

Université de Montréal

**Impacts potentiels d'une hausse des concentrations
atmosphériques des gaz à effet de serre sur le comportement
hydrologique de trois bassins versants du Québec**

Par

Sébastien Gagnon

Département de géographie

Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures
en vue de l'obtention du grade de
Maître ès Science (M.Sc.) en Géographie

avril, 2004

©, Sébastien Gagnon, 2004



G

59

U54

2004

V. 007

Direction des bibliothèques

AVIS

L'auteur a autorisé l'Université de Montréal à reproduire et diffuser, en totalité ou en partie, par quelque moyen que ce soit et sur quelque support que ce soit, et exclusivement à des fins non lucratives d'enseignement et de recherche, des copies de ce mémoire ou de cette thèse.

L'auteur et les coauteurs le cas échéant conservent la propriété du droit d'auteur et des droits moraux qui protègent ce document. Ni la thèse ou le mémoire, ni des extraits substantiels de ce document, ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans l'autorisation de l'auteur.

Afin de se conformer à la Loi canadienne sur la protection des renseignements personnels, quelques formulaires secondaires, coordonnées ou signatures intégrées au texte ont pu être enlevés de ce document. Bien que cela ait pu affecter la pagination, il n'y a aucun contenu manquant.

NOTICE

The author of this thesis or dissertation has granted a nonexclusive license allowing Université de Montréal to reproduce and publish the document, in part or in whole, and in any format, solely for noncommercial educational and research purposes.

The author and co-authors if applicable retain copyright ownership and moral rights in this document. Neither the whole thesis or dissertation, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms, contact information or signatures may have been removed from the document. While this may affect the document page count, it does not represent any loss of content from the document.

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Ce mémoire intitulé :

Impacts potentiels d'une hausse des concentrations atmosphériques des gaz à effet de
serre sur le comportement hydrologique de trois bassins versants du Québec

présenté par :

Sébastien Gagnon

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

Pierre Gangloff
président-rapporteur

Bhawan Singh
directeur de recherche

Jean Rousselle
codirecteur

Pierre André
membre du jury

RÉSUMÉ

La présente étude applique l'approche classique du couplage entre un modèle climatique et un modèle hydrologique pour étudier les impacts potentiels d'un réchauffement à l'échelle globale sur le comportement hydrologique des bassins Vermillon, Sainte-Marguerite et Grande-Baleine, localisés dans la province de Québec. Les modèles climatique et hydrologique utilisés sont le CGCM1 et le SSARR

La résolution grossière du modèle CGCM1 empêche l'utilisation directe des données nécessaires de température et de précipitation à l'échelle locale. Une étape intermédiaire a donc été ajoutée avant le couplage afin de réduire l'échelle spatiale de variables climatiques. Pour réaliser cette tâche, le modèle SDSM, à mi-chemin entre les techniques de régression et les générateurs stochastiques, a été choisi. Ce dernier est récent et son application en régions nordiques, comme le Québec, constitue une partie importante de l'étude.

Les résultats ont montré que, en utilisant les variables atmosphériques observées, le modèle SDSM s'acquitte adéquatement de sa tâche de réduction spatiale, surtout pour la moyenne et la variance des variables. Le modèle a par contre eu plus de difficultés avec certaines variables secondaires, notamment les valeurs extrêmes et le pourcentage de jours avec pluie. Cependant, lorsque les variables atmosphériques du modèle CGCM1 sont utilisées, des biais « froids » apparaissent. L'utilisation des séries de données à échelle spatiale réduite (avec les biais) comme entrées dans le modèle SSARR a eu des impacts importants sur les hydrogrammes de débits.

MOTS CLÉS

Réduction d'échelle spatiale, modèle SDSM, modèle SSARR, variables atmosphériques, variables de surface, hydrogrammes de débits

ABSTRACT

This study's goal is to analyze the potential effects of global scale warming on the hydrological behavior of three catchments located in the Province of Québec, namely, Vermillon, Sainte-Marguerite and Grande-Baleine, by means of the classic method of climate model – hydrologic model coupling. The models used are respectively the CGCM1 and the SSARR models.

The coarse resolution of the CGCM1 model is not appropriate, in this study, to obtain temperature and precipitation data at the local scale. An intermediate process, whose goal is to provide downscaled temperature and precipitation data, has been used before coupling the models. To this end, the SDSM software, which combines regression-based methods and stochastic weather generators, has been chosen. This software has been recently developed and its application in a cold region, such as the Province of Québec, forms an important part of the present study.

The results show that, when using observed large-scale predictors, SDSM is able to downscale temperature and precipitation data to the desired local scale, and the results are especially good for means and variances. However, SDSM did not provide the same performance to reproduce secondary variables such as extreme values and percentages of wet days. Moreover, when CGCM1 predictors are used, cold biases appear in the temperature sequences. The use of downscaled data series containing cold biases as input to the SSARR model, has important impacts on streamflow hydrographs.

KEY WORDS

Downscaling, SDSM software, SSARR model, large-scale predictors, surface predictands, streamflow hydrographs

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
ABSTRACT.....	ii
TABLE DES MATIÈRES.....	iii
LISTE DES TABLEAUX.....	v
LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES SIGLES ET DES SYMBOLES.....	xiii
REMERCIEMENTS.....	xvii
1. INTRODUCTION.....	1
2. REVUE DE LITTÉRATURE.....	5
2.1 LA VARIABILITÉ OBSERVÉE DU CLIMAT.....	5
2.1.1 Le réchauffement global et ses impacts sur la variabilité.....	5
2.1.2 Conséquences pour le cycle hydrologique.....	10
2.1.2.1 La précipitation.....	10
2.1.2.2 Le débit des rivières.....	15
2.1.3 Perspectives générales.....	19
2.2 CRÉATION DE SCÉNARIOS CLIMATIQUES FUTURS POUR LES ÉTUDES HYDROLOGIQUES.....	21
2.2.1 Les scénarios d'évolution de la concentration des gaz à effet de serre (GES).....	22
2.2.2 Les modèles couplés de circulation générale (MCCG).....	24
2.2.3 Les modèles hydrologiques.....	28
2.2.4 Le problème d'échelle et les techniques de réduction spatiale.....	31
3. MÉTHODOLOGIE.....	37
3.1 DESCRIPTION GÉNÉRALE DE L'APPROCHE PRÉCONISÉE.....	37
3.2 MODÈLES EMPLOYÉS.....	40
3.2.1 Le modèle couplé de circulation générale CGCM1.....	40
3.2.1.1 La composante atmosphérique.....	42
3.2.1.2 La composante océanique.....	43
3.2.1.3 Couplage des composantes.....	44
3.2.1.4 Démarrage du modèle et simulations.....	45
3.2.2 Le modèle de réduction d'échelle spatiale SDSM.....	46
3.2.2.1 Théorie du modèle.....	47
3.2.2.2 Tri préliminaire.....	51
3.2.2.3 Calibration du modèle.....	55
3.2.2.4 Validation du modèle.....	57
3.2.2.5 Création de scénarios climatiques.....	59
3.2.3 Le modèle hydrologique SSARR.....	60
3.2.3.1 Théorie du modèle.....	60
3.2.3.2 Calibration du modèle.....	66
3.2.3.3 Validation du modèle et scénarios climatiques.....	68
3.3 BASSINS VERSANTS ÉTUDIÉS.....	68
3.4 DONNÉES UTILISÉES.....	71
3.4.1 Données du modèle SDSM.....	71
3.4.1.1 Données climatiques observées.....	71
3.4.1.2 Variables de la circulation atmosphérique.....	71
3.4.1.3 Données climatiques brutes.....	73
3.4.2 Données du modèle SSARR.....	73

4. RÉSULTATS	74
4.1 LE MODÈLE SDSM	74
4.1.1 <i>Tri préliminaire</i>	74
4.1.2 <i>Calibration</i>	77
4.1.3 <i>Validation</i>	79
4.1.3.1 <i>La température</i>	80
4.1.3.2 <i>La précipitation</i>	83
4.1.4 <i>Scénario climatique actuel</i>	91
4.1.4.1 <i>La température</i>	94
4.1.4.2 <i>La précipitation</i>	97
4.1.5 <i>Scénario climatique futur</i>	108
4.2 LE MODÈLE SSARR	113
4.2.1 <i>Hydrogrammes de débits de la période actuelle</i>	113
4.2.2 <i>Hydrogrammes de débits de la période future (2040-2069)</i>	115
5. DISCUSSION.....	120
5.1 LE MODÈLE SDSM	121
5.1.1 <i>Tri préliminaire</i>	121
5.1.2 <i>Calibration</i>	122
5.1.3 <i>Validation</i>	125
5.1.4 <i>Scénario de la période actuelle</i>	128
5.1.5 <i>Scénario futur</i>	130
5.2 LE MODÈLE SSARR	132
5.2.1 <i>Hydrogrammes de débit de la période actuelle</i>	132
5.2.2 <i>Hydrogrammes de débit de la période future</i>	133
6. CONCLUSION.....	134
BIBLIOGRAPHIE	138
 <i>ANNEXE A : Tri préliminaire du modèle SDSM.....</i>	 <i>xix</i>

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I	Tendances observées de la précipitation pour plusieurs régions du monde (20 ^e siècle).....	14
Tableau II	Tendances observées du débit des rivières pour plusieurs régions du monde (20 ^e siècle).....	17
Tableau III	Principales caractéristiques des familles de scénarios SRES (modifié d'après IPCC, 2000; Dessai et Hulme, 2001).....	23
Tableau IV	Liste de quelques MCCG existants (modifié d'après McAvaney et al., 2001).....	27
Tableau V	Liste de quelques modèles hydrologiques nord-américains (modifié d'après Rousselle et al., 1999).....	30
Tableau VI	Tendances hydrologiques estimées pour le futur.....	32
Tableau VII	Principales caractéristiques des techniques de réduction spatiale.....	36
Tableau VIII	Prévisions d'évolution de la température et de la précipitation de différents modèles par rapport à la période 1961-1990 (modifié d'après IPCC-DDC, 2003).....	41
Tableau IX	Variables atmosphériques potentielles.....	53
Tableau X	Données et conditions initiales requises par SSARR (modifié d'après Debs, 1995).....	67
Tableau XI	Caractéristiques des stations météorologiques utilisées.....	72

Tableau XII	Caractéristiques des stations hydrométriques utilisées.....	73
Tableau XIII	Tests de corrélation partielle des variables atmosphériques sélectionnées.....	76
Tableau XIV	Calibration des sous-modèles de régression.....	78
Tableau XV	Paramètres d'ajustement de la moyenne et de la variance (validation).....	80
Tableau XVI	Comparaison des moyennes observées et simulées de la température (période de validation).....	81
Tableau XVII	Comparaison des variances observées et simulées de la température (période de validation).....	84
Tableau XVIII	Comparaison des moyennes observées et simulées de la précipitation (période de validation).....	89
Tableau XIX	Comparaison des variances observées et simulées de la précipitation (période de validation).....	90
Tableau XX	Comparaison des moyennes observées et simulées de la température (1961-1990).....	95
Tableau XXI	Comparaison des variances observées et simulées de la température (période 1961-1990).....	98
Tableau XXII	Comparaison des moyennes observées et simulées de la précipitation (1961-1990).....	104

Tableau XXIII	Comparaison des variances observées et simulées de la précipitation (1961-1990).....	105
Tableau XXIV	Changements relatifs de débits.....	119
Tableau A.I	Variance expliquée de la température moyenne - station La Tuque (%).....	xix
Tableau A.II	Variance expliquée de la température moyenne - station Barrage Mattawin (%).....	xix
Tableau A.III	Variance expliquée de la température moyenne - station St-Michel-des-Saints (%).....	xx
Tableau A.IV	Variance expliquée de la température moyenne pour la station Gagnon A (%).....	xx
Tableau A.V	Variance expliquée de la température moyenne - station Sept-Îles A (%).....	xxi
Tableau A.VI	Variance expliquée de la température moyenne - station Wabush Lake A (%).....	xxi
Tableau A.VII	Variance expliquée de la température moyenne - station Kuujjuarapik A (%).....	xxii
Tableau A.VIII	Variance expliquée de la température moyenne - station Nitchequon (%).....	xxii

Tableau A.IX	Variance expliquée de la température moyenne - station Schefferville A (%).....	xxiii
Tableau A.X	Variance expliquée de la précipitation - station La Tuque (%).....	xxiii
Tableau A.XI	Variance expliquée de la précipitation - station Barrage Mattawin (%).....	xxiv
Tableau A.XII	Variance expliquée de la précipitation - station St-Michel-des-Saints (%).....	xxiv
Tableau A.XIII	Variance expliquée de la précipitation - station Gagnon A (%)..	xxv
Tableau A.XIV	Variance expliquée de la précipitation - station Sept-Îles A (%).....	xxv
Tableau A.XV	Variance expliquée de la précipitation - station Wabush Lake A (%).....	xxvi
Tableau A.XVI	Variance expliquée de la précipitation - station Kuujjuarapik A (%).....	xxvi
Tableau A.XVII	Variance expliquée de la précipitation - station Nitchequon (%).....	xxvii
Tableau A.XVIII	Variance expliquée de la précipitation - station Schefferville A (%).....	xxvii

LISTE DES FIGURES

Figure 1	Évolution de la température de la surface de la terre au cours du dernier millénaire (modifiée d'après Crowley, 2000).....7
Figure 2	Effet sur la courbe de distribution normale de la température d'une augmentation a) de la moyenne, b) de la variance et c) de la moyenne et de la variance (modifiée d'après Folland et al., 2001).....9
Figure 3	La courbe de pression de vapeur (modifiée d'après Fowler et Hennessy, 1995).....12
Figure 4	Contribution des événements de fortes précipitations à la précipitation totale moyenne de plusieurs régions du monde au cours du 20 ^e siècle (modifiée d'après Easterling et al., 2000a)....12
Figure 5	Schéma conceptuel illustrant les impacts potentiels d'un réchauffement global sur le cycle hydrologique (modifiée d'après Trenberth, 1999).....20
Figure 6	Représentation conceptuelle d'une portion d'un modèle couplé de circulation générale (modifiée d'après IPCC-TGCI, 1999).....26
Figure 7	Représentation schématique du principe de réduction de l'échelle spatiale des données climatiques fournies par un MCCG (modifiée d'après Wilby et Wigley, 1997).....34
Figure 8	Schéma conceptuel du modèle SDSM (modifiée d'après Wilby et Dawson, 2001).....52

Figure 9	Algorithme de calcul de SSARR (source : Debs, 1995).....	62
Figure 10	Localisation des bassins versants à l'étude.....	69
Figure 11	Variations mensuelles moyennes de la somme de la température moyenne pour la période de validation.....	85
Figure 12	Variations mensuelles moyennes de la température moyenne minimale pour la période de validation.....	86
Figure 13	Variations mensuelles moyennes de la température moyenne maximale pour la période de validation.....	87
Figure 14	Variations mensuelles moyennes de la précipitation maximale pour la période de validation.....	92
Figure 15	Variations mensuelles moyennes du pourcentage de jours avec pluie pour la période de validation.....	93
Figure 16	Variations mensuelles moyennes de la somme de la température moyenne pour la période 1961-1990.....	99
Figure 17	Variations mensuelles moyennes de la température moyenne minimale pour la période 1961-1990.....	100
Figure 18	Variations mensuelles moyennes de la température moyenne maximale pour la période 1961-1990.....	101

Figure 19	Écarts absolus des moyennes mensuelles des températures réduites par SDSM et des moyennes mensuelles des températures non réduites du modèle CGCM1 par rapport à la simulation de base (période 1961-1990).....	102
Figure 20	Variations mensuelles moyennes de la précipitation maximale pour la période 1961-1990.....	106
Figure 21	Variations mensuelles moyennes du pourcentage de jours avec pluie pour la période 1961-1990.....	107
Figure 22	Écarts absolus des moyennes mensuelles des précipitations réduites par SDSM et des moyennes mensuelles des précipitations non réduites du modèle CGCM1 par rapport à la simulation de base (période 1961-1990).....	110
Figure 23	Variations mensuelles moyennes de températures prévues au cours de la période 2040-2069 par rapport à la période 1961-1990 selon le modèle SDSM et selon le modèle CGCM1.....	111
Figure 24	Variations mensuelles moyennes de précipitations prévues au cours de la période 2040-2069 par rapport à la période 1961-1990 selon le modèle SDSM et selon le modèle CGCM1.....	112
Figure 25	Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Vermillon (1961-1984).....	114
Figure 26	Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Sainte-Marguerite (1961-1987).....	115

Figure 27	Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Grande-Baleine (1961-1990).....	116
Figure 28	Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Vermillon (2040-2069).....	117
Figure 29	Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Sainte-Marguerite (2040-2069).....	118
Figure 30	Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Grande-Baleine (2040-2069).....	118

LISTE DES SIGLES ET DES SYMBOLES

BII	Indice d'infiltration de l'écoulement de base
CCmaC	Centre Canadien de Modélisation et d'Analyse Climatique
CFC	Chlorofluorocarbones
CH ₄	Méthane
CICS	Canadian Institute for Climate Studies
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
CO ₂	Dioxyde de carbone
C _R	Ratio de correction
DDC	Data Distribution Centre
DKE	Facteur d'ajustement de la quantité d'eau dans le sol
EKE	Facteur d'ajustement de l'intensité des précipitations
ETEL	Facteur d'ajustement de l'élévation
ETI	Évapotranspiration
ETMO	Facteur d'ajustement des saisons
ETP	Évapotranspiration potentielle
GES	Gaz à effet de serre
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GHG	Greenhouse gas
I _m	Écoulement moyen
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KTS	Constante
M	Fonte du couvert nival
MCCG	Modèle couplé de circulation générale
MI	Apport d'humidité
MOM	Modular Ocean Model
MR	Taux de fonte du couvert nival sans précipitation
MRC	Modèle Régional du Climat
mslp	Pression moyenne au niveau de la mer
n	Nombre de réservoirs

NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
N ₂ O	Oxyde d'azote
O	Écoulement
O _i	Probabilité d'occurrence des précipitations
P	Pourcentage de précipitation
PH	Durée de la période de simulation
PP	Précipitation moyenne
p ₀₁	Probabilité qu'un jour avec pluie suive un jour sans pluie
p ₁₁	Probabilité qu'un jour avec pluie suive un jour avec pluie
p5th	Direction du vent à 500 hPa
p5zh	Divergence à 500 hPa
p500	Hauteur géopotentielle à 500 hPa
p5_f	Force de l'écoulement d'air à 500 hPa
p5_u	Vélocité zonale à 500 hPa
p5_v	Vélocité méridionale à 500 hPa
p5_z	Vorticité à 500 hPa
p8th	Direction du vent à 850 hPa
p8zh	Divergence à 850 hPa
p850	Hauteur géopotentielle à 850 hPa
p8_f	Force de l'écoulement d'air à 850 hPa
p8_u	Vélocité zonale à 850 hPa
p8_v	Vélocité méridionale à 850 hPa
p8_z	Vorticité à 850 hPa
p_f	Force de l'écoulement d'air à la surface
p_th	Direction du vent à la surface
p_u	Vélocité zonale de surface
p_v	Vélocité méridionale de surface
p_z	Vorticité à la surface
p_zh	Divergence à la surface
Q	Débit

r	Nombre aléatoire
RG	Taux de ruissellement
RGP	Ruissellement
rh _{um}	Humidité relative près de la surface
R _i	Quantité totale de précipitation
RMR	Taux de fonte du couvert nival avec précipitation
ROP	Potentiel d'écoulement
S	Stockage
SDSM	Statistical DownScaling Model
SMI	Indice d'humidité du sol
SNETF	Facteur d'ajustement de la présence de neige
s _{phu}	Humidité spécifique près de la surface
SRES	Special Report on Emission Scenarios
SSARR	Streamflow Synthesis And Reservoir Regulation
s ₅₀₀	Humidité spécifique à 500 hPa
s ₈₅₀	Humidité spécifique à 850 hPa
t	Intervalle de temps
T, TEMP	Température moyenne
T _b	Température de base
temp	Température moyenne régionale
TG CIA	Task Group on scenarios for Climate Impact Assessment
T _s	Temps de stockage
TSBII	Délai dans le temps de stockage
u	Nombre aléatoire
USACE	United States Army Corps of Engineers
z	Bande d'élévation
Z	Vecteur représentant l'erreur de modélisation
α	paramètre de forme (fonction gamma) ou paramètre de régression (SDSM)
β	paramètre d'échelle (fonction gamma) ou paramètre de régression (SDSM)

$\Gamma(\alpha)$	Fonction gamma évaluée à α
δ	Coefficient de régression
Δ	Pente de la relation variable atmosphérique – variable de surface
ε, ζ	Erreur aléatoire associée à la modélisation
μ	Moyenne
σ	Écart-type
σ^2	Variance
φ	Facteur d'échelonnement
%E	Pourcentage de la variance expliquée

REMERCIEMENTS

J'aimerais d'abord remercier mon directeur de recherche, Bhawan Singh, pour avoir accepté de m'encadrer lors de mes travaux de maîtrise. Je le remercie également pour m'avoir fait découvrir les attraits de la climatologie en m'intégrant dans ses projets de recherche. De plus, les bons moments passés ensemble lors du stage en Gaspésie sont inoubliables.

J'aimerais également remercier mon codirecteur de recherche, Jean Rousselle, professeur au département des génies civil, géologique et des mines de l'École Polytechnique de Montréal, pour l'intérêt certain qu'il a démontré envers mon projet de recherche en acceptant de me codiriger. Je le remercie particulièrement pour m'avoir enseigné la rigueur scientifique, pour m'avoir fait explorer le domaine de la préparation d'articles scientifiques et pour les nombreux encouragements. Merci également pour les discussions philosophiques à l'heure du midi.

Merci aux professeurs Pierre Gangloff et Pierre André, respectivement président-rapporteur et membre du jury, pour avoir accepté d'évaluer le présent mémoire et pour leurs commentaires constructifs.

Un merci particulier à l'Agence Canadienne d'Évaluation Environnementale (ACEE) dont le soutien financier a permis la réalisation de la présente étude.

Un grand merci à M. Steven Weyman et à M. Luc Roy, de l'Unité Conception des aménagements de production, Hydraulique et Géotechnique, d'Hydro-Québec, pour l'aide très précieuse avec le modèle SSARR. Sans leur appui, cette étude n'aurait pas pu être réalisée sous sa présente forme.

Merci également au Dr. Robert L. Wilby, de la *United Kingdom Environment Agency*, pour sa patience et sa gentillesse envers mes nombreuses questions sur le modèle SDSM, au Dr. Elaine M. Barrow et à M. Trevor Murdock, du CICS, pour

avoir répondu à mes questions sur les scénarios climatiques, au personnel du CCmaC et à M. Marc Girard, cartographe au département de géographie de l'Université de Montréal, pour ses précieux conseils cartographiques.

Merci à mes parents, Céline et Gaétan, pour leur soutien inconditionnel tout au long de mes études. Merci de m'avoir constamment encouragé à aller au maximum de mes capacités.

Finalement, j'aimerais remercier ma femme Yumiko pour sa patience tout au long de mes études de maîtrise, en particulier lors des moments plus difficiles.

ゆみちゃんあいしてる。

1. INTRODUCTION

Depuis une centaine d'années, les scientifiques du climat s'interrogent quant à la possibilité que le système climatique puisse subir des bouleversements amplifiés par les activités humaines. En effet, au cours du 20^e siècle, la température moyenne de l'air près de la surface de la terre a augmenté de $0,6 \pm 0,2$ °C (essentiellement lors des périodes 1910-1940 et 1970-présent; la décennie 1990 a été la plus chaude), un rythme d'augmentation sans précédent depuis 10 000 ans et qui contraste particulièrement avec la tendance à la baisse observée au cours du dernier millénaire (Parker et al., 1994; Mann et al., 1998; Jones et al., 1999; Tett et al., 1999; Crowley, 2000; Jones et al., 2001). Or, certaines études ont démontré que cette hausse de température ne s'explique pas entièrement par la variabilité naturelle du système climatique. Par exemple, Levitus et al. (2001) ont simulé, à l'aide d'un modèle numérique du climat, les variations du contenu en chaleur de l'océan et de plusieurs composantes de la cryosphère selon un scénario de forçage radiatif (qui tient compte de l'influence des gaz à effet de serre (GES), des aérosols sulfatés, de l'activité solaire et des aérosols volcaniques) et selon un deuxième scénario uniquement basé sur la variabilité naturelle du climat. Ils ont démontré que les données observées pour la deuxième moitié du 20^e siècle sont plus proches de celles simulées selon le scénario de forçage radiatif. Karoly et al. (2003) ont quant à eux utilisé une méthodologie semblable pour la température de l'air près de la surface en Amérique du Nord et obtenu les mêmes conclusions. Incidemment, certaines activités humaines (combustion fossile, déforestation, etc.) contribueraient à accentuer l'effet de serre naturel par l'émission de GES (gaz carbonique, méthane, chlorofluorocarbones, etc.) dans l'atmosphère, justifiant ainsi cette hausse rapide de température.

Même si plusieurs indices semblent confirmer le rôle des activités anthropiques dans le réchauffement global observé, les tendances futures demeurent toutefois incertaines. En effet, le système climatique, en raison de sa nature chaotique, ne réagira pas nécessairement de façon linéaire à un réchauffement accéléré (Mitchell et Hulme, 1999). De plus, il est difficile de prévoir l'évolution des

sociétés humaines. Par contre, des scénarios de modélisation d'évolution future des émissions de GES dans l'atmosphère (ou scénarios de forçage radiatif), basés sur des tendances (hypothétiques) démographiques, technologiques, socioéconomiques et environnementales, ont été créés afin d'établir un intervalle dans lequel se situerait vraisemblablement ce réchauffement. Selon ces scénarios, en tenant compte du caractère « hautement incertain » de ces tendances (Pittock, 2002), la température globale de l'air près de la surface de la terre augmenterait de 1,4 à 5,8°C d'ici l'an 2100 (Houghton et al., 2001). En se fiant aux résultats de plusieurs études (Houghton et al., 2001), il semble que le système climatique pourrait continuer à se réchauffer au cours du 21^e siècle.

Pour les sociétés humaines, le réchauffement global potentiel n'est pas aussi problématique que les impacts qu'il pourrait engendrer. S'il se produit selon l'ampleur anticipée, le système climatique subira des modifications au niveau de sa variabilité, perturbant ainsi le schéma d'occurrence de divers phénomènes climatiques extrêmes comme, par exemple, les inondations, les sécheresses et les ouragans (Karl et al., 1997; Petit, 2001). Ces phénomènes sont particulièrement difficiles à prédire compte tenu du fait qu'ils se produisent à l'échelle régionale¹. Les impacts du réchauffement pourraient se faire ressentir différemment d'une région à l'autre.

Un élément du système climatique particulièrement sensible au réchauffement planétaire est le cycle hydrologique. Le réchauffement anticipé pourrait modifier le schéma d'occurrence des variables constitutives de ce cycle (précipitation, évaporation, ruissellement, débit, etc.) et, de façon cumulative, influencer les sociétés humaines largement dépendantes des ressources hydriques. Par exemple, des bouleversements du régime hydrologique des rivières à vocation hydroélectrique affecteraient la capacité à répondre aux besoins énergétiques des populations

¹ Au cours de la présente étude, des références seront faites à trois niveaux d'échelle spatiale : l'échelle « globale » fera référence à la circulation générale de l'atmosphère, l'échelle « régionale » à des régions particulières comme les bassins versants des rivières et l'échelle « locale » aux stations de données météorologiques.

