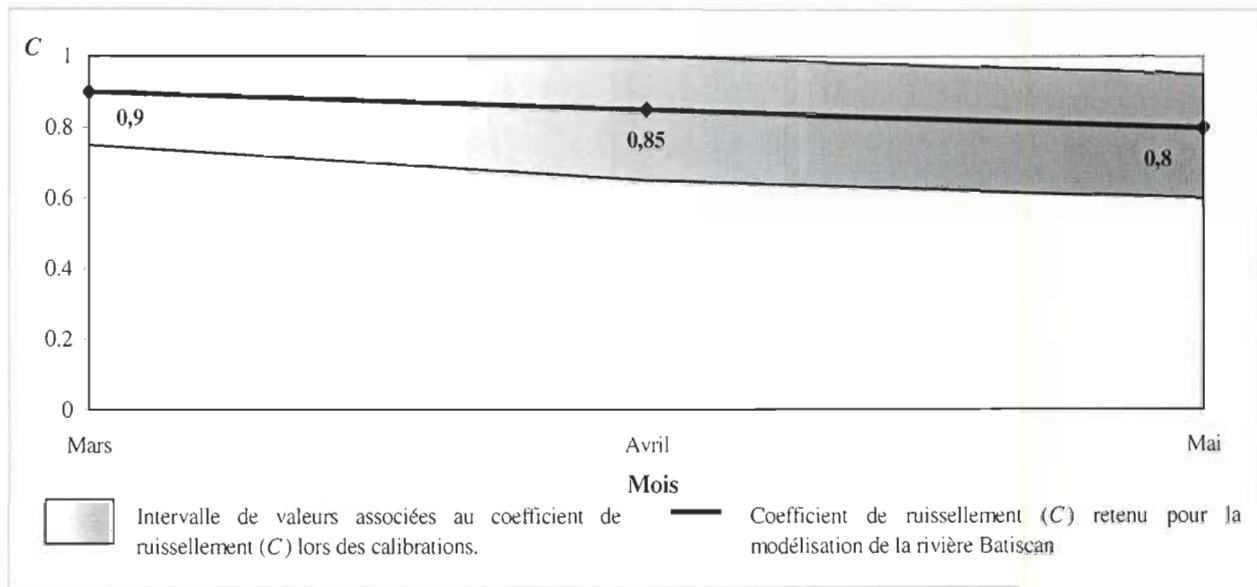


FIGURE 2.3.1- Intervalle de valeurs assignées au coefficient de ruissellement lors de la calibration des 14 modélisations et valeur médiane utilisée pour la modélisation de la rivière Batiscan.

Le modèle SRM accepte des valeurs séparées pour le C_S et le C_R , mais accepte également une valeur unique pour le coefficient de ruissellement (Martinec *et al.*, 1998). La discrimination des coefficients de ruissellement de la fonte des neiges (C_R) et des précipitations (C_S) est difficile lorsque l'on ne possède qu'une unique valeur d'écoulement enregistrée à l'exutoire du bassin. Le coefficient de ruissellement sera considéré, dans la modélisation de la rivière Batiscan, comme un tout et la même valeur sera utilisée pour les deux coefficients de ruissellement (C_S et C_R) (tableau 2.3.2). D'ailleurs, plusieurs modélisations réalisées avec le modèle SRM utilisent la même valeur pour les coefficients de ruissellement C_R et C_S , notamment pour la modélisation de L'Illecilleweat et l'Indépendance river.

TABLEAU 2.3.2- Coefficient de ruissellement (C_S et C_R) lors de la modélisation de la rivière Batiscan.

	Coefficient de ruissellement de la fonte des neiges (C_S)	Coefficient de ruissellement des précipitations (C_R)
Mars	0.9	0.9
Avril	0.85	0.85
Mai	0.8	0.8

2.3.6- Les surfaces à contribution directe (RCA).

La densité de la neige permet de déterminer si le couvert de neige est saturé en eau et par conséquent, si la précipitation liquide contribuera immédiatement ou non au ruissellement. Suite à plusieurs sorties sur le terrain, une courbe de densité de neige a permis d'établir la date à laquelle le couvert de neige a atteint son point de saturation. C'est à cette date que le logiciel sera orienté vers l'option 1. Le point de saturation du couvert de neige est atteint le 25 avril pour le bassin de la rivière Batiscan.

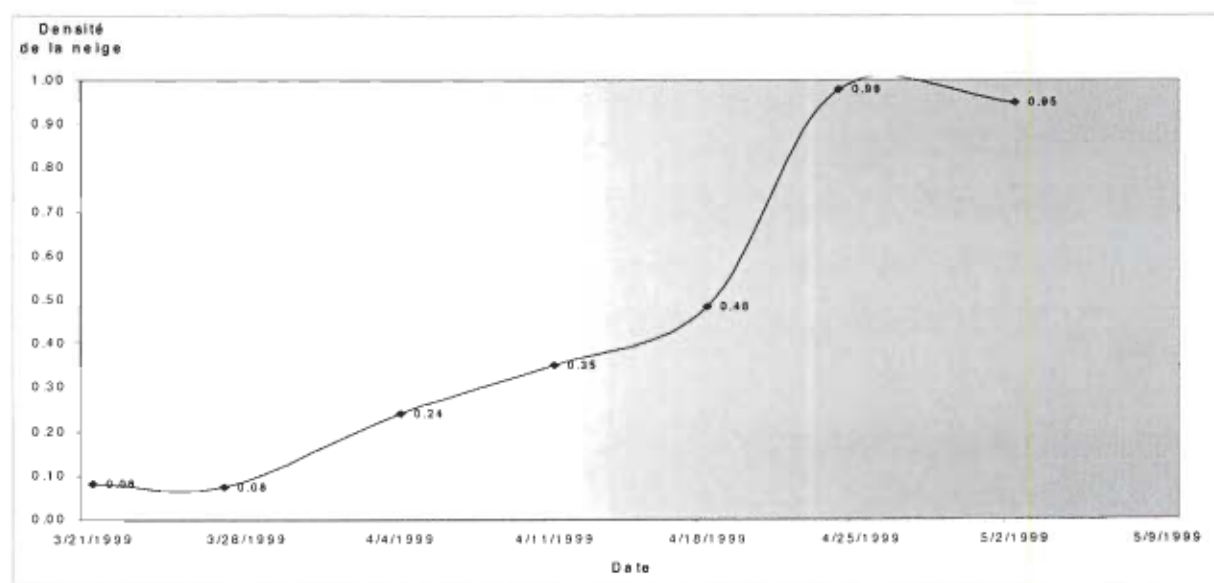


FIGURE 2.3.2- Courbe de densité de la neige obtenue à partir de l'échantillonnage réalisé entre le 21 mars et le 9 mai 1999.

2.3.7- Le coefficient de récession (k).

Le coefficient de récession utilisé dans la modélisation de la rivière Batiscan sera estimé à partir de celui employé dans la modélisation du bassin de superficie équivalente (King River) suivant la

méthodologie proposée par Martinec *et al.* (1998) dans le guide d'utilisation du SRM. Le coefficient de récession est obtenu à partir de l'équation [10] suivante :

$$k_{Ni} = \left[x_M \left(\frac{\bar{Q}_M}{\bar{Q}_N} * Q_{Ni-1} \right)^{-y_M} \right]^{4\sqrt{A_M/A_N}} \quad [16]$$

Où x_M , y_M correspond aux constantes de récession pour un bassin M ; $\bar{Q}_M$ et $\bar{Q}_N$ sont l'écoulement moyen mesuré pour le bassin M et le nouveau bassin N ; et A_M et A_N sont la superficie respective des bassins. Par la suite, chacune des variables (x et y) a été estimées en les isolant à partir de l'équation [10] précédente. Les valeurs x et y du coefficient de récession (k) pour la modélisation de la rivière Batiscan sont : $x = 1.0213$ et $y = 0.0388$. Les valeurs attribuées aux différents paramètres pour la modélisation de la rivière Batiscan sont résumées dans le tableau 2.3.3.

TABLEAU 2.3.3- Résumé des valeurs attribuées aux paramètres pour la modélisation de la rivière Batiscan.

	T_{crit}	L	γ	a	C_S	C_R	k
Mars	2,54	17,8	0,78	0,088	0,90	0,90	$x = 1,0213$
Avril	2,54	17,8	0,87	0,564	0,85	0,85	$y = 0,0388$
Mai	2,54	17,8	0,84	0,924	0,80	0,80	

T_{crit} correspond à la température critique (°C), L au décalage de temps (hrs), γ au taux adiabatique en (°C/100 m), a au facteur degré-jour (cm/°C/jour), C_S et C_R au coefficient de ruissellement associé respectivement à la fonte des neiges et aux précipitations et k au coefficient de récession.

2.4- LA MODÉLISATION DES DÉBITS DE LA RIVIÈRE BATISCAN.

Ce projet comprend 14 modélisations qui ont été réalisées sur la rivière Batiscan pour la saison de fonte de 1996 (mars – avril – mai). Chacune des modélisations ont été exécutées en gardant constant tous les paramètres qui ont été préalablement calibrés et calés dans le modèle et en changeant uniquement les valeurs de température à chacune des modélisations.

SECTION III : RÉSULTATS.

Le but de cette section est de présenter les résultats obtenus dans le cadre de cette recherche portant sur l'impact des valeurs de température, sur la modélisation hydrologique avec le modèle SRM. Tout d'abord, nous allons examiner la capacité de modéliser un milieu forestier de faible dénivellation avec le modèle SRM. Développé avant tout pour modéliser le ruissellement de la fonte des neiges dans des environnements de haute montagne, le SRM a rarement été appliqué en milieu forestier. À partir des résultats obtenus, il sera possible de spécifier l'influence des valeurs de température sur la modélisation de la fonte du couvert nival avec le SRM et éventuellement, préciser une méthodologie afin d'estimer des valeurs de température lors de la modélisation. Enfin, indiquer l'emplacement idéal pour l'installation d'une nouvelle station météorologique sur le bassin de la rivière Batiscan.

3.1- MODÉLISATION D'UN ENVIRONNEMENT FORESTIER.

La modélisation de la rivière Batiscan a été réalisée sur l'ensemble de la période de fonte de 1996. Chaque modélisation a été exécutée en gardant constant chacun des paramètres de la modélisation qui ont été préalablement calibrés et calés dans le modèle. La calibration des paramètres à l'intérieur du modèle SRM, s'est effectuée en fonction des conditions réelles du milieu. Des comparaisons avec des valeurs attribuées aux paramètres pour d'autres modélisations (annexe A), ont également permis de vérifier la justesse des paramètres insérés dans le SRM. Aucune modification ou ajustement des paramètres a été réalisée par la suite. Les modélisations de la rivière Batiscan ont été réalisées en changeant uniquement les valeurs de température afin de définir l'effet de celles-ci sur la modélisation. Les figures 3.1.1 et 3.1.2 présentent le coefficient de détermination (R^2) et la différence de volume, DV (m^3/s) obtenu lors des modélisations de la rivière Batiscan.

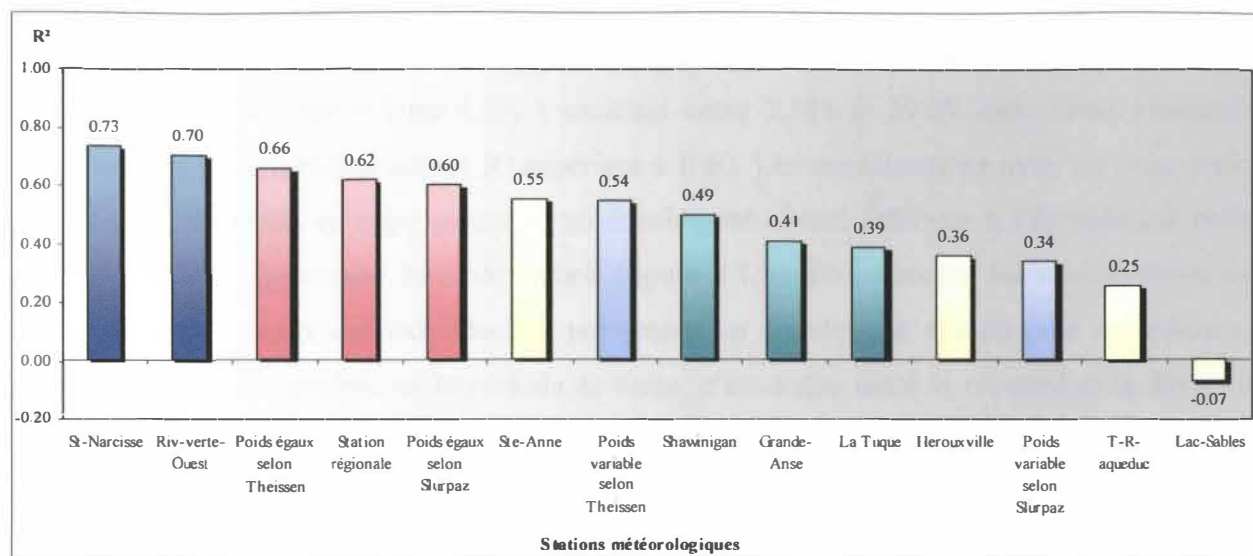


FIGURE 3.1.1- Coefficient de détermination (R^2) des modélisations de la rivière Batiscan.

Les bâtonnets bleus correspondent aux stations individuelles en milieu forestier, les bâtonnets rouges aux stations synthétiques à poids égaux, les bâtonnets jaunes aux stations individuelles en milieu découvert, les bâtonnets lilas aux stations synthétiques à poids variables et finalement les bâtonnets verts aux stations individuelles en bordure de la rivière Saint-Maurice.

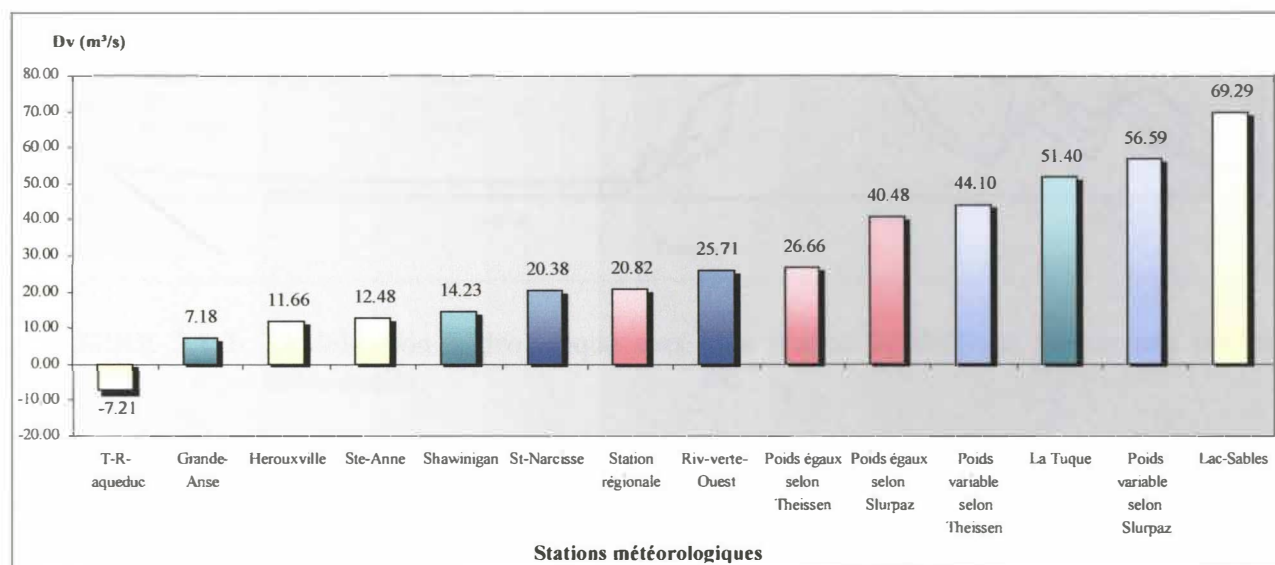


FIGURE 3.1.2- Différence de volume, D_v (m³/s) des modélisations de la rivière Batiscan.

Pour cette étude, seulement les modélisations avec un R^2 supérieur à 0.60 seront considérées bonnes. Les modélisations présentent un coefficient de détermination (R^2) variant entre -0.07 à 0.73 et une différence de volume (D_v) oscillant entre 7.185 et 69.29 m^3/s . Dans l'ensemble, seulement cinq modélisations ont un R^2 supérieur à 0.60. Les modélisations avec les cinq stations synthétiques présentent, en règle générale, un écoulement simulé inférieur à l'écoulement mesuré pour l'ensemble de la période de modélisation (figure 3.1.3). En revanche, les modélisations avec les stations météorologiques individuelles présentent un écoulement simulé plus important que l'écoulement mesuré au début de la période de fonte, c'est-à-dire entre la mi-avril et le début mai. Seulement deux modélisations avec une station météorologique individuelle ne surestiment pas l'écoulement simulé pour cette période il s'agit des modélisations avec les stations de La Tuque et de Lac-aux-Sables.

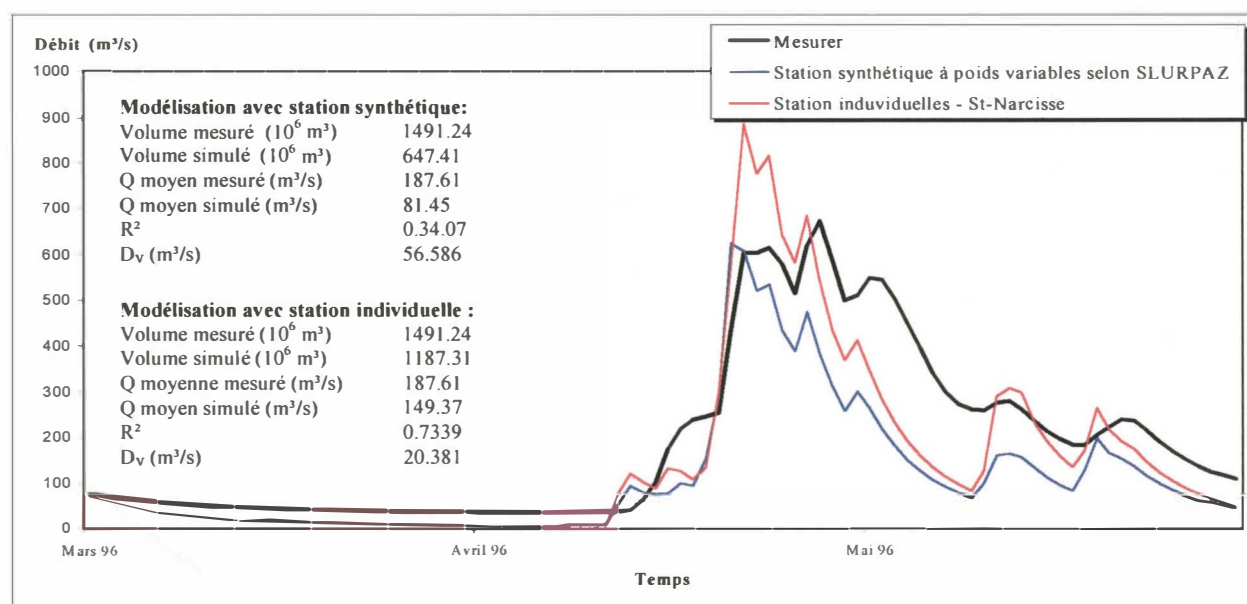


FIGURE 3.1.3- Modélisation hydrologique avec une station synthétique versus une station individuelle.

Les figures 3.2.1 à 3.2.14 présentent l'écoulement mesuré *versus* l'écoulement simulé pour l'ensemble des modélisations de la rivière Batiscan. Elles incluent les valeurs statistiques de la modélisation, tels que le volume d'écoulement mesuré et simulé total et moyen ainsi que le pourcentage d'efficacité de la modélisation (R^2) et la différence de volume (D_v) d'eau (m^3/s) entre l'écoulement mesuré et simulé.

3.2- MODÉLISATION AVEC DIFFÉRENTES VALEURS DE TEMPÉRATURE.

Dans cette étude, la différence de R^2 est strictement provoquée par les différentes valeurs de température insérée lors des 14 modélisations et non par la révision de certains paramètres.

3.2.1- Les stations météorologiques synthétiques.

Tout d'abord, les deux modélisations avec les stations synthétiques à poids égaux présentent des R^2 supérieurs à 0.60. La modélisation réalisée à partir de la station calculée par SLURPAZ donne un R^2 de 0.60 tandis que celle qui emploie la station créée à partir des polygones de Theissen donne un R^2 de 0.66. La différence de volume (D_v) pour ces deux modélisations sont respectivement de 40 et 26 m^3/s . Ensuite, les deux modélisations effectuées à partir des stations synthétiques à poids variables présentent des R^2 inférieurs à 0.60. La première modélisation, avec la station calculée par SLURPAZ, donne un R^2 de 0.34 et un D_v de 56 m^3/s . La modélisation réalisée avec la seconde station météorologique, celle obtenue à partir des polygones de Theissen, donne un R^2 de 0.66 et un D_v de 44 m^3/s . Finalement, la modélisation réalisée à partir de la station régionale présente un R^2 de 0.62 et un D_v de 20 m^3/s (figures 3.2.1 à 3.2.5).

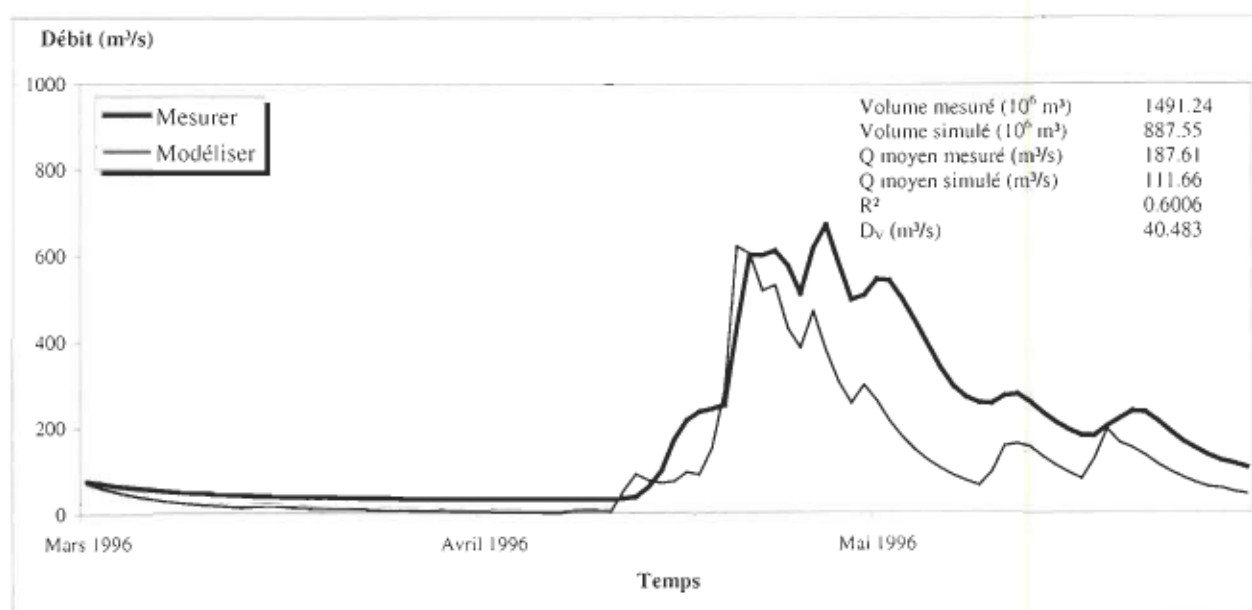


FIGURE 3.2.1- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station synthétique à poids égaux estimée à l'aide de SLURPAZ.

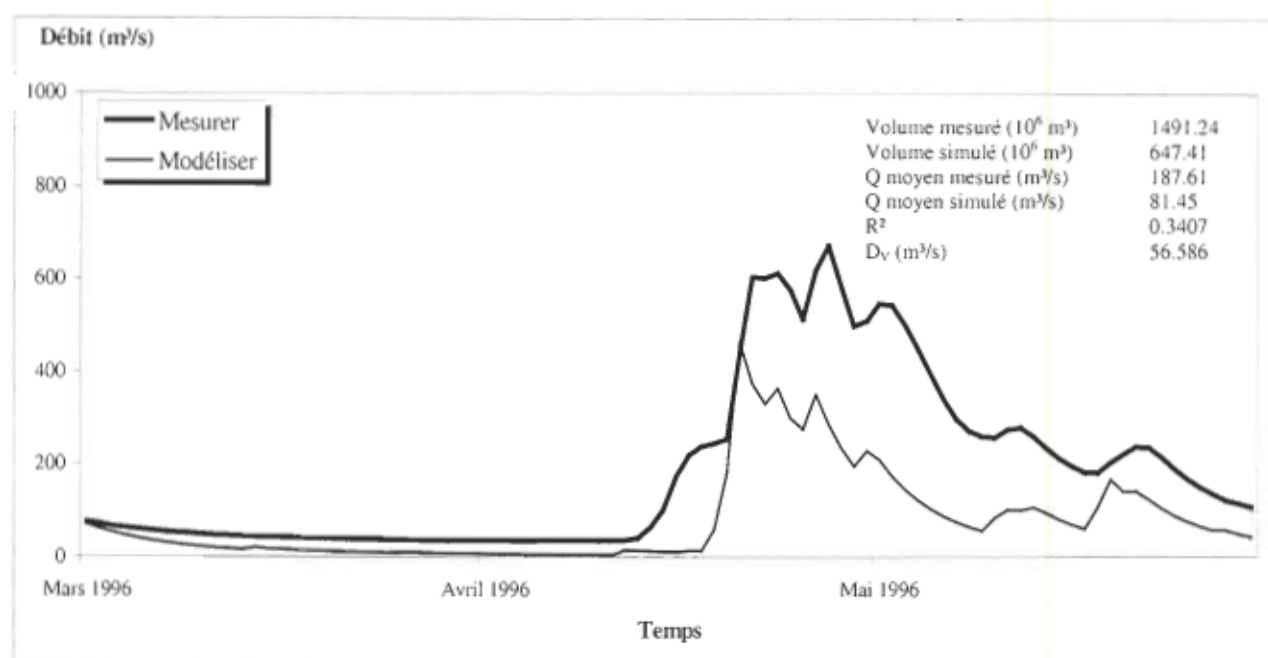


FIGURE 3.2.2- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station synthétique à poids variable estimée à l'aide de SLURPAZ.

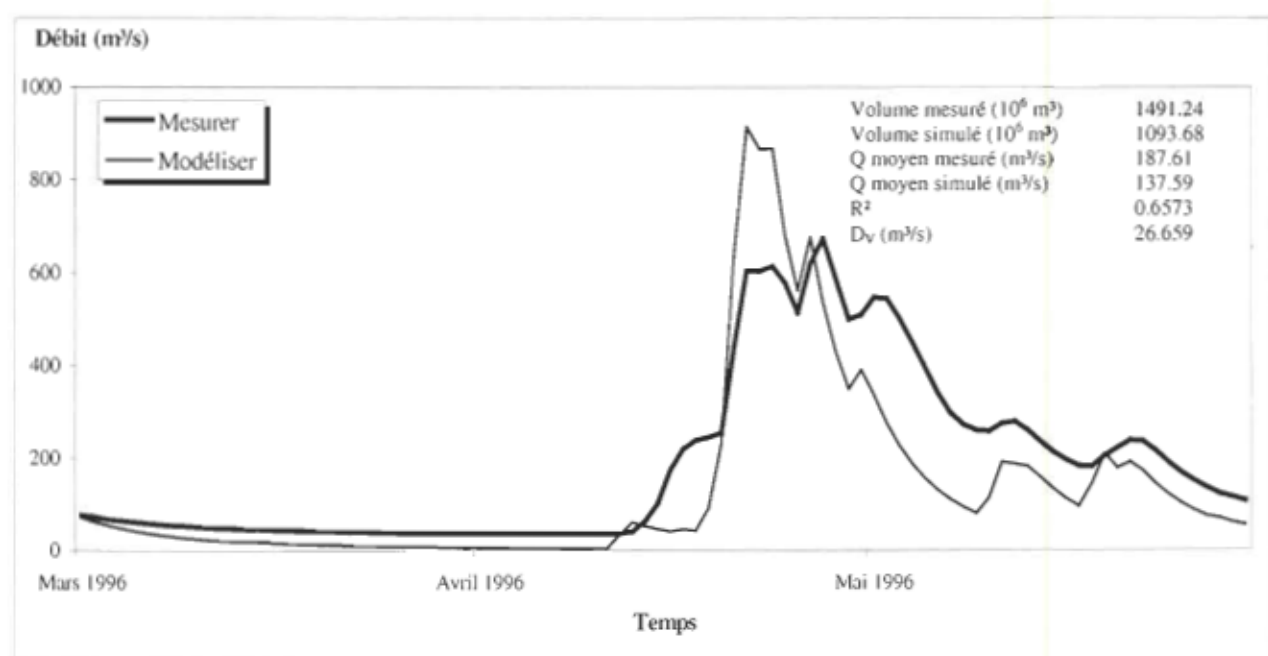


FIGURE 3.2.3- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station synthétique à poids égaux estimée à l'aide des polygones de Thiessen.

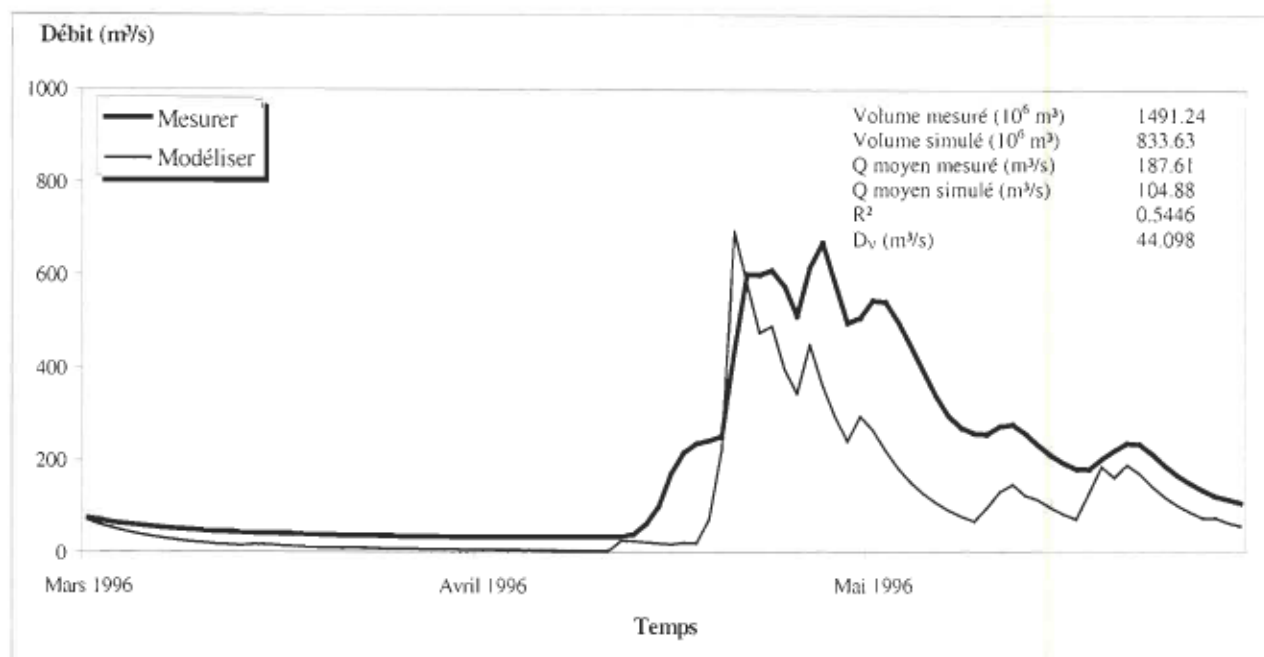


FIGURE 3.2.4- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station synthétique à poids variable estimée à l'aide des polygones de Theissen.

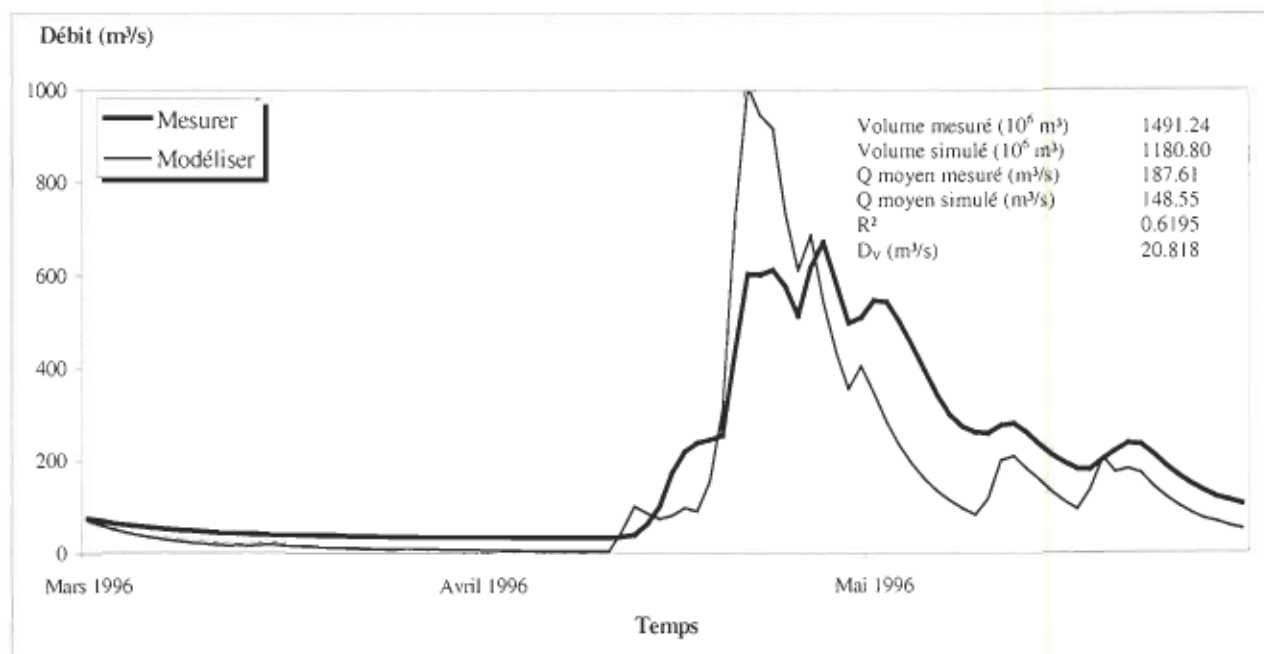


FIGURE 3.2.5- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station régionale.

3.2.2- Les stations météorologiques individuelles.

Les neuf modélisations réalisées à partir des stations météorologiques individuelles présentent des résultats très variés. Deux modélisations seulement présentent des R^2 supérieurs à 0.60. Ce sont les modélisations réalisées avec les stations de Rivière-verte-Ouest (R^2 de 0.70 et un D_v de 44 m^3/s) et de Saint-Narcisse (R^2 de 0.73 et un D_v de 20). Il faut mentionner ici, que ce sont les deux meilleures modélisations des débits sur la rivière Batiscan. Pour toutes les autres modélisations les valeurs de R^2 n'excèdent pas 0.60. Pour l'ensemble des modélisations avec les stations individuelles, le D_v varie entre -7 et 69 m^3/s (figure 3.2.6 à 3.2.14).

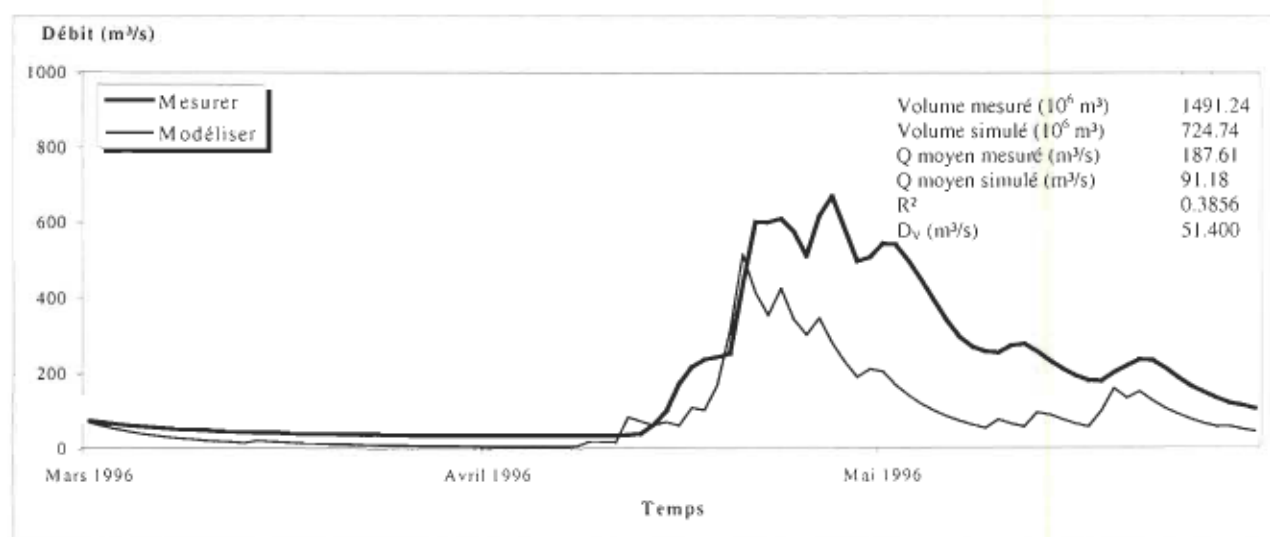


FIGURE 3.2.6- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de La Tuque.