(Mimikou et Baltas, 1997; Robinson, 1997; Fillion, 2000). Ces bouleversements peuvent également prendre d'autres formes, notamment par la hausse de la fréquence et de l'intensité des crues. L'amélioration des connaissances par rapport à ces modifications permettrait d'établir des mesures plus adéquates d'adaptation aux changements climatiques (Stakhiv, 1998; de Loë et al., 2001)

Le premier objectif de cette étude consiste à analyser les impacts potentiels d'un réchauffement climatique à l'échelle globale sur le régime hydrologique de trois bassins versants du Québec. Les bassins versants choisis sont ceux des rivières Vermillon en Mauricie, Sainte-Marguerite sur la Côte-Nord et Grande-Baleine dans le Nord-du-Québec. Deux arguments motivent ce choix. Tout d'abord, les deux premiers bassins sont actuellement utilisés pour la production hydroélectrique alors que le troisième possède un potentiel de développement majeur. Or, au Québec, 96% de la production électrique est attribuable à l'hydroélectricité (Hayeur, 2001). Cette capacité de production pourrait être affectée par le réchauffement climatique anticipé. Deuxièmement, les bassins choisis sont localisés dans des régions très éloignées les unes des autres, apportant ainsi une perspective géographique, climatique et hydrologique diversifiée. Dans le cadre de cette étude, l'approche préconisée pour évaluer les impacts potentiels d'un réchauffement climatique sur ces bassins versants est celle du couplage modèle climatique – modèle hydrologique. Le modèle climatique choisi, de type modèle couplé de circulation générale (MCCG), est celui du Centre Canadien de la Modélisation et de l'Analyse Climatique (CCmaC). Il s'agit du modèle CGCM1 (Boer et al., 2000b; Flato et al., 2000). Ce modèle est l'un des plus utilisés à l'heure actuelle et il a été initialement développé pour des conditions climatiques canadiennes. Les sorties de température et de précipitation provenant des simulations - selon le scénario de forçage radiatif IS92a - de ce MCCG sont utilisées comme données d'entrées dans un modèle hydrologique pour valider le comportement hydrologique observé des bassins mentionnés (période 1961-1990) et étudier celui-ci selon un scénario de changement climatique (période 2040-2069). Le modèle hydrologique sélectionné est le *Streamflow Synthesis And Reservoir Regulation* (SSARR) conçu par le *United States Army Corps of Engineers* (USACE,

1991; Speers, 1995). Le choix de ce modèle a été fait en fonction de son applicabilité en régions nordiques et de la calibration préalablement réalisée pour les bassins versants à l'étude. Le modèle SSARR est l'un des modèles hydrologiques les plus utilisés en Amérique du Nord.

Avant de réaliser le couplage des deux types de modèles, une étape supplémentaire doit être réalisée, laquelle constitue le deuxième objectif de cette étude. Un MCCG possède une résolution de plusieurs centaines de kilomètres (échelle globale) alors que celle d'un modèle hydrologique est de l'ordre des bassins versants (échelle régionale). Il existe donc une discordance d'échelle (Hostetler, 1994). Afin de résoudre ce problème, une technique dite de réduction spatiale de l'échelle des données climatiques, basée sur le principe qu'il existe une relation entre les variables mesurées à la surface et celles à l'échelle de la circulation atmosphérique, est utilisée afin de réduire les données fournies par le MCCG à l'échelle des stations météorologiques localisées sur les bassins versants. Dans le cadre de cette étude, le *Statistical DownScaling Model* (SDSM) a été choisi pour cette tâche (Wilby et al., 2002). Ce dernier est très récent et a été peu testé. L'analyse de la performance de ce modèle dans le contexte climatique québécois constitue donc une partie fondamentale de cette étude.

Le présent mémoire se présente de la façon suivante. Suite à cette introduction, le deuxième chapitre est une revue de littérature. Il contient les bases théoriques associées aux impacts d'un réchauffement global sur l'hydrologie des bassins versants ainsi que les effets observés pouvant potentiellement lui être attribués. Les concepts et outils nécessaires pour la construction d'un scénario d'impacts climatiques futurs sont aussi abordés. Le troisième chapitre présente la méthodologie utilisée pour réaliser cette recherche. Il décrit les modèles employés, la zone d'étude, les variables climatiques et hydrologiques étudiées ainsi que les méthodes statistiques utilisées. La description et la discussion de ces résultats se retrouvent dans les deux chapitres suivants. Finalement, une conclusion générale concernant la méthodologie, les résultats et la discussion termine cette étude.

2. REVUE DE LITTÉRATURE

Ce chapitre se divise en deux parties principales. La première aborde les considérations théoriques en lien avec l'action du réchauffement climatique, accéléré par les activités anthropiques, sur la variabilité du climat ainsi que les implications pour le cycle hydrologique. Ces considérations sont confrontées aux études effectuées sur les tendances observées des précipitations et des débits des rivières au cours du dernier siècle, en mettant un accent particulier sur les régions nordiques. La deuxième partie est en rapport avec la création de scénarios climatiques pour l'étude du comportement hydrologique des rivières sous l'influence d'un réchauffement global au cours du futur.

2.1 La variabilité observée du climat

2.1.1 Le réchauffement global et ses impacts sur la variabilité

Le climat terrestre a toujours subi des variations naturelles. Au cours de son évolution, plusieurs facteurs externes ont contribué à son façonnement, notamment la géométrie orbitale (la précession des équinoxes, l'obliquité et l'excentricité) (Foucault, 1993; Barry et Carleton, 2001). Ainsi, une série de fluctuations de la température marque les diverses périodes géologiques, lesquelles sont jalonnées par plusieurs épisodes glaciaires et interglaciaires. L'influence de ces facteurs se fait principalement ressentir à l'échelle des milliers d'années. D'autres facteurs peuvent également causer des variations lors de périodes réduites, notamment l'activité solaire à l'échelle séculaire ou millénaire et les éruptions volcaniques à l'échelle pluriannuelle (Kelly et al., 1996; Waple, 1999; Shindell et al., 2003)

Par contre, ces facteurs n'expliquent pas entièrement l'ampleur des variations observées au cours du 20^e siècle, période pendant laquelle la température de la surface de la terre suit une tendance soutenue à la hausse, à l'inverse de celle observée au cours du dernier millénaire (figure 1). Cette tendance, de l'ordre de 0,6

$\pm 0,2$ °C, n'est pas remarquable en raison de son amplitude car d'autres époques passées ont été témoin d'un réchauffement de plus grande envergure mais se distingue plutôt par son rythme, lequel est sans précédent depuis les 10 000 dernières années (Schneider, 1990; Hansen et al., 1993; Houghton et al., 2001). Or, le dernier siècle a été témoin d'une hausse importante des concentrations des GES dans l'atmosphère, due aux émissions provenant des activités anthropiques tel que la combustion fossile, l'agriculture et la déforestation. Incidemment, puisque les changements observés dépassent le cadre des variations naturelles inhérentes au système climatique, l'action humaine doit désormais être perçue comme un acteur majeur agissant sur ces perturbations (Karl et Trenberth, 2003).

Schneider (1999) décrit, indépendamment de l'origine, deux types de variations climatiques, celles associées à des valeurs d'une série de données situées de part et d'autre d'une valeur moyenne et celles en rapport avec un changement relativement rapide et temporaire (tel une éruption volcanique) qui interrompt une tendance généralisée sur une longue période de temps. Cette description sous-entend que la quantification des variations climatiques s'effectue en étudiant les propriétés statistiques des données observées. Le terme « variabilité du climat » est ainsi mieux approprié. L'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), l'organisme mondial responsable de rapporter l'état de la science climatique sous forme de rapports produits environ à chaque six ou sept ans, définit la variabilité climatique de la façon suivante :

“Climate variability refers to variations in the mean state and other statistics (such as standard deviations, the occurrence of extremes, etc.) of the climate on all temporal and spatial scales beyond that of individual weather events. Variability may be due to natural internal processes within the climate system (internal variability), or to variations in natural or anthropogenic external forcing (external variability).” (Houghton et al., 2001)

La figure 2 illustre statistiquement l'effet du réchauffement climatique global en termes de moyenne et de variance, tel que mentionné par la définition précédente, sur la courbe de distribution normale de la température. Si la moyenne seulement est modifiée (figure 2a), on constate une augmentation des événements extrêmes de

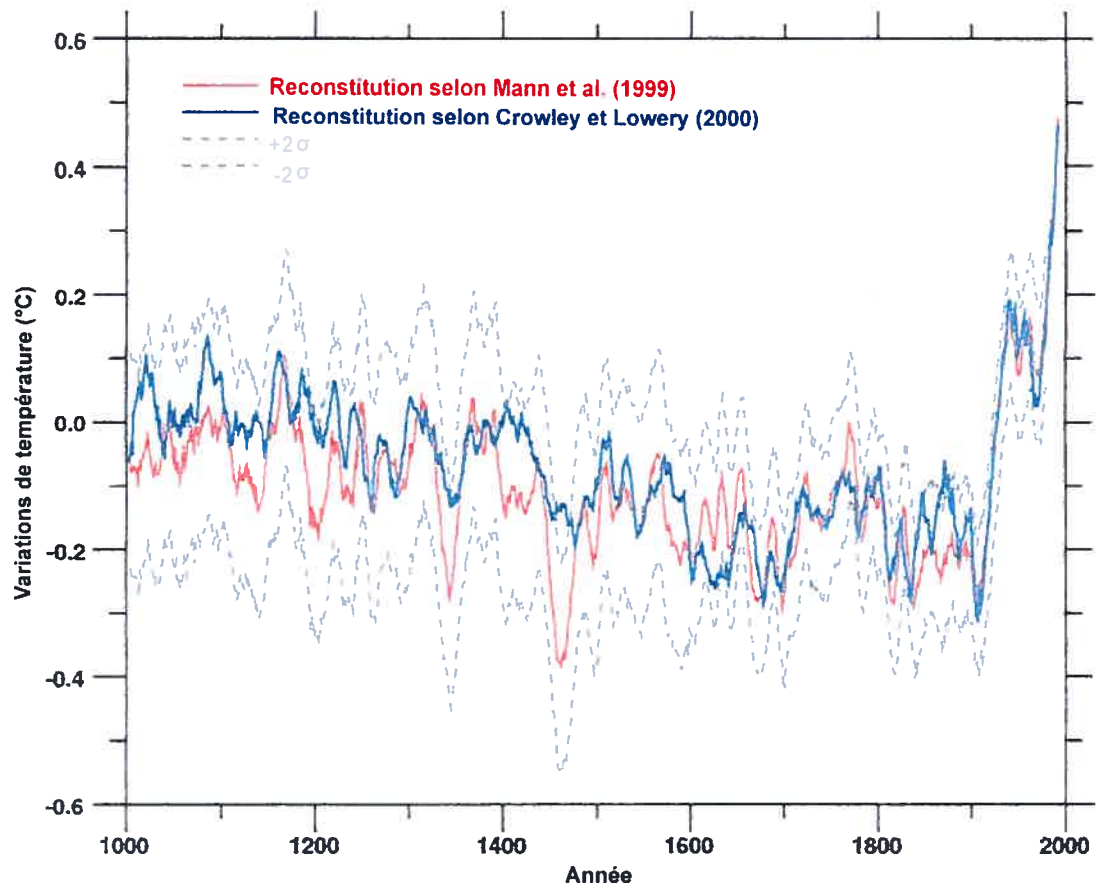


Figure 1. Évolution de la température de la surface de la terre au cours du dernier millénaire (modifiée d'après Crowley, 2000)

temps chaud mais une diminution des événements de temps froid. Dans le cas où la variance seulement change (figure 2b), la courbe devient plus aplatie, ce qui résulte en une augmentation des cas d'événements extrêmes de temps chaud ou froid. Dans le troisième cas où les deux paramètres sont en hausse (figure 2c), conjoncture la plus probable dans le contexte d'un réchauffement climatique global, le nombre d'événements extrêmes de temps chaud augmente substantiellement, alors qu'il varie en diminuant mais de façon moins prononcée dans le cas des événements extrêmes de temps froid.

Cette hausse substantielle prévue des événements extrêmes de temps chaud entraînerait des impacts importants pour les sociétés humaines. Ces dernières sont particulièrement sensibles aux événements climatiques spectaculaires tel que les vagues de chaleur extrême. Or, la fréquence de ce type de phénomènes dépend plus des modifications de la variance que de la moyenne (Katz et Brown, 1992). De plus, non seulement le réchauffement global va augmenter la quantité d'événements extrêmes, mais aussi leur intensité (Easterling et al., 2000b). Certaines études ont utilisé des indicateurs pour décrire les changements apparents, ce qui a permis de constater, en plusieurs endroits du monde, une diminution de l'amplitude du cycle journalier marqué par l'élévation plus prononcée des températures minimales la nuit, mais aussi une période de retour plus rapide des valeurs de température extrême pour un jour donné, une baisse et une hausse respectives du nombre de jour sous et au-delà des seuils de 0°C et de 35°C et des changements vers les percentiles supérieurs quotidiens des températures maximale, minimale et moyenne (Karl et al., 1995; Easterling et al., 1997; Folland et al., 1999; Karl et Easterling, 1999; Easterling et al., 2000a, 2000b; Meehl et al., 2000). L'ampleur des impacts dépasse cependant largement le cadre des indicateurs de température en affectant notamment le cycle hydrologique.

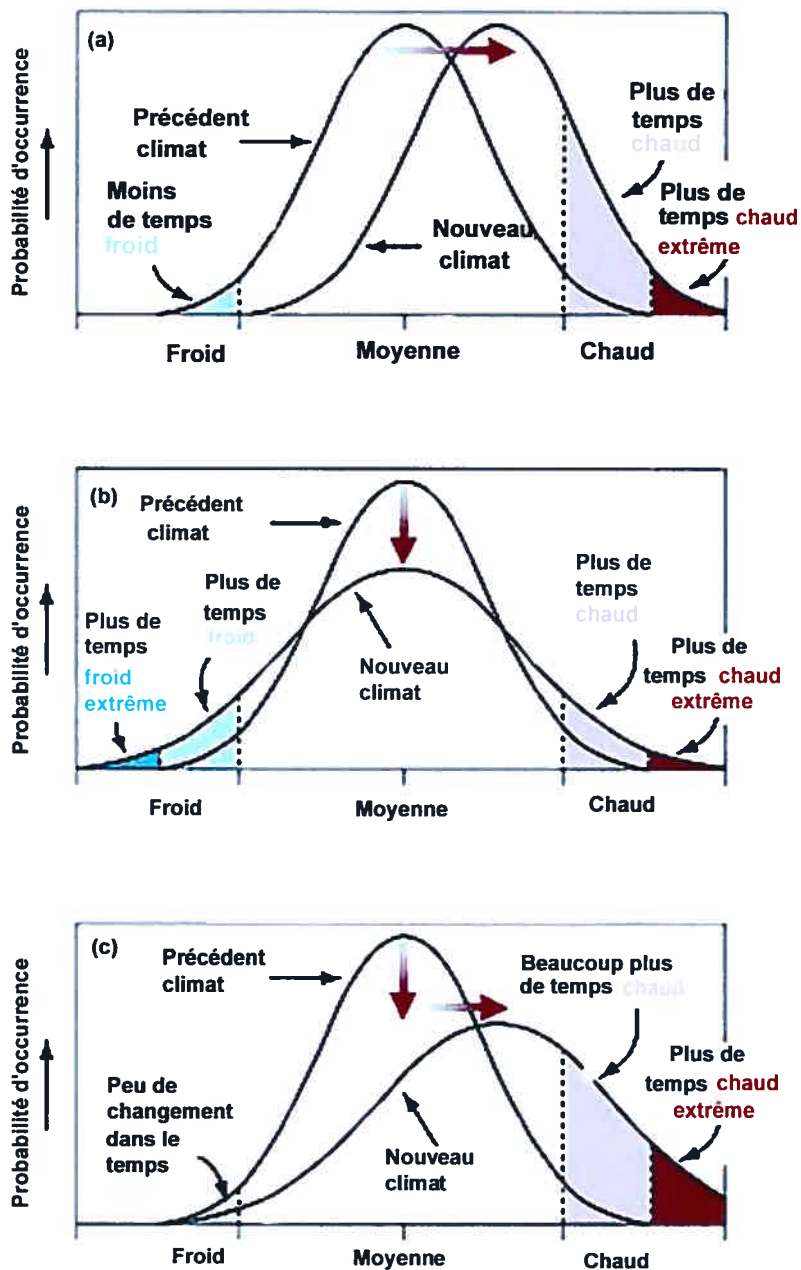


Figure 2. Effet sur la courbe de distribution normale de la température d'une augmentation a) de la moyenne, b) de la variance et c) de la moyenne et de la variance (modifiée d'après Folland et al., 2001)

2.1.2 Conséquences pour le cycle hydrologique

Viessman et al. (1977) définissent le cycle hydrologique comme étant le « mouvement continu selon lequel l'eau est transportée des océans vers l'atmosphère puis vers la surface terrestre pour ensuite retourner à la mer ». La description détaillée de ce cycle n'est pas abordée ici car il a été abondamment décrit dans la littérature. Il est suggéré de se référer, entre autres, à l'excellente revue de Goudie (2001). Les sous-sections suivantes décrivent les conséquences théoriques d'un réchauffement climatique global sur les régimes des précipitations et des débits ainsi que les changements observés de ces régimes potentiellement attribuables à ce réchauffement.

2.1.2.1 *La précipitation*

Le réchauffement global peut affecter la distribution de l'eau à travers le système climatique car la capacité de rétention d'eau de l'atmosphère est fonction de la température. Cette relation s'illustre par la courbe de pression de vapeur, laquelle illustre le degré de saturation de l'air selon les conditions ambiantes de température et de vapeur d'eau dans l'atmosphère. La figure 3 permet de constater que, grossièrement, pour une élévation de température de 10°C, la capacité de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau jusqu'à l'atteinte de la saturation double (relation non linéaire). Or, une élévation de la température moyenne entraînerait également une hausse des taux d'évaporation des plans d'eau à la surface, phénomène particulièrement important pour les océans qui représentent la source la plus importante d'évaporation (Hufty, 2001; Bigg et al., 2003). On retrouve ainsi plus d'eau disponible sous forme gazeuse mais celle-ci peut être absorbée par la rétention accrue de l'atmosphère. Il est attendu que la condensation de cette eau supplémentaire au-dessus des continents, lorsque la température de l'air rejoint celle du point de rosée, pourrait amplifier la magnitude et la fréquence des événements extrêmes de précipitation. L'intensification de l'activité convective, résultant de la hausse de la quantité de chaleur latente dégagée lors du changement de phase,

pourrait encore accentuer ces phénomènes (Whetton et al., 1993; Fowler et Hennessy, 1995; Trenberth, 1999; Trenberth et al., 2003).

À l'instar de la température, la variabilité des événements extrêmes de précipitation, en termes de fréquence et de magnitude, peut s'avérer être un indicateur plus révélateur de la présence d'un changement climatique qu'une modification de la précipitation moyenne. En effet, il est possible d'observer, sur une série de données de précipitation, une augmentation significative des événements extrêmes alors que la précipitation moyenne reste constante (New et al., 2001).

Concernant la fréquence, Fowler et Hennessy (1995) ont démontré statistiquement, pour la ville d'Auckland en Nouvelle-Zélande, que la fréquence d'une tempête produisant 150 mm de pluie quotidiennement augmenterait de 220% lorsqu'ils élèvent de 20% la quantité d'eau par jour de pluie (par rapport au 20^e siècle) alors qu'elle serait en hausse de « seulement » 20% pour une augmentation de 20% du nombre de jours avec pluie. À une échelle plus large, Groisman et al. (1999) ont réalisé une étude similaire pour huit pays couvrant 80% des moyennes et hautes latitudes continentales (Canada, États-Unis, Mexique, ancienne Union Soviétique, Chine, Australie, Norvège et Pologne). Ils ont utilisé un modèle statistique basé sur la courbe de distribution gamma qui a permis d'arriver aux conclusions suivantes : 1- une augmentation de 5% de la précipitation estivale totale, sans changement du nombre de jours avec pluie, résulte en une hausse de la probabilité qu'une quantité de précipitation quotidienne quelconque soit au-delà d'un seuil définissant un événement extrême; 2- pour la même augmentation de précipitation totale, la proportion de pluie associée aux événements extrêmes est en hausse de 50%.

Pour ce qui est de l'intensité du régime pluvial, la figure 4 compare l'apport de précipitations par les événements extrêmes avec la précipitation totale pour diverses régions du monde au 20^e siècle. Pour la plupart de ces régions, la tendance des extrêmes est dans le même sens que celle de la précipitation totale mais de façon plus prononcée. Il est important de remarquer que pour l'est de l'ancienne Union

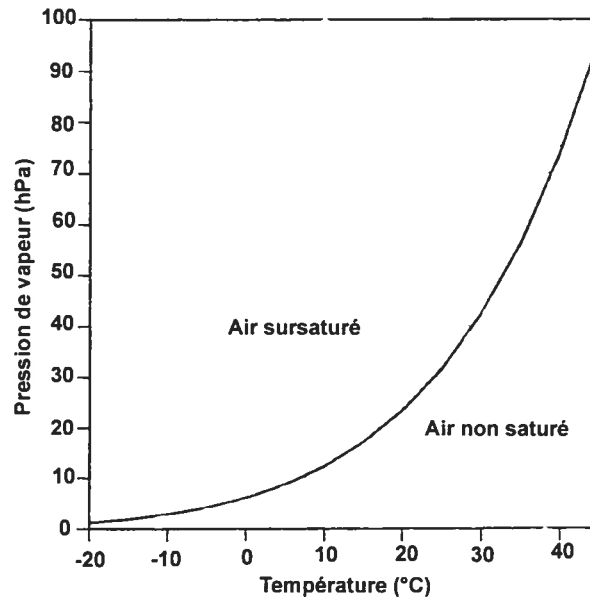


Figure 3. La courbe de pression de vapeur (modifiée d'après Fowler et Hennessy, 1995)

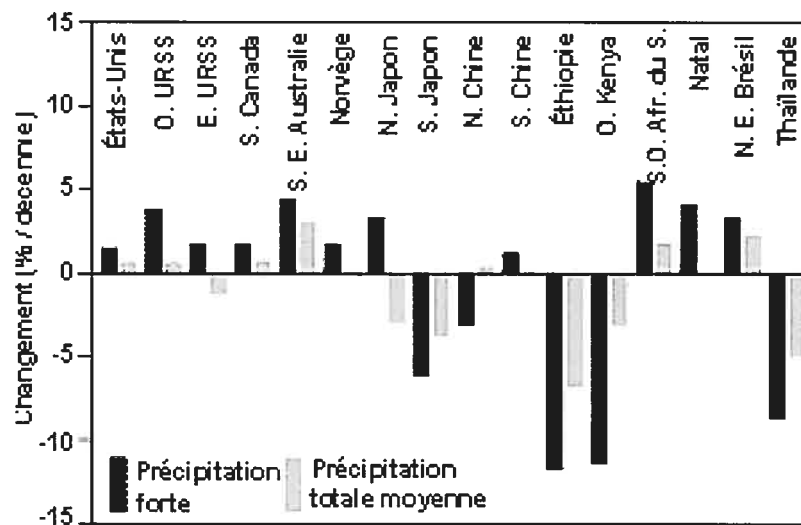


Figure 4. Contribution des événements de fortes précipitations à la précipitation totale moyenne de plusieurs régions du monde au cours du 20^e siècle (modifiée d'après Easterling et al., 2000a)

Soviétique et le nord du Japon, la contribution des événements extrêmes a augmentée malgré une baisse de la précipitation totale. La situation inverse s'observe seulement dans le nord de la Chine mais celle-ci n'est pas statistiquement significative. Notons aussi que le seuil définissant une pluie extrême varie d'une région à l'autre (Easterling et al., 2000a).

Le tableau I résume les résultats de plusieurs études réalisées dans plusieurs régions du monde concernant la détection de tendances de la précipitation en utilisant différents indicateurs. Presque toutes décrivent des changements pouvant être attribués au réchauffement climatique global. On note toutefois que l'étude de Zhai et al. (1999) confirme les résultats de la figure 4 pour la Chine, à savoir que, étant donné l'état actuel des connaissances, le réchauffement n'aurait pas d'impacts majeurs sur ce pays, à tout le moins selon les indicateurs utilisés. Les études réalisées au Canada, aux États-Unis et en Australie confirment également les résultats de la figure 4. On remarque également que certains des changements énumérés ont été observés pour certaines régions (Canada, Australie) ou pour des périodes spécifiques, notamment en hiver (Canada) ou en été (Corée du Sud).

Les études décrites précédemment contribuent à justifier la possibilité que le réchauffement global ferait dès à présent sentir son influence sur le schéma d'occurrence de la précipitation. Néanmoins, certaines incertitudes subsistent. Elles ne sont pas suffisantes pour remettre en question les tendances générales mais peut-être leur amplitude. Groisman et Legates (1999) ont identifié trois sources potentielles d'incertitudes : 1- la distribution non uniforme des stations météorologiques sur l'ensemble du territoire d'un pays étudié; 2- les biais dans les instruments de mesures (effet du vent, évaporation, éclaboussements, technique d'enregistrements automatisées, etc.); 3- le manque d'homogénéité des séries de données dû à un changement d'instrument de mesure ou au déplacement de ce dernier (la précipitation est très variable dans l'espace). La qualité des données météorologiques varie d'une région à l'autre, tout comme les techniques d'homogénéisation (Peterson et al., 1998).

Tableau I. Tendances observées de la précipitation pour plusieurs régions du monde (20^e siècle)

Région à l'étude	Période d'analyse	Principaux changements significatifs observés	Référence
Canada	1900-1998 (deux ensembles : 489 et 69 stations)	↑ précipitation annuelle; ↑ proportion de la précipitation sous forme de neige par rapport à la précipitation totale (due à ↑ précipitation hivernale); ↑ nombre d'événements de précipitations extrêmes et intermédiaires (surtout dans l'Arctique)	Stone et al. (2000); Zhang et al. (2000)
Etats-Unis	1910-1996 (182 stations)	↑ précipitation totale; ↑ proportion de la précipitation totale provenant des événements extrêmes;	Karl et Knight (1998)
Italie	1951-1996 (67 stations)	↓ nombre de jours avec pluies; ↑ intensité de la précipitation; ↓ précipitation totale en hiver	Brunetti et al. (2001)
Royaume-Uni	1961-1995 (110 stations)	↑ proportion de la quantité d'eau fournie par les événements extrêmes par rapport au total en hiver mais ↓ en été	Osborn et al. (2000)
Australie	1910-1998 (91 stations)	↓ % extrême de précipitation (nord et sud) ; ↓ intensité et fréquence extrêmes de précipitation (sud-ouest)	Haylock et Nicholls (2000)
Afrique du Sud	1931-1990 (314 stations)	↑ intensité des événements de pluies extrêmes; ↑ quantité associée aux événements de précipitation à période de retour = 10 ans	Mason et al. (1999)
Japon	1961-1998 (6 stations)	↓ nombre de jours avec pluie; ↑ intensité des événements extrêmes; ↑ contribution des événements extrêmes à la précipitation totale	Manton et al. (2001)
Corée du Sud	1906-1997 (20 stations)	↑ précipitation annuelle, dont la moitié entre juin et septembre	Chung et Yoon (2000)
Chine	1951-1995	Pas de tendance des événements extrêmes de 1 et 3 jours; pas de changements significatifs de la précipitation totale annuelle	Zhai et al. (1999)
Nouvelle-Zélande	1900-1998 (5 stations)	↑ fréquence des événements extrêmes	Manton et al. (2001)

2.1.2.2 *Le débit des rivières*

La sous-section précédente soulignait que le réchauffement global intensifierait le régime de la précipitation entraînant par le fait même des événements de pluie plus fréquents et plus intenses, argument qui a été confirmé par les observations de plusieurs des études mentionnées. Or, ces modifications auraient inévitablement des impacts sur le comportement des débits. En effet, il est bien évident que, de façon globale, les changements observés des débits sont en relation avec ceux de la précipitation. Donc, si le patron de la précipitation s'intensifie, il devrait en être de même pour les débits. Ce constat est d'une importance fondamentale pour les sociétés humaines car l'intensification du régime des débits pourrait se traduire par une hausse du nombre et de l'intensité des inondations. Des pertes humaines et économiques considérables pourraient résulter de ce scénario. Par exemple, aux États-Unis, certains indices suggèrent que le réchauffement global s'ajouterait aux changements sociétaux (comme l'occupation des plaines inondables) pour expliquer la hausse de la fréquence des inondations observée au cours du vingtième siècle (Pielke et Downton, 2000).

Le réchauffement global pourrait également affecter la saisonnalité des débits. Par exemple, dans les régions nordiques, une hausse de la température pourrait occasionner une fonte précoce du couvert de neige, causant ainsi une augmentation du débit hivernal qui modifierait l'occurrence et la magnitude du pic de débit généralement observé au printemps, et une diminution lors de la saison estivale car moins d'eau serait disponible suite à la fonte précoce du couvert de neige. Un autre scénario possible est la hausse des précipitations hivernales sous forme liquide, diminuant ainsi l'épaisseur du couvert de neige, ce qui résulterait également en une modification du pic de débit printanier et ce, sans nécessairement modifier sa date d'occurrence. Ces schémas entraîneraient vraisemblablement des conséquences économiques, notamment pour la production d'énergie hydroélectrique. Le réchauffement en hiver entraînerait une baisse dans la demande de chauffage mais une hausse en climatisation en été. Or, si le débit est moindre, il est loin d'être

certain que la demande pourrait être satisfaite (Mimikou et Baltas, 1997; Robinson, 1997; Fillion, 2000).