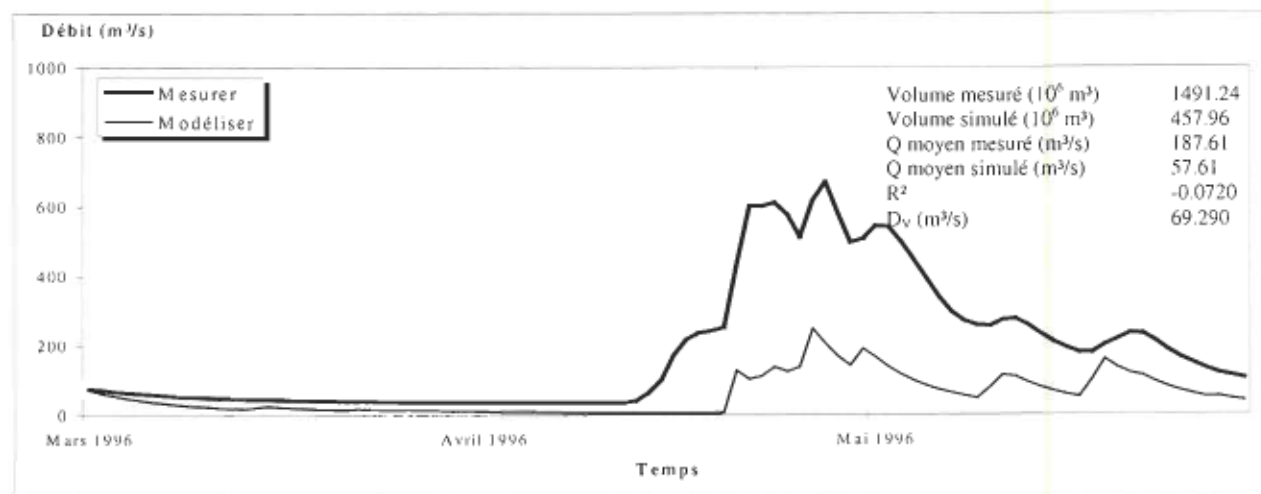


FIGURE 3.2.7- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Lac-aux-Sables.

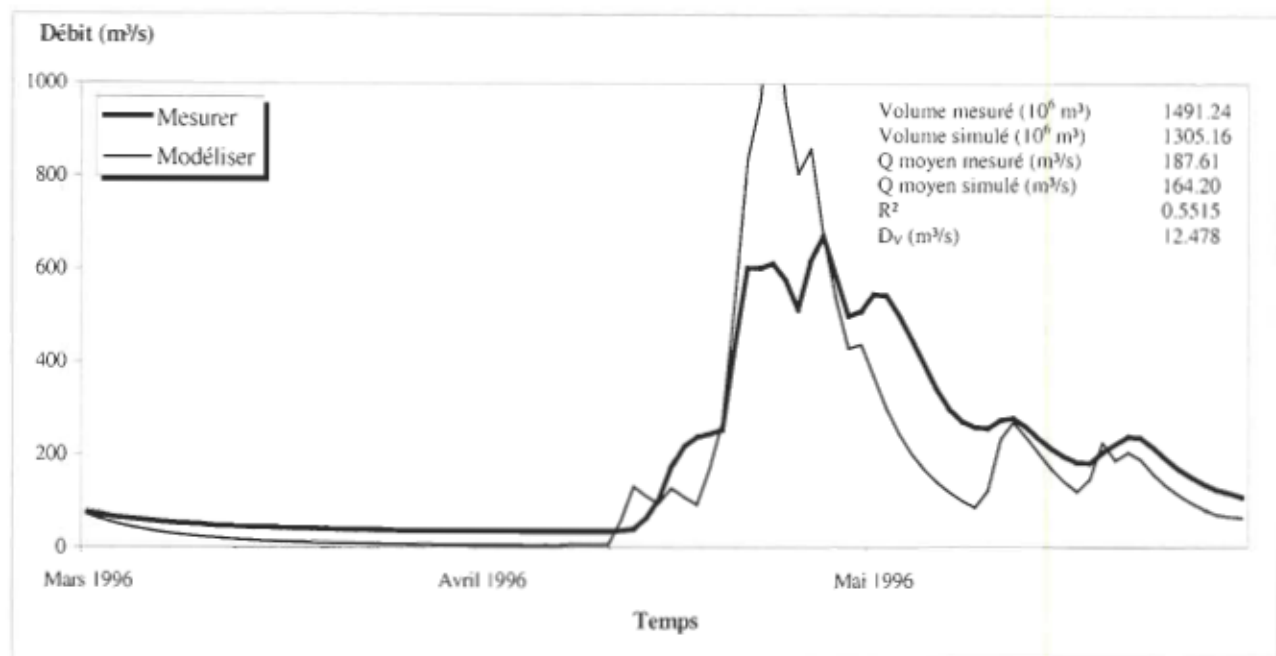


FIGURE 3.2.8- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Sainte-Anne.

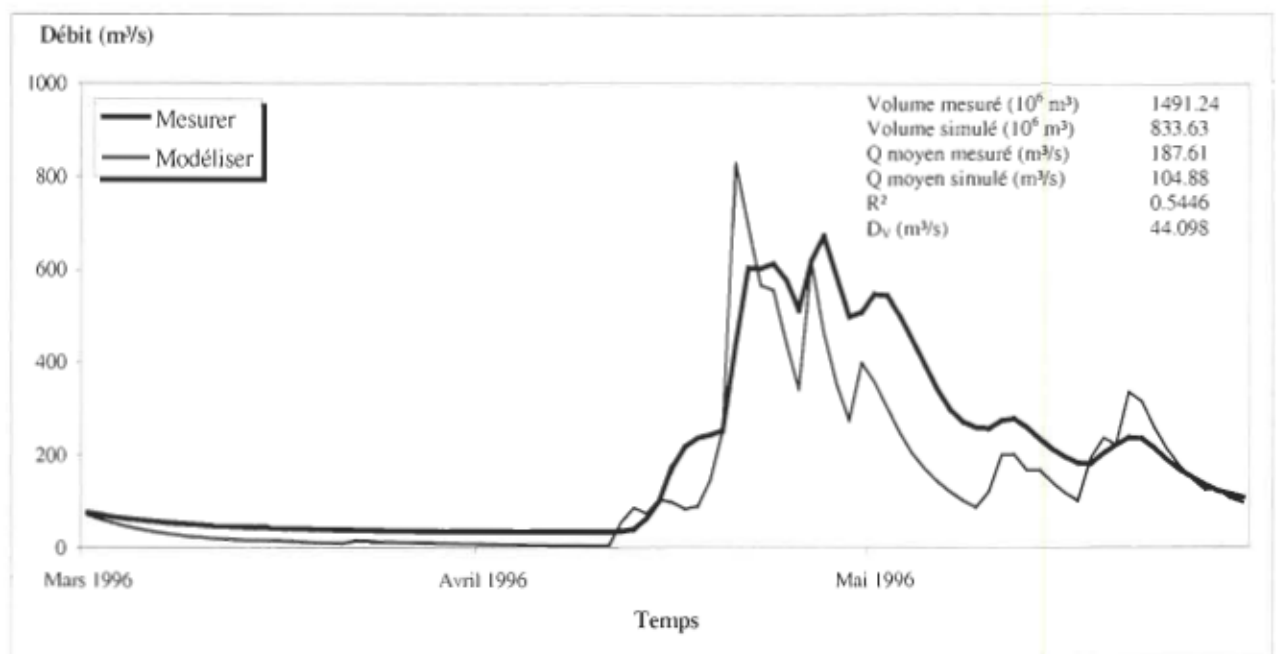


FIGURE 3.2.9- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Rivière-Verte-Ouest.

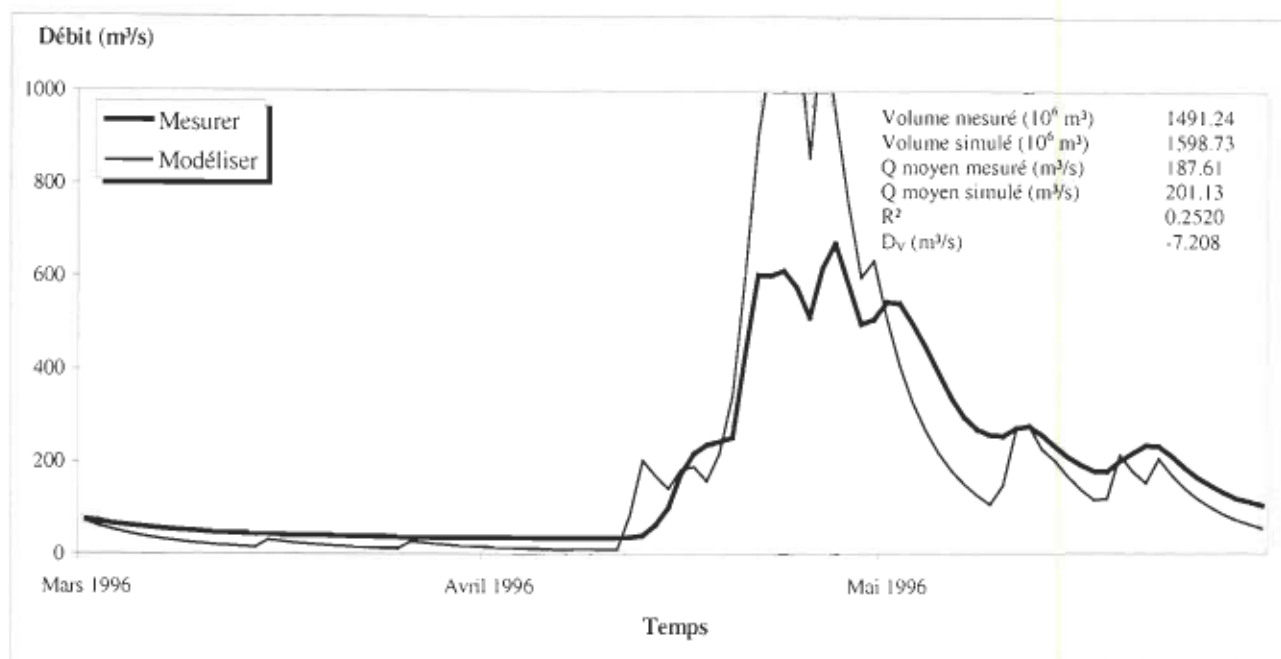


FIGURE 3.2.10- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Trois-Rivières-aqueduc.

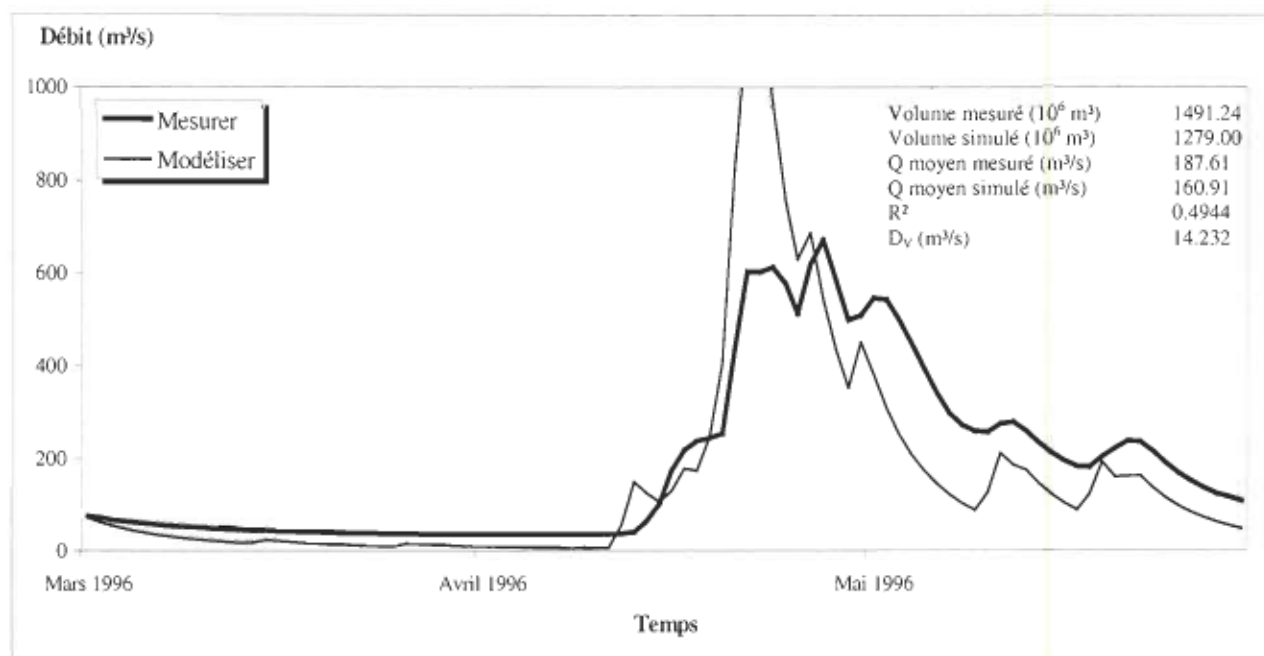


FIGURE 3.2.11- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Shawinigan.

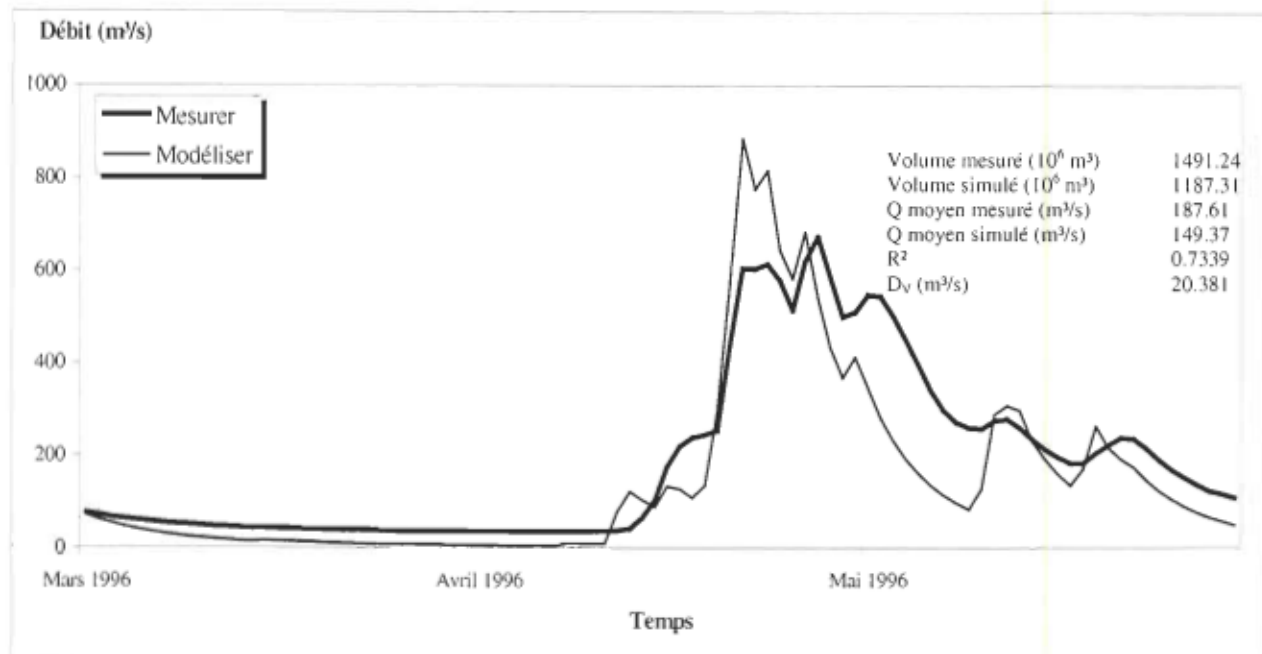


FIGURE 3.2.12- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Saint-Narcisse.

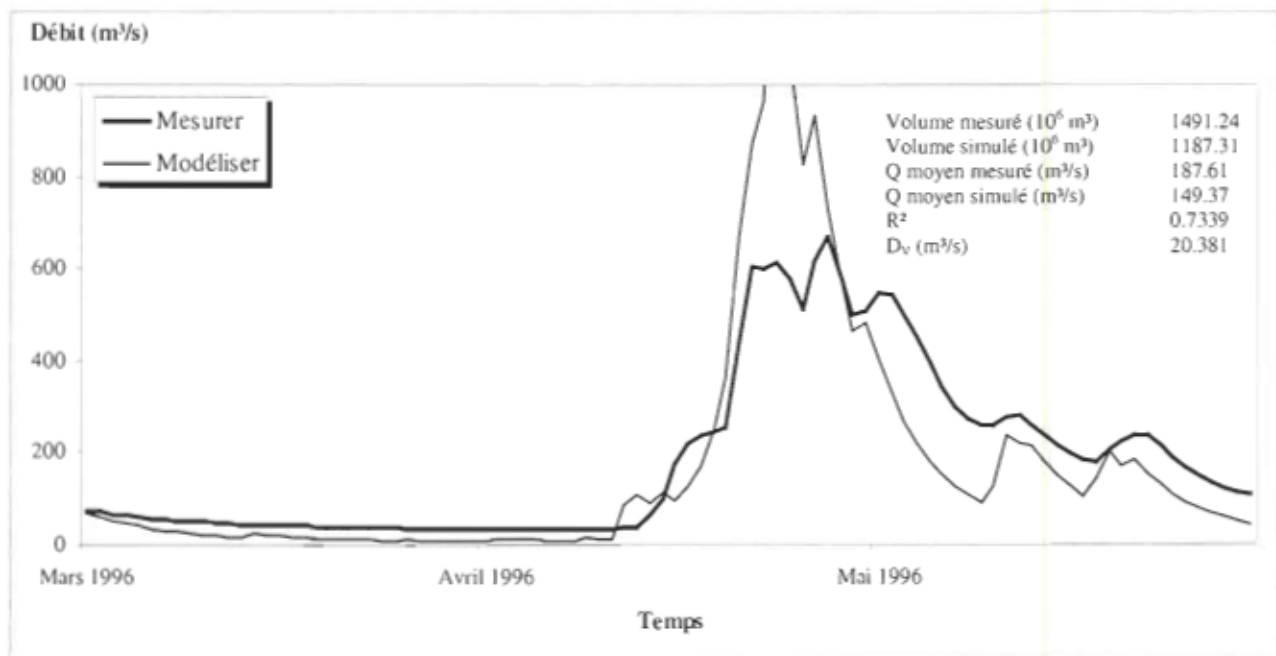


FIGURE 3.2.13- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Grande-Anse.