Le tableau II résume les tendances de débits observées pour plusieurs régions du monde. On peut remarquer que toutes les études réalisées au Canada suggèrent que, de façon générale, le pic de débit printanier est plus précoce, à l'exception de celle réalisée dans les Territoires-du-Nord-Ouest et au Nunavut (Westmacott et Burn, 1997; Gan, 1998; Whitfield, 2001; Zhang et al., 2001; Cunderlik et Burn, 2002; Gagnon et Gough, 2002; Spence, 2002). Ces études confirment la théorie mais il semblerait que l'extrême Nord serait moins affecté. Le fait que seulement cinq rivières ont été étudiées dans ce vaste territoire pourrait expliquer cette différence. Aux États-Unis, il semble y avoir une certaine séparation entre les tendances observées à l'est et celles à l'ouest (Douglas et al., 2000; Groisman et al., 2001). Ceci est vraisemblablement causé par le découpage régional réalisé par les auteurs des études. La fonte de neige est également un facteur prépondérant à l'ouest alors qu'à l'est, son influence se fait surtout ressentir en Nouvelle-Angleterre (Hodgkins et al., 2003). En Europe, l'amplification des conditions de sécheresse observée à l'est du continent est confirmée en partie par les résultats de l'étude réalisée en Roumanie (Carbonnel et al., 1997; Hisdal et al., 2001). De plus, la baisse du nombre de crues hivernales sur les rivières continentales Elbe et Oder témoignerait d'une plus grande stabilité des débits de l'Europe centrale, puisqu'une diminution générale des conditions de sécheresse a été observée (Hisdal et al., 2001; Mudelsee et al., 2003). Notons également qu'aucune tendance significative n'a été observée en Australie (Chiew et McMahon, 1993). Les auteurs de l'étude expliquent ce résultat par le fait que la variabilité naturelle des débits est plus importante dans ce pays que dans les régions nordiques, ce qui rend complexe la détection d'un signal climatique anthropique.

On peut estimer que les tendances observées des débits décrites dans le tableau II sont réalistes puisqu'elles proviennent d'études réalisées à l'échelle du

Tableau II. Tendances observées du débit des rivières pour plusieurs régions du monde (20^e siècle)

Région à l'étude	Période d'analyse	Principaux changements significatifs observés	Référence
Canada	1947-1996 (243 stations)	↓ débit mensuel moyen au sud (fin été surtout); ↓ tous les percentiles de la distribution de fréquence des débits au sud; pic printanier précoce; la glace se forme + rapidement (est)	Zhang et al. (2001)
Baie d'Hudson	1930-1996 (12 stations)	Pic de débit printanier précoce (sud); ↓ débit mensuel et annuel (Manitoba et nord-est)	Gagnon et Gough (2002)
Prairies	1950-1993 (50 stations)	↑ débit printanier due à une fonte précoce de neige; ↓ débit en mai et juin	Gan (1998)
Bassin Churchill-Nelson	Minimum 30 ans (117 rivières)	↑ débit mensuel moyen de décembre à mars mais ↓ pour mai-juin; fonte printanière précoce	Westmacott et Burn (1997)
Sud de la Colombie-Britannique	1960-1999 (26 stations)	↑ du débit maximal mensuel de mars à mai mais ↓ lors des autres mois; la période des pics maximaux passe de juin-juillet à mars-avril-mai	Cunderlik et Burn (2002)
Colombie-Britannique et Yukon	1976-1995 (275 stations)	↓ débit lors de la saison sèche (côte C.-B.); débit printanier précoce et ↑ débit début été et ↓ débit fin été et automne (montagnes C.-B.); ↑ débit tout au long de l'année surtout en hiver (Yukon)	Whitfield (2001)
5 rivières des T.-N.-O. et Nunavut	1965-1998 (5 stations)	Aucune tendance du débit annuel moyen ; une seule rivière a subi une ↓ du débit printanier	Spence (2002)
Etats-Unis	1900-1990 (plus de 1500 stations)	↑ débit printanier et annuel à l'est; ↑ débit minimal dans le midwest; pas de tendance pour le débit maximal; ↓ débit printanier car ↓ couvert nival à l'ouest	Douglas et al. (2000); Groisman et al. (2001)
Nouvelle-Angleterre	Moyenne 48 ans (27 stations)	Pics printanier, estival et automnal précoces	Hodgkins et al. (2003)

Tableau II (suite). Tendances observées du débit des rivières pour plusieurs régions du monde (20^e siècle)

Région à l'étude	Période d'analyse	Principaux changements significatifs observés	Référence
Europe	1962-1990 (612 stations)	↑ conditions de sécheresse (débit < seuil minimum) en Espagne, est de l'Europe de l'est et Grande-Bretagne mais ↓ en Europe centrale et ouest de l'Europe de l'est	Hisdal et al. (2001)
Rivières Elbe et Oder (Europe centrale)	80 à 150 ans (2 stations)	↓ nombre de crues hivernales; aucun changement significatif en été	Mudelsee et al. (2003)
Irlande	1941-1995 (4 stations)	↑ débit annuel moyen depuis 1975; ↑ débit du mois de mars depuis 1975	Kiely (1999)
Roumanie	1950-1993 (16 stations)	↓ du débit hivernal de 50% depuis 1983	Carbonnel et al. (1997)
Australie	1919-1990 (30 stations)	Aucune tendance significative du débit annuel	Chiew et McMahon (1993)
Bassin Mahanadi (Inde)	1926-1980 (2 stations)	↓ débit annuel moyen	Rao (1995)
29 bassins supérieurs à 200 000 km ²	Minimum 30 ans (2066 stations)	↑ risque d'occurrence d'une crue à période de retour supérieure à 100 ans	Milly et al. (2002)

2 de 2

bassin versant (les « régions-pays » du tableau comprennent les résultats pour plusieurs bassins) (Arnell et al., 2001). Toutefois, ces études ne tiennent pas toutes compte des possibles changements d'utilisation du sol (par exemple, la déforestation peut contribuer à accroître le débit d'une rivière en accélérant le ruissellement à l'intérieur du bassin et la présence d'un barrage peut régulariser le débit).

2.1.3 Perspectives générales

À la lumière de ce qui a été présenté précédemment, il semble de plus en plus évident qu'un réchauffement global du climat induit par les activités humaines serait en action et qu'il occasionnerait des impacts actuellement visibles sur les patrons de précipitations et les régimes des débits. Par contre, les impacts observés ne sont pas les mêmes pour toutes les régions étudiées. Sur le plan de la physique, l'augmentation de la précipitation est consistante avec la rétention accrue de l'atmosphère réchauffée mais la distribution de cette quantité d'eau supplémentaire sur le globe ne se fait pas de façon équitable (Arnell, 1999b). Les patrons régionaux de la précipitation sont influencés par les rétroactions entre le réchauffement global atmosphérique et d'autres composantes du système climatique comme, par exemple, la circulation thermohaline océanique (Allen et Ingram, 2002). Le degré d'intensification du cycle hydrologique dépend en particulier de l'ampleur du réchauffement de la surface océanique, laquelle n'est pas uniforme (Yang et al., 2003). Bref, les tendances observées à l'échelle globale ne doivent pas être automatiquement appliquées à une région particulière.

À l'instar d'autres composantes du climat, le cycle hydrologique est un système très complexe et les changements qu'il pourrait subir dépassent largement le cadre de la précipitation et des débits. La figure 5 présente un schéma conceptuel qui illustre l'ampleur des impacts potentiels du réchauffement global sur la circulation de l'eau à travers le système climatique. Ce schéma va au-delà des objectifs de la présente étude mais il permet de la situer dans un contexte global.

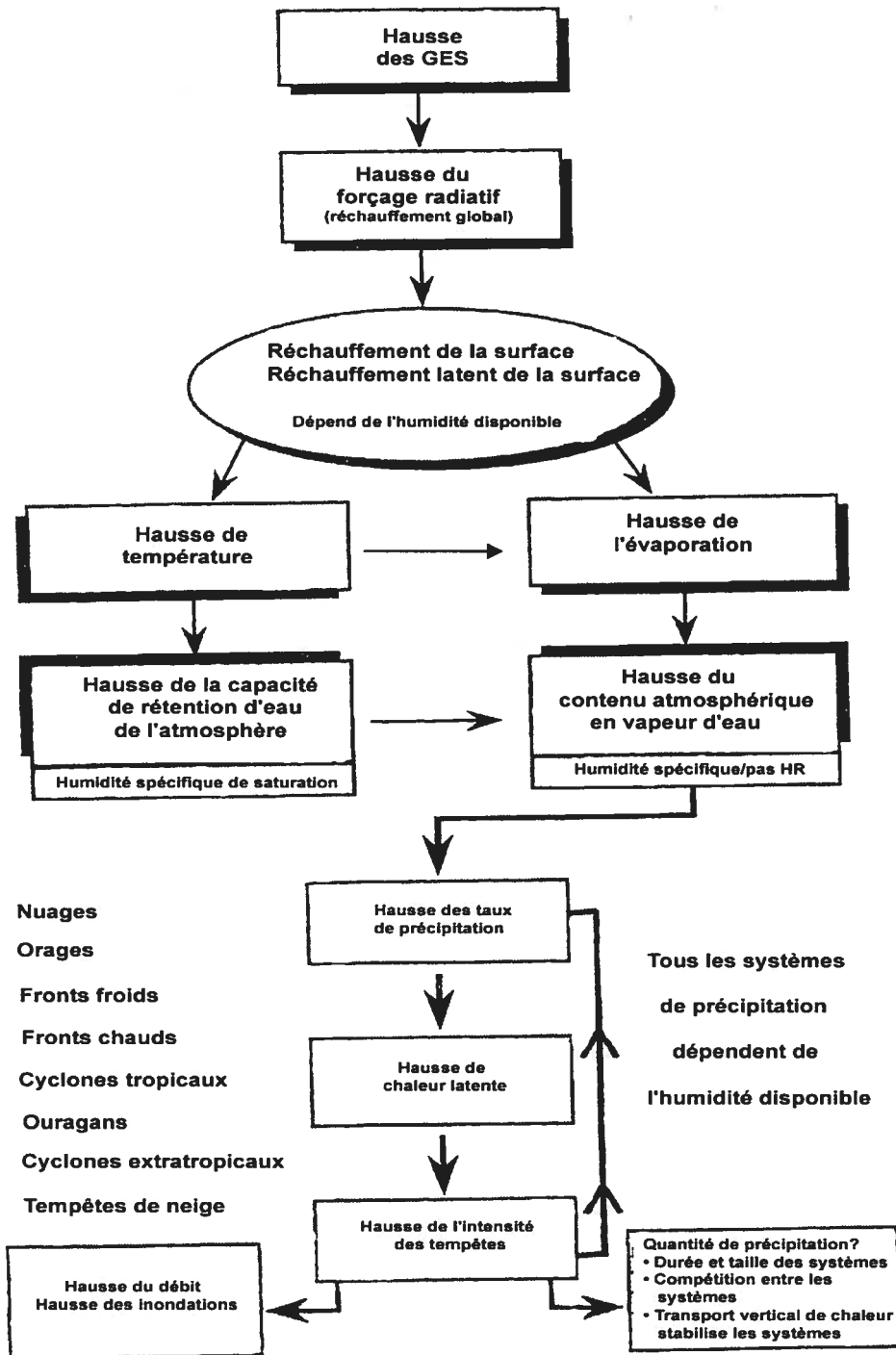


Figure 5. Schéma conceptuel illustrant les impacts potentiels d'un réchauffement global sur le cycle hydrologique (modifiée d'après Trenberth, 1999)

2.2 Création de scénarios climatiques futurs pour les études hydrologiques

Il existe deux facteurs majeurs qui rendent impossible la quantification précise de l'état futur du système climatique. Premièrement, la période à l'étude n'a pas encore été observée. Deuxièmement, le comportement chaotique du système climatique ne permet pas d'interpoler linéairement les changements observés actuellement vers des périodes encore inconnues. La création de scénarios de changements climatiques peut néanmoins fournir des indications quant à la gamme des possibilités concernant l'état du système climatique futur.

L'IPCC-TGCI (1999) décrit quatre approches par scénarios : les scénarios synthétiques, les analogues spatial et temporel ainsi que l'utilisation d'un modèle climatique. Dans le cadre des études portant sur l'impact d'un réchauffement climatique sur le comportement des débits des rivières, la dernière approche est la plus utilisée car ce type de modèle possède l'avantage de représenter le système climatique de façon physiquement réaliste. L'approche consiste, de façon générale, à utiliser les sorties de simulation (surtout de température et de précipitation) des modèles couplés de circulation générale (MCCG), lesquelles sont basées sur des tendances possibles d'évolution de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, comme entrées dans un modèle hydrologique. Ce dernier simule le comportement du débit d'un bassin à l'étude à l'aide des données simulées par le MCCG pour le futur. La comparaison des débits futurs modélisés avec les débits présentement observés permet d'identifier les conséquences possibles du réchauffement climatique global. Dans certains cas, l'utilisation d'une technique de réduction de l'échelle spatiale des données fournies par le MCCG peut s'avérer nécessaire avant leur insertion dans le modèle hydrologique. Les sous-sections suivantes donnent plus de détails sur ces outils.

2.2.1 Les scénarios d'évolution de la concentration des gaz à effet de serre (GES)

Depuis le début de l'ère industrielle, la concentration des gaz à effet de serre (GES) a augmenté de façon soutenue. Par exemple, entre l'année 1750 et la fin du siècle précédent, la quantité de gaz carbonique (CO₂) a augmenté de 31%, le méthane (CH₄) de 149%, l'oxyde d'azote (N₂O) de 16%, sans compter l'apparition des chlorofluorocarbones (CFC) (Ramaswamy, 2001). Ces changements rapides ne peuvent, selon toute vraisemblance, être entièrement expliqués par la variabilité naturelle du climat. De plus, l'étroite relation entre la hausse de température et la hausse des concentrations des GES depuis le début de l'ère industrielle (figure 1) suggère que certaines activités humaines (combustion fossile, agriculture, déforestation, etc.) contribueraient à ces changements. Or, les tendances actuelles permettent de croire que ceux-ci devraient se poursuivre au cours du 21^e siècle.

Pourtant, la quantification de l'évolution future des émissions de GES dans l'atmosphère constitue un problème majeur. Même s'il est très plausible que ces émissions continuent à augmenter, leur ampleur dépend de plusieurs facteurs externes, lesquels possèdent leurs propres incertitudes. La création de scénarios crédibles représente, à l'heure actuelle, la meilleure solution :

“Future greenhouse gas (GHG) emissions are the product of very complex dynamic systems, determined by driving forces such as demographic development, socio-economic development, and technological change. Their future evolution is highly uncertain. Scenarios are alternative images of how the future might unfold and are appropriated tool with which to analyse how driving forces may influence future emission outcomes and to assess the associated uncertainties. They assist in climate change analysis, including climate modeling and the assessment of impacts, adaptation, and mitigation. The possibility that any single emissions path will occur as described in scenarios is highly uncertain.” (IPCC, 2000).

Incidemment, l'IPCC a mis au point, à l'aide de modèles simples de bilan d'énergie, des scénarios d'évolution possible de la concentration des GES dans l'atmosphère pour la période 2000-2100, lesquels sont identifiés comme étant les scénarios SRES (*Special Report on Emission Scenarios*) (IPCC, 2000). Ils sont principalement regroupés en quatre familles: A1, A2, B1 et B2. Chacune de ces

familles représente un schéma crédible de l'évolution des forces motrices déterminant les émissions de GES. Le tableau III résume les principales caractéristiques associées à chacun de ces scénarios. Les deux dernières lignes, lesquelles présentent la hausse de température prévue pour 2050 et 2100, montrent que la famille de scénarios A2 sont les plus pessimistes (la hausse de température prévue est élevée) alors que la famille B1 regroupe les scénarios les plus optimistes (la hausse de température prévue est modérée). Notons que dans les quatre cas, une hausse de la température globale est anticipée. Il est suggéré de se référer au rapport de l'IPCC sur les scénarios d'émission (IPCC, 2000) pour les données quantitatives des concentrations des différents GES.

Tableau III. Principales caractéristiques des familles de scénarios SRES (modifié d'après IPCC, 2000; Dessai et Hulme, 2001)

	Scénarios			
	A1	A2	B1	B2
Croissance démographique	Modérée	Élevée	Modérée	Modérée
Développement économique	Rapide	Lent	Rapide	Modéré
Développement technologique	Rapide	Lent	Rapide	Modéré
Investissements	Élevés	Faibles	Élevés	Moyens
Développement culturel par :	Éducation	Valeurs familiales	Conscience sociale et environnementale	Éducation
Institutionnalisation	Nationale et internationale	Locale et régionale	Locale, nationale et internationale	Locale
Conscience environnementale	Moyenne	Faible	Élevée	Élevée
Hausse de température prévue pour 2050 (°C)	1,6	1,5	1,2	1,5
Hausse de température prévue pour 2100 (°C)	3,0	3,8	2,0	2,7

Certaines critiques ont été faites concernant ces scénarios. Le choix d'un horizon éloigné tel que l'année 2100 peut sembler risqué compte tenu que les connaissances sur l'état actuel du système climatique ne sont pas parfaites. De plus, les interactions entre les facteurs climatiques, socioéconomiques, technologiques et sociétaux sont plutôt vagues. Toutefois, la principale critique concerne le fait qu'aucune probabilité d'occurrence n'est assignée par l'IPCC à ces scénarios. Les scénarios SRES sont jugés crédibles et plausibles mais les chances qu'un scénario précis se produise n'ont pas été quantifiées (Pittock, 2002; Schneider, 2002; Zwiers, 2002). Wigley et Raper (2001) ont assigné une probabilité aux scénarios SRES (à l'extérieur du cadre de l'IPCC) et obtenu une probabilité de 90% que le réchauffement global en 2100 soit entre 1,7 et 4,9°C, alors que pour les scénarios SRES, l'intervalle (qui tient compte des incertitudes mais sans probabilité assignée) est de 1,4 à 5,8°C.

2.2.2 Les modèles couplés de circulation générale (MCCG)

Les scénarios SRES prennent tout leur sens lorsqu'ils sont intégrés dans les simulations des modèles climatiques. Ces derniers ont connu une évolution importante au cours des quarante dernières années (voir la revue détaillée de McGuffie et Henderson-Sellers (2001)), laquelle culmine par l'apparition vers la fin des années 1990 des modèles couplés de circulation générale (MCCG). La crédibilité de ces modèles repose sur leur capacité à représenter de façon réaliste l'ensemble des connaissances actuelles des composantes du système climatique, lesquelles sont basées sur les lois de la physique, sous une forme mathématique à l'aide d'équations et d'expressions dont la résolution se fait à l'aide de méthodes numériques et ce, en plusieurs points d'une grille en trois dimensions qui recouvre la surface du globe (Trenberth, 1997).

La figure 6 fournit une représentation conceptuelle d'une portion de la grille d'un MCCG typique. Les composantes atmosphérique et océanique, dont la combinaison correspond au « couplage », sont constituées d'une succession de

plusieurs niveaux dont les dimensions dépendent de la résolution du modèle (par exemple, la résolution du modèle britannique HadCM3 est de $2,5^\circ$ de latitude x $3,75^\circ$ de longitude). Des échanges d'énergie se produisent entre les différents niveaux autant à la verticale qu'à l'horizontale et ce, par l'intermédiaire des processus de diffusion, de convection, d'advection et de résurgence. Des sous-modèles (plus ou moins développés) représentant la surface continentale et la glace océanique sont également inclus. Des simulations sont ainsi réalisées à chaque point de la grille (tous les points de la grille couvrent l'ensemble de la surface terrestre) pour une période de temps allant généralement de 1900 à 2100 selon un pas de temps d'une demi-heure. Les sorties de ces simulations sont des séries de données pour diverses variables climatiques comme la température et la précipitation, lesquelles peuvent être utilisées dans différents types d'études d'impacts (hydrologiques, agricoles, etc.). La première moitié des séries de simulations (essentiellement le 20^e siècle) est modélisée en tenant compte des concentrations actuelles des GES. La deuxième séquence allant jusqu'à 2100 est modélisée selon les prévisions d'évolution futures des GES, tel qu'elles sont décrites dans les scénarios SRES. Elles sont converties en concentrations puis intégrées dans la formulation mathématique des MCCG. Ainsi, par exemple, une simulation climatique sera nommée « A1 » si elle intègre les concentrations des GES selon le scénario d'évolution A1 présenté au tableau III. McAvaney et al. (2001) fournissent plus de détails sur la formulation et les simulations des MCCG.

Il existe à l'heure actuelle une trentaine de MCCG développés par plusieurs pays (dont certains sont présentés au tableau IV). Ils sont différenciés par la résolution de leurs composantes atmosphérique et océanique, leurs schémas de représentation de la surface continentale et de la glace océanique ainsi que par leur formulation mathématique. Ces différences impliquent nécessairement que la qualité de la représentation du système climatique varie d'un modèle à l'autre. Celles-ci ont été mises en évidence par le *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP), qui a étudié la performance de quinze MCCG pour simuler les moyennes globales et zonales ainsi que les distributions géographiques de plusieurs variables climatiques.

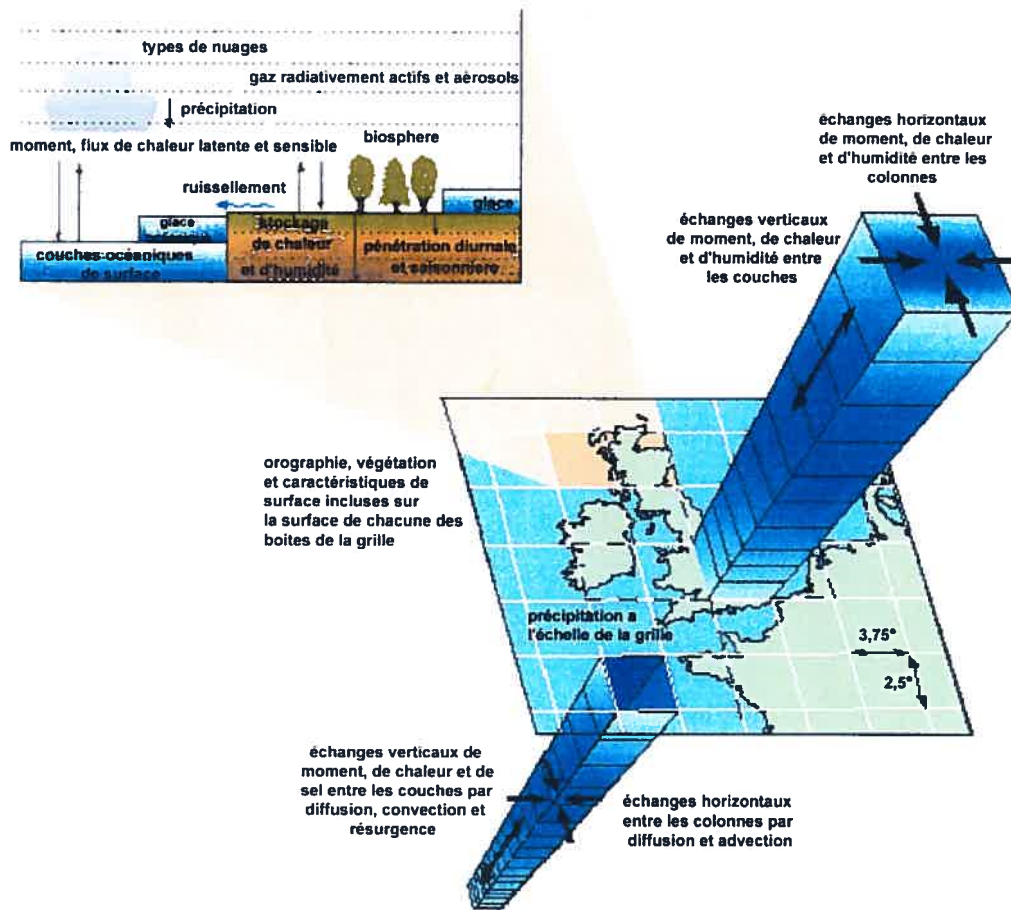


Figure 6. Représentation conceptuelle d'une portion d'un modèle couplé de circulation générale (modifiée d'après IPCC-TGCI, 1999)

Les résultats montrent qu'aucun modèle ne se démarque. Au contraire, les résultats se rapprochant le plus de la réalité sont ceux associés à la moyenne des quinze modèles (Lambert et Boer, 2001).

Tableau IV. Liste de quelques MCCG existants (modifié d'après McAvaney et al., 2001)

Modèle	Pays	Résolution atmosphérique(°x °)	Résolution océanique (° x °)	Référence
ARPEGE/OPA2	France	5,6 x 5,6 (30 niveaux)	2,0x 2,0 (31 niveaux)	Barthelet et al. (1998)
CCSR/NIES	Japon	5,6 x 5,6 (20 niveaux)	2,8 x 2,8 (17 niveaux)	Emori et al. (1999)
CGCM1	Canada	3,8 x 3,8 (10 niveaux)	1,8 x 1,8 (29 niveaux)	Flato et al. (2000)
CSIRO Mk2	Australie	3,2 x 5,6 (9 niveaux)	3,2 x 5,6 (21 niveaux)	Gordon et O'Farrell (1997)
CSM 1.3	États-Unis	2,8 x 2,8 (18 niveaux)	2,0 x 2,4 (45 niveaux)	Boville et al. (2001)
ECHAM4/OPYC3	Allemagne	5,6 x 5,6 (19 niveaux)	4,0 x 4,0 (11 niveaux)	Voss et al. (1998)
HadCM3	Royaume-Uni	2,5 x 3,75 (19 niveaux)	1,25 x 1,25 (20 niveaux)	Gordon et al. (2000)

Par contre, les MCCG sont capables de reproduire les grandes constituantes du système climatique. Selon Grassl (2000), la crédibilité des MCCG s'évalue par leur capacité à représenter quatre éléments : le climat présent, les cycles interannuels et décennaux identifiés à partir des séries de données climatiques enregistrées, les épisodes majeurs du passé (dernier maximum glaciaire, petit âge glaciaire, optimum médiéval, etc.) et les changements climatiques brutaux. Les MCCG actuels ont répondu aux trois premières conditions (Grassl, 2000). Leur principale faiblesse demeure néanmoins leur résolution grossière. La puissance des superordinateurs utilisés pour réaliser les simulations des MCCG limite actuellement leur résolution à

quelques centaines de kilomètres, ce qui est particulièrement problématique pour les études régionales comme les applications à l'échelle des bassins versants (Shackley et al., 1998; McGuffie et Henderson-Sellers, 2001; Karl et Trenberth, 2003).

2.2.3 Les modèles hydrologiques

L'approche par la modélisation est également privilégiée en hydrologie. Par contre, l'échelle d'analyse des modèles hydrologiques est beaucoup plus fine que celle des MCGG puisqu'ils sont habilités à représenter sous forme mathématique les processus du cycle hydrologique se produisant à l'intérieur d'un bassin versant. Ces modèles sont utilisés pour la gestion des ressources hydriques, le contrôle des inondations (prévision hydrologique), la régularisation des cours d'eau, le dimensionnement des ouvrages et la production hydroélectrique (Rousselle et al., 1999). Dans un contexte de réchauffement climatique, ces modèles peuvent également être employés dans le cadre d'études d'impacts sur les régimes hydrologiques futurs. L'utilisation d'instruments possédant une représentation physique des processus impliqués permet aussi de compenser les faiblesses des méthodes statistiques traditionnelles qui utilisent les distributions de probabilités car ces dernières ne peuvent pas détecter l'influence de certains des facteurs mentionnés précédemment (régularisation des cours d'eau, l'occurrence d'un réchauffement climatique, etc.) (Rousselle et al., 1990).

Il existe, à l'heure actuelle, une multitude de modèles hydrologiques, d'où la nécessité de les classer. Il existe plusieurs classifications possibles mais celle consistant à répartir ces modèles selon leur représentation des processus hydrologiques est prédominante (Singh, 1995; Rousselle et al., 1999; Koivusalo, 2002). Elle comprend les approches déterministe et stochastique. Les modèles déterministes utilisent les lois de la physique pour représenter de façon la plus réaliste possible les caractéristiques d'un bassin versant et la gamme des processus impliqués. De cette façon, les paramètres déterminés demeurent constants tout au long de la simulation, les séries de données hydrologiques sont ainsi identiques d'une

simulation à l'autre. Un modèle déterministe est décrit comme étant « distribué » s'il tient compte de l'hétérogénéité des processus d'un bassin versant en le découpant en « éléments » (précipitation, évapotranspiration, fonte de neige, infiltration, etc.) et en réalisant des calculs pour chacun de ces éléments. À l'inverse, s'il est basé sur l'hypothèse que ces processus sont spatialement uniformes, un modèle déterministe est décrit comme étant « global ». Certains modèles utilisent uniquement des équations mathématiques qui ne prennent pas en compte les lois de la physique pour produire des séries de données hydrologiques, lesquels sont alors décrits comme des modèles « empiriques » (Rousselle et al., 1999). De leur côté, les modèles stochastiques extraient les caractéristiques statistiques des séries observées de données hydrologiques pour l'estimation des paramètres de simulations. Puisque ces modèles ne sont pas entièrement basés sur les lois de la physique mais aussi sur des fonctions de distribution de probabilités, il y a toujours une partie des simulations qui est attribuable au hasard. Incidemment, si l'on tourne un modèle plusieurs fois, les simulations présentent un comportement statistique moyen similaire mais variable dans le détail (Rousselle et al., 1999).