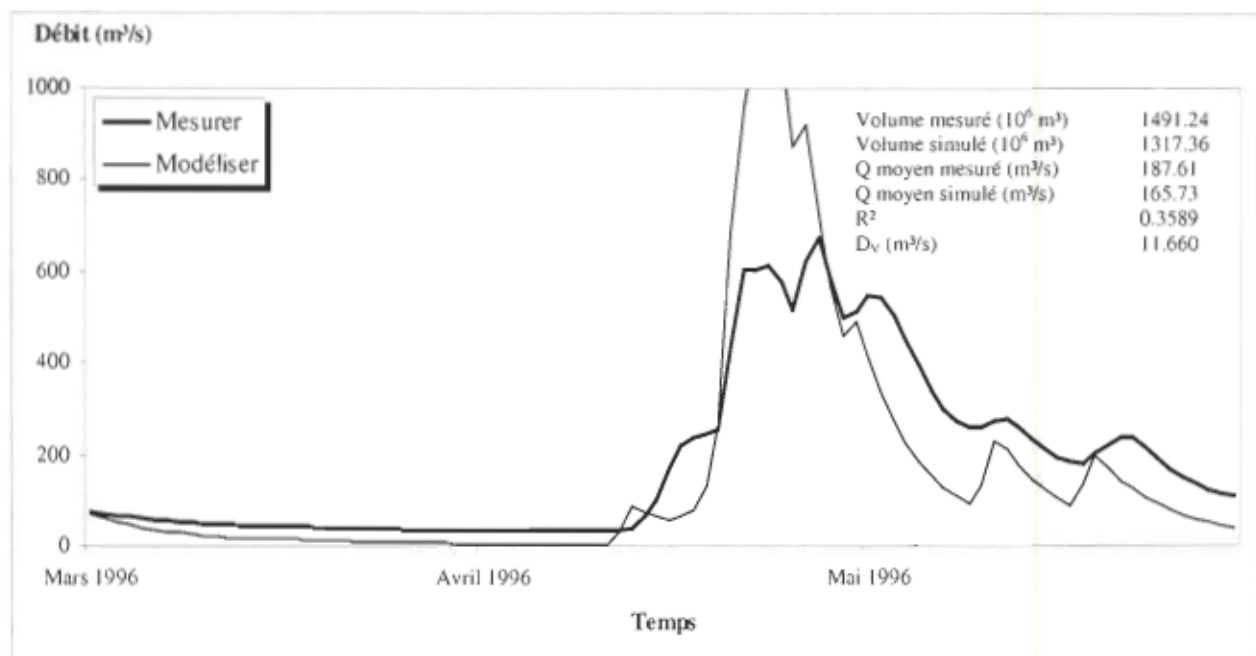


FIGURE 3.2.14- Modélisation des débits de la rivière Batiscan avec la station de Hérouxville.

SECTION IV : DISCUSSION.

Bien que majoritairement appliqué dans des environnements de hautes montagnes, voire glaciaires, le modèle SRM présente de bonnes aptitudes à modéliser la fonte des neiges dans un milieu forestier. De plus, l'examen des résultats nous indiquent clairement que la représentativité des valeurs de température a d'importantes répercussions sur la modélisation avec un modèle empirique comme le SRM. En effet, la qualité des valeurs de température est cruciale dans un tel modèle. Dans la présente étude, cinq stations synthétiques et neuf stations individuelles ont été comparées entre elles. À priori chacune d'elles auraient pu convenir pour la modélisation de la rivière Batiscan, mais les résultats démontrent bien que les caractéristiques physiques du bassin tels que la topographie et la végétation, le type de station et sa localisation ont un impact important sur les valeurs de température et sur la modélisation.

4.1- MODÉLISATION AVEC LES STATIONS SYNTHÉTIQUES.

Les modélisations réalisées avec les stations à poids égaux (selon SLURPAZ, R^2 de 0.60 et selon Thiessen, R^2 de 0.66) offrent de meilleurs résultats que les modélisations réalisées avec les stations à poids variables. Ces stations corrigent les effets des climats locaux enregistrés à proximité des stations météorologiques qui ne représentent pas nécessairement les conditions réelles de l'ensemble de la zone d'étude. Elles ont un effet de lissage sur les données de température. Dans l'ensemble, l'utilisation de ces stations donne de bons résultats de modélisation.

La modélisation effectuée avec la station à poids variables selon SLURPAZ (R^2 de 0.34), qui tient compte de la topographie, de la végétation et de la distance des stations par rapport au site pour déterminer la surface d'influence de chacune d'elles, donne de mauvais résultats. On aurait pu croire que cette station offrirait de meilleurs résultats que l'ensemble des stations synthétiques, puisque les valeurs de température sont influencées par ces caractéristiques physiques. Les stations retenues par SLURPAZ ne sont pas localisées en milieu forestier, mais plutôt en milieu découvert, donc ne représentent pas vraiment les conditions climatiques qui prévalent en milieu forestier. Cette station attribue trop d'importance aux valeurs de température enregistrées en milieu découvert et trop peu à celles enregistrées sous le couvert forestier. Concrètement, SLURPAZ est un outil

intéressant pour obtenir les poids des stations, toutefois, il ne sélectionne pas toujours les stations les plus représentatives de la zone d'étude. En fait, SLURPAZ classe les stations en premier lieu, selon la distance de la station par rapport au bassin versant et ensuite, en fonction de la topographie et de l'utilisation du sol. Subséquemment, SLURPAZ a retenu les stations de Lac-aux-Sables et de Hérouxville, deux stations localisées à l'intérieur du bassin versant, mais toutes deux en milieu découvert. Le choix de ces stations en milieu découvert explique en partie les mauvais résultats de modélisation obtenus avec cette station synthétique. Le fait d'intégrer l'ensemble des stations météorologiques disponibles dans SLURPAZ explique également les mauvais résultats. Seules les stations qui représentent les conditions climatiques de la zone d'étude auraient dû être intégrées dans SLURPAZ, mais comme il fut mentionné plus haut, de par leur localisation à l'intérieur et à proximité du site, chacune des stations disponibles aurait pu convenir pour la modélisation de la rivière Batiscau, donc à priori aucun tri des stations n'était requis. Conséquemment, SLURPAZ est un outil intéressant, mais doit être utilisé avec certaines précautions dans l'estimation des poids des stations météorologiques.

Pour les mêmes raisons, la modélisation avec la station à poids variables selon les polygones de Thiessen (R^2 de 0.54) montre de mauvais résultats. Tout comme la station synthétique précédente lors du découpage du territoire avec les polygones de Thiessen, seulement les stations les plus représentatives de la zone d'étude auraient dû être utilisées. En définitive, la pondération des stations dans l'estimation d'une station synthétique n'apporte aucun intérêt significatif lorsque les stations météorologiques n'ont pas été préalablement sélectionnées en fonction de leur représentativité. Dans les deux cas, afin d'obtenir des stations synthétiques à poids variables adéquats pour la modélisation de la rivière Batiscau, le poids des stations aurait dû être estimé seulement pour les stations individuelles représentant vraiment les conditions climatologiques de la zone d'étude. L'emploi de stations non représentatives a comme conséquence une mauvaise représentation des valeurs de température en mettant l'accent sur des valeurs enregistrées en milieu découvert bien que la majorité du site d'étude se trouve sous couvert forestier.

Cependant, la modélisation avec la station régionale (R^2 de 0.62) présente de bons résultats puisque cette station, comme les autres stations à poids égaux, représente d'avantage le climat régional du territoire et non pas des climats locaux non représentatifs du site qui pourraient nuire à la

modélisation. Pour cette étude, la majorité des stations disponibles sont en milieu découvert ou en bordure de la rivière Saint-Maurice. Le fait d'utiliser une moyenne sans pondération, permet de ne pas surestimer les valeurs de température enregistrées en milieu découvert ou en bordure de la rivière Saint-Maurice par rapport aux valeurs enregistrées en milieux forestier. Cette méthode a un effet de lissage sur les données de températures et conséquemment, représente plus un climat général associé à l'environnement étudié.

4.2- MODÉLISATION AVEC LES STATIONS INDIVIDUELLES.

On observe une grande différence dans les résultats de modélisations avec les neuf stations individuelles. Les meilleurs résultats sont obtenus avec les stations individuelles qui sont situées en milieu forestier ou en bordure de celui-ci; ce sont les modélisations réalisées avec les stations de Rivière-verte-Ouest (R^2 de 0.70) et de Saint-Narcisse (R^2 de 0.73). L'interaction entre la canopée et le couvert de neige est considérable pendant la saison de fonte, particulièrement lorsque le couvert forestier est principalement constitué de conifères. Le fait d'utiliser des valeurs de température enregistrées sous ou en bordure du couvert principal du site permet de mieux représenter l'environnement climatologique qui prédomine dans le bassin et ainsi mieux modéliser la fonte du couvert nival.

Les mauvais résultats de modélisation avec les stations de La Tuque (R^2 de 0.39), Shawinigan (R^2 de 0.49) et Grande-Anse (R^2 de 0.41) s'expliquent par le fait que ces stations sont localisées en bordure de la rivière Saint-Maurice. Bien que présentant un environnement forestier similaire, ces stations représentent d'avantages les conditions climatologiques de la vallée de la rivière Saint-Maurice, vallée qui d'ailleurs, est beaucoup plus encaissée que la vallée de la rivière Batiscau. L'effet de la topographie joue ici un rôle important dans la représentativité des valeurs de température.

Les modélisations exécutées à partir des stations de Lac-aux-Sables (R^2 de -0.07), de Sainte-Anne-de-la-Pérade (R^2 de 0.55), de Trois-Rivières-aqueduc (R^2 de 0.25) et de Hérouxville (R^2 de 0.36) présentent toutes de mauvais résultats de modélisation. Ces résultats se justifient par le fait que toutes ces stations sont localisées en milieu découvert et que la majorité du bassin de la rivière

Batiscan se trouve sous couvert forestier. De plus, à l'exception de la station de Trois-Rivières-aqueduc, toutes ces stations sont localisées à l'intérieur ou à moins de 7 km du bassin. Par conséquent, le fait qu'une station soit localisée à l'intérieur ou près du bassin versant ne signifie pas nécessairement qu'elle représente bien les conditions climatologiques du site. La localisation de la station de Hérouxville et de Lac-aux-Sables à l'intérieur site d'étude aurait théoriquement dû donner de bons résultats, mais de par leur localisation en milieu découvert, ce sont des stations qui ne représentent pas les conditions climatiques générales du bassin versant. Tout comme la topographie, la couverture au sol a un impact important sur la représentativité des valeurs de température.

4.3- L'IMPACT DES VALEURS DE TEMPÉRATURE SUR LA MODÉLISATION.

L'utilisation d'une station régionale s'avère être une solution idéale lorsque plusieurs stations météorologiques sont disponibles, mais qu'aucune d'elles ne soient localisées sous le ou les principaux couverts de la zone d'étude. Cependant, elle ne représente pas les événements climatologiques exceptionnels et ne peut être utilisée pour des modélisations sur de courte période (quelques jours, voir quelques semaines). Pour de telles modélisations, une station météorologique individuelle, localisée idéalement sous le couvert principal du site ou à proximité de celui-ci, permettra de représenter les événements climatologiques ponctuels et, par le fait même, les pics de ruissellement engendrés par ces événements.

L'analyse des figures de modélisation montre que les stations synthétiques ont tendance à sous-estimer l'écoulement simulé tandis que les stations individuelles surestiment l'écoulement simulé pendant un pic de ruissellement au début de la période de fonte (figure 3.1.3). En effet, entre la mi-avril et le début du mois de mai, les valeurs de température enregistrées aux stations individuelles permettent de modéliser des pics de ruissellement observés dans le bassin versant. Contrairement à ces premières valeurs, les valeurs de température extrapolées pour les stations synthétiques ne représentent pas ces pics d'écoulement de l'eau parce que ces stations lissent les données climatologiques et atténuent, par la même occasion, les événements climatologiques locaux enregistrés dans le bassin. Par contre, pour l'ensemble de la période d'étude, toutes les modélisations, à l'exception de la modélisation avec la station de Trois-Rivières-aqueduc, sous-estiment l'écoulement simulé par rapport à l'écoulement mesuré. Cette sous-estimation de

l'écoulement simulé s'explique, pour les stations synthétiques, par le fait que celles-ci sont constituées d'une moyenne d'une partie des stations météorologiques. Dans le cas des stations individuelles, celles-ci représentent mieux les pics de ruissellement au début de la période de fonte. Dans les deux cas, certains coefficients, comme le taux adiabatique, le facteur degré-jour et les coefficients de ruissellement devraient être revus et corrigés afin de faire correspondre l'écoulement simulé avec l'écoulement mesuré.

C'est d'ailleurs la raison pour laquelle il y a un décalage entre les deux courbes de ruissellement (mesuré et modélisé). Le modèle fait fondre trop de neige trop tôt. De plus, la structure du SRM ne permet pas la modélisation sur plus de 48h étant donné que la modélisation du ruissellement s'applique seulement sur la journée modélisée et de la journée précédente. En milieu de haute montagne, les sols sont minces, et cette structure convient parfaitement à ce type d'environnement. En milieu forestier de basse altitude, les caractéristiques des sols sont différentes, mais celui-ci est constamment gelé jusqu'à la fin de la période de dégel, donc le comportement du bassin forestier est similaire à un bassin montagneux jusqu'à la fin de la période de gel. Par la suite, tous les phénomènes d'infiltration, percolation et autres y sont plus importants. Par conséquent, un ajustement de certains paramètres tel que le facteur degré-jour, le coefficient de récession et les coefficients de ruissellement s'avère indispensable. Du fait que tous les paramètres devaient rester constants à l'intérieur de cette étude, la modélisation de la rivière Batiscahan n'a eu lieu que pendant la période de fonte des neiges et non sur l'ensemble de l'année.

Si on met en relation les R^2 les D_V obtenus pour chacune des modélisations, il est possible de faire ressortir les stations météorologiques qui conviennent autant pour modéliser entièrement la saison de fonte, mais aussi pour modéliser les événements de ruissellement particulier. Ici, les D_V nous renseignent sur la capacité à modéliser les événements ponctuels reliés à des pics de ruissellement de la fonte des neiges. L'analyse des D_V obtenus dans la présente étude nous indique que les stations météorologiques individuelles de Ste-Anne, St-Narcisse et Rivière-verte-Ouest représentent bien les pics de ruissellement ponctuels que l'on observe pendant la saison de fonte en plus de bien représenter la modélisation sur l'ensemble de la saison de fonte. En revanche, les stations de Trois-Rivières-aqueduc et de Grande Anse représentent bien les pics de ruissellement particulier, mais pas l'ensemble de la période de fonte. Pour les stations météorologiques synthétiques, c'est la stations

synthétique régionale qui représente mieux les pics de ruissellement particuliers et l'ensemble de la période de fonte.

On aurait pu croire que les valeurs de précipitation influencent les résultats de modélisation, mais elles sont beaucoup moins importantes que les valeurs de température. Dans le modèle SRM, ce qui importe au début de la saison de fonte, c'est la relation neige / non neige sur le bassin et non la quantité tombée. Au début de la période de fonte, les précipitations contribuent à l'augmentation du couvert nival (neige) ou sont emmagasinées dans celui-ci (pluie). L'important, c'est la distribution de la précipitation à travers le bassin plutôt que la quantité tombée. Toutefois, lorsque le couvert nival a atteint son point de saturation, la précipitation prend plus d'importance. Mais encore là, la distribution des précipitations dans l'espace est plus importante puisque la précipitation qui tombe sur le couvert de neige contribue immédiatement à la fonte de celle-ci et son ruissellement est additionné à celui de la fonte des neiges, tandis que pour la précipitation qui tombe directement sur le sol, seul son ruissellement est simulé. Par conséquent, la variable précipitation a beaucoup moins d'impact sur la modélisation que la variable température dans le modèle SRM, parce que même si la précipitation accélère la fonte du couvert nival, c'est la température qui agit comme principal facteur ablatif. Car une pluie «froide» aura un impact moindre qu'une pluie «chaude». Dans le cas de la rivière Batiscan, les précipitations sont généralement uniformément distribuées à travers l'ensemble du site (figure 4.3.1 à 4.3.3). Bien que certaines stations enregistrent des précipitations isolées, celles-ci se retrouvent généralement une journée avant ou après une précipitation importante qui touche l'ensemble du bassin.

Malgré sa capacité à modéliser dans plusieurs milieux, le SRM n'est pas le modèle idéal pour les environnements forestiers. Le modèle SRM ne prend pas en considération les caractéristiques physiques du sol, le couvert forestier et le mouvement de l'eau à l'intérieur de ceux-ci lors de la modélisation hydrologique. En effet, dans ce modèle de haute montagne, c'est le coefficient de ruissellement (C_S et C_R) et le coefficient de récession qui représentent un tant soit peu tous les phénomènes associés à l'infiltration, l'interception, l'évapotranspiration, etc. Aucun paramètre n'est uniquement lié aux caractéristiques du sol ainsi qu'au couvert végétal et à son interaction sur la fonte du couvert de neige. Ce modèle fut développé dans des environnements de hautes montagnes,

même glaciaires, où le sol est pratiquement gelé en permanence et où la végétation est réduite voir inexistante. Une lacune importante lors de la modélisation de bassins forestiers.

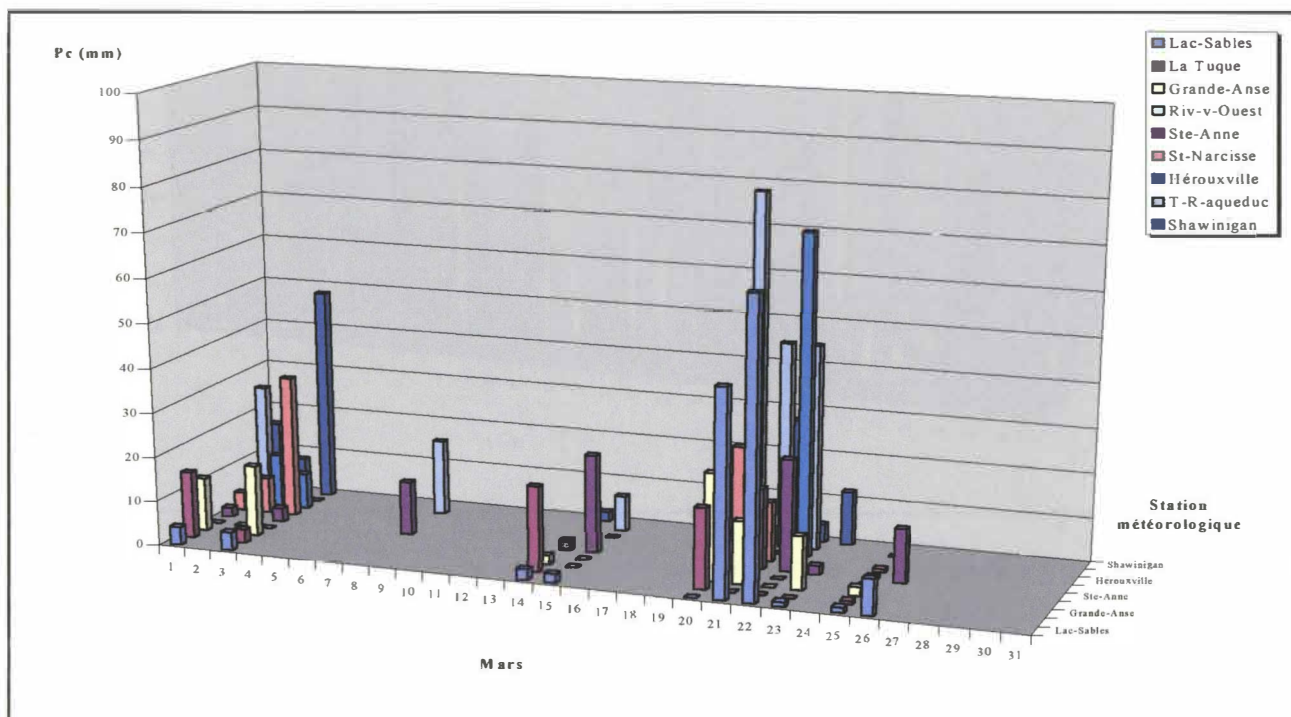


FIGURE 4.3.1- Précipitations dans le temps et l'espace pour le mois de mars à travers le bassin de la rivière Batiscan.