Selon Roy (2000), il n'existe pas de règles précises pour choisir un modèle. Il mentionne que ce choix dépend de la nature du problème et des besoins spécifiques de l'étude à réaliser. Toutefois, Rousselle et al. (1999) suggèrent qu'un modèle doit satisfaire trois conditions : la représentation physique des processus hydrologiques doit être raisonnable et ne pas être exagérément complexe, la quantité de paramètres à évaluer doit être gardée au minimum et la performance doit régulièrement être validée avec les données observées. Le tableau V fournit des exemples de modèles conçus au Canada et aux États-Unis. Pour une revue exhaustive des modèles existants pour tous les pays, il est suggéré de se référer à Singh et Woolhiser (2002), lesquels ont résumé des informations et fourni des références pour environ 70 modèles.

Dans le cadre d'études d'impacts du réchauffement climatique global sur le comportement hydrologique des rivières, les sorties de simulations du climat futur

Tableau V. Liste de quelques modèles hydrologiques nord-américains (modifié d'après Rousselle et al., 1999)

Modèle	Institution	Objectifs	Type	Régions d'application
<u>CANADA</u>				
CEQUEAU	INRS-EAU	Prévision des apports	Distribué	Saguenay, Europe. Afrique
HSAMI	Hydro-Québec	Prévision des apports	Global	Plusieurs rivières du Québec
HYDROTEL	INRS-EAU	Gestion des ressources hydriques	Distribué	Appalaches, Ontario, France
PREVIS	ALCAN	Prévision des apports	Global	Saguenay-Lac-Saint-Jean
QHM	Université d'Ottawa	Gestion des ressources hydriques	Empirique et global	Rivière Rideau (Ontario)
SLURP	NHRI	Prévision des apports, gestion des ressources hydriques	Semi-distribué	Rivières Kootenay, MacKenzie, Souris (Colombie-Britannique)
UBC	University of British-Columbia	Prévision des apports en régions montagneuses	Distribué	Rivières Fraser, Illecillewaet, Campbell (Colombie-Britannique)
WATFLOOD	University of Waterloo	Prévision des apports	Distribué	Colombie-Britannique, Territoires du Nord-Ouest
<u>ÉTATS-UNIS</u>				
HSPF	Environmental Protection Agency	Simulation des apports et qualité des eaux	Global	Amérique, Europe, Australie, Afrique, Asie
KINEROS	Department of Agriculture	Modélisation dynamique de l'érosion	Semi-distribué	Colorado, Mississippi, Arizona
NWSRFS	Natl. Weather Service	Prévision des apports	Global	Amérique, Europe, Australie, Afrique, Asie
PRMS	Geological Survey	Gestion des ressources hydriques	Distribué	Montana, Alabama, Colorado, Appalaches
SSARR	Army Corps of Engineers	Gestion des ressources hydriques	Global	Rivières Columbia, Fraser, Outaouais, Grande-Baleine, Ste-Marguerite
SWRRB	Department of Agriculture	Prévision des apports	Global	Centaines de bassins versants aux États-Unis
WMS	Army Corps of Engineers	Gestion des ressources hydriques	Global	Sud des États-Unis

des modèles climatiques (température, précipitation, etc.) peuvent être utilisées comme données initiales dans un modèle hydrologique. Le tableau VI résume les résultats de plusieurs études qui ont utilisé cette technique de « couplage modèle climatique – modèle hydrologique » et ce, pour plusieurs régions (ou rivières à grande échelle). L'avantage majeur de cette méthode est que la représentation physique d'un modèle hydrologique (non empirique) peut compenser certaines faiblesses des modèles climatiques, notamment leur représentation simpliste de la surface continentale et des processus hydrologiques s'y produisant, tel que démontré par Kite et al. (1994). Dans leur étude, ces derniers ont produit deux hydrogrammes de débit mensuels moyens pour le bassin du fleuve Mackenzie pour la période 1972-1990. Pour ces deux hydrogrammes, les données initiales (précipitation, évaporation, épaisseur du couvert de neige, humidité du sol) proviennent du modèle climatique atmosphérique (non couplé) GCM2 mais ces données ont été introduites, en premier lieu, dans une formule empirique de bilan hydrique et, dans le deuxième cas, dans le modèle hydrologique *Simple Lumped Reservoir Parametric* (SLURP). Le débit moyen obtenu par la première méthode surestime les valeurs observées de 72% (+97% pour la précipitation) alors que la deuxième méthode présente une surestimation du débit de 5% (+21% pour la précipitation). La première méthode n'a également pu reproduire la forme de l'hydrogramme de crue alors que la deuxième méthode a démontré quelques différences en mai, septembre et octobre, mais une représentation générale adéquate. Selon Kite et al. (1994), ces différences s'expliqueraient par l'absence de transfert latéral du ruissellement de surface dans les modèles climatiques. Toutefois, à l'instar des modèles climatiques, les connaissances théoriques des processus font foi du réalisme des modèles hydrologiques.

2.2.4 Le problème d'échelle et les techniques de réduction spatiale

Le couplage direct des données climatiques (température, précipitation, etc.) fournies par un MCCG avec un modèle hydrologique peut s'avérer inadéquat lorsque la zone d'étude est de taille inférieure à la résolution du MCCG. Ce dernier possède

Tableau VI. Tendances hydrologiques estimées pour le futur

Région à l'étude	Modèles hydrologique/climatique	Principaux changements hydrologiques anticipés (année moyenne de la période future étudiée)	Référence
Rivière Fraser (Colombie-Brit.)	UBC/CGCM1 & HadCM2	↑ débit moyen; ↓ pic printanier moyen; pic printanier se produit en moyenne 24 jours plus tôt (2085)	Morrison et al. (2002)
Bassin Georgia (Colombie-Brit.)	UBC/CGCM1	↑ débit hivernal (riv. à régime pluviale); fonte de neige + rapide (riv. à régime nivale); - neige et + pluie (riv. à régime hybride) (2020, 2050, 2080)	Whitfield et al. (2002)
Rivières Campbell et Illecillewaet (C.-B.)	UBC/CGCM1	Upper Campbell (côte) : ↑ magnitude et fréquence des crues; Illecillewaet (montagne) : ↓ nombre et fréquence des crues (2095)	Loukas et al. (2002)
Rivière Châteauguay (Québec)	HEC-DAMBRK/CGCM1	↑ quantité associée aux événements de précipitation à période de retour 20 et 100 ans (2030, 2090)	Roy et al. (2001)
Ouest des Etats-Unis	Conceptual Snow /CGCM1 & HadCM2	↓ de l'épaisseur du couvert de neige le 1 ^{er} avril; ↑ des précipitations hivernales sous forme de pluie (2030, 2095)	McCabe et Wolock (1999)
Rivière Rhin (Europe)	RHINEFLOW / UKHI & XCCC	↑ débit hivernal (fonte accélérée de la neige); ↓ débit printanier (↓ stockage hivernal et ↑ évapotranspiration) (2050, 2100)	Middelkoop et al. (2001)
Tamise et Severn (Grande-Bretagne)	CLASSIC/HadCM2	↑ fréquence et intensité des inondations (2050)	Reynard et al. (2001)
Rivière Pinios (Grèce)	WBUDG/HadCM2	↓ débit mensuel moyen (2050)	Mimikou et al. (2000)
Europe (global)	Macro-PDM/UKTR, GHGx	↓ débit annuel au Sud mais ↑ au Nord; ↑ débit hivernal et ↓ débit printanier à l'est (2050)	Arnell (1999a)
Neuf bassins à l'échelle continentale	VICMHM/ 8 MCG	↑ pic de débit printanier (riv. à régime presque uniquement nival); ↑ du débit hivernal (riv. à régime hybride); ↓ du débit annuel (riv. à régime presque uniquement pluvial) (2025, 2045)	Nijssen et al. (2001)

un niveau de performance adéquat pour représenter les caractéristiques atmosphériques du système climatique à l'échelle globale mais il n'est généralement pas maintenu à l'échelle régionale (McGuffie et al., 1999). En effet, sa résolution grossière ne lui permet pas de détecter les forces régionales agissant sur le climat comme l'orographie, le contraste terre-mer, l'effet urbain et la présence d'îles (Leung et al., 2003). Or, les répercussions subséquentes dues au réchauffement du climat, tel qu'ils pourraient affecter les populations et les écosystèmes, se feraient ressentir à cette échelle (Robock et al., 1993). Dans le cadre d'une étude hydrologique en rapport avec le régime des débits, la région d'étude correspond généralement au bassin versant, lequel est dans une majorité de cas de taille inférieure à la résolution d'un MCCG (sauf si le bassin est de taille continentale). Il y a donc une discordance d'échelle (Hostetler, 1994; Lins et al., 1997).

Toutefois, l'émergence de techniques capables de désagréger l'information obtenue à l'échelle globale vers une échelle régionale a permis de combler l'écart entre ce que les modèles peuvent fournir et les besoins des études régionales. La réduction de l'échelle spatiale des données fournies par les MCCG est ainsi rendue possible. Ces techniques sont basées sur le principe qu'il existe une relation physique ou statistique entre les processus atmosphériques et les données enregistrées par les stations météorologiques, laquelle serait toujours valide dans le cadre d'un réchauffement climatique à l'échelle globale (Wilby et Wigley, 1997; Xu, 1999). Une fois la technique appliquée, les données du MCCG sont dites « spatialement réduites » et devraient logiquement présenter un niveau de corrélation avec les données observées supérieur à celui des données provenant directement du MCCG. La figure 7 illustre de façon schématique le principe général.

Il est cependant important de faire la distinction entre les techniques de réduction d'échelle spatiale et celles associées à la régionalisation, autre terme régulièrement utilisé en hydrologie. Les premières font référence au transfert d'information d'une échelle spatiale vers une autre plus fine, alors que les dernières

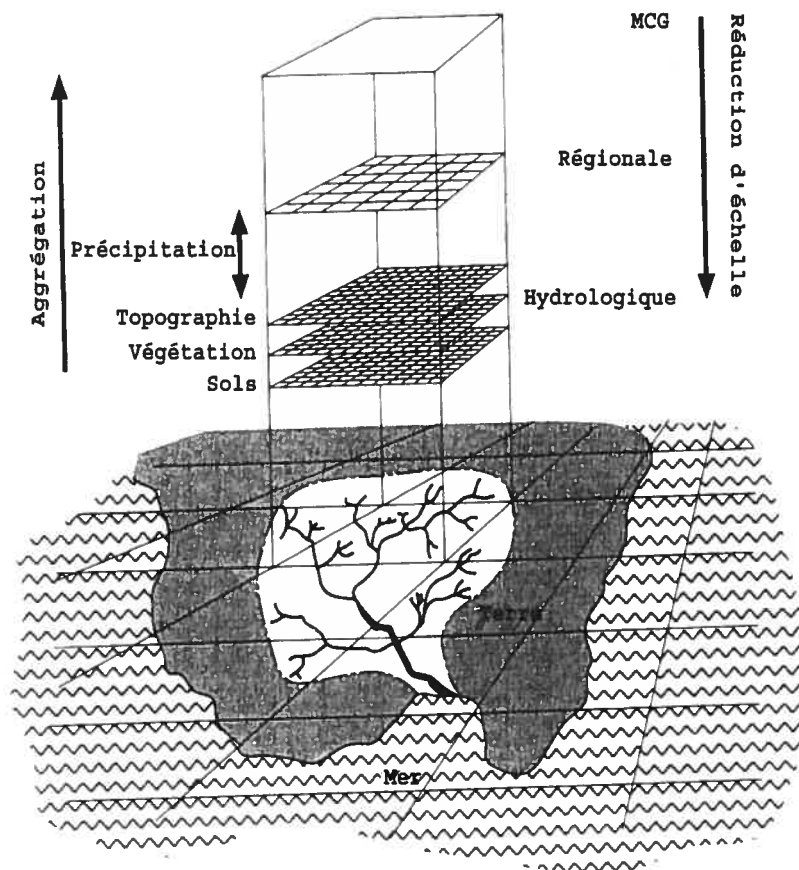


Figure 7. Représentation schématique du principe de réduction de l'échelle spatiale des données climatiques fournies par un MCG (modifiée d'après Wilby et Wigley, 1997)

représentent le transfert d'information d'un bassin versant à un autre bassin versant (Blöschl et Sivapalan, 1995).

Les techniques de réduction spatiale sont nombreuses mais elles peuvent être regroupés en quatre familles : les modèles régionaux du climat (MRC), les fonctions de transfert, les patrons météorologiques et les générateurs stochastiques. Celles-ci ont été abondamment décrites dans la littérature (Giorgi et Mearns, 1991; Hewitson et Crane, 1996; Wilby et Wigley, 1997; Winkler et al., 1997; Wilks et Wilby, 1999; Xu, 1999; Giorgi et al., 2001; Yarnal et al., 2001; Prudhomme et al., 2002). Le tableau VII résume le principe de fonctionnement de ces méthodes et donne leurs avantages ainsi que leurs limites. Les informations fournies dans ce tableau proviennent des références nommées précédemment.

Tableau VII. Principales caractéristiques des techniques de réduction spatiale

	Principes	Avantages	Limites
Techniques Modèles régionaux du climat (MRC)	Représentent la dynamique du climat de manière mathématique; le domaine spatial focalise sur une région spécifique de la terre et « ignore » le reste de la grille du MCCG, ce qui permet de réduire la résolution du modèle pour la zone à l'étude; les sorties du MCCG sont utilisées comme conditions initiales aux limites du domaine pour perturber la simulation.	<ul style="list-style-type: none"> Physiquement consistant avec les MCCG; Tiennent compte de phénomènes non détectables par les MCCG (précipitation orographique, etc.); Fourmillent de l'information climatique à une résolution de 20-50 km; Reflètent l'hétérogénéité spatiale du climat régional. 	<ul style="list-style-type: none"> Exigeant en puissance informatique; Taille et localisation du domaine spatial affectent les résultats; Dépendent du réalisme des MCCG Impossible de transférer l'information climatique vers d'autres régions; Réduction spatiale supplémentaire essentielle si l'information climatique doit être obtenue au niveau des stations.
Fonctions de transfert	Représentent des rapports statistiques empiriques (régressions) entre des variables observées de la circulation atmosphérique (pression au niveau de la mer, vorticité, etc.) et celles enregistrées par les stations météo. (température, précipitation); les équations peuvent être perturbées par les données des MCCG pour le présent ou le futur.	<ul style="list-style-type: none"> Flexibles et faciles d'application; Demandent peu de ressources informatiques; Fourmillent l'information climatique à l'échelle des stations météorologiques; Permettent de produire une multitude de scénarios climatiques. 	<ul style="list-style-type: none"> N'expliquent pas toute la variabilité climatique régionale; Dépendent du réalisme des MCCG; Assume que les paramètres du modèle sont constants sous des conditions climatiques futures (stationnarité); Très sensibles au choix des variables atmosphériques.
Patrons météorologiques	Comme les fonctions de transferts mais la relation avec les données de surface se fait avec des patrons synoptiques de circulation atmosphérique.	<ul style="list-style-type: none"> Respectent la dépendance physique; entre les changements de précipitations et ceux de la circulation atmosphérique; Applicables sur plusieurs variables. 	<ul style="list-style-type: none"> Subjectivité des classifications; Problèmes avec les événements rares; Assument que la relation circulation-climat local est toujours valide au futur.
Générateurs stochastiques	Produisent des séries synthétiques de données climatiques; l'occurrence de la précipitation est basée sur un modèle de Markov à 2 �tats et l ou plusieurs ordres, la quantité d'eau pour un jour de pluie déterminée selon la loi gamma; la température est conditionnelle à la précipitation; réduction spatiale effectuée en modifiant les paramètres selon les perturbations des MCCG.	<ul style="list-style-type: none"> Faciles d'application; largement testés; Reproduisent adéquatement plusieurs statistiques du climat; Génèrent une gamme importante de scénarios pour les analyses d'impacts. 	<ul style="list-style-type: none"> Modification arbitraire des paramètres pour les conditions futures; Dépendent de la capacité des MCCG à reproduire la moyenne et la variabilité des précipitations; L'autocorrélation spatiale est rarement maintenue; événements extrêmes difficilement reproduits.

3. MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre décrit la méthodologie suivie pour réaliser ce projet de recherche. Une présentation des grandes lignes de l'approche préconisée permet tout d'abord d'établir le contexte général de l'étude. Les sous-sections suivantes fournissent des détails sur les différentes étapes de la méthodologie. En premier lieu, les différents modèles utilisés sont décrits. Ensuite, les bassins versants à l'étude et les données climatiques employées sont abordés. Par la suite, les méthodes d'analyse des résultats, notamment l'utilisation de tests statistiques, sont expliquées. En terminant, les limites de l'approche préconisée sont exposées.

3.1 Description générale de l'approche préconisée

À l'heure actuelle, parmi les approches les plus crédibles et les plus utilisées pour évaluer les impacts potentiels du réchauffement climatique résultant de la hausse des concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre (GES) sur le comportement hydrologique de bassins versants figure celle de la combinaison d'un modèle climatique avec un modèle hydrologique. Le choix de cette approche résulte de la capacité de ces modèles à conserver la dynamique des systèmes climatique et hydrologique grâce à la représentation des processus impliqués sous forme d'équations mathématiques. De façon générale, l'approche consiste à extraire des séries de données des variables climatiques provenant des simulations réalisées pour le présent et le futur avec un modèle climatique. Ces séries de données sont ensuite utilisées comme données d'entrées dans un modèle hydrologique, lequel exécute des simulations du comportement hydrologique d'un bassin de drainage à l'étude, notamment du régime des débits. Les impacts potentiels du réchauffement climatique sur le comportement hydrologique sont alors déduits en comparant les simulations de la période future par rapport à celles de la période actuelle.

Dans le cadre de cette étude, le modèle climatique choisi est le modèle couplé de circulation générale (MCCG) développé par le Centre Canadien de Modélisation et

d'Analyse du Climat (CCmaC), le CGCM1. Les données climatiques extraites du modèle sont des séries quotidiennes de température moyenne et de précipitation pour les périodes 1961-1990 et 2040-2069, obtenues de la simulation basée sur le scénario IS92a d'évolution des concentrations atmosphériques des GES. Celui-ci est un prédécesseur des scénarios SRES (voir la section 2.2.1) et constitue le seul scénario utilisé par le CGCM1 (les scénarios SRES sont intégrés dans le modèle CGCM2. Ce dernier ne fournissait que des moyennes mensuelles au moment de la réalisation de la présente étude, d'où la préférence pour le CGCM1). Il se situe entre les scénarios SRES A2 et B2 en termes d'évolution future des concentrations des GES mais il est similaire au scénario B2 en termes de projections futures de la température (Elaine Barrow, Environnement Canada, communication personnelle).

Idéalement, il est judicieux de réduire l'échelle spatiale des séries de données de température moyenne et de précipitations extraites du modèle CGCM1 avant de les utiliser comme données d'entrées dans un modèle hydrologique. En effet, la résolution grossière du modèle CGCM1, de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres, ne lui permet pas de fournir des données climatiques à l'échelle des bassins versants, donc encore plus vrai pour les stations météorologiques. Les données des modèles climatiques à résolution grossière ne sont donc pas adéquates pour les études d'impacts hydrologiques. Incidemment, il est conseillé d'utiliser une méthode permettant de réduire les données climatiques fournies par le modèle CGCM1 à l'échelle désirée. Dans le cadre de ce projet de recherche, un deuxième modèle est utilisé pour exécuter cette tâche. Il s'agit du *Statistical Downscaling Model* (SDSM). Ce dernier développe des équations de régression pour décrire de façon empirique les relations existantes entre le climat observé à l'échelle de la circulation atmosphérique et celui de la surface (tel que quantifié par les séries de données observées de stations météorologiques). Ces équations sont utilisées pour générer de façon stochastique des séries synthétiques de données climatiques, de température moyenne et de précipitation dans le cas présent, avec une meilleure concordance avec les séries de données observées. Le modèle SDSM est le résultat d'efforts récents pour faciliter l'application des méthodes statistiques pour réaliser la

réduction spatiale des données fournies par les MCCG et a été jusqu'à maintenant peu appliqué. La présente étude représente donc l'une des premières applications de SDSM. Une partie importante des résultats (voir le chapitre 4) porte sur la performance de ce modèle.

Lorsque les données climatiques de température et de précipitation fournies par le modèle climatique CGCM1 ont été spatialement réduites par SDSM, elles peuvent alors être intégrées dans un modèle hydrologique. Pour les besoins de l'étude, le modèle *Streamflow Synthesis And Reservoir Regulation* (SSARR), développé par le *United States Army Corps of Engineers* (USACE), a été choisi. Il intègre un module de fonte de neige, ce qui permet son application en régions nordiques comme au Québec. De plus, il a été préalablement calibré pour les bassins versants à l'étude (Steven Weyman, Hydro-Québec, communication personnelle). Le modèle SSARR fournit des simulations hydrologiques utilisées pour la planification, la gestion et la prévision des ressources hydriques et permet de prendre en compte la régularisation des rivières suite à la mise en place d'un barrage hydroélectrique. Il a été appliqué dans plusieurs régions du monde, notamment pour plusieurs types de régimes hydrologiques. Le modèle SSARR est particulièrement utilisé en Amérique du Nord. Dans le cadre du présent projet de recherche, les simulations hydrologiques de SSARR ont été fournies par M. Luc Roy, ingénieur à Hydro-Québec. Par contre, l'analyse des sorties de SSARR a été réalisée par l'auteur du présent mémoire (voir le chapitre 4).

Les trois bassins versants du Québec qui seront étudiés sont les bassins des rivières Vermillon en Mauricie, Sainte-Marguerite sur la Côte-Nord et Grande-Baleine dans le Nord-du-Québec. Ces bassins sont de tailles différentes et sont très éloignés les uns des autres, fournissant par le fait même une perspective géographique, climatique et hydrologique diversifiée à l'étude. De plus, les bassins Vermillon et Sainte-Marguerite sont actuellement utilisés pour la production hydroélectrique alors que le bassin Grande-Baleine possède un potentiel de développement majeur. Incidemment, même si la présente étude n'aborde pas

concrètement la question de la production hydroélectrique, cette dernière pourrait être directement affectée par les impacts potentiels du réchauffement climatique sur le comportement hydrologique des bassins versants à l'étude.

Finalement, la présentation des résultats concernant les séries de données à échelle spatiale réduite correspondant aux sorties du modèle SDSM et celles extraites du modèle SSARR pour les débits des trois bassins versants étudiés se fera à l'aide de tests statistiques et de comparaisons visuelles, ce qui permet d'évaluer la validité de l'approche préconisée. Par exemple, la performance du modèle SDSM à réduire l'échelle spatiale des données de température moyenne et de précipitation du modèle CGCM1 est évaluée en comparant les données spatialement réduites avec les données observées. Cet exercice est répété dans le cas du modèle SSARR pour les débits.

Les modèles utilisés et les étapes suivies tout au long de la méthodologie sont décrits en détails dans les sections qui suivent.

3.2 Modèles employés

3.2.1 Le modèle couplé de circulation générale CGCM1

Le modèle climatique utilisé dans le cadre de cette étude est la première génération du modèle couplé de circulation générale, le CGCM1, développé par le CCmaC. Il s'agit incidemment du premier modèle canadien qui représente de façon réaliste le système climatique en couplant des composantes atmosphérique et océanique, car la représentation de l'océan était simplifiée dans les précédents modèles. Les sous-sections qui suivent décrivent ces composantes ainsi que les processus de base intégrés dans le modèle CGCM1. Les informations présentées proviennent principalement de Boer et al. (2000a ; 2000b) et de Flato et al. (2000). Dans le cas contraire, les sources de références sont indiquées.

Avant d'aborder la description des composantes, il est nécessaire de justifier l'utilisation d'un seul modèle climatique car, idéalement, l'utilisation d'au minimum deux modèles climatiques aurait été préférable. Deux raisons expliquent ce choix. Tout d'abord, le modèle SDSM, lequel est utilisé pour réduire l'échelle spatiale des données de température et de précipitation fournies par des MCCG et qui est décrit à la sous-section 3.2.2, nécessite également des séries de données spécifiques de variables atmosphériques à l'échelle qui ne peuvent pas être directement extraites des MCCG. Or, au moment de la réalisation de la présente étude, ces données de variables atmosphériques étaient uniquement disponibles pour le modèle CGCM1 car SDSM est un modèle récent. La sous-section 3.2.2 fournira plus de détails au sujet de ces variables atmosphériques. La deuxième raison est que la présente étude cherche à tester la capacité du modèle SDSM à réduire adéquatement l'échelle spatiale de données climatiques fournies par un MCCG et non à comparer différents modèles climatiques entre eux. Néanmoins, le tableau VIII permet de mettre en contexte les prévisions du modèle CGCM1 concernant l'évolution future de la température et de la précipitation annuelles pour le sud et le nord du Québec (régions où sont situés les bassins versants à l'étude) au cours du 21^e siècle par rapport aux prévisions d'autres MCCG.

Tableau VIII. Prévisions d'évolution de la température et de la précipitation de différents modèles par rapport à la période 1961-1990
(modifié d'après IPCC-DDC, 2003)

MCCG	Sud du Québec				Nord du Québec			
	Température (°C)		Précipitation(mm/d)		Température (°C)		Précipitation(mm/d)	
	2050	2080	2050	2080	2050	2080	2050	2080
CCmaC	+2 à +3	+3 à +4	0 à +1	-1 à +1	+2 à +4	+3 à +5	-1 à +1	0 à +1
CSIRO	+3 à +4	+4 à +5	0 à +1	0 à +1	+3 à +4	+4 à +5	0 à +1	0 à +1
ECHAM	+3 à +4	+4 à +5	-1 à 0	-1 à 0	+4 à +5	+4 à +5	-1 à 0	0 à +1
GFDL	+2 à +3	+3 à +4	-1 à 0	-1 à 0	+2 à +3	+3 à +4	-1 à 0	-1 à +1
HadCM3	+2 à +3	+3 à +4	-1 à +1	0 à +1	+2 à +4	+3 à +5	0 à +1	0 à +1

3.2.1.1 La composante atmosphérique

La composante atmosphérique est pratiquement la même que celle utilisée par le modèle non couplé de circulation générale de deuxième génération GCM2, tel que décrit par McFarlane et al. (1992). Il s'agit d'un modèle spectral² avec une troncature triangulaire au nombre d'onde 32, ce qui se traduit par une résolution d'environ 3,75° autant en longitude qu'en latitude, pour un total de 96 x 48 points de grille sur le plan horizontal. L'atmosphère est divisé en 10 niveaux sur le plan vertical et emploie une coordonnée hybride de pression. Cette dernière est utilisée afin de compenser le fait que le niveau le plus près de la surface est irrégulier en raison de la présence de montagnes, ce qui affecte la stabilité des champs de pression, alors que les niveaux supérieurs tendent à être constants (Hack, 1995). La composante atmosphérique représente également les nuages et la convection de manière physique et décrit la radiation selon la méthode élaborée par Fouquart et Bonnel (1980) et Morcrette (1984).

Au niveau de l'interface atmosphère-océan, la composante atmosphérique permet la distinction entre la surface continentale, la surface océanique et les mers intérieures. La surface continentale est représentée de façon simpliste. Le schéma utilisé possède une seule couche de sol (avec des propriétés qui varient dans l'espace) et ne représente pas la végétation ainsi que des phénomènes importants comme l'interception et le contrôle des stomates. Le ruissellement est obtenu grossièrement par la différence entre les apports de précipitation et les pertes d'évaporation puisqu'il n'existe aucune représentation des processus d'écoulement souterrain et de stockage. Cette eau accumulée est dirigée directement vers l'océan et un mécanisme permet d'éliminer arbitrairement toute accumulation d'eau sur le continent. Concernant la surface océanique, la composante atmosphérique possède une représentation plus complexe de la glace de mer puisque la croissance et la fonte de cette dernière sont contrôlées par des équations thermodynamiques. Les flux de sel et d'eau pure sont

² Le terme « spectral » fait référence à la méthode numérique employée pour résoudre les équations différentielles lorsque le modèle climatique est en cours de simulation. Pour plus de détails, il est suggéré de se référer à Hack (1995).