Enfin, cette étude a permis d'établir que l'implantation d'une nouvelle station météorologique sur un bassin en vue d'une modélisation hydrologique, doit tenir compte de la topographie générale et de la couverture au sol de la zone d'étude. En fait, cette station devrait être établie sous le couvert principal du site à une altitude intermédiaire (médiane), afin de mieux représenter les conditions réelles du milieu et obtenir ainsi de meilleurs résultats de modélisation. C'est notamment le cas pour la station de Rivière-verte-Ouest à proximité du bassin de la rivière Batiscan.

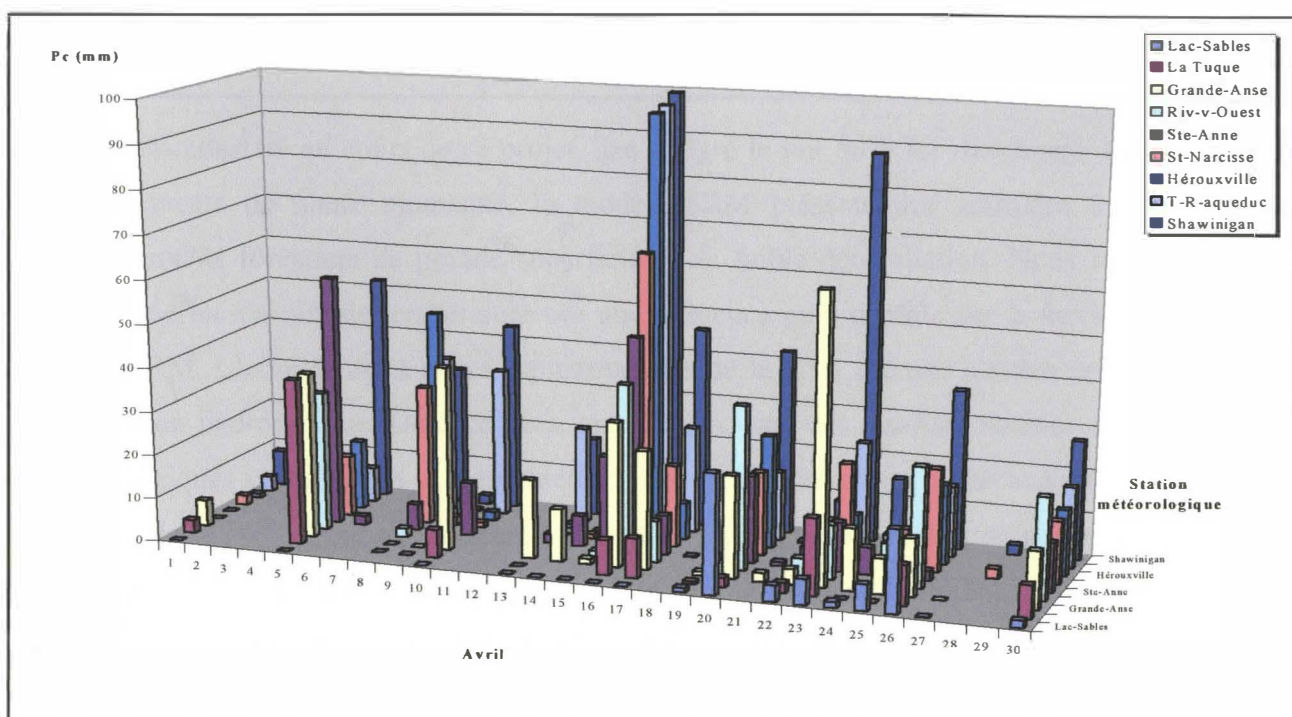


FIGURE 4.3.2- Précipitations dans le temps et l'espace pour le mois d'avril à travers le bassin de la rivière Batiscan.

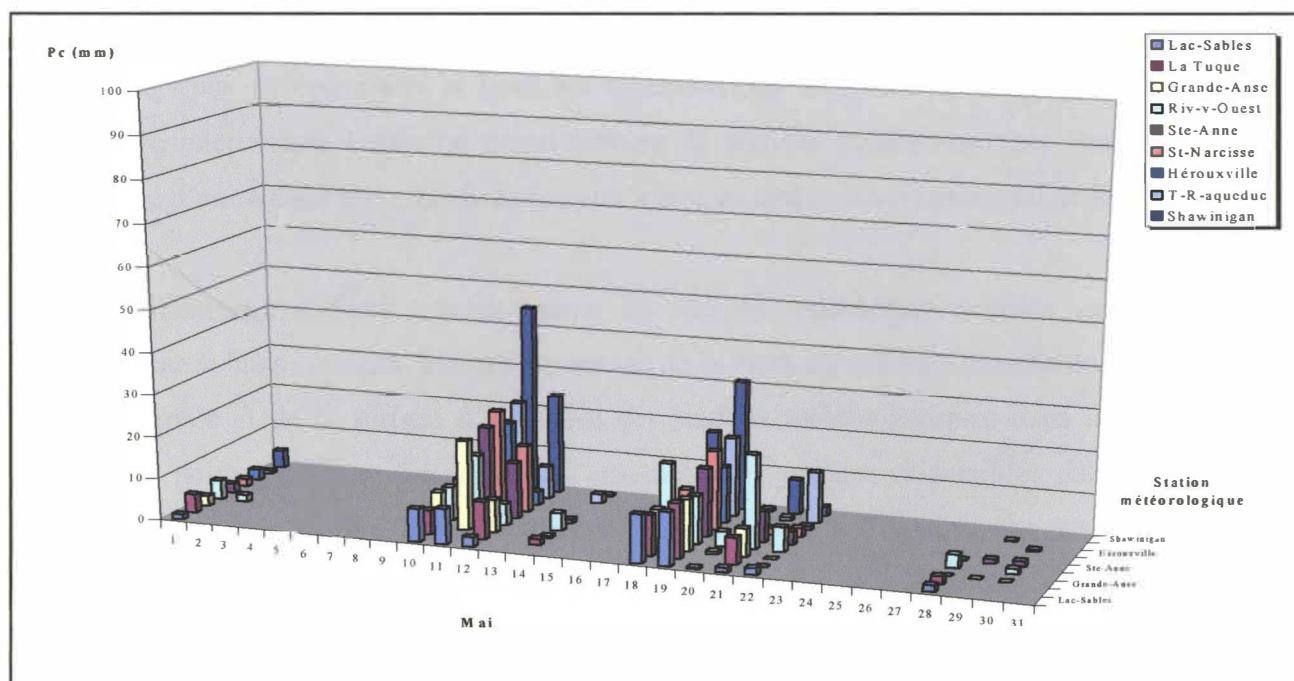


FIGURE 4.3.3- Précipitations dans le temps et l'espace pour le mois de mai à travers le bassin de la rivière Batiscan.

SECTION V : CONCLUSION.

Nous avons constaté au cours de ce projet, que malgré le fait qu'il fut développé dans et pour des environnements de haute montagne, le modèle SRM présente des aptitudes à modéliser des environnements forestiers de grande superficie et de faible dénivellation. Nous avons également observé que les valeurs de température ont une influence considérable sur la modélisation avec le modèle SRM. L'emploi de données représentatives de la zone d'étude s'avère primordial pour la modélisation hydrologique. Dans ce sens, une comparaison des résultats obtenus avec des stations météorologiques synthétiques et individuelles a permis de déterminer la méthodologie à utiliser afin d'extrapoler des valeurs de température représentant les conditions réelles de la zone d'étude. Ainsi, nous avons pu établir que les stations synthétiques à poids égaux donnaient de bons résultats de modélisation, mais présentaient certaines lacunes quant à la modélisation d'événements climatologiques exceptionnels. En effet, de par leur structure, ces stations ont tendance à lisser les valeurs de température afin de dépeindre un climat plus régional de la zone d'étude et ne peuvent être utilisées pour des modélisations d'une durée inférieure à quelques semaines. Dans le même ordre d'idée, la station régionale, qui est également une station synthétique à poids égaux, offre de bons résultats de modélisation, mais présente aussi quelques lacunes face aux événements climatologiques exceptionnels et pour les modélisations de courte durée. Par contre, c'est une alternative intéressante lorsqu'un grand nombre de stations météorologiques sont disponibles et qu'aucune d'entre elles n'est localisée sous ou à proximité du couvert principal de la zone d'étude.

Contrairement aux stations à poids égaux, les stations synthétiques à poids variables n'ont pu donner d'aussi bons résultats. Malgré l'avantage de la méthode qui tient compte de la végétation, de la topographie et de la surface d'influence des stations météorologiques dans la conception des stations à poids variables. En insérant l'ensemble des stations disponibles dans le programme SLURPAZ, ou lors du découpage du site avec les polygones de Theissen, ces stations se trouvaient à surestimer les valeurs de température en milieu découvert et à sous-estimer celles enregistrées sous couvert forestier. En négligeant la présélection des stations en fonction de leur localisation par rapport au couvert principal du site, l'erreur engendrée dans l'extrapolation des valeurs de température se trouve amplifiée par le fait que les stations disponibles, dans le cas de la rivière Batiscan, ne représentaient pas les conditions réelles de la zone d'étude.

Les résultats obtenus suite aux modélisations avec les stations individuelles ont démontré que la couverture du sol et la topographie générale du site ont une influence considérable sur les valeurs de température et par conséquent sur les résultats de la modélisation. L'utilisation de station localisée sous ou en bordure du couvert forestier a donné de meilleurs résultats. En revanche, les stations localisées en milieux découverts ont données de moins bons résultats de modélisation. Rappelons que le bassin versant de la rivière Batiscan est à 73% forestier et que les milieux découverts couvrent à peine 17%. Dans les deux cas, on remarque que la couverture au sol a une influence considérable sur les valeurs de température. Quant aux modélisations réalisées avec les stations localisées en bordure de la rivière Saint-Maurice, toutes les trois ont des valeurs de R^2 inférieures à 0.60. Malgré le fait que ces stations se trouvent dans un environnement similaire, elles ne peuvent représenter adéquatement les conditions climatiques de la rivière Batiscan, puisque la vallée de la rivière Saint-Maurice est beaucoup plus encaissée que celle de la rivière Batiscan. La topographie joue ici un rôle important dans la représentativité des valeurs de température.

L'avantage d'utiliser des stations individuelles par rapport aux stations synthétiques, c'est que les premières permettent la modélisation hydrologique de courte période. Ces stations représentent également mieux les événements climatologiques exceptionnels et les pics de ruissellement rencontrés pendant la période de fonte. Si l'on se rapporte à la figure 3.1.3, on peut observer que les stations individuelles représentent mieux les pics de ruissellement observés au début de la période de fonte contrairement aux stations synthétiques. Bien que les stations synthétiques représentent bien les conditions climatologiques de la zone d'étude, les stations individuelles offrent de meilleurs résultats et plus d'aptitude face à la modélisation hydrologique.

Bien qu'elles peuvent contribuer à la fonte des neiges, les précipitations jouent un rôle bien moins important que la température dans un modèle conceptuel tel que le SRM. Ici, la distribution de la précipitation a beaucoup plus d'importance que la quantité tombée. De plus, la température à laquelle va tomber la précipitation aura plus d'impact que la précipitation elle-même.

Finalement, avant de poursuivre toute modélisation hydrologique dans le but de simuler ou de prédire le ruissellement de la fonte des neiges, une attention particulière doit donc être portée à la représentativité des valeurs de température, sans quoi, on risque d'ajuster faussement le modèle en

modifiant certains paramètres, qui dès le départ étaient représentatifs des conditions climatologiques et hydrologiques présentes dans le bassin et modéliser avec des paramètres qui ne représentent plus le climat de la zone d'étude.

RÉFÉRENCES.

- Abidi, A.,** (1989). *Martinec-Rango snowmelt runoff model applied to the Tillouguit basin of Morocco.*, A thesis submitted to the Graduate Division in partial fulfilment of the requirement for the degree of Master of Science in Meteorology, South Dakota of Mines and Technology, Rapid City, 74 p.
- Baumgartner, M.F., Rango, A.,** (1995). «A microcomputer-based alpine snow-cover analysis system (ASCAS).», *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, vol. 61, no. 12, p. 1475-1486.
- Baumgartner, M.F., Seidel, K.,** (1998). «Multisensor snow cover mapping and snowmelt runoff simulations.», *Proceeding 45th Annual Eastern Snow Conference*, Lake Placid, New-York, U.S.A., p. 186-191.
- Bergströme, S.,** (1991). «Principles and Confidence in Hydrological Modelling.», *Nordic Hydrology.*, no. 22, p. 123-136.
- Blöschl, G.,** (1991). «The influence of uncertainty in the air temperature and albedo on snowmelt.», *Nordic Hydrology.*, no. 22, p. 95-108.
- Blöschl, G., Kirnbauer, R.,** (1991) «Point snowmelt models with different degrees of complexity – internal processes.», *Journal of hydrology.*, no. 129, p. 127-147.
- Blöschl, G., Kirnbauer, R., Gutknecht, D.,** (1991). «Distributed snowmelt Simulations in Alpine Catchment. 2 : Parameter study and Model Predictions.», *Water Resources Research.*, vol. 27 no. 12, p. 3181-3188.
- Bonn, F., Rochon, G.,** (1993). *Précis de télédétection, vol I, Principes et méthodes.* Presses de l'Université du Québec / AUPELF, Sainte-Foy, 485 p.
- Bordeleau, P-A., Gratton, D.J.,** (1998) *Modélisation hydrologique de hautes montagnes basée sur un bilan net d'échanges radiatifs calculé à l'aide de la télédétection.*, Université du Québec à Trois-Rivières, 102 p. + annexes.
- Brubaker, K., Rango, A.,** (1997). «A new version of the snowmelt runoff model incorporating radiation.», *The Environmental Professional.*, Vol. 19, p. 109-116.
- Brubaker, K., Rango, A.,** (1996). «Response of snowmelt hydrology to climate change» *Water, Air and Soil Pollution.*, No. 90, p. 335-343.
- Brubaker, K., Rango, A., Kustas, W.,** (1996). «Incorporating radiation inputs into the Snowmelt Runoff Model» *Hydrological Process.*, Vol. 10, p. 1329-1343.

- Charbonneau, R., Lardeau, J-P., Obled, C.,** (1981). «Problems of modelling a high mountainous drainage basin with predominant snow yield» *Hydrological Science Bulletin.*, Vol. 4, No. 26, p. 345-361.
- Dey, B., Sharma, V.K., Rango, A.,** (1989) «A Test of Snowmelt-Runoff Model for Major Basin in Western Himalayas.», *Nordic Hydrology.*, no. 30, p. 167-178.
- Dozier, J.,** (1987) «Recent Research in Snow Hydrology.», *Reviews of Geophysics.*, vol. 25, no. 2, p. 153-161.
- Dozier, J., Davis, R.E., Chang, A.T.C., Brown, K.,** (1991). «The Spectral Bi-directional Reflectance on Snow.», *Proceedings of the 4th International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing.*, ESA SP-287, p. 87-92.
- Engman, E.T., Gurnay, R.J.** (1991). «Recent advances and future implications of remote sensing for hydrologic modelling.», *Recent Advances in the Modelling of Hydrologic Systems*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, p. 471-495.
- Fairfield, J., Leymarie, P.** (1991). «Drainage networks from grid digital elevation models.», *Water Resources Research*, vol. 27, no. 5, p. 709-717.
- Fergusen, R.I.,** (1999). «Snowmelt runoff models.», *Progress in Physical Geography*, vol. 23, no. 2, p. 205-227.
- Fortin, J-P., Gratton, D.,** (1991). *Suivi opérationnel du couvert nival par télédétection en vue des prévisions hydrologiques.*, Rapport Scientifique no. 343, INRS-Eau, Sainte-Foy, 50 p.
- Garbrecht, J., Cambell, J.,** (1997). *TOPAZ Version 1.20, An automated digital landscape analysis tool for topographic evaluation, drainage identification, watershed segmentation and subcatchment parameterisation.*, User Manual. Rep. #GRL 97-4, Grazinglands Research Laboratory, USDA, Agricultural Research Service, El Reno, Oklahoma, XX p, + annexes.
- Garbrecht, J., Martz, L.W.,** (1997). «The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation model.», *Journal of Hydrology.*, No. 193, p. 204-213.
- Horne, F.E., Kavvas, M.L.,** (1997) «Physics of the spatially averaged snowmelt process.», *Journal of Hydrology*, no. 191, p. 179-207.
- Kidwell, K.B.,** (1997). *NOAA polar orbited data users guide (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11, NOAA-12, NOAA-13 and NOAA-14).*, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration. Suitland.
- Kite, G.W.,** (1998). *Manual for the SLURP hydrological model, V.11.2.*, International Water Management Institute, Izmir, Turkey, 93 p. + annexes.

- Kumar, V.S., Haefner, H., Seidel, K.,** (1991). «Satellite snow cover mapping and snowmelt runoff modelling in Beas basin.», *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas*, Proceeding of the Vienna Symposium), no. 205, p. 101-109.
- Kustas, W.P., Rango, A., Uijlenhoet, R.,** (1994). «A simple energy budget algorithm for snowmelt runoff model.», *Water Resources Research*, vol. 30, no. 5, p. 1515-1527.
- Kuusisto, E.,** (1980). «On the values and variability of degree-day melting factor in Finland.», *Nordic Hydrology*, no. 11, p. 235-242.
- Lacroix, M., Martz, L.W.,** (1998) «Using the TOPAZ digital landscape analysis model and the SLURPAZ interface to generate SLURP input files.», *Manual for the SLURP hydrological model, VII.2*, International Water Management Institute, Izmir, Turkey, Appendix 2, p. 95-112.
- Leavesley, G.H.,** (1989). «Problems of snowmelt runoff modelling for a variety of physisiographic and climatic conditions.», *Hydrological Sciences Journal*, vol. 34, no. 6, p. 617-635.
- Marsh, P.,** (1990). «Snow hydrology.», *Northern hydrology: Canadian perspectives*, Editors NMRI Science, Report no. 1, p. 37-61.
- Martinec, J.,** (1975). «Snowmelt runoff models for stream flow forecasts.», *Nordic Hydrology*, no. 6, p. 145-154.
- Martinec, J.,** (1977). «Snowmelt hydrographs from spatially varied input.», *Hydrology Symposium*, 3th Edition, p. 100-111.
- Martinec, J., Rango, A.** (1995). «Revising the degree-day method for snowmelt computations. » *Water Resources Bulletin*, vol. 31, no. 4, p. 657-669.
- Martinec, J., Rango, A.,** (1991). «Indirect evaluation of snow reserves in mountain basins.», *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas*, Proceeding of the Vienna Symposium), no. 205, p. 111-119.
- Martinec, J., Rango, A.,** (1989). «Merits of statistical criteria for the performance of hydrological models.», *Water Resources Bulletin*, vol. 25, no. 2, p. 421-432.
- Martinec, J., Rango, A.,** (1987). «Interpretation and utilisation of area snow-cover data from satellites.», *Annals of glaciology*, no. 9, p. 166-169.
- Martinec, J., Rango, A.,** (1986). «Parameter values for snowmelt runoff modelling.», *Journal of Hydrology*, vol. 84, p. 197-219.
- Martinec, J., Rango, A., Roberts, R.,** (1998). *Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual*, Geographica Bernensia, P35, Department of Geography, University of Bern, 83 p.