également modélisés mais le sel est extrait lors des périodes de gel, ne laissant ainsi que de l'eau pure. Le détachement des icebergs est ignoré et la neige s'accumule sur le Groenland et l'Antarctique, ce qui résulte en un déséquilibre des quantités d'eau pure à la surface de l'océan. L'équilibre est rétabli par des ajustements arbitraires des flux. Finalement, la résolution de la composante atmosphérique ne permet pas de représenter les plans d'eau de dimensions inférieures à cette résolution mais permet la représentation des grandes mers intérieures (Baltique, Noire, Caspienne et Rouge). Celles-ci sont représentées par des couches de 50 m d'eau de mer inactive.

3.2.1.2 La composante océanique

Contrairement à sa version précédente non couplée, le modèle CGCM1 présente une composante océanique plus réaliste et plus complexe. En effet, le modèle GCM2 n'était en fait qu'un modèle atmosphérique possédant une représentation simplifiée de l'océan, c'est-à-dire une seule couche non dynamique de 100 à 300 m peu consistante par rapport aux échanges d'énergie en profondeur. À l'inverse, la composante océanique du modèle CGCM1 est décrite en trois dimensions, ce qui permet des échanges dynamiques entre les différentes couches de l'océan (entre la surface et le fond océanique). Elle consiste en une version modifiée du *Modular Ocean Model* (MOM) élaboré par le *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) (Pacanowski et al., 1993). L'interface avec l'atmosphère, qui correspond à la partie supérieure de la composante océanique, est la même que celle de la composante atmosphérique. Par contre, la résolution océanique est plus précise car les points de grille sont espacés de $1,875^\circ$ en longitude et de $1,856^\circ$ en latitude, ce qui donne 192×96 points de grille, donc le double de ceux de la composante atmosphérique (96×48). Ceci permet de détecter les processus océaniques qui se produisent à une échelle plus petite que celle des processus atmosphériques, notamment l'écoulement dans les détroits. Par contre, ces différences de résolutions impliquent que les points de grille ne correspondent pas entre les deux composantes. Ainsi, un point de grille atmosphérique est entouré de quatre points de grille océanique.

En profondeur, la composante océanique possède 29 niveaux d'espacement variable sur le plan vertical. Les quatre premiers niveaux (ceux près de la surface) sont éloignés de 50 m alors que l'espacement atteint 300 m pour les niveaux 22 à 29. Des échanges de chaleur se produisent entre les différents niveaux à l'aide de mécanismes de mélanges horizontal et vertical, notamment la viscosité, la diffusivité, la convection, l'advection et la diffusion. Comme ces processus se produisent à une échelle très fine, on leur attribue une valeur constante lors des simulations, une technique nommée paramétrisation. Les coefficients choisis proviennent néanmoins d'études de sensibilité. Enfin, la composante océanique représente également la topographie du fond océanique avec quelques modifications ponctuelles pour compenser certaines de ses faiblesses intrinsèques, notamment une légère augmentation de la profondeur du détroit du Danemark pour mieux contrôler l'excès d'eau provenant des mers du Nord.

La baie d'Hudson et la mer Méditerranée représentent deux cas d'exception puisqu'elles sont considérées comme des bassins océaniques. Ces bassins sont liés à l'ensemble de la composante océanique par l'intermédiaire de mécanismes de diffusion dans les détroits d'Hudson et de Gibraltar.

3.2.1.3 Couplage des composantes

Le couplage des composantes atmosphérique et océanique s'effectue par l'intermédiaire d'échanges cycliques de flux journaliers au niveau de leur interface commune. Par exemple, pour réaliser une simulation lors d'un jour i , l'atmosphère utilise la valeur de température de surface fournie par la composante océanique lors du jour $i-1$. Cette valeur est gardée constante tout au long de la simulation journalière. Puisque la composante atmosphérique réalise des calculs à chaque demi-heure, il y a 48 simulations (2 simulations/h x 24h) de flux de chaleur, d'eau pure (les flux d'eau pure correspondent à la différence entre la précipitation et l'évaporation) et de cisaillement du vent qui sont perturbées par cette valeur de température de surface.

Cette perturbation produit des nouvelles valeurs de flux par rapport au jour précédent. À la fin de la journée, suite à un ajustement saisonnier, les valeurs journalières moyennes de ces flux sont transférées à la composante océanique. Le modèle CGCM1 doit alors exécuter une interpolation linéaire entre les points de grille atmosphériques et océaniques car ceux-ci ne concordent pas en raison des différences de résolution. Les valeurs des flux de chaleur et d'eau pure sont transférées à chacun des points de grille océanique selon un ratio 4 : 1. Les flux de cisaillement du vent ne sont toutefois pas divisés, la même valeur étant attribuée aux quatre points de grille océanique. Ainsi, pour chacun des points de grille océanique de surface, ces valeurs de flux sont gardées constantes pour chaque pas de temps de simulation. La réponse de l'océan à ces perturbations consiste à produire des nouvelles valeurs de températures de surface. La valeur journalière moyenne de la température de surface est alors transférée à la composante atmosphérique et utilisée pour les calculs lors du jour $i+1$. Cette procédure est répétée pour chaque jour des simulations.

3.2.1.4 Démarrage du modèle et simulations

Un problème fondamental de la modélisation numérique du climat qui affecte le démarrage du modèle est la variation du temps de réponse des composantes pour atteindre un équilibre. Par exemple, les couches profondes de l'océan Atlantique ont un temps de réaction d'environ 100 ans alors qu'il est de 1000 ans pour l'océan Pacifique (Meehl, 1995). L'atmosphère réagit généralement de façon beaucoup plus rapide. Or, avant le démarrage du modèle, les flux interagissant entre les composantes possèdent une valeur de 0. Lors de la simulation qui s'ensuit, laquelle n'est pas perturbée par des facteurs extérieurs comme les concentrations de GES, les flux atmosphériques atteignent une stabilité de façon plus rapide que les flux de l'océan. Ce décalage entraîne inévitablement des disfonctionnements. Afin de résoudre ce problème, le modèle CGCM1 utilise une technique dite de *spinup*. Celle-ci consiste à faire démarrer les deux composantes de façon indépendante sur une certaine période de temps, c'est-à-dire jusqu'à ce qu'elles atteignent leur propre état d'équilibre. La composante atmosphérique du CGCM1 a besoin de 20 ans alors

que la composante océanique nécessite 4667 ans. Une fois les équilibres respectifs atteints, les deux composantes sont couplées au cours d'une période commune de 14 ans. Puisque ces composantes possèdent leurs propres imperfections, notamment des flux de chaleur et d'eau pure différents, une perte d'équilibre se produit, ce qui se traduit par une dérive climatique (*climate drift*). Afin de résoudre ce problème supplémentaire, les valeurs mensuelles de ces flux qui sont obtenues à la fin de la période de couplage de 14 ans sont utilisées pour modifier les valeurs des flux initiaux des deux composantes. Le modèle est de nouveau utilisé sur une période de 5 ans avec les nouvelles valeurs de flux. Cette technique est arbitraire et témoigne d'un inconvénient significatif du modèle CGCM1.

Lorsque l'équilibre final est atteint entre les composantes atmosphérique et océanique, une simulation dite de « contrôle » est réalisée pour la période 1900-2100 en utilisant les concentrations actuelles des GES (qui demeurent constantes tout au long de la simulation) et ce, afin de tester la stabilité des données climatiques fournies par le modèle CGCM1. Les résultats montrent une légère augmentation de 0,15°C par siècle, ce qui demeure inférieur à la valeur de 0,6°C observée au cours du 20^e siècle, et encore moins important que les prédictions des scénarios futurs. Une deuxième simulation a été réalisée pour la même période (1900-2100), mais en tenant compte des variations de concentrations des GES dans l'atmosphère. Les concentrations de la période 1900-1996 correspondent aux valeurs observées. Pour la période 1997-2100, ces concentrations augmentent selon les prévisions du scénario IS92a. C'est à partir de cette dernière simulation que sont extraites les séries de données de température moyenne et de précipitation pour les périodes 1961-1990 et 2040-2069, qui sont utilisées dans le cadre de ce travail.

3.2.2 Le modèle de réduction d'échelle spatiale SDSM

Le modèle de réduction d'échelle spatiale SDSM a été développé par Wilby et Dawson (2001; Wilby et al., 2002). Il s'agit d'un modèle d'aide à la décision qui contribue au processus d'évaluation des impacts régionaux du réchauffement

climatique en facilitant le processus de réduction de l'échelle spatiale des données climatiques provenant des points de la grille à résolution grossière des MCCG. Il permet de produire, en combinant les approches des fonctions de transfert mathématiques (par l'utilisation des régressions) et des générateurs stochastiques, des séquences de données climatiques quotidiennes pour la période actuelle et dans le cadre de scénarios de changements climatiques. La composante stochastique du modèle permet de produire un nombre théoriquement illimité de scénarios climatiques.

Les informations sur le modèle SDSM contenues dans les sous-sections suivantes proviennent du manuel de base (Wilby et Dawson, 2001) et de l'article de référence (Wilby et al., 2002). Trois autres sources (Wilby et al., 1998; 1999; 2003) qui contiennent des applications de l'algorithme de calcul de SDSM aux États-Unis, au Royaume-Uni et au Japon ont également été consultées. Les références supplémentaires sont mentionnées lorsque nécessaire.

3.2.2.1 Théorie du modèle

Le principe de fonctionnement du modèle SDSM est similaire à celui d'un générateur stochastique. Il utilise les paramètres statistiques extraits des séries de données observées de variables climatiques pour produire des séquences synthétiques de ces mêmes variables. Ces paramètres sont tout d'abord utilisés pour simuler le processus d'occurrence de la précipitation journalière, c'est-à-dire la probabilité qu'un jour i soit sec ou humide. La quantité de précipitation lors du jour i est obtenue conditionnellement à cette probabilité. Les générateurs stochastiques utilisent également la probabilité d'occurrence de la précipitation pour conditionner d'autres variables climatiques, notamment la température. SDSM n'utilise cependant pas de processus conditionnel pour simuler cette dernière variable.

Les principales différences significatives entre le modèle SDSM et les générateurs stochastiques se situent au niveau de la représentation des processus

employés pour produire les séries synthétiques journalières. Pour l'estimation de la probabilité d'occurrence de la précipitation lors d'un jour i , les générateurs stochastiques emploient généralement un modèle de Markov de premier ordre à deux états, caractérisé par deux fonctions de probabilité (Wilks et Wilby, 1999):

$$p_{01} = \Pr \{ \text{précipitation lors du jour } i \mid \text{pas de précipitation lors du jour } i-1 \} \quad (1a)$$

$$p_{11} = \Pr \{ \text{précipitation lors du jour } i \mid \text{précipitation lors du jour } i-1 \} \quad (1b)$$

Il y a précipitation lors du jour i si cette probabilité est supérieure à un nombre aléatoire u généré pour chaque jour de simulation et dont la valeur se situe toujours entre 0 et 1. Ainsi, si le jour $i-1$ était sec, alors le jour i est humide si $u \leq p_{01}$. Si le jour $i-1$ était humide, alors le jour i est humide si $u \leq p_{11}$. Dans les deux cas, la quantité de pluie lors du jour i est obtenue en utilisant, par exemple, une fonction de distribution gamma ($F(x)$) (Wilks et Wilby, 1999):

$$F(x) = \frac{(x/\beta)^{\alpha-1} \exp[-x/\beta]}{\Gamma(\alpha)} \quad (2)$$

où α est le paramètre de forme, β le paramètre d'échelle et $\Gamma(\alpha)$ la fonction gamma évaluée à α . La moyenne de la distribution est $\mu = \alpha\beta$ alors que sa variance est $\sigma^2 = \alpha\beta^2$. La fonction de distribution gamma peut être remplacée par d'autres fonctions de distribution, notamment l'exponentielle (Wilks, 1998) ou la semi-empirique (Semenov et al., 1998). Quant à la température (TEMP), elle s'obtient de manière conditionnelle à la probabilité d'occurrence de la précipitation par une équation de type (Wilks et Wilby, 1999):

$$\text{TEMP}(i) = \mu_{\text{TEMP},0}(i) + \sigma_{\text{TEMP},0}(i) Z_{\text{TEMP}}(i) \quad \text{si le jour est sec} \quad (3a)$$

ou

$$\text{TEMP}(i) = \mu_{\text{TEMP},1}(i) + \sigma_{\text{TEMP},1}(i) Z_{\text{TEMP}}(i) \quad \text{si le jour est humide} \quad (3b)$$

où $\mu_{\text{TEMP},0}(i)$ et $\sigma_{\text{TEMP},0}(i)$ représentent la moyenne et l'écart-type de la température lors des jours secs du mois comprenant le jour i , $\mu_{\text{TEMP},1}(i)$ et $\sigma_{\text{TEMP},1}(i)$ la moyenne et l'écart-type de la température lors des jours humides du mois comprenant le jour i et $Z_{\text{TEMP}}(i)$ un vecteur des valeurs de température normalement distribuées pour le jour i représentant l'erreur du modèle.

Concernant SDSM, les processus d'occurrence et de quantité de précipitation journalières sont simulés à l'aide d'équations de régression linéaire multiple, lesquelles permettent d'établir des relations empiriques entre des variables de la circulation générale atmosphérique (comme, par exemple, la pression moyenne au niveau de la mer, la vorticité et la hauteur géopotentielle) et les variables mesurées aux stations météorologiques. Les paramètres des équations de régression sont fournis au pas de temps mensuel, saisonnier ou annuel selon les besoins de l'utilisateur. La formulation de ces équations dépend également du choix des variables atmosphériques. Par exemple, si on utilise les variables atmosphériques représentant la pression moyenne au niveau de la mer (mslp), l'humidité spécifique (sphu) et la hauteur géopotentielle à 500 hPa (p500), la probabilité d'occurrence de la précipitation (O_i) pour un jour i s'obtient à l'aide de l'équation de régression linéaire multiple suivante :

$$O_i = \alpha_0 + \alpha_{O_{i-1}}O_{i-1} + \alpha_{\text{sphu}}\text{sphu}_i + \alpha_{\text{mslp}}\text{mslp}_i + \alpha_{\text{p500}}\text{p500}_i \quad (4)$$

où α représente les paramètres obtenus à l'aide de régressions linéaires des moindres carrés et O_{i-1} la probabilité d'occurrence lors du jour précédent. Un nombre aléatoire r distribué de manière uniforme est utilisé pour déterminer s'il y a des précipitations lors du jour i . Ce sera le cas si $r \leq O_i$. Le cas échéant, on doit déterminer la quantité totale (R_i)   attribuer à ce jour, ce qui est réalisé à l'aide des équations suivantes, en prenant en compte que $R_i > 0$:

$$R_i = \exp(\beta_0 + \beta_{\text{sphu}}\text{sphu}_i + \beta_{\text{mslp}}\text{mslp}_i + \beta_{\text{p500}}\text{p500}_i + \varepsilon_i) \quad (5)$$

$$E(R_i) = \varphi C_R \exp(\beta_0 + \beta_{\text{sphu}} \text{sphu}_i + \beta_{\text{mslp}} \text{mslp}_i + \beta_{\text{p500}} \text{p500}_i) \quad (6)$$

où β représente les paramètres obtenus à l'aide de régressions linéaires des moindres carrés, ε_i l'erreur aléatoire associée à la modélisation, φ un facteur d'échelonnement aléatoire utilisé pour augmenter la variance de R_i afin qu'elle soit plus proche des observations et C_R , un ratio de correction du biais entraîné par la transformation de $\ln(R)$ à R , lequel est obtenu de façon empirique.

Concernant la température (TEMP), SDSM ne fait pas intervenir de processus conditionnel, contrairement aux générateurs stochastiques qui conditionnent cette variable climatique sur la probabilité d'occurrence de la précipitation. Il tient néanmoins compte de l'autocorrélation temporelle en incluant un terme représentant la température du jour précédent (TEMP_{i-1}). Ainsi, l'équation suivante permet d'obtenir les valeurs de température en lien direct avec les variables de la circulation générale atmosphérique:

$$\text{TEMP}_i = \delta_0 + \delta_{\text{TEMP}_{i-1}} \text{TEMP}_{i-1} + \delta_{\text{sphu}} \text{sphu}_i + \delta_{\text{mslp}} \text{mslp}_i + \delta_{\text{p500}} \text{p500}_i + \zeta_i \quad (7)$$

où δ représente les paramètres obtenus à l'aide de régressions linéaires des moindres carrés et ζ_i l'erreur aléatoire associée au modèle.

Le principal avantage du modèle SDSM est que les équations de régression développées peuvent être appliquées dans des scénarios de changements climatiques, à la différence que les données de variables atmosphériques proviennent d'un MCCG, du CGCM1 dans le cadre de cette étude. Ceci pose néanmoins le problème de la stationnarité des paramètres de simulations dans un climat futur, hypothèse pour le moment très discutable. Cependant, l'approche préconisée par SDSM représente une alternative intéressante par rapport aux générateurs stochastiques, lesquels utilisent les prévisions générales des MCCG pour modifier les paramètres de simulation.

La façon la plus appropriée pour décrire le modèle SDSM serait de le définir comme une méthode hybride combinant les approches de régression et des générateurs stochastiques. Les équations fournies dans les paragraphes précédents ont été utilisées pour démontrer la façon par laquelle SDSM utilise les attributs des deux approches tout en se différenciant de celles-ci. L'approche globale de SDSM comprend plusieurs étapes qui sont illustrées schématiquement par la figure 8. Il est possible de les résumer en cinq étapes distinctes : le tri préliminaire, la calibration, la validation, la création des scénarios climatiques et la comparaison des résultats. Ces étapes sont passées en revue dans les sous-sections qui suivent.

3.2.2.2 Tri préliminaire

L'étape du tri préliminaire consiste essentiellement à la sélection des variables de la circulation générale atmosphérique qui seront utilisées pour développer les équations de régression qui permettent de les relier avec les séries de données observées de température moyenne et de précipitation des stations météorologiques utilisées dans le modèle SDSM. Le nombre potentiel de variables à sélectionner est uniquement limité par le nombre de variables atmosphériques disponibles. Le tableau IX fournit la liste des variables disponibles pour la réduction spatiale. Elles ont été extraites de la base de données planétaire couvrant la période 1957-1996 développée conjointement par le *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) et le *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) (Kalnay et al., 1996) à partir des observations recueillies au cours de cette période. Dans le cas de SDSM, les variables du tableau IX ont été extraites de cette base de données par le *Canadian Institute for Climate Studies* (CICS), lequel a réalisé un travail d'extrapolation aux points de grille du modèle couplé canadien de circulation générale CGCM1 (l'analyse du NCEP-NCAR fournit des données pour des points de grille distancés de $1,8^\circ$ autant en longitude qu'en latitude alors que la résolution du CGCM1 est de $3,75^\circ \times 3,75^\circ$) pour l'Amérique du Nord, créant par le fait même une nouvelle base de données propre à SDSM.

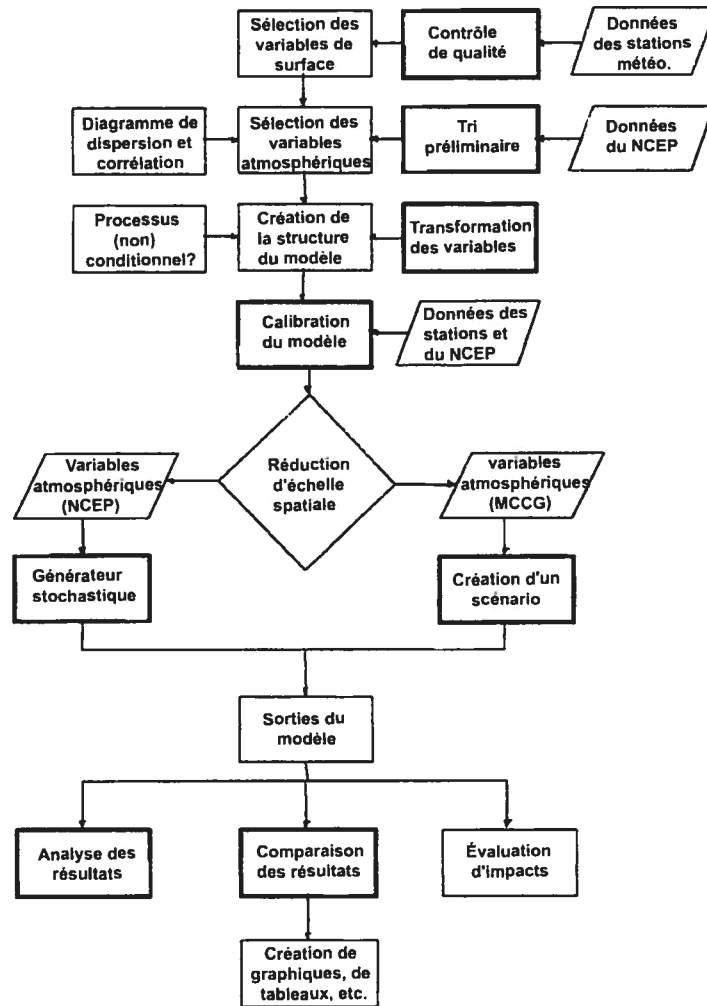


Figure 8. Schéma conceptuel du modèle SDSM (modifiée d'après Wilby et Dawson, 2001)

Tableau IX. Variables atmosphériques potentielles

Variables atmosphériques	Symboles
Pression moyenne au niveau de la mer	mslp ¹
Température moyenne à 2m*	temp ¹
Humidité relative près de la surface	rhum ¹
Humidité spécifique près de la surface	sphu ²
Humidité spécifique à 500 hPa	s500 ¹
Humidité spécifique à 850 hPa	s850 ¹
Hauteur géopotentielle à 500 hPa	p500 ¹
Hauteur géopotentielle à 850 hPa	p850 ¹
Force de l'écoulement d'air à la surface	p_f ³
Force de l'écoulement d'air à 500 hPa	p5_f ⁴
Force de l'écoulement d'air à 850 hPa	p8_f ⁵
Vélocité zonale de surface	p_u ³
Vélocité zonale à 500 hPa	p5_u ⁴
Vélocité zonale à 850 hPa	p8_u ⁵
Vélocité méridionale de surface	p_v ³
Vélocité méridionale à 500 hPa	p5_v ⁴
Vélocité méridionale à 850 hPa	p8_v ⁵
Vorticité à la surface	p_z ³
Vorticité à 500 hPa	p5_z ⁴
Vorticité à 850 hPa	p8_z ⁵
Direction du vent à la surface	p_th ³
Direction du vent à 500 hPa	p5th ⁴
Direction du vent à 850 hPa	p8th ⁵
Divergence à la surface	p_zh ³
Divergence à 500 hPa	p5zh ⁴
Divergence à 850 hPa	p8zh ⁵

* Moyenne régionale; ¹ variables observées; ² variable dérivée de temp et rhum; ³ variables dérivées de mslp; ⁴ variables dérivées de p500; ⁵ variables dérivées de p850

Pour les besoins de la présente étude, les séries de données des variables atmosphériques ont été extraites du point de grille le plus près de la station météorologique utilisée pour la réduction spatiale à partir du site internet du CICS (<http://www.cics.uvic.ca/scenarios>). Notons que, tel qu'indiqué par le tableau IX, plusieurs variables n'ont pas été mesurées directement mais ont été dérivées à partir d'autres variables observées suivant la procédure de Jones et al. (1993). Dans tous les cas, la période couverte est 1961-1990. Afin d'obtenir une relation optimale avec

les données des variables fournies par les stations météorologiques (température moyenne et précipitation), les séries de données des variables de la circulation générale atmosphérique ont été normalisées au cours de la période 1961-1990 à l'aide de l'équation suivante :

$$\bar{u}_i^{(j)} = (x_i^{(j)} - \bar{x}^{(j)}) / \sigma^{(j)} \quad (8)$$

où $\bar{u}_i^{(j)}$ représente la valeur normalisée d'une variable atmosphérique j pour le jour i , $x_i^{(j)}$ la valeur non normalisée de la variable j lors du jour i , $\bar{x}^{(j)}$ et $\sigma^{(j)}$ la moyenne et l'écart-type de la variable atmosphérique j au cours de la période 1961-1990.

Pour sélectionner les variables atmosphériques appropriées, le modèle utilise la statistique du pourcentage de la variance expliquée (%E). Cette statistique permet de quantifier la capacité de ces variables à reproduire la variabilité du climat local, laquelle est représentée concrètement par la variabilité des séries de température moyenne et de précipitation obtenues des stations météorologiques. Cette statistique est obtenue à l'aide de l'équation suivante :

$$\%E = \Delta^2 \sigma^2 \quad (9)$$

où Δ représente la pente du graphique illustrant la relation entre une variable atmosphérique j et la variable observée de surface (température moyenne ou précipitation) et σ est l'écart-type. Ainsi, une variable atmosphérique capable de reproduire l'entière variabilité du climat local obtiendrait une valeur de %E de 100%. Pour chaque relation entre une série de données de température ou de précipitation (provenant des stations météorologiques) et une variable atmosphérique (tableau IX), SDSM fournit douze valeurs de %E, soit une pour chacun des mois de l'année. Il ne fournit que les valeurs statistiquement significative au seuil $\alpha = 0,05$. Toutefois, SDSM ne prend pas en compte la variabilité temporelle des variables atmosphériques. En effet, une variable atmosphérique j peut expliquer une partie importante de la variance locale en janvier mais pas en juin. SDSM ne permet pas de choisir une

variable atmosphérique pour un mois en particulier. Chaque variable choisie est utilisée pour les douze mois, ce qui constitue une faiblesse importante du modèle.

Les variables qui présentent la meilleure capacité de reproduction de la variance locale doivent par la suite subir le test de corrélation partielle (Baillargeon, 1989). Par exemple, deux variables atmosphériques j et k peuvent avoir obtenu des valeurs de %E élevées, mais le test de corrélation partielle peut révéler qu'une des deux variables aura peu d'influence dans l'équation de régression utilisée pour les relier avec la température moyenne ou la précipitation de surface. Il serait inutile d'employer une variable j avec un coefficient de corrélation partielle de 0,1 si celui de la variable k est de l'ordre de 0,9. Dans ce cas, la variable j aurait très peu d'influence. Notons finalement que les séries de données des variables atmosphériques peuvent être analysées à l'aide de diagrammes de dispersion, qui peuvent mettre en évidence des valeurs extrêmes pouvant entraîner des erreurs dans les résultats. Les résultats concernant la sélection préliminaire des variables atmosphériques et les tests de corrélation partielle seront présentés au chapitre 4.

3.2.2.3 Calibration du modèle

Les variables atmosphériques sélectionnées lors de l'étape du tri préliminaire sont utilisées pour la calibration du modèle. Dans le cas de la précipitation, la calibration consiste à intégrer les séries de données de ces variables dans les équations (4), (5) et (6) et à démarrer le modèle pour une période définie par l'utilisateur. Dans le cadre de cette étude, la période de calibration correspond à la première moitié de la période entière de données disponibles. Par exemple, pour une série de données complète de 1961-1990, la période de calibration utilisée est 1961-1975. La deuxième partie de la série sera utilisée pour la validation (voir la sous-section 3.2.2.4). Le principe est le même si la série de données complète est plus courte, dépendamment de la disponibilité des séries de données. Dans le cas de la température moyenne, les séries de données des variables atmosphériques sont intégrées dans l'équation (7) et ce, pour la même période de calibration. Notons que

les variables atmosphériques sélectionnées ne sont pas nécessairement les mêmes pour la température moyenne et la précipitation.

Deux paramètres doivent être mentionnés par l'utilisateur pour élaborer la structure du modèle. Tout d'abord, le modèle permet la création de sous-modèles annuels, saisonniers ou mensuels. Pour chaque combinaison variable atmosphérique – variable de surface (température moyenne ou précipitation), ceux-ci correspondent respectivement à la création d'un, de quatre (un pour chaque saison) ou de douze (un pour chaque mois) sous-modèles de régression. Dans le cadre de cette étude, autant pour la température moyenne que pour la précipitation, le choix porte sur la création de modèles mensuels. Ainsi, par exemple, si trois variables atmosphériques sont sélectionnées, SDSM crée 36 sous-modèles (3 variables x 12 mois). Le deuxième paramètre à spécifier est la conditionnalité du processus dans le cas où la variable à réduire est la précipitation. Pour la température, le processus est spécifié comme étant non conditionnel.

Le modèle SDSM ne fournit pas les équations de régression créées pour chacun des sous-modèles. Il fournit uniquement leurs paramètres. La qualité de la calibration est aussi évaluée par l'entremise de la statistique de la variance expliquée. Une seule valeur globale de %E est donnée pour décrire la performance des sous-modèles dans leur capacité à expliquer les séries de données observées de température moyenne et de précipitation. La différence par rapport à l'étape du tri préliminaire est que la valeur de la statistique de la variance expliquée tient compte de l'influence de toutes les variables atmosphériques sélectionnées suite aux tests de corrélation partielle. SDSM fournit également une valeur d'erreur standard (deux dans le cas de la précipitation pour laquelle une erreur standard est également attribuée au processus conditionnel de la probabilité d'occurrence). Celle-ci servira à déterminer la signification des scénarios de changements climatiques (voir la sous-section 3.2.2.5). Par exemple, si l'erreur standard des sous-modèles utilisés pour simuler la température moyenne est de 3°C alors qu'un scénario climatique prévoit une hausse de 2°C, cette dernière pourrait alors être attribuée au manque de précision

du modèle plutôt qu'à un changement réel. Les résultats de la calibration seront présentés au chapitre 4.