- Martinec, J., Rango, A., Roberts, R.,** (1994). *Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual*, Geographica Bernensia, P29, Department of Geography, University of Bern, 65 p.
- Mellander, K.,** (1991). *Application of an Alpine Snowmelt Runoff Model in a Western Adirondack Watershed*. A Thesis submitted in partial fulfilment of requirements for the degree of Master of Science, State University of New York, College of Environmental Science and Forestry, Graduate Program in Environmental Science. 171 p.
- Michell, K.M, DeWalle, D.R.,** (1998). «Application of the Snowmelt runoff model using multiple-parameter landscape zones on the Towanda Creek Basin, Pennsylvania.» *Journal of the American Water Resources Association*. Vol. 34, no 2, p. 335-346.
- Nikolaidis, N.P., Hu, H.L., Ecsedy, C.,** (1994). «Effects of climatic variability on the hydrologic response of a freshwater watershed.», *Aquatic Sciences*, Vol. 56, No. 2, p. 161-178.
- Plamondon, A.P., Prévost, M., Naud, R.C.,** (1984). «Accumulation et fonte de la neige en milieu boisé et déboisé.», *Géographie physique et Quaternaire*, Vol. 38, No. 1, p. 27-35.
- Rango, A.,** (1995). «Effects of climate change on water supplies in mountainous snowmelt region.», *World Resource Review*, vol. 7, no. 3, p. 315-325.
- Rango, A.,** (1995,b). «The Snowmelt Runoff Model (SRM).», *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, p. 477-519.
- Rango, A.,** (1994). «Application of remote sensing methods to hydrology and water resources.», *Hydrological Sciences Journal*, vol. 39, no. 4, p. 309-321.
- Rango, A.,** (1990). «Effective use of satellite-observed snow cover data in the snowmelt runoff model (SRM), *Proceeding of the workshop on applications of remote sensing in hydrology*, G.W. Kite and A. Wankiewicz, p. 19-31.
- Rango, A.,** (1988). «Progress in Developing an Operational Snowmelt-Runoff Forecast Model with Remote Sensing Input.», *Nordic Hydrology*, no. 19, p. 65-76.
- Rango, A., Martinec, J.,** (1995), «Revisiting the degree-day method for snowmelt computations.», *Water Resources Bulletin*, vol. 31, no. 4, p. 657-669.
- Rango, A., Martinec, J.,** (1994). «Area Extent of Seasonal Snow Cover in a Changed Climate.», *Nordic Hydrology*, no. 25, p. 233-246.
- Rango, A., Martinec, J.,** (1988). «Results from international intercomparaison of snowmelt runoff model performance.», *Proceeding 45th Annual Eastern Snow Conference*, Lake Placid, New-York, U.S.A., p. 121-128.
- Rango, A., Martinec, J.,** (1981). «Accuracy of snowmelt runoff simulation.», *Nordic Hydrology*, no. 12, p. 265-274.

- Rango, A., Martinec, J.,** (1979). «Application of a Snowmelt Runoff Model using LANDSANT data.», *Nordic Hydrology*, no. 10, p. 225-238.
- Rango, A., Martinec, J., Chang, A.T.C., Foster, S.L., Van Katwijk, V.,** (1989). «Average Area Water Equivalent of Snow in a Mountain Basin Using Microwave and Visible Satellite Data.», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 27, no. 6, p. 740-745.
- Rango, A., Van Katwijk, V.,** (1990a). «Climate Change Effects on the Snowmelt Hydrology of Western North American Mountain Basins.», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, no. 5, p. 970-974.
- Rango, A., Van Katwijk, V.,** (1990b). «Water supply implications of climate change in western north American basins.», *International and Transboundary water resources Issues*, American water resources Association, Edited by John E. FitzGibbon, p. 577-586.
- Richard, C.,** (1997). *Application du modèle hydrologique SRM sur un bassin englacé des Rocheuses canadiennes*. Mémoire présenté à la section de Géographie du Département des Sciences Humaines de l'Université du Québec à Trois-Rivières., Université du Québec à Trois-Rivières, 32 p. Non publié.
- Robin, M.,** (1995). *La télédétection, des satellites aux systèmes d'information géographique.*, Série Géographie, Édition Nathan, Paris, France, 318 p.
- Robitaille, A., Saucier, J-P.** (1998). *Paysage régionaux du Québec méridional*. Les publications du Québec, Sainte-Foy, 213 p.
- Running S.W., Thornton, P.E.,** (1996). «Generating daily surfaces of temperature and precipitation over complex topography.», *GIS and Environmental Modelling: Progress and Research Issues*. Fort Collins. P. 93-98.
- Schulz, K., Huwe, B.,** (1997). «Water flow modelling in the unsaturated zone with imprecise parameters using a fuzzy approach.», *Journal of Hydrology.*, no. 201 p. 211-229.
- Seidel, K., Burkart, R., Baumann, R., Martinec, J.,** (1989). «Snow cover monitoring by satellites and real time runoff forecasts.», *Proceeding IGARSS*, Vancouver. p. 558-561.
- Singh, V.P.,** (1995). «Watershed Modelling.», *Computer models of watershed hydrology*, Water Resources Publications, Highland Ranch, Colorado, p. 1-22.
- Slough, K., Kite, G.W.** (1992). « Remote sensing estimates of snow water equivalence for hydrologic modelling.», *Canadian Water Resources Journal*, vol. 17, no. 4, p. 323-330.
- Sommerfield, R.A., Musselman, R.C., Wooldridge, G.L., Conrad, M.A.,** (1991). «The performance of a simple degree-day estimate of snow accumulation to an alpine watershed.», *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas*, Proceeding of the Vienna Symposium), no. 205, p. 221-228.

- Vehviläinen, B.**, (1991). «A physically based snow cover model.», *Recent Advances in the Modelling of Hydrologic Systems*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, p. 113-135.
- Ward, R.C, Robinson, M.**, (1990). *Principles of hydrology.*, Troisième Édition, McGraw-Hill Book Compagny Europe, Londre, 365 p.
- WMO**, (1992). *Simulated real-time intercomparison of hydrological models.*, Hydrological hydrology report no. 38, Secretariat of the World Meteorological Organisation, Geneva, WMO no. 779, 241 p.
- WMO**, (1986). *Intercomparaison of models of snowmelt runoff.*, Hydrological hydrology report no. 23, Secretariat of the World Meteorological Organisation, Geneva, WMO no. 646, 36 p. + annexes.
- Zuzel, J.F., Cox, L.M.**, (1975). «Relative Importance of Meteorological Variables in Snowmelt.», *Water Resources Research*, vol. 11, no. 1, p. 174-176.

ANNEXE A : TABLEAUX COMPARATIFS DES PARAMÈTRES INSÉRÉS DANS LE SRM POUR DIVERSES MODÉLISATIONS.

Température critique (T_{crit}) :

T_{crit}	Athabasca	Dischma	Independance	Illecilleweat	Durance	Rio Grande	King River	Batiscan
Mars	n.d.	3	2	2.54	n.d.	1.5	1	2.54
Avril	n.d.	3	2	2.54	2.5	2.5	1	2.54
Mai	n.d.	n.d.	2	n.d.	2.5	2.5	1	2.54

Le décalage de temps (L).

L	Athabasca	Dischma	Independance	Illecilleweat	Durance	Rio Grande	King River	Batiscan
Mars	3	7.2	12	9	12.4	14	6	17.8
Avril	3	7.2	12	9	12.4	14	6	17.8
Mai	3	7.2	12	9	12.4	14	6	17.8

Le taux adiabatique (γ).

γ	Athabasca	Dischma	Independance	Illecilleweat	Durance	Rio Grande	King River	Batiscan
Mars	n.d.	n.d.	1.67	.65	.65	.65	.65	.78
Avril	n.d.	n.d.	1.67	.65	.65	.65	.65	.87
Mai	n.d.	n.d.	1.67	.65	.65	.65	.65	.84

Le Coefficient degré-jour (a).

a	Athabasca	Dischma	Independance	Illecilleweat	Durance	Rio Grande	King River	Batiscan
Mars	n.d.	n.d.	.24/.35	.3	n.d.	.25	.35	.088
Avril	n.d.	n.d.	.31	.35	.35	.4	.457	.564
Mai	n.d.	n.d.	n.d.	.4	.4	.45	.5941	.924

Coefficient de ruissellement (C).

C_S	Athabasca	Dischma	Independance	Illecilleweat	Durance	Rio Grande	King River	Batiscan
Mars	n.d.	n.d.	.8	.9	n.d.	.3	.4	.9
Avril	.95	.95	.7	.8	.65/.55	.3	.35	.85
Mai	.9/.85	.9/.85	n.d.	.75	.5/.45	.25	.35/.3	.8

C_R	Athabasca	Dischma	Independance	Illecilleweat	Durance	Rio Grande	King River	Batiscan
Mars	n.d.	n.d.	.8	.9	n.d.	.3	.4	.9
Avril	1	1	.7	.8	.9	.25	.2	.85
Mai	.95/.9	.95/.9	n.d.	.75	.7	.2	.2	.8

Le coefficient de récession (k).

k	Athabasca	Dischma	Independance	Illecilleweat	Durance	Rio Grande	King River	Batiscan
x	.85	.85	.9	1.052	1.0849	1.02	1.0264	1.0213
y	.086	.086	.058	.037	.0528	.024	.03762	.0388

Modélisation de la rivière Batiscan.

	T_{crit}	L	γ	a	C_S	C_R	RCA	k
Mars	2.54	17.8	.78	.088	.9	.9		
Avril	2.54	17.8	.87	.564	.85	.85	25 avril	$x = 1.0213$
Mai	2.54	17.8	.84	.924	.8	.8		$y = 0.0388$

Bassins en milieu forestier :

- Illecillewaet (en partie).
- Independance River.

Bassins dans un environnement alpin :

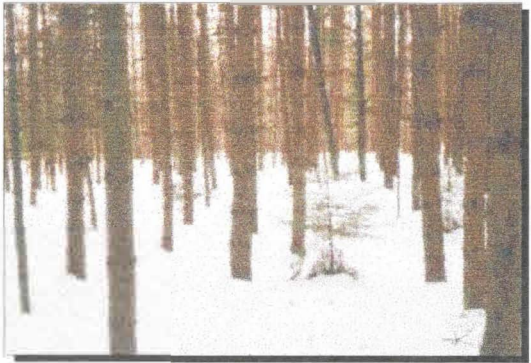
- Athabaska.
- Dischma.

Bassins de superficie équivalente à la rivière Batiscan.

- Durance.
- King River.
- Rio Grande.



Site d'échantillonnage sous plantation



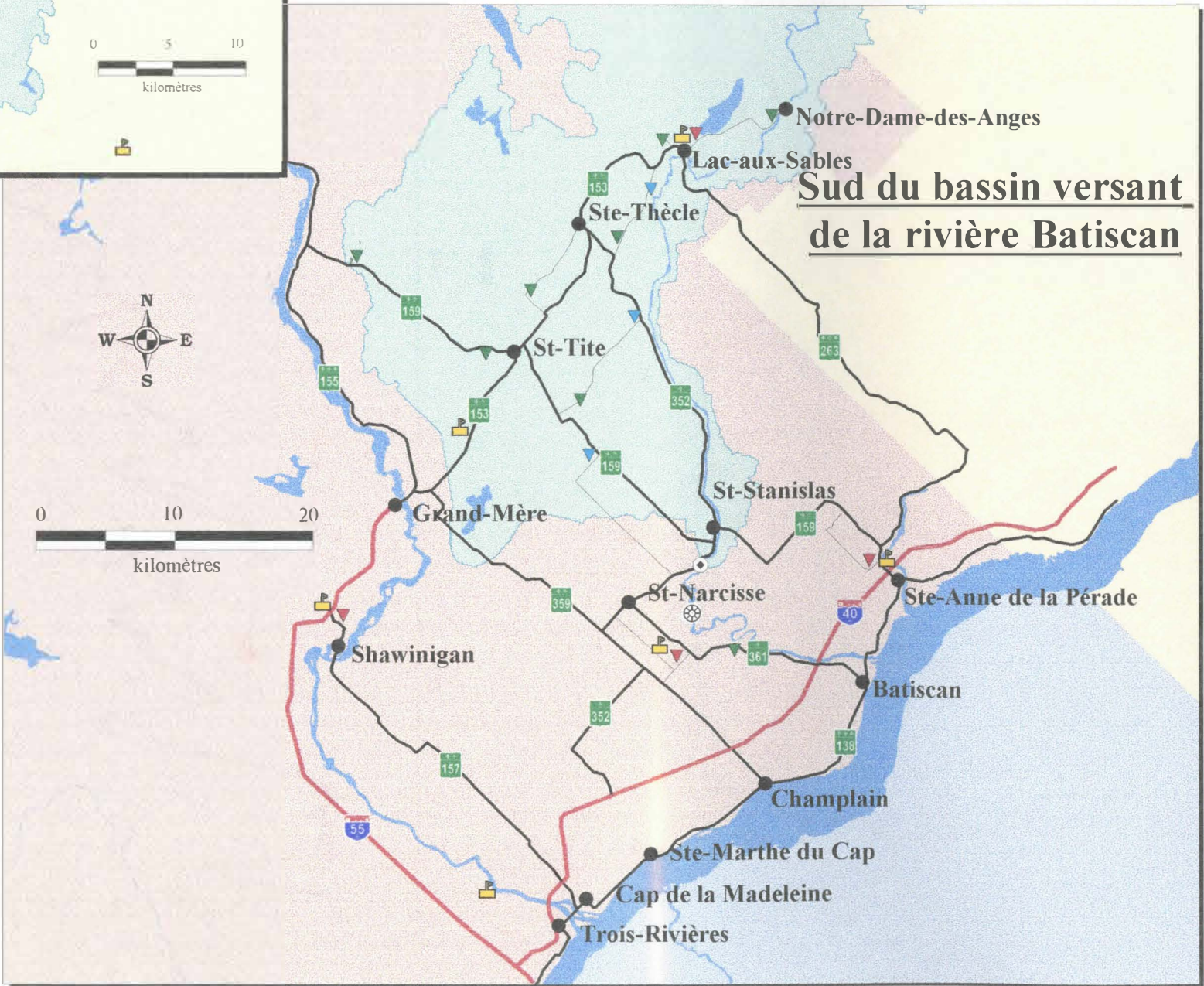
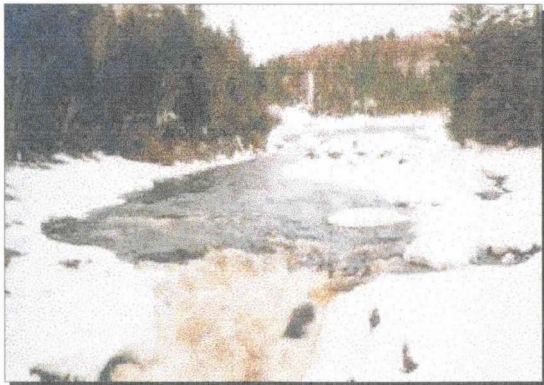
Site d'échantillonnage en milieu découvert



Site d'échantillonnage en milieu forestier naturel



Rivière Batiscan à la hauteur de Notre-Dame-des-Anges



Échantillonnage de la neige à travers le bassin versant de la rivière Batiscan.

LÉGENDE:

Point d'échantillonnage:

- ▼ Échantillonnage en milieu forestier
- ▼ Échantillonnage en milieu découvert
- ▼ Échantillonnage près d'une station météorologique

Réseau routier:

- Autoroute
- Route primaire
- Route secondaire

Territoire:

- Bassin versant de la rivière Batiscan
- Région de la Mauricie
- Région du Centre du Québec
- Région de Québec

Éléments ponctuels:

- Station météorologique
- Station de jaugeage
- Centrale hydroélectrique de St-Narcisse
- Ville / village

ANNEXE C : VALEUR DE TEMPÉRATURE ENREGISTRÉES À CHACUNE DES STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES INDIVIDUELLES.

FIGURE C-1 : Température moyenne (°C) mesurée aux stations synthétiques à poids égaux utilisées pour la modélisation de la rivière Batiscan.

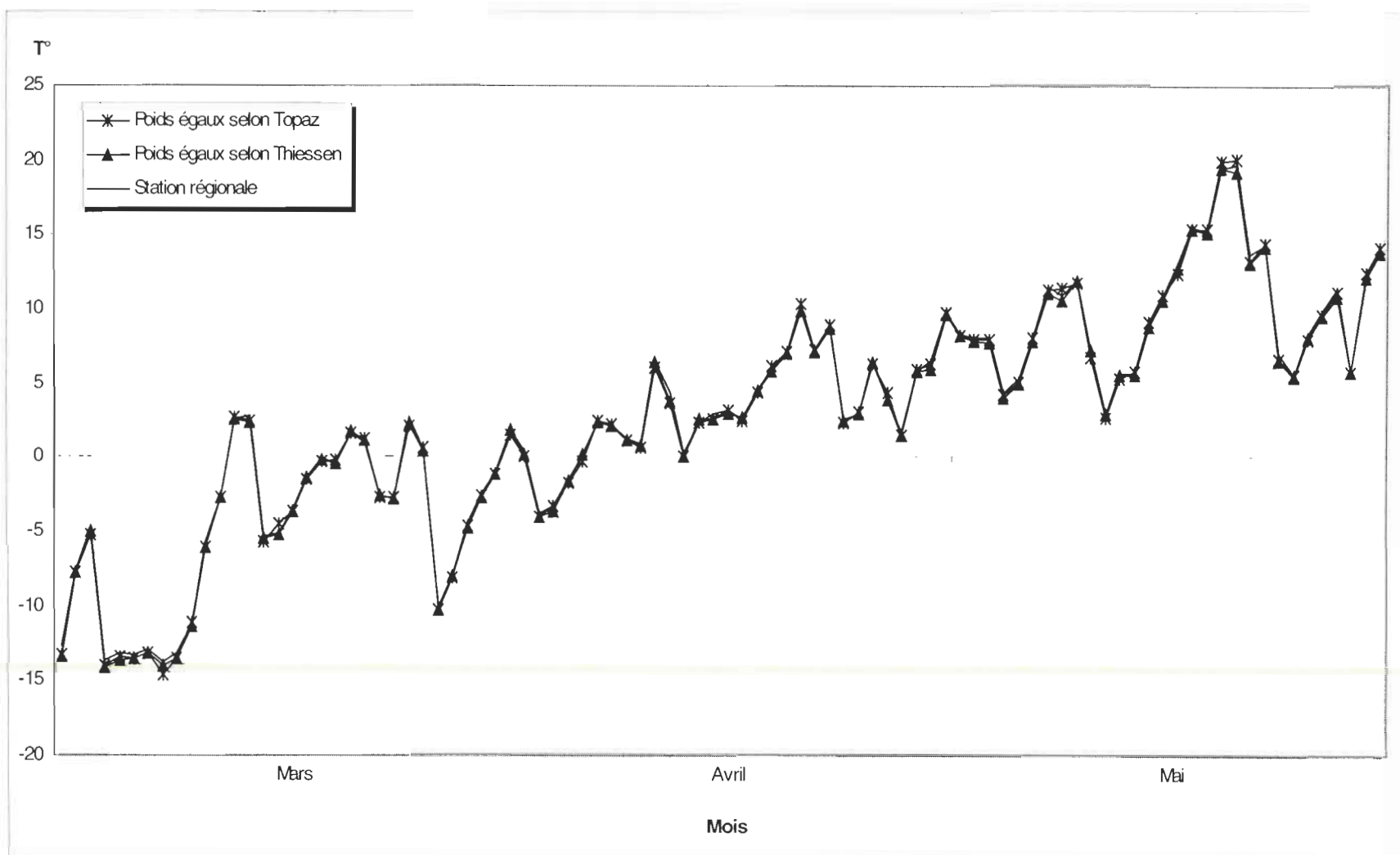


FIGURE C-2 : Température moyenne (°C) mesurée aux stations synthétiques à poids variable utilisées pour la modélisation de la rivière Batiscan.