3.2.2.4 Validation du modèle

Pour valider la performance des sous-modèles de régression créés lors de l'étape de la calibration, le processus de simulation décrit à la sous-section précédente est répété pour la deuxième partie de la série de données complète, soit 1976-1990 si cette série complète couvrait la période 1961-1990 (dans le contraire, la longueur de la validation est ajustée en conséquence). Puisque ce processus de simulation est réalisé à l'aide de données indépendantes de celles utilisées lors de la calibration, le modèle pourra alors être qualifié de performant s'il réussit à reproduire la séquence temporelle de données observées de température moyenne et de précipitation.

La composante stochastique de SDSM permet à l'utilisateur de générer un nombre théoriquement infini (en pratique, ce nombre est limité à 100) de simulations. Dans le cadre de cette étude, une vingtaine de simulations ont été réalisées mais seule la meilleure, c'est-à-dire celle qui reproduit le mieux la séquence des données observées de la période 1976-1990, a été prise comme base de comparaison avec la série observée. Les statistiques générales de ces simulations sont semblables puisque ces dernières sont réalisées à partir des mêmes paramètres, mais tout de même quelque peu différentes dans le détail puisque qu'une composante stochastique tient compte du hasard.

SDSM permet également à l'utilisateur de modifier les statistiques des simulations à l'aide de certaines fonctions. Par exemple, il est possible de ramener la moyenne de la température moyenne simulée au niveau de celle observée à l'aide de la fonction dite de « correction du biais ». Il est également possible d'appliquer une inflation de la variance afin que celle simulée soit plus près de la variance observée. Pour la précipitation, une fonction permet également de fixer un seuil minimum d'événement de précipitation. Par exemple, si on fixe le seuil à 0,3 mm, un

événement quotidien de précipitation générant 0,2 mm sera alors lu par SDSM comme étant un événement de 0 mm de précipitation.

Les séries de température et de précipitation simulées sont comparées avec celles observées des stations météorologiques. Pour comparer les moyennes de ces séries aux pas de temps mensuel, saisonnier et annuel, le test de t a été sélectionné (Scherrer, 1984). Pour tester la variance, aux mêmes pas de temps, le test de F a été sélectionné (Scherrer, 1984). On suppose que les distributions suivent approximativement une courbe normale. Dans le cas de la précipitation, une telle supposition ne tient pas si les données sont journalières puisqu'il est bien connu que cette variable ne suit pas une distribution normale à ce pas de temps (von Storch et Zwiers, 1999). Cependant, on compare ici les moyennes de chaque année pour chaque pas de temps, cette supposition est donc valable. Notons que ces tests sont exécutés à l'extérieur du modèle SDSM puisque ce dernier ne permet que des tests génériques. Finalement, des variables secondaires seront comparées visuellement selon leurs variations mensuelles moyennes. Pour la température, ces variables sont les températures maximale et minimale ainsi que la somme. Cette dernière variable résulte de l'addition de toutes les valeurs de température au cours d'un intervalle de temps donné (par exemple, la somme pour un mois de janvier quelconque est l'addition des 31 valeurs journalières de température au cours de ce mois), ce qui représente une mesure de comparaison de la distribution des données observées et simulées. Pour la précipitation, les variables comparées sont la précipitation maximale et le pourcentage de jours avec pluie. Les résultats de la validation seront présentés au chapitre 4.

Si la validation est concluante, le modèle est de nouveau démarré pour générer une nouvelle séquence de données « observées » pour la période 1961-1990 (dans les résultats, cette dernière sera identifiée en étant que simulation de base). Cette étape est particulièrement nécessaire pour les cas où les données observées de température moyenne et de précipitation ne couvrent pas la période 1961-1990. Dans une volonté

de rigueur, cette étape est également réalisée dans les cas où les séries de données observées couvrent la période complète.

3.2.2.5 Création de scénarios climatiques

Pour la création de scénarios climatiques, le principe est le même que celui décrits dans les sections précédentes. La seule différence est que les variables atmosphériques utilisées sont celles provenant du MCCG canadien CGCM1. Deux scénarios climatiques seront créés, un représentant la période actuelle et l'autre une période future.

Le premier scénario correspond à une simulation pour la période 1961-1990. Celle-ci est comparée à la simulation de base obtenue lors de l'étape de validation pour évaluer sa performance. Il apparaît évident que celle-ci est grandement dépendante du réalisme du CGCM1 puisque les variables atmosphériques proviennent de ce modèle (par l'intermédiaire du CICS après les étapes de dérivation et de normalisation). Les moyennes et les variances des simulations seront comparées à l'aide des mêmes tests statistiques que ceux utilisés au cours de la validation et ce, pour les mêmes pas de temps. Les mêmes variables secondaires seront également comparées de façon visuelle selon leurs variations mensuelles. Cependant, au lieu de tester la performance du modèle SDSM à reproduire le climat local, on teste la capacité du modèle CGCM1 à fournir des variables atmosphériques adéquates. Finalement, puisque l'un des objectifs de la présente étude est d'utiliser un modèle de réduction de l'échelle spatiale des données de température et de précipitation, des comparaisons seront également réalisées entre les simulations provenant du modèle SDSM et celles brutes provenant directement (sans réduction spatiale) du modèle CGCM1 et ce, afin de s'assurer que le modèle SDSM est capable de fournir des données plus précises. Les résultats seront présentés au chapitre 4.

Le deuxième scénario consiste à produire une simulation pour la période 2040-2069 en utilisant les variables atmosphériques du CGCM1 pour cette période. La raison de ce choix est que cet horizon est suffisamment éloigné pour obtenir des changements significatifs mais relativement assez rapproché du présent (les connaissances actuelles sur le système climatique étant imparfaites, il serait encore plus difficile d'étudier une période très éloignée comme l'année 2100). Les différences entre les simulations des périodes 1961-1990 et 2040-2069 expriment les impacts anticipés selon le scénario climatique créé avec le modèle SDSM. Les pronostics directs (bruts) du modèle CGCM1 sont également utilisés à des fins de comparaison. Les résultats seront présentés au chapitre 4.

3.2.3 Le modèle hydrologique SSARR

Le modèle *Streamflow Synthesis And Reservoir Regulation* (SSARR) a été développé en 1956 par le *United States Army Corps of Engineers* (USACE). Les informations contenues dans les sous-sections suivantes sont en rapport avec la version la plus récente du modèle, soit celle de 1991. Elles proviennent principalement du manuel de base (USACE, 1991) et d'un article de référence (Speers, 1995). Des mises à jour ont été apportées en 1999 (SAR Consultants, 1999) mais puisque ces modifications sont internes et ne remettent pas en question la méthodologie d'utilisation du modèle SSARR, les références précédentes demeurent valides (Luc Roy, Hydro-Québec, communication personnelle). L'utilisation de sources supplémentaires est mentionnée aux endroits appropriés.

3.2.3.1 Théorie du modèle

Le modèle SSARR est un modèle conceptuel de type pluie-débit qui permet de représenter de manière synthétique (par un hydrogramme) le comportement hydrologique d'un bassin versant en tenant compte de ses caractéristiques physiques et des facteurs météorologiques affectant ce bassin versant. Pour ce faire, le modèle utilise deux modules. Le premier, le *Integrated Snowband Watershed Model*,

subdivise le bassin versant à l'étude en bandes d'altitude de mêmes dimensions et simule de façon indépendante (c'est-à-dire pour chacune des bandes d'élévation), sous forme d'équations mathématiques, les processus hydrologiques qui se produisent sur le bassin versant, notamment les précipitations, l'accumulation et la fonte de la neige, l'interception, l'humidité du sol et la transposition du ruissellement en quatre composantes d'écoulement (profondeur, base, hypodermique et surface). Le deuxième module, le *River System and Reservoir Regulation Model* simule le parcours de l'écoulement total à travers le réseau fluvial du bassin versant suite aux résultats des simulations des processus hydrologiques, qui déterminent les apports d'eau disponibles pour l'écoulement total. Ce module permet de prendre en compte plusieurs caractéristiques pouvant potentiellement affecter le bassin versant, notamment, les remous, les diversions (si l'on modifie le cours de la rivière), la régularisation de la rivière (suite à la création d'un barrage en amont d'un barrage hydroélectrique) et les apports d'eau provenant de sources localisées comme les lacs. Jusqu'à maintenant, le modèle SSARR a été testé dans plusieurs pays et pour plusieurs types de régime hydrologique. Son application est particulièrement intéressante en région nordique puisqu'il comprend une composante représentant la dynamique du couvert nival. La figure 9 présente l'algorithme de calcul du modèle SSARR.

La propagation de l'écoulement à travers le bassin versant et ses différentes bandes d'altitudes se fait par l'intermédiaire de la technique dite de la « cascade de réservoirs ». Une série de réservoirs à exutoire constant est disposée de façon à ce que l'écoulement sortant de chacun d'eux se dirige vers le réservoir adjacent. Deux fonctions linéaires déterminent le volume d'eau évacué à l'extérieur de chacun des réservoirs, une fonction d'emménagement (stockage) par rapport à l'élévation et une fonction débit par rapport à l'élévation. Ces fonctions sont utilisées pour déterminer le temps d'emménagement (T_S) de l'écoulement à l'intérieur d'un réservoir. Dans le cas du premier module, le *Integrated-Snowband Watershed Model*, la valeur de T_S s'obtient de la façon suivante :

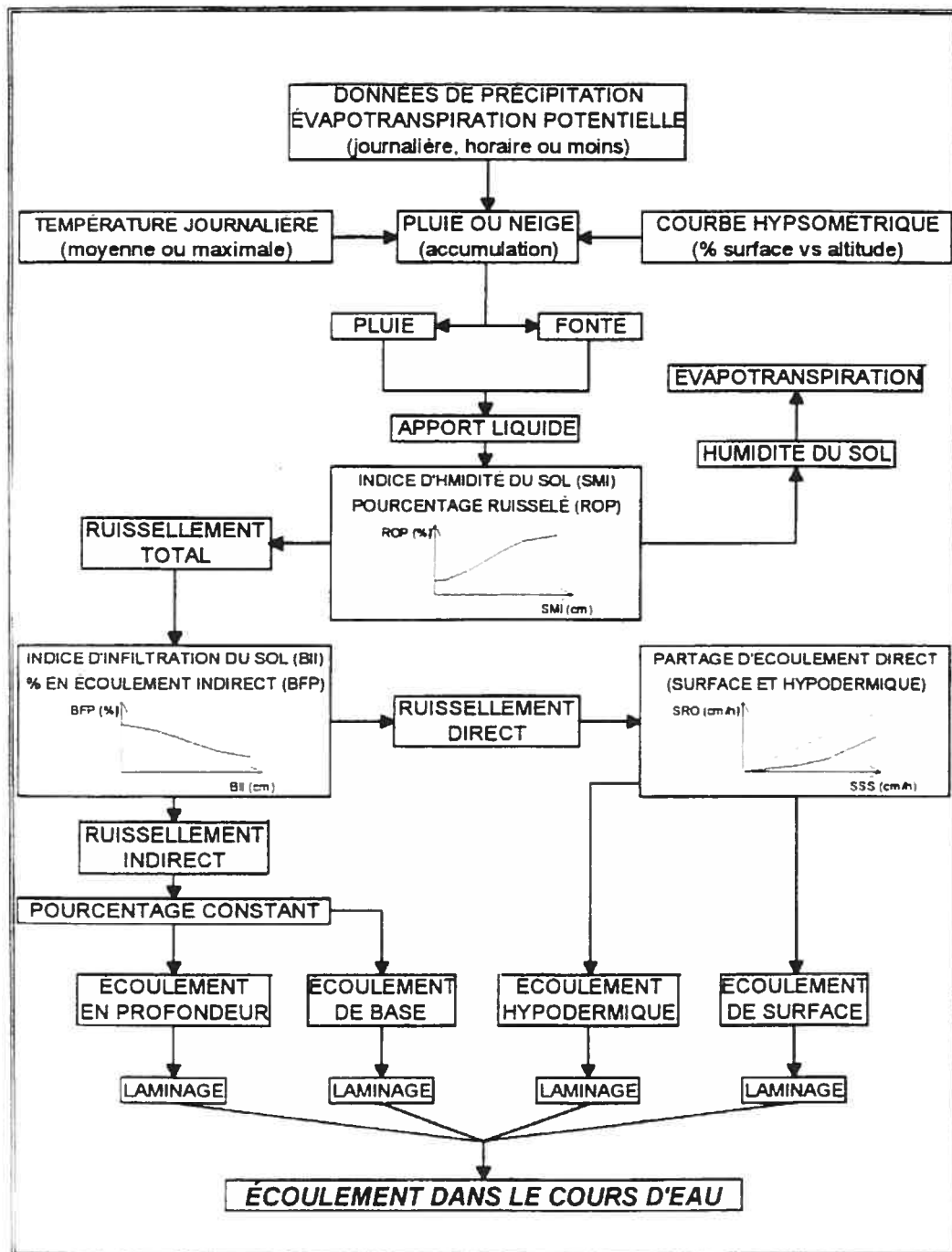


Figure 9. Algorithme de calcul de SSARR (source : Debs, 1995)

$$T_S = dS/dQ \quad (10)$$

où S représente l'emménagement (m^3) et Q le débit à l'intérieur du réservoir (m^3/s). Le deuxième module, le *River System and Reservoir-Regulation Model*, utilise quant à lui l'équation suivante pour déterminer la valeur de T_S :

$$T_S = KTS/Q^n \quad (11)$$

où KTS représente une constante spécifiée par l'utilisateur pour prendre en compte le temps de décalage observé pour la rivière à l'étude, Q le débit à l'intérieur du réservoir (m^3/s) et n une constante représentant le nombre de réservoir.

Pour obtenir l'écoulement total à l'exutoire, les deux modules utilisent la même équation :

$$O_2 = O_1 + \frac{t(I_m - O_1)}{(T_S + t/2)} \quad (12)$$

où O_1 et O_2 représentent l'écoulement entrant (début de la période de simulation) et sortant (fin de la période de simulation) du réservoir (m^3/s), I_m l'écoulement moyen dans le réservoir (m^3/s) et t l'intervalle de temps (s).

Le volume de l'écoulement dépend évidemment des apports et des pertes d'eau à l'intérieur du bassin versant. Les précipitations représentent le principal mécanisme d'apport d'eau. Pour chacune des bandes d'élévation, la précipitation moyenne est représentée de la façon suivante :

$$PP_{z_i} = PP_t \cdot P_z \quad (13)$$

où $PP_{z,t}$ représente la précipitation moyenne (cm) sur une bande d'élévation z au cours d'une période t et P_z le pourcentage de précipitation au niveau de l'altitude moyenne.

La fonte du couvert de neige est le deuxième processus d'apport d'eau sur le bassin versant. La représentation de ce processus dépend de l'absence ou de la présence des précipitations lorsqu'il se produit :

$$M_{z,t} = MR_{z,t}(T_{z,t} - T_b) \quad (14)$$

où $M_{z,t}$ représente la fonte du couvert nival (cm) lorsqu'il n'y a pas de précipitations sur une bande d'élévation z au cours d'une période t , $MR_{z,t}$ un facteur de fonte (cm/degrés-jours), $T_{z,t}$ la température moyenne ($^{\circ}\text{C}$) sur la bande d'élévation z au cours d'une période t et T_b la température de base (généralement fixée à 0°C). S'il y a des apports de précipitation lorsque se produit la fonte de la neige, l'équation suivante se substitue à l'équation (14) :

$$M_{z,t} = (RMR + 0,017PP_{(24h)z})(T_{z,t} - T_b) \quad (15)$$

où $M_{z,t}$ représente la fonte du couvert nival (cm) lorsqu'il y a des précipitations sur la bande d'élévation z au cours d'une période t , RMR le taux de fonte lorsqu'il y a des précipitations (généralement fixé à $0,23$ cm/degrés-jours) et $PP_{(24h)z}$ la précipitation totale quotidienne (cm) pour la bande d'élévation z .

Pour quantifier le volume de l'écoulement, il est également important de prendre en compte les pertes d'eau dans le bassin versant. L'interception est un processus représentant les quantités d'eau retenues par les arbres. Le modèle SSARR considère que ces quantités sont négligeables, l'interception est ainsi représentée par un simple réservoir. L'atteinte de la capacité maximale de ce réservoir implique que le surplus atteint le bassin versant.

L'évapotranspiration est un processus de pertes d'eau représenté mathématiquement par SSARR, car les quantités ne sont pas négligeables. L'équation suivante est utilisée :

$$ETI_{z,t} = ETP_{z,t} \times \frac{EKE_{z,t}}{100} \times \frac{DKE_{z,t}}{100} \times \frac{ETMO_t}{100} \times \frac{ETEL_z}{100} \times SNETF \quad (16)$$

où z représente une bande d'élévation, t la période de simulation, ETI l'évapotranspiration (cm), ETP l'évapotranspiration potentielle (cm), EKE, DKE, ETMO, ETEL et SNETF des facteurs d'ajustement qui permettent de tenir compte respectivement de l'intensité des précipitations, la quantité d'eau dans le sol, les saisons, l'élévation et la présence de neige.

Pour évaluer le potentiel d'écoulement (ROP), il est important de représenter la quantité d'eau contenue dans le sol. Le modèle SSARR utilise alors l'indice d'humidité du sol (SMI) :

$$SMI_2 = SMI_1 + (MI - RGP) - \frac{(PH \times ETI)}{24} \quad (17)$$

où SMI_1 et SMI_2 représentent l'indice d'humidité du sol (cm) au début et à la fin de la période de simulation, MI l'apport d'humidité (cm) pour la période, RGP le ruissellement (cm) généré au cours de la période, PH la durée de la période de simulation (généralement 24 heures) et ETI l'indice d'évapotranspiration (cm/d). Les variations de SMI ont un impact direct sur ROP. Ainsi, si la quantité d'eau est importante (SMI augmente), alors l'apport d'écoulement est également plus important (ROP augmente).

La dernière étape consiste à représenter l'écoulement sous ses différentes composantes (profondeur, base, hypodermique et de surface). Pour ce faire, le modèle SSARR utilise un indice d'infiltration du sol :

$$BII_2 = BII_1 + (24 \times RG - BII_1) \times \frac{PH}{TSBII + 0,5 \times PH} \quad (18)$$

où BII_1 et BII_2 représentent l'indice d'infiltration de l'écoulement de base (cm) au début et à fin de la simulation, RG le taux de ruissellement (cm/d), PH la longueur de la période de simulation (h) et $TSBII$ le délai dans le temps de stockage (h) dans l'indice d'écoulement de base. Une partie de l'écoulement de base qui s'infiltré dans le sol sera distribuée à la composante d'écoulement en profondeur selon la valeur de BII_2 . Si cette dernière est élevée (capacité d'infiltration élevée), alors une partie importante de l'écoulement de base sera transférée à l'écoulement en profondeur et vice-versa. La dernière partie de l'écoulement est divisée entre l'écoulement de surface et l'écoulement sous la surface (hypodermique).

3.2.3.2 Calibration du modèle

Lors de l'étape de la calibration du modèle SSARR, l'utilisateur doit déterminer les stations météorologiques qui seront utilisées comme sources de données de température moyenne et de précipitation. Dans le cadre de cette étude, ce choix a été fait lors de la calibration du modèle SDSM. Les données de température moyenne et de précipitation fournies au modèle SSARR sont donc celles qui ont été spatialement réduites par le modèle SDSM. Les données observées de débits proviennent de stations hydrométriques situées près de l'exutoire des bassins à l'étude. La section 3.4 donne plus de détails sur les stations météorologiques et hydrométriques utilisées. L'utilisateur doit également spécifier à SSARR les conditions initiales de la simulation. L'ensemble des données nécessaires et des conditions initiales à spécifier est résumé dans le tableau X.

Une fois les données et conditions initiales spécifiées, des ajustements doivent être faits. Par exemple, les données de précipitation fournies par les stations météorologiques sont pondérées sur l'ensemble du bassin versant à l'étude à l'aide de

Tableau X. Données et conditions initiales requises par SSARR (modifié d'après Debs, 1995)

Catégorie	Données
1) Caractéristiques physiques connues	<ul style="list-style-type: none"> • Surface et courbe hypsométrique du bassin; • Capacité du réservoir; • Altitude des stations hydrométriques et météorologiques; • Évaporation potentielle.
2) Caractéristiques physiques à calibrer	<ul style="list-style-type: none"> • Poids des stations météorologiques; • Subdivision du bassin en bande d'altitude; • Ajustement des précipitations et des températures selon l'élévation; • Ajustement de l'évapotranspiration selon l'humidité du sol, des précipitations, de la saison et de la présence de neige au sol; • Paramètres gouvernant la fonte de neige; • Relations de partage des écoulements; • Nombre de phases et temps d'emmagasinement de chaque écoulement.
3) Données hydrométéorologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Précipitations, températures et débits.
4) Conditions initiales	<ul style="list-style-type: none"> • Conditions (ruissellement, neige accumulée, humidité du sol, infiltration, niveau d'eau, etc.) présentes au début de la simulation.
5) Configuration du modèle	<ul style="list-style-type: none"> • Bassins, stations hydrométriques et ordre de déroulement des calculs.

la méthode des polygones de Thiessen. Ces données pondérées sont utilisées pour normaliser les données d'évapotranspiration. Un autre ajustement majeur à réaliser consiste à minimiser le décalage saisonnier souvent obtenu entre les hydrogrammes observés et simulés. Pour ce faire, certaines relations physiques doivent être modifiées, notamment l'indice d'humidité du sol dépendant du taux de ruissellement, le partage du ruissellement en composantes de profondeur et de base ainsi que la fonte de la neige au niveau du sol. Finalement, le niveau de corrélation entre les hydrogrammes observés et simulés est évalué à l'aide du test du critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970). Selon ce critère, une valeur statistique de 1 signifie une

corrélation parfaite entre les deux hydrogrammes alors qu'une valeur de 0 signifie une absence totale de corrélation. Le niveau de corrélation peut varier entre 0 et 1.

3.2.3.3 Validation du modèle et scénarios climatiques

La validation du modèle consiste à démarrer le modèle SSARR sur une période indépendante de celle utilisée pour réaliser la calibration. On peut ainsi tester la performance de SSARR en fonction des conditions initiales fournies et des paramètres obtenus au cours de la calibration. Dans le cadre de cette étude, les séries de température et de précipitation du modèle SDSM, provenant des simulations qui ont utilisé les variables atmosphériques du modèle climatique CGCM1 pour les périodes 1961-1990 et 2040-2069, sont utilisées comme données initiales dans le modèle SSARR. Ainsi, pour les trois bassins versants à l'étude (Vermillon, Sainte-Marguerite et Grande-Baleine), pour le scénario climatique actuel (1961-1990), les séries de débits simulées par SSARR sont comparées visuellement avec les séries observées à l'aide d'hydrogrammes mensuels moyens de débits. Pour comparer ces séries de façon quantitative, le test du critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) est utilisé. Pour le scénario climatique futur (2040-2069), les différences par rapport à la période actuelle donneront des indications sur les impacts potentiels d'un réchauffement climatique futur sur le comportement hydrologique des bassins versants à l'étude.

3.3 Bassins versants étudiés

Trois bassins versants localisés sur le territoire de la province de Québec ont été étudiés. Il s'agit des bassins des rivières Vermillon, Sainte-Marguerite et Grande-Baleine. Leur emplacement est illustré à la figure 10. Deux arguments justifient ce choix. Tout d'abord, ces bassins possèdent des superficies différentes et sont très éloignés les uns des autres, ce qui est intéressant du point de vue climatique, hydrologique et géographique. Enfin, les bassins Vermillon et Sainte-Marguerite sont actuellement utilisés pour la production hydroélectrique alors que le bassin de la

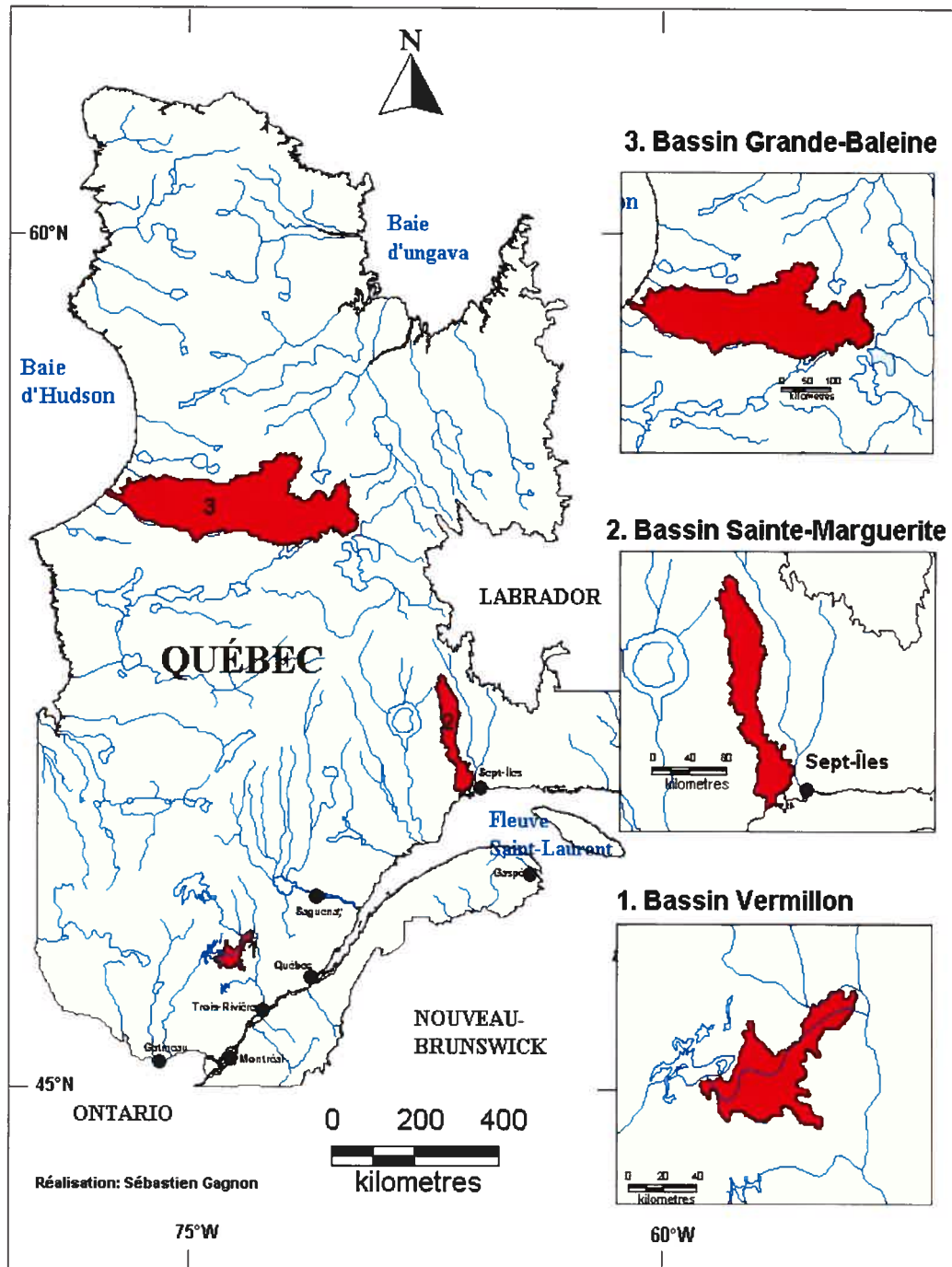


Figure 10. Localisation des bassins versants à l'étude

rivière Grande-Baleine possède un potentiel majeur de développement. Incidemment, même si le sujet de la production hydroélectrique n'est pas abordé concrètement dans ce projet, le réchauffement climatique, en affectant les débits de ces rivières, pourrait influencer de façon directe leur capacité à produire de l'électricité.

La rivière Vermillon, localisée dans la région administrative de la Mauricie, est l'un des neufs affluents importants de la rivière Saint-Maurice. Son bassin versant couvre une superficie de 2 630 km² et possède un relief plat avec une altitude maximale d'environ 400 m. Il reçoit en moyenne jusqu'à 650 mm de pluie et près de 400 cm de neige par année. Le débit moyen est de 41,1 m³/s, alors que les débits maximal et minimal sont respectivement de 463 et 4,25 m³/s et ce, au cours de la période 1928-1984 (Debs et Rousselle, 1998, MENVIQ, 2003a).