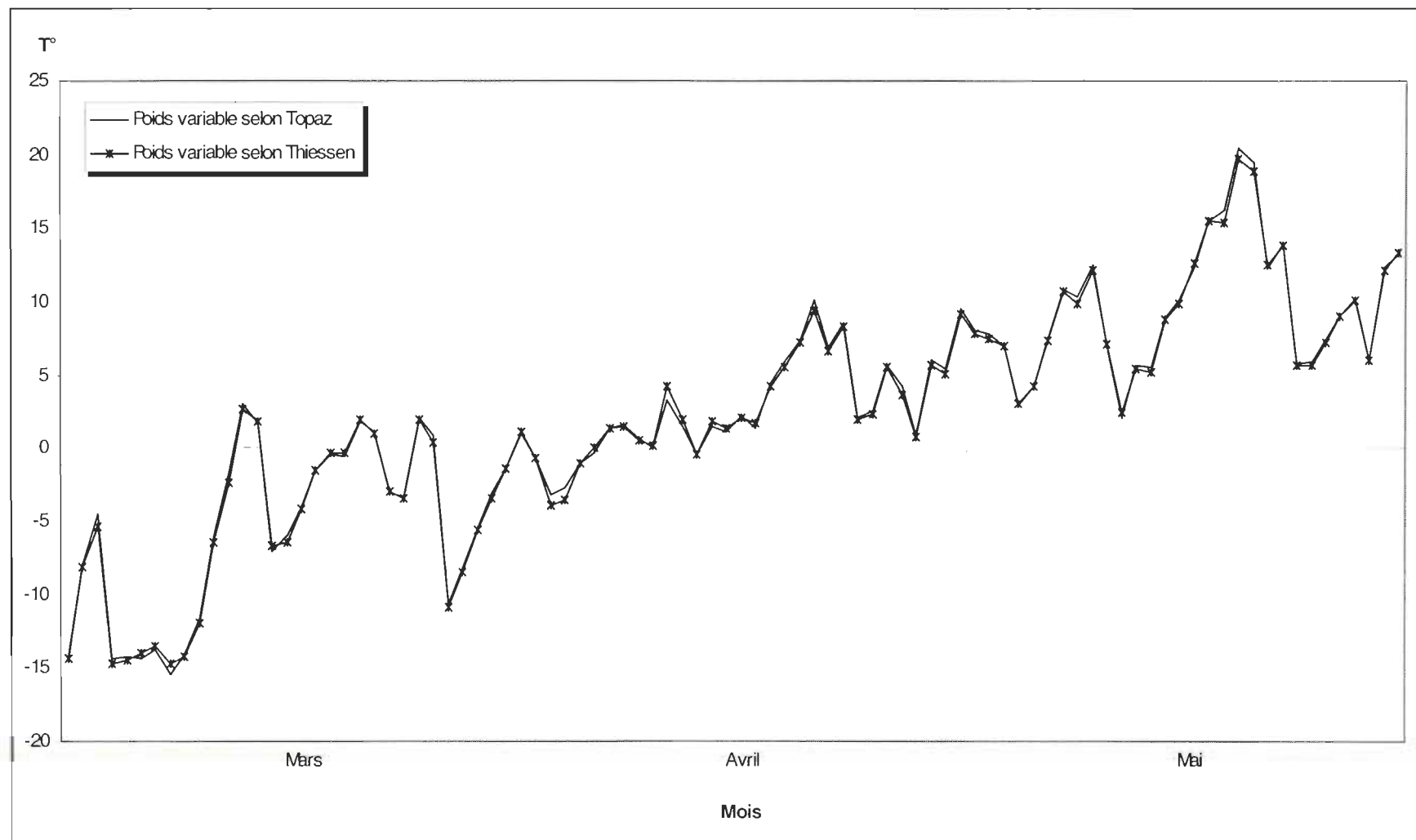


FIGURE C-3 : Température moyenne (°C) mesurée aux stations individuelles localisées sous ou à proximité du couvert forestier lors de la modélisation de la rivière Batiscan.

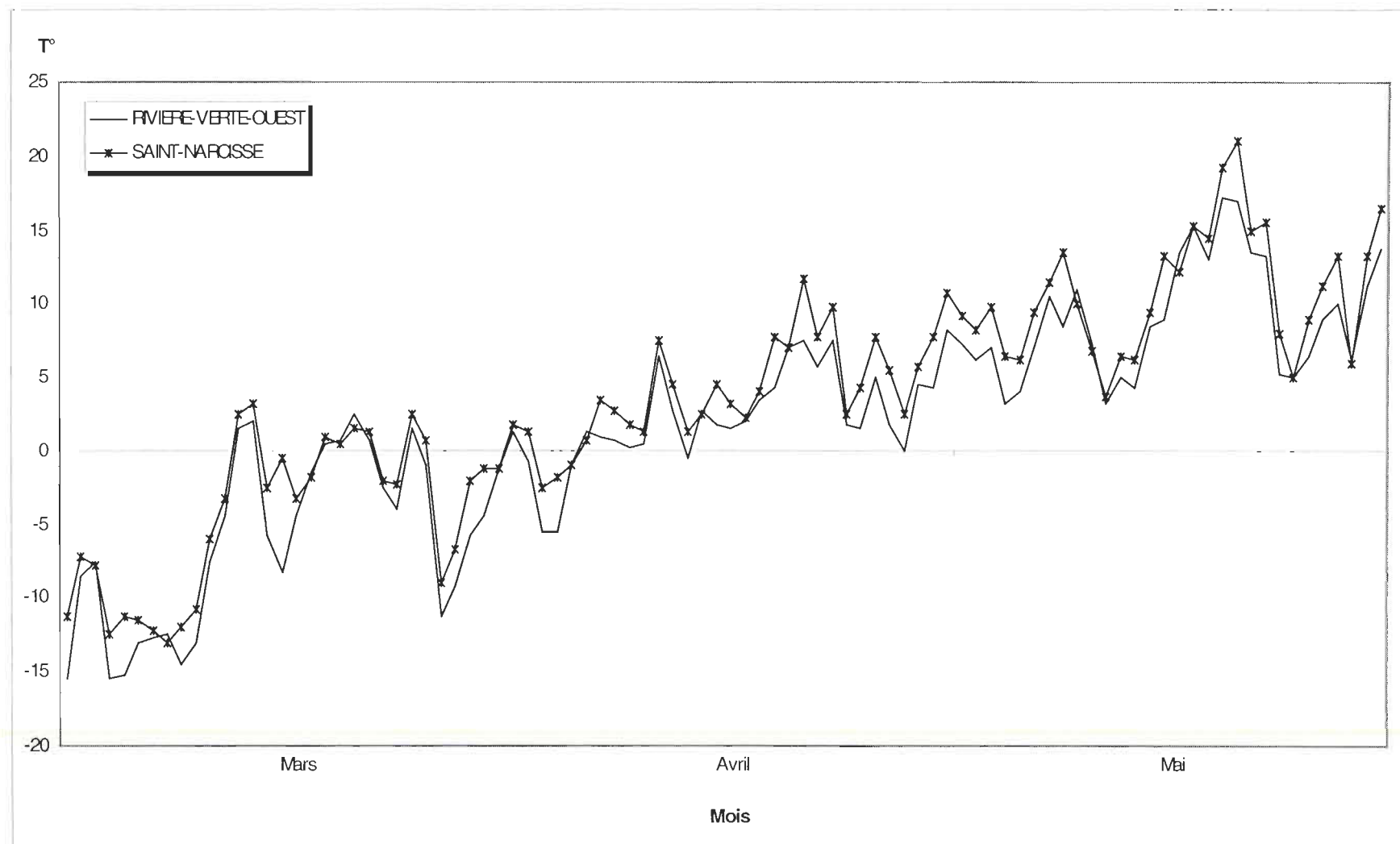


FIGURE C-4 : Température moyenne (°C) mesurée aux stations individuelles localisées en milieu découvert lors de la modélisation de la rivière Batiscan.

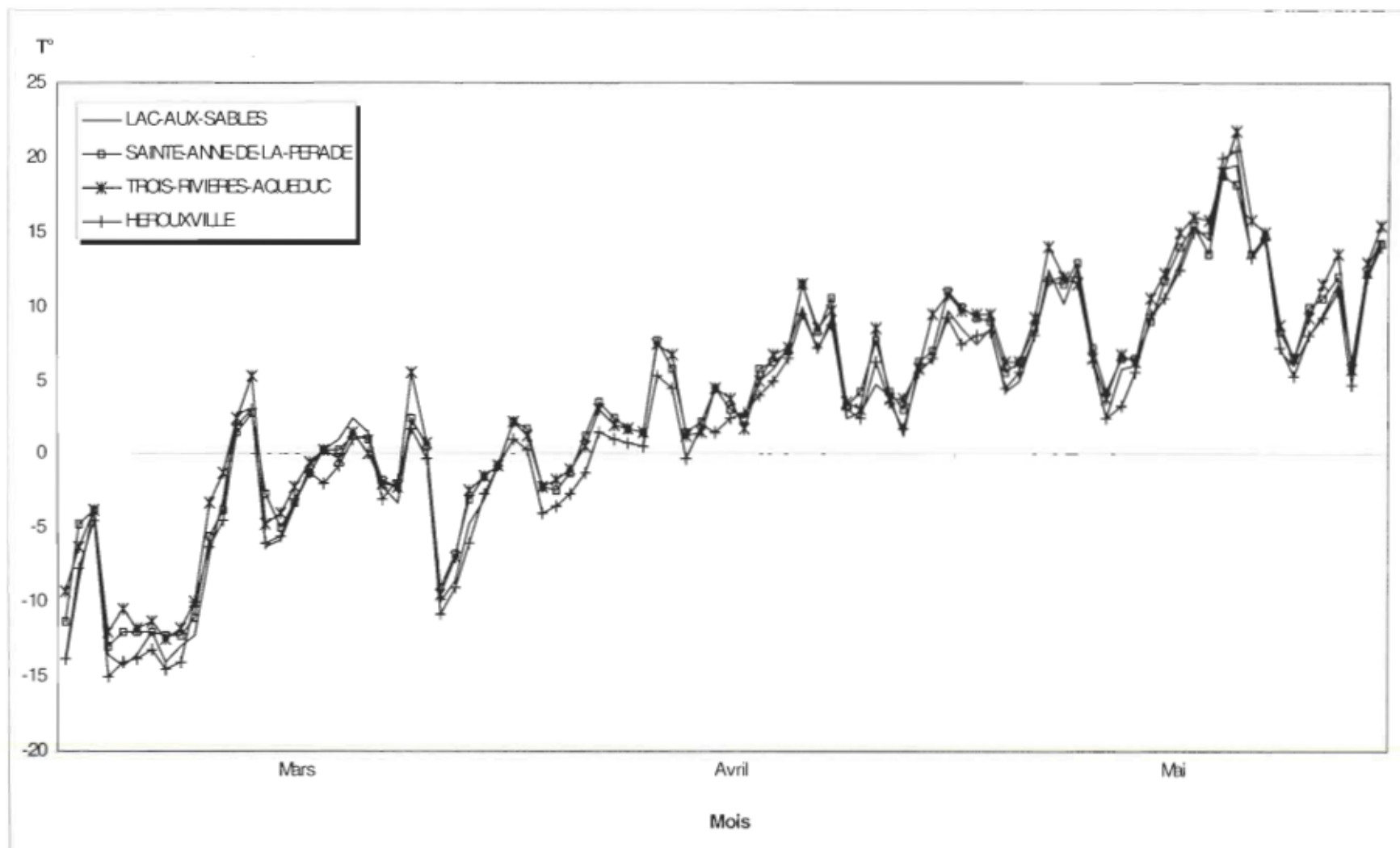


FIGURE C-5 : Température moyenne (°C) mesurée aux stations individuelles localisées en bordure de la rivière St-Maurice lors de la modélisation de la rivière Batiscaan

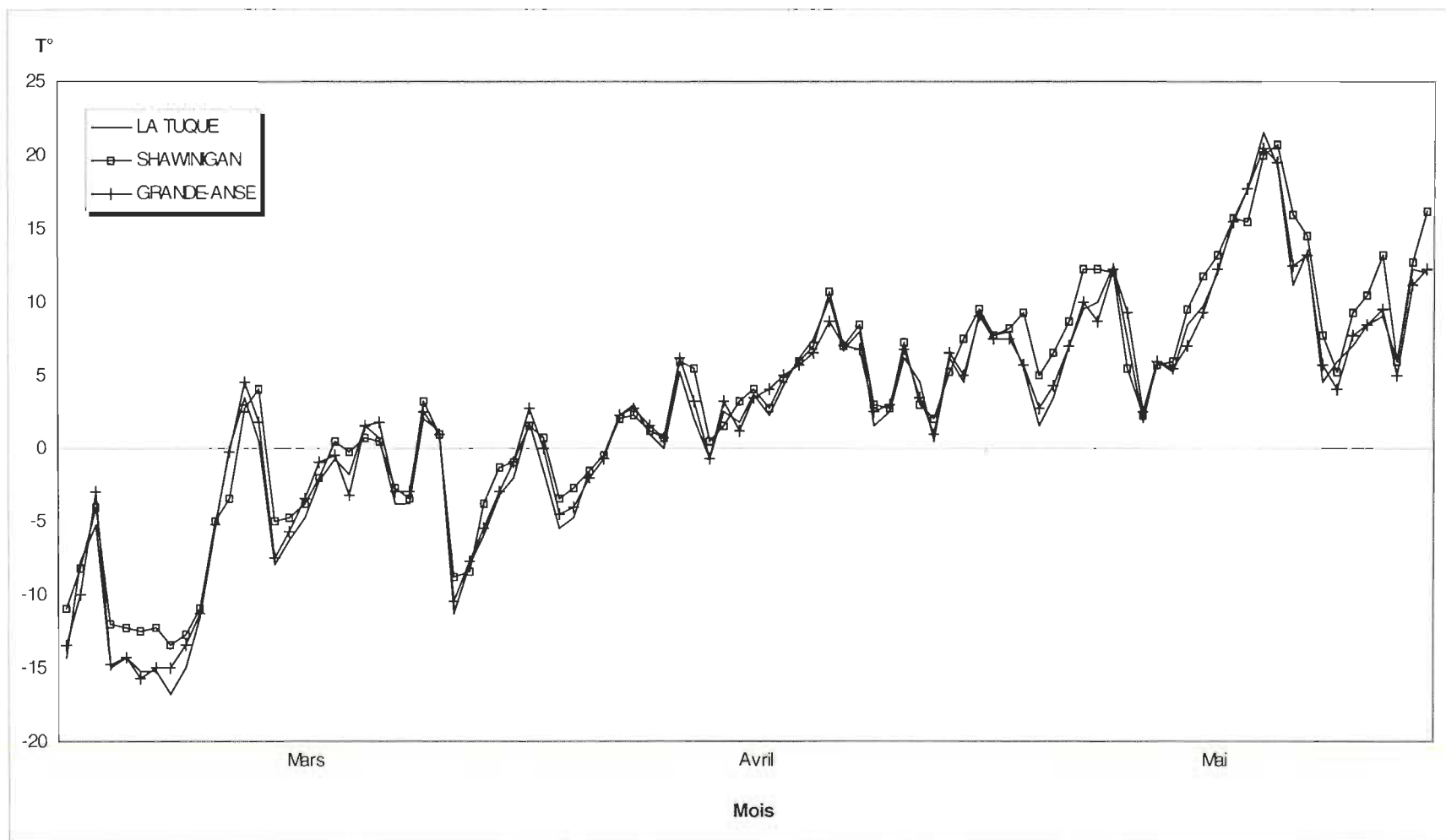


TABLEAU C-1 : Température moyenne (°C) du mois de mars 1996.