Situé dans la région administrative de la Côte-Nord, le bassin de la rivière Sainte-Marguerite s'étend en longueur du nord au sud entre le fleuve Saint-Laurent et le Labrador sur une superficie d'environ 6 177 km². Le débit moyen est de 133 m³/s alors que les débits maximal et minimal sont respectivement de 1 570 et 2,29 m³/s et ce, au cours de la période 1938-1984. Le bassin reçoit en moyenne annuelle près de 110 cm de précipitation dont environ 33% sous forme solide. Trois aménagements hydroélectriques sont présentement en opération sur ce bassin, soit les sites SM1, SM2 et SM3 (BAPE, 1993; Debs, 1995; MENVIQ, 2003b).

Le bassin de la rivière Grande-Baleine est localisé dans la région administrative du Nord-du-Québec. Il s'étend d'est en ouest sur près de 375 km (une bande côtière de 25 km dont le relief peut atteindre 445 m et un plateau de plus de 350 km) à partir du lac Bienville jusqu'à son exutoire qui débouche dans la baie d'Hudson. Sa superficie est de plus de 36 000 km² dont plus de 20% est occupée par des lacs et des rivières. Les précipitations se situent entre 600 et 750 mm annuellement dont environ le tiers sous forme nivale. Le débit moyen est de 527,6 m³/s et les débits maximal et minimal sont respectivement de 1 880 et 89,70 m³/s et

ce, au cours de la période 1961-1996. Le climat correspond à des hivers longs et rigoureux et des étés très courts et doux (Hydro-Québec, 1993; MENVIQ, 2003c).

3.4 Données utilisées

Plusieurs types de données sont utilisés au cours de cette étude, provenant de sources différentes.

3.4.1 Données du modèle SDSM

3.4.1.1 Données climatiques observées

Pour chacun des bassins à l'étude, des séries de température moyenne et de précipitation provenant de trois stations météorologiques ont été extraites de la base de données climatiques d'Environnement Canada, soit un total de neuf stations. Les caractéristiques de ces stations sont fournies dans le tableau XI. Le nombre de stations est le minimum requis pour le fonctionnement adéquat du modèle SSARR (Luc Roy, Hydro-Québec, communication personnelle). Le choix des stations est motivé par la nécessité d'obtenir des séries de données dont la longueur couvre autant que possible la période 1961-1990 (période recommandée par l'IPCC (Houghton et al., 2001)). De plus, le nombre de données manquantes doit être au minimum. Une contrainte majeure pour le choix de ces stations est le fait que le réseau de stations climatiques est peu dense au Québec.

3.4.1.2 Variables de la circulation atmosphérique

Les variables observées (représentées dans le tableau IX) proviennent de la base de données NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) par l'intermédiaire du site internet du CICS (<http://www.cics.uvic.ca/scenarios>). Chaque série de variables a été extraite du point de grille (correspondant au même point de grille du modèle CGCM1) le plus près de chaque station météorologique. Les variables

Tableau XI. Caractéristiques des stations météorologiques utilisées

<u>Bassin</u> <u>Station</u>	Code	Latitude (°, ' N)	Longitude (°, ' W)	Altitude (m)	Période utilisée*	Données manquantes (%)	
						T**	P***
<u>Vermillon</u>							
La Tuque	7074240	47 24	72 47	152	1961-1990	3,3	1,1
Barrage Mattawin	7040456	46 51	73 39	366	1961-1982	3,9	2,4
St-Michel-des- Saints	7077570	46 41	73 55	351	1967-1990	5,3	3,6
<u>Sainte- Marguerite</u>							
Gagnon A	7042590	51 57	68 08	567	1965-1985	5,1	4,7
Sept-Îles A	7047910	50 13	66 16	55	1961-1990	0,2	0,2
Wabush Lake A	8504175	52 56	66 52	551	1961-1990	0,6	0,6
<u>Grande- Baleine</u>							
Kuujuarapik A	7103536	55 17	77 45	10	1961-1990	0,4	0,4
Nitchequon	7095480	53 12	70 54	536	1961-1985	0,4	0,4
Schefferville A	7117825	54 48	66 49	522	1961-1990	0,6	0,6

* La période maximale utilisée est 1961-1990 en raison des limites occasionnées par SDSM. Certaines stations couvrent une période plus longue.

** Température.

*** Précipitation.

atmosphériques simulées (pour la création de scénarios climatiques), qui sont les mêmes que les variables observées mais qui couvrent deux périodes (1961-1990 et 2040-2069) proviennent également du site internet du CICS mais ont été fournies initialement par le CCmaC pour le modèle CGCM1 (<http://www.cccma.bc.ec.gc.ca>). Il est primordial de noter qu'au moment de la réalisation de ce travail, ces variables étaient uniquement disponibles pour le modèle CGCM1 et, par conséquent, pour le scénario climatique IS92a. L'emploi d'autres modèles aurait été préférable mais le caractère récent de SDSM ne permettait pas au CICS de fournir des données pour d'autres modèles.

3.4.1.3 Données climatiques brutes

Pour chacun des bassins à l'étude, les séries de données brutes simulées par le modèle CGCM1 (directement extraites; sans réduction spatiale d'échelle) de température moyenne et de précipitation ont été extraites du site internet du CCmaC. Elles ont été utilisées à des fins de comparaisons statistiques avec les données réduites par SDSM et ce, pour les périodes 1961-1990 et 2040-2069 (voir le chapitre 4).

3.4.2 Données du modèle SSARR

À l'exception des séries de données de température moyenne et de précipitation qui proviennent du modèle SDSM, les données initiales du modèle SSARR (tableau X) ont été fournies par Hydro-Québec. Les séries observées de débits utilisées pour la validation des hydrogrammes produits par le modèle SSARR proviennent de la base de données HYDAT d'Environnement Canada. Trois stations hydrométriques ont été sélectionnées, lesquelles sont localisées près de chaque exutoire des trois bassins versants à l'étude. Les caractéristiques de ces stations sont présentées au tableau XII.

Tableau XII. Caractéristiques des stations hydrométriques utilisées

Bassin	Station	Latitude (°, ' N)	Longitude (°, ' W)	Période utilisée*
Vermillon	02ND001	47 39	72 57	1961-1984
Sainte-Marguerite	02UB002	50 13	66 39	1961-1987
Grande-Baleine	03ED001	55 14	76 59	1961-1990

* La période maximale utilisée est 1961-1990 en raison des limites permises par SDSM.

4. RÉSULTATS

Ce chapitre présente les résultats obtenus au cours de la présente étude. Plusieurs étapes ont été suivies et la présentation des résultats suit l'ordre de réalisation de ces étapes. La première partie est en relation avec le modèle SDSM. Elle traite du processus suivi pour simuler des séries de données de la température et de la précipitation à échelle réduite pour les neuf stations météorologiques étudiées. Tout d'abord, les résultats concernant le tri préliminaire sont abordés. Ensuite, les éléments associés à la calibration sont décrits, suivi de ceux portant sur la validation. Par la suite, les étapes de scénarios climatiques pour la période actuelle et pour une période future sont présentées. La deuxième partie traite des résultats concernant le modèle SSARR, donc de ce qui est en rapport avec les simulations des débits pour les bassins versants à l'étude.

4.1 Le modèle SDSM

4.1.1 Tri préliminaire

La première étape du processus de réduction de l'échelle spatiale des données de température moyenne et de précipitation de surface provenant des stations météorologiques consiste à sélectionner parmi les variables atmosphériques à grande échelle disponibles (tableau IX) celles qui expliquent le mieux le climat local (représenté par les variables de surface). Incidemment, pour chaque relation variable atmosphérique à grande échelle – variable de surface et ce, pour chacune des neuf stations météorologiques sélectionnées, le modèle SDSM fournit des valeurs mensuelles de la statistique de la variance expliquée (%E). Les tableaux A.I à A.IX (annexe A) présentent les résultats de l'analyse pour la température alors que ceux de la précipitation sont présentés dans les tableaux A.X à A.XVIII (annexe A). En comparant les valeurs de %E les plus élevées, on peut constater que les variables atmosphériques représentent mieux la température que la précipitation. Dans le premier cas, certaines variables ont un pouvoir explicatif se situant entre 50% et 80%

alors que pour la précipitation, les valeurs de %E dépassent rarement le seuil de 20%. Notons également que ce pouvoir explicatif présente dans certains cas des variations importantes d'un mois à l'autre. L'absence de relation significative est également indiquée. À l'inverse, certaines variables se démarquent du lot en présentant des valeurs de %E plus élevées. Les variables identifiées en gras sont celles présentant de façon globale les meilleurs niveaux de corrélation. Elles sont utilisées pour le test de corrélation partielle.

La complexité du système climatique suggère que plusieurs variables atmosphériques peuvent influencer en même temps le climat local, dans ce cas-ci représenté par la température et la précipitation des stations météorologiques. Par contre, certaines variables ont un poids plus important. La deuxième partie de l'étape du tri préliminaire consiste à déterminer si les variables sélectionnées précédemment ont une influence individuelle suffisante pour être considérées. Cette influence individuelle sera importante lors de l'étape de la calibration. Ainsi, des tests de corrélation partielle ont été appliqués sur ces variables et ce, pour chaque station météorologique. Les variables finalement retenues seront utilisées lors de l'étape de la calibration. Les résultats sont illustrés au tableau XIII. Dans le cas de la température, la variable *temp* (température régionalisée) présente des valeurs de corrélation très élevées pour toutes les stations et a été la seule variable retenue. Ces valeurs se situent entre 0,7 et 0,86. Les autres variables atmosphériques possèdent des niveaux de corrélation moins importants. Pour la précipitation, les niveaux de corrélation sont beaucoup plus faibles (tous inférieurs à 0,2). Deux ou trois variables ont été sélectionnées dans chaque cas. Ce choix demeure arbitraire puisque, contrairement à la température, aucune variable ne se démarque réellement. Néanmoins, l'utilisation de plus de trois variables pourrait compliquer inutilement le processus de réduction spatiale. Les variables retenues pour l'étape de la calibration sont indiquées en gras dans le tableau XIII.

Tableau XIII. Tests de corrélation partielle des variables atmosphériques
sélectionnées

Bassin		Température		Précipitation		
Station	Variables	r partiel	signification	Variables	r partiel	signification
<u>Vermillon</u>						
La Tuque	p500	0,133	0,0000	p_v	0,064	0,0000
	s850	-0,145	0,0000	p_zh	0,004	0,5236
	sphu	0,081	0,0000	p8_v	0,061	0,0000
	temp	0,738	0,0000	p8zh	0,008	0,3901
				s500	0,111	0,0000
Barrage Mattawin	p500	0,289	0,0000	p_v	0,039	0,0012
	s850	-0,167	0,0000	p8_v	0,052	0,0000
	sphu	0,065	0,0000	p8zh	0,009	0,3935
	temp	0,786	0,0000	s500	0,109	0,0000
				s850	0,062	0,0000
St-Michel- des-Saints	p500	0,127	0,0000	p_v	0,042	0,0003
	s850	-0,009	0,3845	p8_v	0,057	0,0000
	sphu	-0,020	0,0994	p8zh	0,002	0,5553
	temp	0,795	0,0000	s500	0,109	0,0000
				s850	0,051	0,0000
<u>Sainte- Marguerite</u>						
Gagnon A	p500	0,291	0,0000	p_v	0,072	0,0000
	s850	-0,159	0,0000	p8_v	0,083	0,0000
	sphu	0,025	0,0600	s500	0,161	0,0000
	temp	0,795	0,0000			
Sept-Îles A	p500	0,100	0,0000	p_v	0,044	0,0000
	s850	-0,082	0,0000	p_zh	0,036	0,0004
	sphu	-0,115	0,0000	p5_v	0,075	0,0000
	temp	0,832	0,0000	p8_v	0,064	0,0000
				p8zh	0,058	0,0000
				rhum	0,031	0,0029
				s500	0,110	0,0000
			s850	0,022	0,0418	
Wabush Lake A	p500	0,423	0,0000	mslp	-0,004	0,5205
	s850	0,030	0,0040	p_z	0,012	0,2647
	sphu	-0,172	0,0000	p5_v	0,061	0,0000
	temp	0,839	0,0000	p5zh	0,048	0,0000
				p8_z	0,027	0,0096
				s500	0,185	0,0000

Note : les variables en gras ont été sélectionnées pour l'étape de la calibration

Tableau XIII (suite). Tests de corrélation partielle des variables atmosphériques sélectionnées

Bassin	Station	Température		Précipitation		
		Variables	r partiel	signification	Variables	r partiel
Grande-Baleine						
Kuujuarapik A	p_zh	-0,012	0,2416	mslp	-0,041	0,0000
	p500	0,137	0,0000	p_z	0,060	0,0000
	p8zh	0,059	0,0000	p8_z	0,039	0,0002
	s500	0,017	0,1073	p850	0,020	0,0567
	s850	-0,074	0,0000	s500	0,136	0,0000
	sphu	-0,065	0,0000	s850	0,100	0,0000
	temp	0,809	0,0000			
Nitchequon	p500	0,430	0,0000	mslp	-0,089	0,0000
	s500	-0,146	0,0000	p_v	-0,054	0,0000
	s850	0,015	0,2007	p_z	-0,021	0,0964
	sphu	-0,129	0,0000	p_zh	-0,014	0,2696
	temp	0,857	0,0000	p8_z	0,037	0,0022
				p850	0,083	0,0000
Schefferville	p500	0,360	0,0000	mslp	-0,031	0,0026
	s850	-0,065	0,0000	p_z	0,071	0,0000
	sphu	-0,053	0,0000	p8_z	0,075	0,0000
	temp	0,797	0,0000	s850	0,122	0,0000

Note : les variables en gras ont été sélectionnées pour l'étape de la calibration

4.1.2 Calibration

Les variables atmosphériques retenues suite aux tests de corrélation partielle réalisés lors de l'étape précédente sont maintenant utilisées pour réaliser la calibration du modèle SDSM. Cette dernière permet de maximiser la capacité de SDSM à réduire adéquatement l'échelle spatiale des données de température et de précipitation fournies par le modèle climatique CGCM1 à l'échelle des stations météorologiques (voir la section 4.1.4). Ainsi, pour chaque série observée de température et de précipitation des stations météorologiques, douze sous-modèles mensuels de régression, représentés par les équations (4), (5), (6) et (7) (sous-section 3.2.2.1), ont été développés pour établir une relation linéaire entre cette série de données et celles des variables atmosphériques sélectionnées. La meilleure relation possible a été établie en appliquant ces sous-modèles de régression à une portion de la série de

température ou de précipitation en question, ce qui a permis d'obtenir les paramètres de simulation. Pour chaque série de température ou de précipitation extraite des stations météorologiques, la première moitié a été utilisée pour la calibration. Pour la majorité des stations, la période de calibration correspond à l'intervalle 1961-1975. Pour les stations où les séries de données complètes sont plus courtes, cette période est ajustée en conséquence.

Pour quantifier la performance de la calibration, le modèle SDSM fournit une valeur moyenne de la variance expliquée par les douze sous-modèles de régression ainsi que l'erreur standard. Les résultats sont présentés au tableau XIV pour les neuf stations, en les subdivisant selon les bassins versants d'appartenance. Le modèle SDSM présente un niveau de performance se situant entre 67,4% (station Sept-Îles) et 80,5% (station Nitchequon) pour la température. En ce qui a trait à la précipitation, le niveau de performance est beaucoup moins élevé puisqu'il se situe entre 31,2% (station Kuujjuarapik A) et 48% (station Sept-Îles).

Tableau XIV. Calibration des sous-modèles de régression

Station	Température		Précipitation	
	%E	Erreur standard (°C)	%E	Erreur standard (mm)
<u>Bassin Vermillon</u>				
La Tuque	76,6	2,512	33,0	0,844
Barrage Mattawin	76,5	2,547	32,5	0,833
St-Michel-des-Saints	78,1	2,755	35,9	0,824
<u>Bassin Sainte-Marguerite</u>				
Gagnon A	72,6	2,983	35,6	0,823
Sept-Îles A	67,4	2,293	48,0	0,829
Wabush Lake A	76,0	2,646	37,6	0,806
<u>Bassin Grande-Baleine</u>				
Kuujjuarapik A	74,7	2,938	31,2	0,773
Nitchequon	80,5	2,538	28,8	0,781
Schefferville A	72,1	2,840	38,3	0,777

4.1.3 Validation

La crédibilité du modèle SDSM repose sur sa capacité à reproduire le comportement de la température et de la précipitation locales. Idéalement, pour valider un modèle, des données indépendantes de celles utilisées dans la calibration devraient être utilisées afin de tester si les sous-modèles de régression et les paramètres de simulation sont adéquats. Ainsi, les sous-modèles développés lors de la calibration sont maintenant appliqués à la deuxième partie des séries observées de température et de précipitation, soit 1976-1990 pour la majorité des stations ou une période ajustée en conséquence pour les séries de données plus courtes.

Afin d'obtenir un niveau d'adéquation maximal entre les séries de données observées et celles simulées, le modèle SDSM permet de corriger les écarts entre les moyennes et les variances. Le paramètre de la correction du biais permet de réduire l'écart entre les moyennes. Une valeur de 1 signifie que les moyennes sont similaires. Une valeur inférieure à 1 signifie que la moyenne simulée est surévaluée et qu'un ajustement a été réalisé en conséquence. Une valeur supérieure à 1 implique que la moyenne simulée est sous-évaluée. Le paramètre de l'inflation permet quant à lui de réduire l'écart entre les variances en appliquant arbitrairement un facteur artificiel de réduction ou d'augmentation. La valeur par défaut de 12 produit une inflation approximativement normale (Wilby et Dawson, 2001). Une valeur inférieure à 12 signifie que la variance simulée est surévaluée et qu'un ajustement a été réalisé. Le contraire se présente lorsque la valeur d'inflation est supérieure à 12. Le tableau XV présente les ajustements réalisés dans le cadre des simulations de validation. Pour la température, aucun changement n'a été apporté à la moyenne mais la variance a été modifiée à toutes les stations à l'exception de La Tuque, Barrage Mattawin et Schefferville A. En ce qui a trait à la précipitation, une correction a été apportée à la moyenne aux stations La Tuque, Barrage Mattawin, Sept-Îles A, Wabush Lake A et Schefferville A. La variance a été modifiée dans tous les cas à l'exception de la station Sept-Îles A.

Les sous-sections suivantes présentent les résultats de la validation. Tout d'abord, les résultats pour la température montrent les comparaisons effectuées sur la moyenne avec le test de t et sur la variance à l'aide du test de F. Des graphiques permettent ensuite de comparer visuellement les variations mensuelles de la somme ainsi que des valeurs maximale et minimale. En ce qui a trait à la précipitation, les mêmes tests statistiques ont été réalisés sur la moyenne et la variance. Les données n'ont pas été transformées pour favoriser la normalité des distributions puisque les échantillons sont les moyennes de chaque année. Des graphiques permettent ensuite de comparer les variations des valeurs maximales et du pourcentage de jours avec des précipitations.

Tableau XV. Paramètres d'ajustement de la moyenne et de la variance (validation)

Station	Température		Précipitation	
	Biais de la moyenne	Inflation de la variance	Biais de la moyenne	Inflation de la variance
<u>Bassin Vermillon</u>				
La Tuque	1	12	0,78	14
Barrage Mattawin	1	12	0,85	15
St-Michel-des-Saints	1	14	1	9
<u>Bassin Sainte-Marguerite</u>				
Gagnon A	1	8	1	13
Sept-Îles A	1	11	0,70	12
Wabush Lake A	1	10	0,89	14
<u>Bassin Grande-Baleine</u>				
Kuujuarapik A	1	13	1	13
Nitchequon	1	10	1	13
Schefferville A	1	12	0,85	18

4.1.3.1 La température

Le tableau XVI présente les résultats de la validation de la moyenne de la température pour les neuf stations et ce, aux pas de temps mensuel, saisonnier et annuel. Le test de t a été appliqué aux moyennes de chaque pas de temps (par exemple, une simulation de quinze ans implique quinze moyennes de température

Tableau XVI. Comparaison des moyennes observées et simulées de la température (période de validation)

Période	Bassin Vermillon				Bassin Sainte-Marguerite				Bassin Grande-Baleine									
	La Tuque		Barrage Mattawin		St-Michel-des-Saints		Sept-Îles A		Wabush Lake		Kuujuaupik		Schefferville		Nichequon			
	obs.	sim.	obs.	sim.	obs.	sim.	obs.	sim.	A	obs.	sim.	A	obs.	sim.	obs.	sim.		
J	-14,3	-14,3	-15,7	-15,3	-13,9	-14,4	-14,3	-14,7	-20,9	-21,3	-21,9	-21,7	-22,8	-21,4	-23,3	-22,7	-23,9	-23,6
F	-11,5	-12,2	-13,8	-14,2	-11,8	-12,1	-12,4	-12,2	-17,2	-17,5	-19,7	-20,2	-23,1	-21,5	-21,6	-21,6	-21,1	-21,0
M	-4,7	-4,1	-6,1	-5,3	-5,4	-6,0	-6,8	-6,5	-11,3	-10,3	-13,4	-13,3	-17,6	-16,6	-15,6	-15,3	-15,3	-14,6
A	4,1	4,1	1,5	1,9	3,6	2,8	0,2	1,5	-3,8	-2,2	-4,5	-4,0	-6,8	-6,4	-6,8	-6,4	-6,5	-5,3
M	11,4	10,8	10,2	9,6	10,1	8,8	6,2	5,8	4,5	4,2	3,8	3,6	1,2	2,2	1,7	2,0	2,5	2,3
J	16,0	16,2	15,2	15,1	14,6	13,2	11,5	11,5	10,8	10,7	10,1	7,9	6,5	6,5	8,6	6,0	10,4	8,4
J	18,9	19,0	17,8	17,9	17,8	16,8	15,3	15,1	13,9	13,8	13,5	13,2	10,0	10,5	12,3	12,4	13,8	13,6
A	17,6	17,7	16,3	16,4	16,3	15,3	14,3	14,3	12,6	12,1	12,3	12,1	11,0	11,0	11,2	11,1	12,5	12,0
S	12,1	12,3	10,9	10,8	11,4	10,3	9,1	8,7	6,6	6,3	6,5	6,4	7,2	7,2	5,4	5,0	6,4	6,1
O	5,8	5,6	4,8	4,5	5,0	3,8	3,2	2,8	0,1	-0,6	-0,5	-1,1	1,9	1,7	-1,5	-1,8	-0,2	-0,5
N	-1,5	-1,4	-1,7	-2,0	-1,8	-2,0	-3,0	-3,0	-7,1	-7,4	-8,6	-8,5	-5,5	-5,1	-9,6	-9,2	-8,1	-8,3
D	-11,1	-10,9	-11,1	-10,9	-10,8	-11,2	-11,6	-10,9	-17,6	-17,4	-19,2	-18,6	-17,4	-17,3	-20,2	-19,4	-16,1	-16,3
Hiv.	-12,4	-12,6	-13,8	-13,6	-12,2	-12,6	-12,9	-12,7	-18,7	-18,9	-20,4	-20,3	-21,2	-20,1	-21,8	-21,4	-21,6	-21,4
Pri.	3,6	3,6	1,9	2,1	2,8	1,8	-0,1	0,3	-3,7	-2,8	-4,7	-4,6	-7,8	-6,9	-6,9	-6,6	-6,4	-5,9
Été	17,5	17,6	16,5	16,5	16,2	15,1	13,7	13,6	12,5	12,2	12,0	11,1	9,2	9,3	10,7	9,9	12,3	11,3
Aut.	5,5	5,5	4,7	4,5	4,9	4,0	3,1	2,9	-0,1	-0,6	-0,9	-1,0	1,2	1,3	-1,9	-2,0	-0,7	-0,9
Ann.	3,6	3,6	2,5	2,5	3,0	2,2	1,0	1,1	-2,7	-2,4	-3,4	-3,6	-4,5	-4,0	-4,9	-4,9	-4,0	-4,1

Note : Les valeurs simulées indiquées en gras sont statistiquement différentes des valeurs observées au seuil $\alpha=0,01$; Toutes les valeurs sont en °C

pour le mois de janvier). Statistiquement parlant, le modèle SDSM a reproduit toutes les moyennes mensuelles de température aux stations La Tuque, Barrage Mattawin et Kuujjuarapik A. Des différences statistiquement significatives sont observables à St-Michel-des-Saints, Sept-îles A, Gagnon A, Wabush Lake A, Schefferville A et Nitchequon. La moins bonne performance est celle à la station St-Michel-des-Saints où la moyenne n'a pas été reproduite pour les mois de juin et juillet. À l'échelle saisonnière, des différences statistiquement significatives sont présentes en été aux stations St-Michel-des-Saints, Wabush Lake A, Schefferville A et Nitchequon. Enfin, seule la station St-Michel-des-Saints présente une différence statistiquement significative au pas de temps annuel. De façon générale, la performance du modèle SDSM pour reproduire la moyenne est adéquate.

Le tableau XVII présente les résultats de la validation de la variance de la température moyenne. Les variances ont toutes été reproduites (sans différences statistiquement significatives) aux pas de temps annuel et saisonnier et ce, pour les neuf stations. À l'échelle mensuelle, seules les variances d'octobre pour la station Gagnon A, de décembre pour Kuujjuarapik A et de juin pour Schefferville A présentent des différences statistiquement significatives. La performance globale est donc très acceptable.

Certaines variables secondaires ont été comparées visuellement à l'aide de graphiques illustrant la distribution moyenne de leurs variations mensuelles. La figure 11 montre les résultats pour la somme de la température moyenne. De façon générale, cet indicateur est bien reproduit puisque les courbes illustrées présentent un bon niveau d'adéquation et ce, pour l'ensemble des stations.

Le modèle SDSM montre également une performance adéquate pour la représentation des variations mensuelles de la température moyenne minimale, tel qu'illustré par la figure 12. Certains écarts sont tout de même observables. Les plus importants se situent lors des mois de janvier et de février. De légères sous-estimations sont présentes en été pour les stations Schefferville A et Wabush Lake A

et en automne pour Nitchequon. La performance de SDSM est particulièrement bonne à la station Barrage Mattawin.

La performance du modèle est moins appropriée pour la représentation des variations mensuelles de la température moyenne maximale. La figure 13 montre plusieurs différences importantes. De façon générale, il existe, pour l'ensemble des stations, une surestimation de cette valeur dans les premiers mois suivie d'une sous-estimation dans les mois suivants. Les meilleurs résultats sont observables aux stations La Tuque et Sept-Îles A où les variations ont été bien reproduites à l'exception du mois de mars.

4.1.3.2 La précipitation

La précipitation est la deuxième variable météorologique à l'étude. Une bonne représentation de celle-ci par le modèle SDSM est essentielle puisque la précipitation représente la principale source d'approvisionnement des rivières. Cette variable est donc déterminante pour étudier le comportement des débits des rivières à l'étude.