Mars	P. égaux selon Slurpaz	P. var. selon Slurpaz	P. égaux selon Thiessen	P. var. selon Thiessen	Station régionale	Riv-v- Ouest	St- Narcisse	Lac- Sables	Ste-Anne	T-R- aqueduc	Héroux- ville	La Tuque	Shawi- nigan	Grande- Anse
1	-13.31	-14.08	-13.36	-14.40	-12.64	-15.5	-11.25	-14	-11.25	-9.25	-13.75	-14.25	-11	-13.5
2	-7.81	-8.04	-7.79	-8.13	-7.67	-8.5	-7.25	-8.5	-4.75	-6.25	-7.75	-7.75	-8.25	-10
3	-5.25	-4.53	-5.04	-5.31	-4.78	-7.5	-7.75	-3.5	-3.75	-3.75	-4.5	-5.25	-4	-3
4	-14.00	-14.39	-14.18	-14.70	-13.69	-15.5	-12.5	-13.5	-13	-12	-15	-15	-12	-14.75
5	-13.44	-14.20	-13.61	-14.43	-13.11	-15.25	-11.25	-14.25	-12	-10.5	-14	-14.25	-12.25	-14.25
6	-13.50	-14.40	-13.54	-14.04	-13.22	-13	-11.5	-13.5	-12	-11.75	-13.75	-15.25	-12.5	-15.75
7	-13.19	-13.77	-13.21	-13.55	-12.89	-12.75	-12.25	-12	-12	-11.25	-13.25	-15.25	-12.25	-15
8	-14.56	-15.44	-14.00	-14.69	-13.78	-12.5	-13	-14	-12.25	-12.5	-14.5	-16.75	-13.5	-15
9	-13.50	-14.10	-13.46	-14.21	-13.19	-14.5	-12	-13	-12.25	-11.75	-14	-15	-12.75	-13.5
10	-11.13	-11.65	-11.39	-11.92	-11.19	-13	-10.75	-12.25	-11	-10	-10	-11.5	-11	-11.25
11	-6.13	-6.06	-6.11	-6.40	-5.67	-7.5	-6	-6.75	-5.5	-3.25	-6.25	-5.5	-5	-5.25
12	-2.69	-1.61	-2.75	-2.38	-2.67	-4.5	-3.25	-3	-3.75	-1.25	-4.5	0	-3.5	-0.25
13	2.69	3.06	2.61	2.65	2.61	1.5	2.5	2.75	1.5	2.5	2	3.5	2.75	4.5
14	2.44	1.73	2.32	1.80	2.83	2	3.25	3	2.75	5.25	3	0.5	4	1.75
15	-5.69	-7.08	-5.54	-6.71	-5.39	-5.75	-2.5	-6.25	-2.75	-4.75	-6	-8	-5	-7.5
16	-4.50	-5.93	-5.29	-6.47	-5.08	-8.25	-0.5	-5.75	-5	-4	-5.5	-6.25	-4.75	-5.75
17	-3.63	-4.09	-3.68	-4.17	-3.53	-4.5	-3.25	-3.5	-3.25	-2.25	-3	-4.75	-3.75	-3.5
18	-1.50	-1.57	-1.39	-1.57	-1.36	-1.5	-1.75	-0.75	-1.25	-0.5	-1.25	-2.25	-2	-1
19	-0.38	-0.46	-0.18	-0.26	-0.06	0.5	1	0.25	0.25	0.25	-2	-0.75	0.5	-0.5
20	-0.25	-0.57	-0.46	-0.29	-0.42	0.75	0.5	1	0.25	-0.25	-0.75	-1.75	-0.25	-3.25
21	1.63	1.85	1.68	1.96	1.56	2.5	1.5	2.5	1.25	1.5	1	1.5	0.75	1.5
22	1.19	1.09	1.18	1.00	0.97	0.75	1.25	1.5	1	0	1.25	0.75	0.5	1.75
23	-2.75	-3.08	-2.61	-2.95	-2.56	-2.5	-2	-2.25	-1.75	-2	-3	-3.75	-2.75	-3
24	-2.75	-3.36	-2.89	-3.47	-2.89	-4	-2.25	-3.25	-2.25	-2.25	-1.75	-3.75	-3.5	-3
25	2.13	2.08	2.14	1.93	2.64	1.5	2.5	2.25	2.5	5.5	1.75	2	3.25	2.5
26	0.63	0.92	0.43	0.41	0.53	-1	0.75	0.75	0.5	0.75	-0.25	1.25	1	1
27	-10.25	-10.70	-10.25	-10.84	-10.00	-11.25	-9	-10	-9	-9.5	-10.75	-11.25	-8.75	-10.5
28	-8.06	-8.27	-8.00	-8.51	-7.94	-9.25	-6.75	-8.5	-6.75	-7	-9	-8	-8.5	-7.75
29	-4.69	-5.47	-4.71	-5.55	-4.36	-5.75	-2	-4.75	-3	-2.5	-6	-6	-3.75	-5.5
30	-2.56	-3.09	-2.75	-3.42	-2.44	-4.5	-1.25	-3	-1.5	-1.5	-2.75	-3.25	-1.25	-3
31	-1.19	-1.39	-1.11	-1.35	-1.06	-1.25	-1.25	-0.75	-0.75	-0.75	-0.75	-2	-1	-1

TABLEAU C-2 : Température moyenne (°C) du mois d'avril 1996.

Avril	P. égaux selon Slurpaz	P. var. selon Slurpaz	P. égaux selon Thiessen	P. var. selon Thiessen	Station régionale	Riv-v- Ouest	St- Narcisse	Lac- Sables	Ste-Anne	T-R- aqueduc	Héroux- ville	La Tuque	Shawi- nigan	Grande- Anse
1	1.50	1.00	1.79	1.11	1.81	1.25	1.75	2.25	2.25	2.25	1	1.75	1.5	2.75
2	0.00	-0.73	0.17	-0.71	0.38	-0.75	1.25	1.75	1.75	1.25	0.25	-1.5	0.75	0
3	-4.00	-3.19	-4.04	-3.89	-3.75	-5.5	-2.5	-2.25	-2.25	-2.25	-4	-5.5	-3.5	-4.5
4	-3.33	-2.76	-3.67	-3.55	-3.31	-5.5	-1.75	-2.5	-2.5	-1.75	-3.5	-4.75	-2.75	-4
5	-1.75	-1.02	-1.58	-1.10	-1.50	-1	-1	-1.25	-1.25	-1	-2.75	-1.5	-1.5	-2
6	-0.33	-0.36	0.13	0.02	0.09	1.25	0.75	1.25	1.25	0.5	-1.25	-0.5	-0.5	-0.75
7	2.42	1.32	2.33	1.30	2.38	1	3.5	3.5	3.5	3	1.5	2.25	2	2.25
8	2.25	1.65	2.13	1.47	2.13	0.75	2.75	2.5	2.5	2	1	3	2.25	2.75
9	1.17	0.60	1.17	0.54	1.25	0.25	1.75	1.75	1.75	1.75	0.75	1	1.25	1.5
10	0.58	0.06	0.75	0.20	0.84	0.5	1.25	1.5	1.5	1.5	0.5	0	0.75	0.75
11	6.00	3.23	6.42	4.25	6.50	6.5	7.5	7.75	7.75	7.5	5.25	5.25	6	6.25
12	3.67	1.47	3.79	1.95	4.38	2.75	4.5	5.75	5.75	6.75	4.5	2	5.5	3.25
13	0.08	-0.39	0.08	-0.41	0.28	-0.5	1.25	1.5	1.5	1.25	-0.25	-0.75	0.5	-0.75
14	2.33	1.48	2.54	1.87	2.28	2.75	2.5	2.25	2.25	1.5	2	2.5	1.5	3.25
15	2.58	1.07	2.54	1.32	2.88	1.75	4.5	4.5	4.5	4.5	1.5	1.75	3.25	1.25
16	3.17	2.17	2.92	2.09	3.16	1.5	3.25	3	3	3.75	2.5	3.75	4	3.5
17	2.42	1.42	2.63	1.66	2.53	2	2.25	2.5	2.5	1.75	2.75	2.25	2.75	4
18	4.31	4.52	4.50	4.24	4.58	3.5	4	5	5.75	5	4	4.25	4.75	5
19	6.19	5.96	5.86	5.52	5.97	4.25	7.75	5.75	6.25	6.75	5	6.25	6	5.75
20	7.06	7.31	6.96	7.20	7.00	7	7	7.25	7	7.25	6.5	7.5	7	6.5
21	10.38	10.10	9.89	9.44	10.17	7.5	11.75	10	11.5	11.5	9.5	10.25	10.75	8.75
22	7.19	6.90	7.11	6.63	7.25	5.75	7.75	7	8.25	8.5	7.25	6.75	7	7
23	8.94	8.57	8.64	8.29	8.75	7.5	9.75	9.25	10.5	9.75	8.75	8	8.5	6.75
24	2.38	2.04	2.43	1.98	2.61	1.75	2.5	2.5	3.25	3.5	3	1.5	3	2.5
25	3.00	2.62	2.96	2.34	2.94	1.5	4.25	2.75	4.25	3	2.5	2.5	2.75	3
26	6.25	5.68	6.36	5.57	6.69	5	7.75	4.75	7.75	8.5	6.25	6.25	7.25	6.75
27	4.38	4.23	3.86	3.59	3.75	1.75	5.5	4	4.25	3.75	3.5	4.5	3	3.5
28	1.50	0.93	1.43	0.72	1.75	0	2.5	1.25	3	3.75	1.75	0.5	2	1
29	5.88	6.08	5.82	5.67	5.75	4.5	5.75	6	6.25	5.75	5.5	6.25	5.25	6.5
30	6.25	5.40	5.89	5.13	6.47	4.25	7.75	6.25	7	9.5	6.5	4.5	7.5	5

TABLEAU C-3 : Température moyenne (°C) du mois de mai 1996.

Mai	P. égaux selon Slurpaz	P. var. selon Slurpaz	P. égaux selon Thiessen	P. var. selon Thiessen	Station régionale	Riv-v- Ouest	St- Narcisse	Lac- Sables	Ste-Anne	T-R- aqueduc	Héroux- ville	La Tuque	Shawi- nigan	Grande- Anse
1	9.75	9.46	9.61	9.15	9.72	8.25	10.75	9.75	11	10.75	9.25	9.25	9.5	9
2	8.25	8.04	8.25	7.82	8.36	7.25	9.25	8.5	10	9.75	7.5	7.75	7.75	7.5
3	7.94	7.81	7.82	7.44	8.06	6.25	8.25	7.5	9.25	9.5	8	8	8.25	7.5
4	8.00	6.96	7.68	6.97	8.06	7	9.75	8.5	9	9.5	8.25	5.5	9.25	5.75
5	4.19	2.89	4.04	3.01	4.39	3.25	6.5	4.25	5.5	6.25	4.5	1.5	5	2.75
6	5.06	4.29	4.96	4.25	5.28	4	6.25	5	6.25	6.25	5.5	3.5	6.5	4.25
7	8.13	7.51	7.86	7.39	8.11	7	9.5	8	8.5	9.25	8	7	8.75	7
8	11.31	10.89	11.07	10.77	11.53	10.5	11.5	12.5	11.75	14	11.75	9.5	12.25	10
9	11.44	10.31	10.64	9.92	10.97	8.5	13.5	10.25	11.5	12	12	10	12.25	8.75
10	11.81	12.53	11.93	12.11	11.89	11	10	12.75	13	11.5	12	12.5	12	12.25
11	6.75	6.99	7.25	7.06	6.97	7.25	6.75	6.5	7.25	6.5	6.25	7.5	5.5	9.25
12	2.63	2.13	2.93	2.43	2.94	3.25	3.75	2.5	4.25	3.75	2.5	1.75	2.25	2.5
13	5.38	5.66	5.57	5.44	5.72	5	6.5	5.75	6.5	6.75	3.25	6	5.75	6
14	5.75	5.58	5.61	5.23	5.72	4.25	6.25	6	6.5	6.25	5.5	5.25	6	5.5
15	9.19	8.89	8.75	8.79	9.03	8.5	9.5	9.25	9	10.5	9.5	8.5	9.5	7
16	11.00	10.15	10.57	9.87	10.89	9	13.25	10.5	11.75	12.25	10.5	9.75	11.75	9.25
17	12.44	12.44	12.79	12.69	13.08	13.5	12.25	13	14	15	12.5	12	13.25	12.25
18	15.38	15.58	15.39	15.48	15.50	15.25	15.25	15.5	15.5	16	15	15.75	15.75	15.5
19	15.44	16.20	15.14	15.40	15.25	13	14.5	14.5	13.5	15.75	15	17.75	15.5	17.75
20	20.00	20.47	19.50	19.67	19.50	17.25	19.25	19.25	18.75	19	20	21.5	20	20.5
21	20.06	19.48	19.29	18.88	19.72	17	21	19.5	18.25	21.75	20.5	19.25	20.75	19.5
22	13.19	12.25	13.18	12.58	13.78	13.5	15	13.25	13.5	15.75	13.25	11.25	16	12.5
23	14.50	14.00	14.18	13.82	14.31	13.25	15.5	14.5	14.75	15	14.5	13.5	14.5	13.25
24	6.69	5.76	6.57	5.65	6.94	5.25	8	7	8.25	8.75	7.25	4.5	7.75	5.75
25	5.56	5.92	5.39	5.66	5.50	5	5	6	6.5	6.5	5.25	6	5.25	4
26	8.00	7.50	8.04	7.26	8.31	6.5	9	8	10	9.25	8	7	9.25	7.75
27	9.63	8.99	9.50	9.00	9.83	9	11.25	9.5	10.5	11.5	9.25	8.5	10.5	8.5
28	11.19	10.20	10.89	10.15	11.44	10	13.25	11.5	12	13.5	11	9	13.25	9.5
29	5.75	5.99	5.75	6.01	5.78	6.25	6	6.25	6	5.75	4.75	6	6	5
30	12.56	12.43	12.14	12.11	12.31	11.25	13.25	12.75	12.25	13	12	12.25	12.75	11.25
31	14.25	13.20	13.89	13.34	14.33	13.75	16.5	14.5	14.25	15.5	14	12	16.25	12.25

ANNEXE D : VALEUR DE PRÉCIPITATION ENREGISTRÉES À CHACUNE DES STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES INDIVIDUELLES.

TABLEAU D-1 : Précipitation (mm) du mois de mars 1996.

Mars	P. égaux selon Slurpaz	P. var. selon Slurpaz	P. égaux selon Thiessen	P. var. selon Thiessen	Station régionale	Riv-v- Ouest	St- Narcisse	Lac- Sables	Ste-Anne	T-R- aqueduc	Héroux- ville	La Tuque	Shawi- nigan	Grande- Anse
1	0.58	0.93	0.53	0.68	0.70		0.4	0.4	0.2	2.6		1.5		1.2
2	0.50	0.12	0.46	0.12	0.53		0.8		1.2	1.6	1.2			
3	2.75	3.19	2.23	2.30	1.84		3.2	4	3		0.8	3	1	1.6
4														
5														
6														
7														
8			0.17		0.32				1.2	1.7				
9														
10														
11														
12														
13														
14	0.54	1.07	0.37	0.79	0.29			0.24	0.2			1.92		0.22
15	0.05	0.08	0.34	0.06	0.42			0.2	2.2	0.8			0.6	
16														
17														
18														
19														
20	12.88	17.04	13.27	15.47	12.42	11.4	2.52	16.8	6	7.9	14.2	18	11	24
21	1.49	1.81	1.31	1.22	1.53		1.34	4.6	1.8	4.6				1.4
22	4.45	3.26	2.90	2.43	3.54		4	6.6	2.5	4.6	7.2		7	
23	0.25	0.39	0.34	0.27	0.27			1	0.2					1.2
24														
25	0.07	0.09	0.09	0.08	0.07	0.6	0.8	0.12	0.8			0.8		0.2
26	0.20	0.31	0.29	0.21	0.28			0.8	1.2					
27														
28														
29														
30														
31														

TABLEAU D-2 : Précipitation (mm) du mois de avril 1996.

Avril	P. égaux selon Slurpaz	P. var. selon Slurpaz	P. égaux selon Thiessen	P. var. selon Thiessen	Station régionale	Riv-v- Ouest	St- Narcisse	Lac- Sables	Ste-Anne	T-R- aqueduc	Héroux- ville	La Tuque	Shawi- nigan	Grande- Anse
1	1.06	1.62	0.69	1.23	0.87		0.22			3.5	1	3		0.6
2														
3														
4														
5	1.70	2.10	2.79	2.44	2.26	3.2	1.4		5.74	0.8	1.6	3.8		3.8
6			0.03		0.02				0.2					
7														
8	2.00	0.46	2.29	1.01	2.84	2	3.2		6	3.6	4.8		6	
9	0.15	0.04	0.09	0.04	0.07		0.2			0.2	0.4			
10	0.24	0.35	0.91	0.29	1.09		0.12		1.22	3.4	0.2	0.64		4.2
11														
12														
13	0.25	0.09	0.43	0.10	0.58				0.2	2.2	1			1.8
14	0.03		0.29	0.01	0.34		0.1		0.7	0.44			0.66	1.2
15	1.04	0.17	1.06	0.45	1.29	1.2	2.52		2.14	2.18	1.62		2	0.12
16	4.28	1.34	4.18	2.31	5.49	3.98	6.66		4.9	9.75	9.66	0.8	1.4	3.28
17	0.91	0.55	1.17	0.69	1.26	0.94	1.88		0.9	2.44	0.84	0.9	0.72	2.7
18									0.2					
19	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07			0.1	0.8	0.1	0.16	0.6	0.1	0.1
20	2.30	2.34	2.46	2.68	2.36	3.72	1.9	2.71	1.98	1.58	2.58	2.2	2.46	2.32
21			0.04		0.03				0.8	0.2				0.2
22	0.42	0.32	0.42	0.35	0.46	0.42	0.5	0.36	0.48	0.59	0.56	0.24	0.62	0.36
23	1.39	1.22	2.06	1.27	1.98	1.24	2.28	0.58	1.12	2.44	0.95	1.74	0.9	6.54
24	0.06	0.06	0.32	0.05	0.29		0.1	0.14	0.62	0.37				1.4
25	0.71	0.65	0.73	0.72	0.70	0.94	0.92	0.6	0.54	0.56	0.62	0.68	0.6	0.8
26	1.73	1.38	1.85	1.72	1.83	2.72	2.34	1.87	2.2	1.62	1.82	0.9	1.9	1.31
27	0.01	0.01		0.01				0.2						
28	0.06		0.03		0.02		0.22							
29														
30	1.18	0.94	1.35	1.30	1.48	2.3	1.42	1.6	1.12	1.84	1.5	0.74	2.8	1.3

TABLEAU D-3 : Précipitation (mm) du mois de mai 1996.

Mai	P. égaux selon Slurpaz	P. var. selon Slurpaz	P. égaux selon Thiessen	P. var. selon Thiessen	Station régionale	Riv-v- Ouest	St- Narcisse	Lac- Sables	Ste-Anne	T-R- aqueduc	Héroux- ville	La Tuque	Shawi- nigan	Grande- Anse
1	0.25	0.30	0.27	0.34	0.25	0.46	0.18	0.12	0.22	0.7	0.25	0.44	0.24	0.24
2			0.02	0.04	0.02	0.16								
3														
4														
5														
6														
7														
8														
9														
10	0.75	0.69	0.78	0.72	0.81	0.8	0.78	0.78	0.84	0.95	0.86	0.58	0.88	0.84
11	1.29	0.53	1.58	0.85	1.67	1.62	2.38	0.84	2.14	2.3	1.94		1.7	2.12
12	0.76	0.59	0.81	0.59	0.77	0.52	1.6	0.23	1.34	0.78	0.32	0.9	0.46	0.78
13														
14	0.04	0.07	0.10	0.16	0.10	0.42			0.1	0.22		0.14		0.4
15														
16														
17														
18	1.02	1.04	1.08	1.24	0.97	1.84	0.9	1.14	0.74	0.33	1.8	0.96	0.82	0.92
19	1.45	1.29	1.39	1.26	1.45	1.14	1.88	1.26	1.62	1.88	1.34	1.3	1.44	1.22
20	0.03	0.02	0.07	0.11	0.06	0.36		0.4			0.6			0.6
21	0.22	0.36	0.64	0.83	0.55	2.22	0.16	0.1	0.72	0.8		0.62	0.42	0.66
22	0.12	0.07	0.19	0.20	0.33	0.58	0.22	0.16	0.3	1.22	0.1		0.42	
23														
24														
25														
26														
27														
28	0.08	0.15	0.10	0.19	0.07	0.32		0.15	0.2			0.18		
29			0.01		0.01				0.1	0.2				
30	0.01		0.04	0.03	0.03	0.12			0.12		0.4			
31														