Le tableau XVIII présente les résultats pour la comparaison des moyennes. Au pas de temps mensuel, des différences statistiquement significatives sont observables à toutes les stations sauf à Schefferville A. Les différences sont particulièrement importantes à la station Gagnon A où les tests de t ont révélé des valeurs statistiquement différentes lors de six mois. À l'échelle saisonnière, le modèle a également failli en certains endroits, notamment à la station Kuujjuarapik A où aucune des moyennes saisonnières n'a été reproduite. La moyenne n'a également pas été reproduite en hiver et en été à la station Gagnon A ainsi qu'en été et en automne à la station Nitchequon. Des différences significatives sont également observables aux stations Barrage Mattawin et Saint-Michel-des-Saints mais pour une seule saison. Au pas de temps annuel, le modèle n'a pu reproduire, en termes statistiques, la moyenne aux stations St-Michel-des-Saints, Kuujjuarapik A et à

Tableau XVII. Comparaison des variances observées et simulées de la température (période de validation)

	Bassin Vermillon				Bassin Sainte-Marguerite				Bassin Grande-Baleine									
	Barrage Mattawin		St-Michel-des-Saints		Sept-Îles A		Wabush Lake A		Kuujuaupik A		Schefferville A		Nichequon					
	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim				
J	7,7	6,7	5,5	6,3	9,6	9,9	3,4	2,7	6,4	5,4	4,4	4,7	6,5	5,8	7,1	4,4	9,0	7,5
F	10,7	8,5	11,2	7,6	11,7	7,4	9,3	4,8	12,4	9,0	13,3	9,1	8,6	7,2	14,3	8,0	15,4	10,6
M	6,7	3,9	9,0	7,5	6,5	4,1	7,4	4,6	11,0	7,0	11,7	7,8	11,8	9,3	12,2	7,7	14,0	11,8
A	3,2	2,7	3,3	4,0	3,2	1,2	1,4	1,5	5,2	5,6	6,9	4,6	10,1	4,3	6,5	5,4	6,3	5,6
M	2,0	1,3	3,1	2,2	1,8	1,2	0,9	1,1	1,2	1,9	2,2	1,8	2,4	1,6	2,2	1,5	2,1	1,3
J	1,4	1,8	1,0	1,0	1,1	1,3	1,4	1,0	1,8	0,8	2,5	0,9	4,8	2,2	3,2	1,0	2,1	1,5
J	0,7	0,4	0,8	0,4	0,6	0,5	0,3	0,2	0,8	0,7	0,4	0,6	1,9	0,7	0,7	0,6	1,0	0,7
A	1,4	1,3	2,1	1,0	1,7	1,8	1,1	0,4	1,3	1,5	1,4	1,1	2,2	1,6	1,4	1,0	2,3	1,2
S	1,7	1,2	0,5	0,8	1,2	0,8	1,1	0,7	2,7	1,2	2,6	1,9	2,2	1,7	2,8	1,3	2,3	2,3
O	1,5	0,9	2,5	1,7	1,5	0,9	0,7	0,5	1,8	0,3	1,3	0,6	1,8	0,9	1,6	0,5	2,8	1,8
N	2,3	1,1	2,7	1,9	2,8	1,1	3,1	1,7	2,5	1,3	4,7	2,6	4,1	4,4	6,3	3,3	2,7	1,5
D	14,4	6,0	12,1	6,5	17,4	8,6	5,4	2,9	9,0	3,0	5,0	3,2	13,5	20,4	5,8	3,3	9,2	6,0
Hiv.	1,9	0,5	2,0	1,0	2,2	1,7	1,8	0,7	2,0	1,3	2,0	1,7	3,3	4,5	3,2	1,4	1,7	1,4
Pri.	1,4	1,2	2,4	1,7	1,4	0,8	1,5	1,1	2,5	2,9	2,9	2,2	2,3	2,0	2,4	2,0	2,9	3,0
Été	0,5	0,5	0,8	0,3	0,6	0,5	0,4	0,2	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,7	0,3
Aut.	0,9	0,6	1,1	0,7	0,9	0,4	0,8	0,4	1,7	0,3	1,9	0,9	1,7	1,2	2,3	0,9	1,9	1,0
Ann.	0,5	0,3	0,8	0,4	0,5	0,3	0,7	0,3	1,8	0,7	0,9	0,5	1,0	0,9	0,9	0,4	1,0	0,7

Note : Les valeurs simulées indiquées en gras sont statistiquement différentes des valeurs observées au seuil $\alpha=0,01$

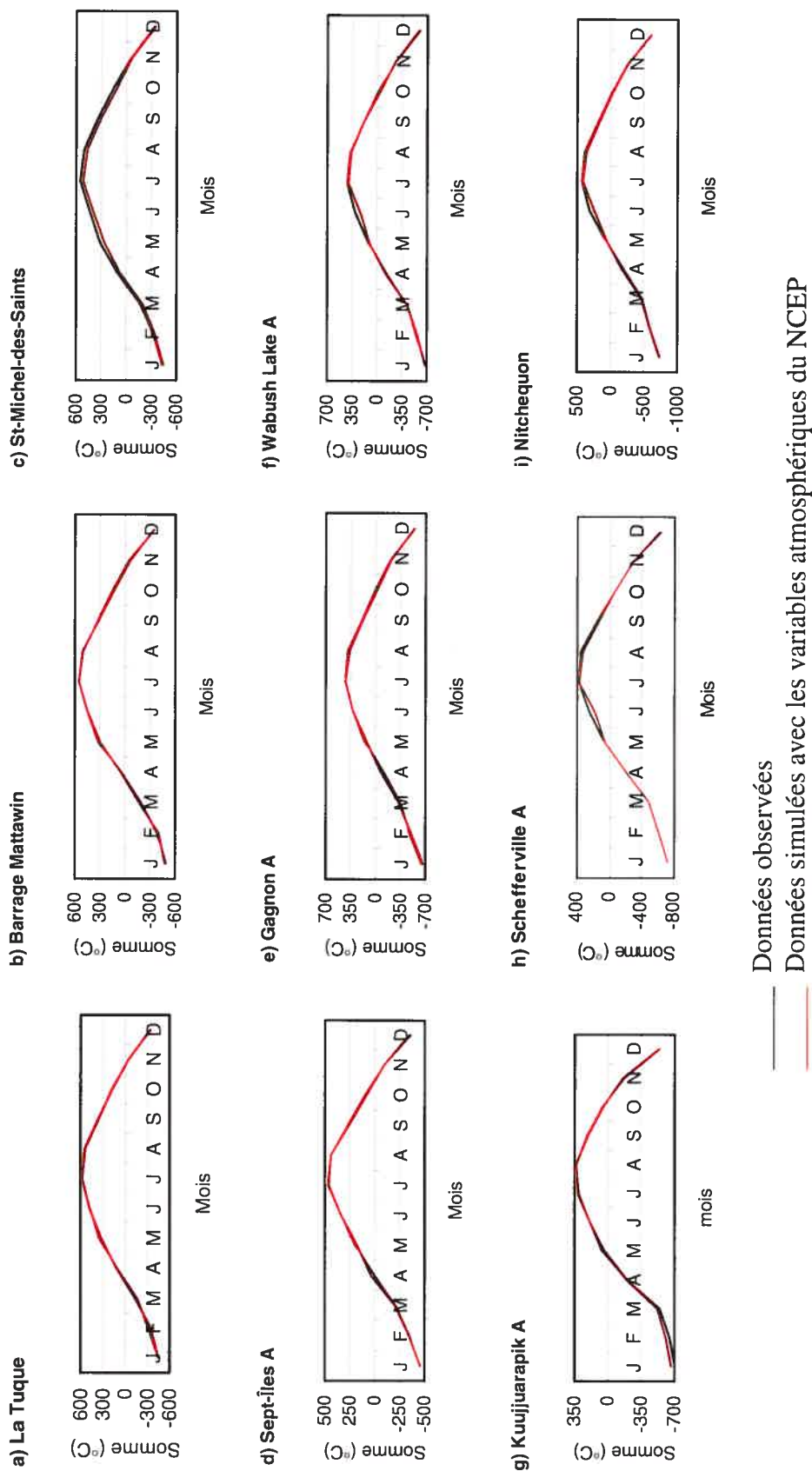


Figure 11. Variations mensuelles moyennes de la somme de la température moyenne pour la période de validation

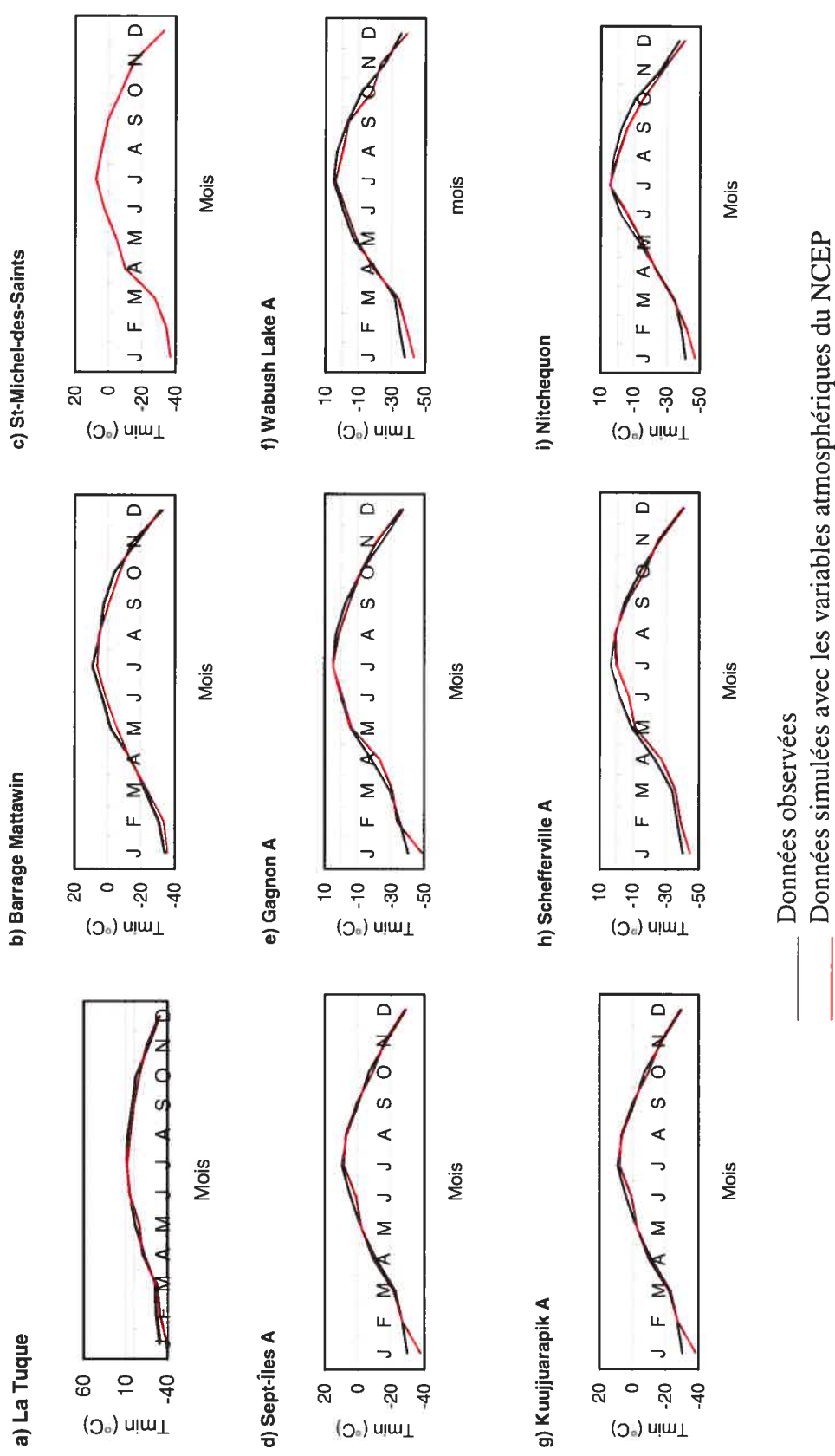


Figure 12. Variations mensuelles moyennes de la température moyenne minimale pour la période de validation

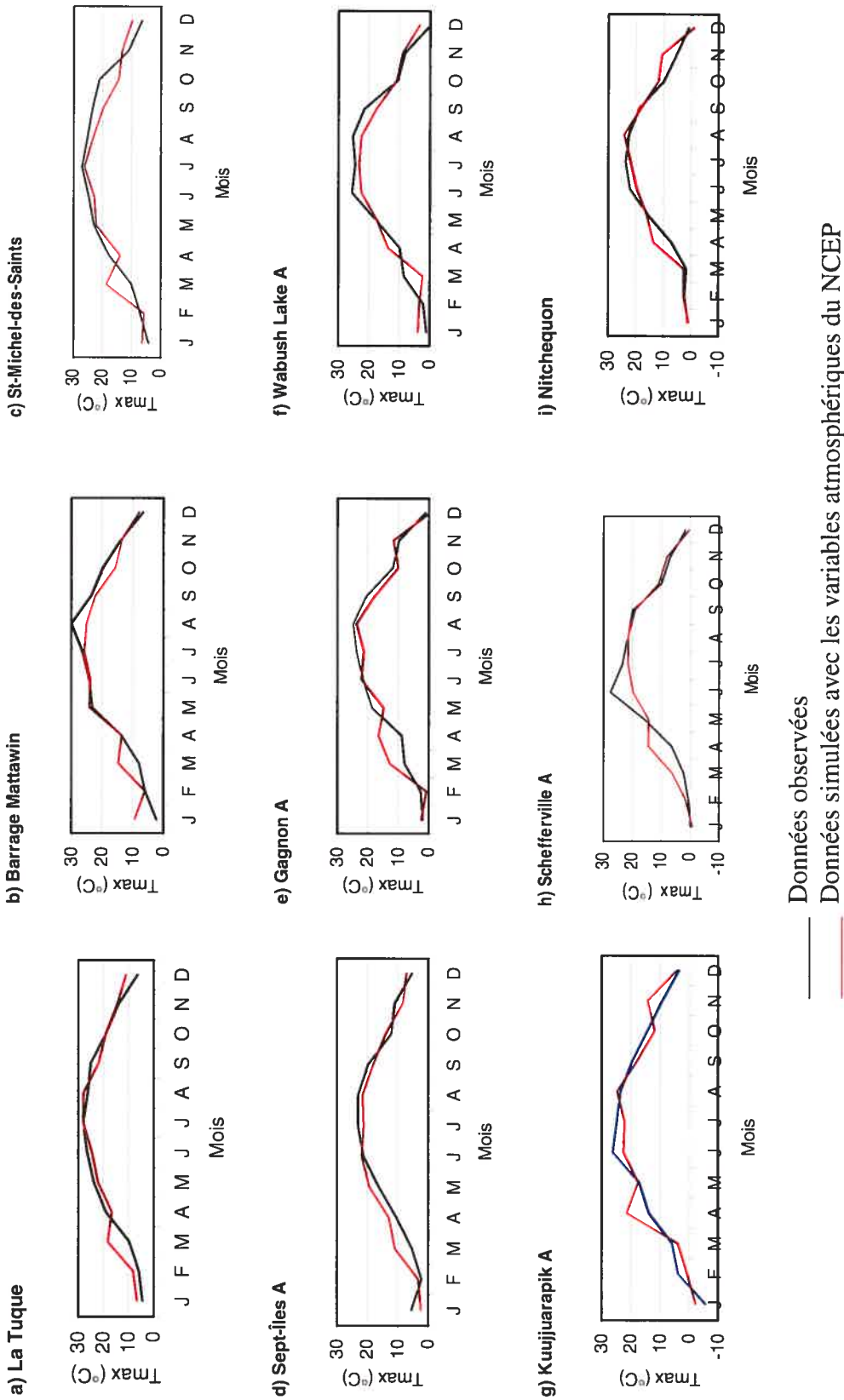


Figure 13. Variations mensuelles moyennes de la température moyenne maximale pour la période de validation

Nitchequon. De façon générale, à l'exception des stations Gagnon A et Kuujjuarapik A, la performance du modèle SDSM pour reproduire les moyennes de la précipitation est acceptable.

Le tableau XIX montre la comparaison des variances observées et simulées de la précipitation. La performance du modèle a été meilleure qu'avec la moyenne même si, au pas de temps mensuel, les valeurs observées ont toutes été statistiquement reproduites uniquement pour la station La Tuque. Les différences statistiquement significatives observées pour les autres stations se limitent à un seul mois. Au niveau saisonnier, Sept-Îles A est la seule station où une différence significative (en hiver) est observable. L'unique station présentant une différence significative au pas de temps annuel est Nitchequon. Toutefois, la précipitation étant une variable météorologique variant rapidement dans l'espace et dans le temps, sa représentation doit être considérée comme étant adéquate. Par conséquent, le modèle SDSM est capable de reproduire de façon générale la variance de la précipitation.

Des différences plus importantes apparaissent au niveau des variables secondaires, tel que montré par la figure 14. Le modèle SDSM a été incapable de reproduire les variations des valeurs de la précipitation maximale d'aucune station. Les meilleurs résultats ont été obtenus à la station Schefferville A où la tendance globale est respectée mais avec une surestimation du pic de mars et de septembre et l'inverse en juillet. La station Gagnon suit également la tendance mais avec un décalage. À St-Michel-des-Saints, les pics simulés se trouvent dans les mois de basse valeur observée alors que l'inverse se produit en été. Pour les stations Kuujjuarapik A, Sept-Îles A et Wabush Lake A, les variations ne sont absolument pas reproduites. Quant à la station Nitchequon, les valeurs maximales sont sous-estimées de janvier à mars mais surestimées au cours des mois d'été.

Tableau XVIII. Comparaison des moyennes observées et simulées de la précipitation (période de validation)

Période	Bassin Vermillon				Bassin Sainte-Marguerite				Bassin Grande-Baleine									
	La Tuque		Barrage Mattawin		St-Michel-des-Saints		Sept-Îles A		Gagnon A		Wabush Lake		Kuujuaupik		Schefferville		Nichequon	
	obs.	sim.	obs.	sim.	obs.	sim.	obs.	sim.	obs.	sim.	obs.	sim.	obs.	sim.	obs.	sim.	obs.	sim.
J	4,0	3,9	3,7	3,7	3,5	4,2	4,9	4,3	3,8	5,6	3,2	3,2	1,8	2,8	3,2	2,5	2,1	2,4
F	3,8	5,0	3,5	4,6	3,9	5,4	4,1	4,6	3,3	6,9	2,8	2,8	2,0	3,0	2,6	2,8	2,0	2,8
M	4,8	4,9	5,0	5,2	4,7	4,6	4,7	5,5	3,8	5,7	2,8	4,0	1,7	2,6	3,6	3,8	3,2	3,1
A	4,6	4,5	5,1	4,8	4,3	6,0	7,4	7,3	5,0	5,6	3,9	3,6	2,6	3,6	3,8	4,4	3,6	2,9
M	5,2	5,1	5,2	5,8	5,6	7,3	6,5	6,1	5,0	3,9	3,8	4,0	3,2	3,8	3,3	4,0	3,7	5,4
J	5,9	5,3	7,2	6,0	6,5	6,1	6,1	4,9	6,7	4,4	5,0	5,9	4,8	5,9	4,9	4,7	5,5	6,3
J	7,1	6,6	7,1	5,1	6,7	5,4	5,7	4,4	6,8	2,9	6,5	4,2	4,9	6,3	5,9	6,6	6,4	6,7
A	6,0	6,2	7,0	6,0	5,2	7,2	5,7	6,0	5,6	3,8	4,4	4,4	5,1	5,5	4,2	5,0	5,6	6,3
S	5,9	6,0	5,4	6,5	6,8	6,9	7,1	6,0	6,0	4,1	4,6	4,1	4,6	5,2	5,2	5,2	5,4	5,5
O	4,7	5,3	5,6	5,4	4,6	6,8	5,8	5,6	4,2	4,6	3,7	4,4	3,6	4,1	3,8	4,3	3,5	4,7
N	4,7	4,8	4,4	4,9	5,1	5,5	5,5	5,9	3,9	6,0	3,3	3,6	3,0	3,9	2,9	3,2	2,7	3,5
D	4,2	6,0	4,6	4,7	3,7	4,6	5,6	5,5	3,8	5,9	2,9	4,8	1,9	2,4	2,6	3,2	2,3	2,5
Hiv.	4,3	4,9	4,0	4,4	3,8	4,8	5,0	4,7	3,5	6,0	3,0	3,6	1,9	2,8	2,8	2,9	2,2	2,6
Pri.	4,9	5,0	5,1	5,3	4,9	6,1	6,1	6,4	4,5	5,0	3,5	4,0	2,4	3,4	3,5	4,1	3,5	3,9
Été	6,3	6,0	7,1	5,7	6,2	6,3	5,8	5,2	6,3	3,7	5,0	4,9	4,6	5,9	4,7	5,5	5,5	6,5
Aut.	5,0	5,5	5,1	5,6	5,5	6,6	6,1	5,9	4,7	4,9	3,8	4,0	3,7	4,4	3,9	4,2	3,8	4,6
Ann.	5,1	5,4	5,4	5,3	5,2	5,9	5,8	5,6	4,6	5,0	3,9	4,2	3,2	4,2	3,8	4,2	3,8	4,4

Note : Les valeurs simulées indiquées en gras sont statistiquement différentes des valeurs observées au seuil $\alpha=0,01$; Toutes les valeurs sont en mm/d

Tableau XIX. Comparaison des variances observées et simulées de la précipitation (période de validation)

La Tuque	Bassin Vermillon				Bassin Sainte-Marguerite				Bassin Grande-Baleine									
	Barrage Mattawin		St-Michel-des-Saints		Sept-Îles A		Gagnon A		Wabush Lake A		Kuujuaupik A		Schefferville A					
	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim				
J	1,4	1,1	1,5	1,9	1,3	1,1	3,7	1,6	3,4	4,3	1,1	1,0	0,4	1,0	2,1	1,1	0,6	0,2
F	5,2	2,4	1,3	2,2	2,9	2,7	3,0	1,2	2,0	0,9	1,4	1,0	1,1	1,2	0,8	1,7	0,5	0,8
M	3,1	2,3	2,1	4,7	1,6	2,8	3,1	3,3	1,8	2,0	0,6	1,1	0,4	0,5	2,9	2,0	1,3	0,8
A	2,4	3,3	5,2	2,5	1,4	2,2	9,7	9,1	1,0	3,8	1,8	0,9	1,6	1,0	1,8	1,9	1,4	0,4
M	4,7	1,8	2,6	1,7	4,9	5,9	2,7	1,3	1,0	2,3	1,8	1,8	3,4	1,0	0,9	1,4	1,2	1,6
J	3,1	4,5	9,2	3,1	6,4	1,9	3,3	5,8	6,0	2,6	4,2	4,3	3,6	3,8	4,6	2,1	4,1	4,6
J	3,7	5,9	6,4	2,0	9,6	3,9	3,2	1,2	9,1	0,9	7,5	0,8	8,2	1,8	6,3	7,0	8,8	4,2
A	4,7	5,1	6,4	5,1	2,2	6,9	2,9	2,5	4,9	2,1	1,4	1,3	2,8	1,4	1,9	3,0	3,7	4,6
S	5,7	5,8	3,3	2,5	5,7	4,8	28	5,2	0,9	1,2	1,1	1,6	1,5	1,0	3,5	1,8	5,0	2,6
O	3,8	4,1	3,3	3,3	1,4	5,2	23	3,0	2,4	1,5	1,8	1,3	1,5	0,4	1,6	2,2	1,0	1,6
N	1,8	3,3	1,3	1,1	1,8	1,2	3,3	5,7	2,7	3,0	1,4	0,9	0,4	1,2	0,8	1,3	0,9	1,2
D	2,0	2,3	2,9	0,9	1,3	2,0	3,3	2,7	2,0	1,5	1,1	0,6	0,3	0,3	0,9	1,6	0,7	0,8
Hiv.	1,0	1,1	0,7	0,6	0,5	0,4	2,1	0,8	1,3	1,0	0,9	0,6	0,1	0,2	0,5	0,4	0,3	0,1
Pri.	1,9	0,9	1,1	1,2	1,5	1,1	2,0	1,8	0,6	1,0	0,5	0,2	0,4	0,4	1,1	0,4	0,6	0,3
Été	1,6	1,6	3,4	0,8	2,5	1,4	1,1	1,2	3,5	0,3	0,8	0,5	0,8	0,8	1,0	1,6	1,3	1,0
Aut.	1,1	2,2	0,7	0,6	1,1	1,2	0,7	1,3	1,1	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	0,9	0,6	0,6	0,4
Ann.	0,4	0,3	0,4	0,2	0,3	0,2	0,6	0,2	0,4	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,3	0,2	0,3	0,1

Note : Les valeurs simulées indiquées en gras sont statistiquement différentes des valeurs observées au seuil $\alpha=0,01$

Les résultats précédents ont analysé la précipitation en termes de quantité, mais la question de l'occurrence doit également être abordée. Pour ce faire, la figure 15 illustre les variations mensuelles du pourcentage de jours avec pluie au niveau des neuf stations météorologiques. Pour les stations Gagnon A et Barrage Mattawin, les variations ont été bien reproduites, malgré quelques différences en été et en automne. Pour les autres stations, le nombre de jours avec pluie est constamment sous représenté, en particulier pour les stations Sept-Îles A, Kuujuarapik A et Nitchequon. Pour les stations Wabush Lake A et La Tuque, le modèle capte les valeurs observées de janvier à mai mais sa performance diminue au cours des mois suivants.

En résumé, le modèle SDSM, à l'aide des paramètres de correction du biais de la moyenne et de l'inflation de la variance, a réussi à reproduire les conditions des moyennes et des variances. Pourtant, ces paramètres n'ont pas permis d'améliorer la représentation des événements extrêmes ni du nombre de jours avec pluie. Or, le comportement des rivières en ce qui a trait à leurs débits n'est pas seulement influencé par les quantités d'eau mais également par leurs distributions dans le temps.

4.1.4 Scénario climatique actuel

Lorsque la validation des sous-modèles de régression et des paramètres de simulation a été effectuée et considérée satisfaisante, l'étape suivante consiste à créer un scénario climatique représentant la période actuelle. Il a été vu précédemment que l'IPCC recommandait l'intervalle de temps 1961-1990 pour représenter cette période. D'ailleurs, le modèle SDSM ne permet pas de considérer une période plus importante. La procédure est similaire à celle employée lors de la validation, en ce sens que les mêmes sous-modèles de régression et les mêmes paramètres sont utilisés pour réaliser les simulations. Il existe par contre deux différences. Hormis la période de simulation (1961-1990 au lieu de considérer uniquement la seconde partie des séquences de données observées de température et de précipitation), la différence

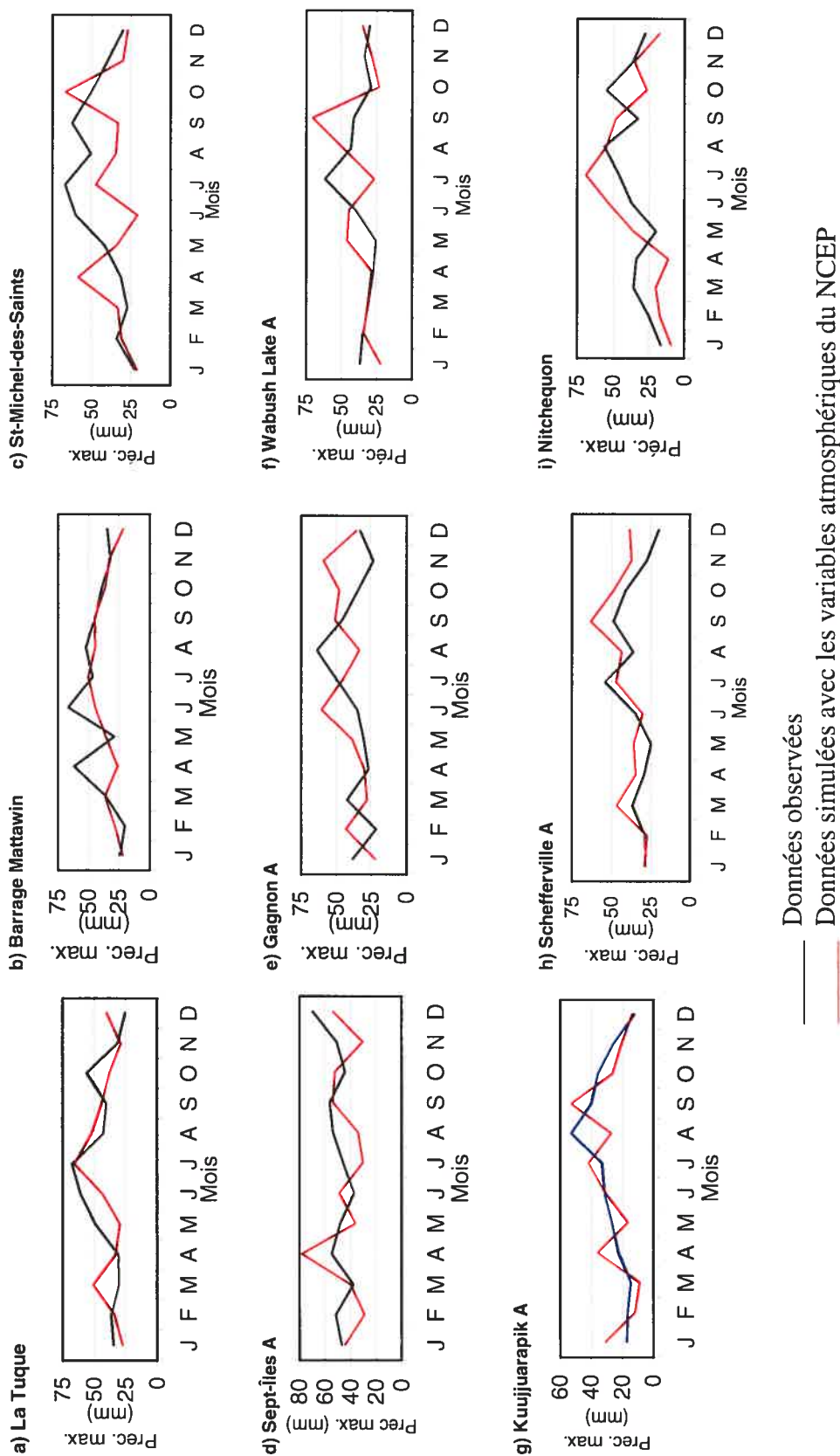
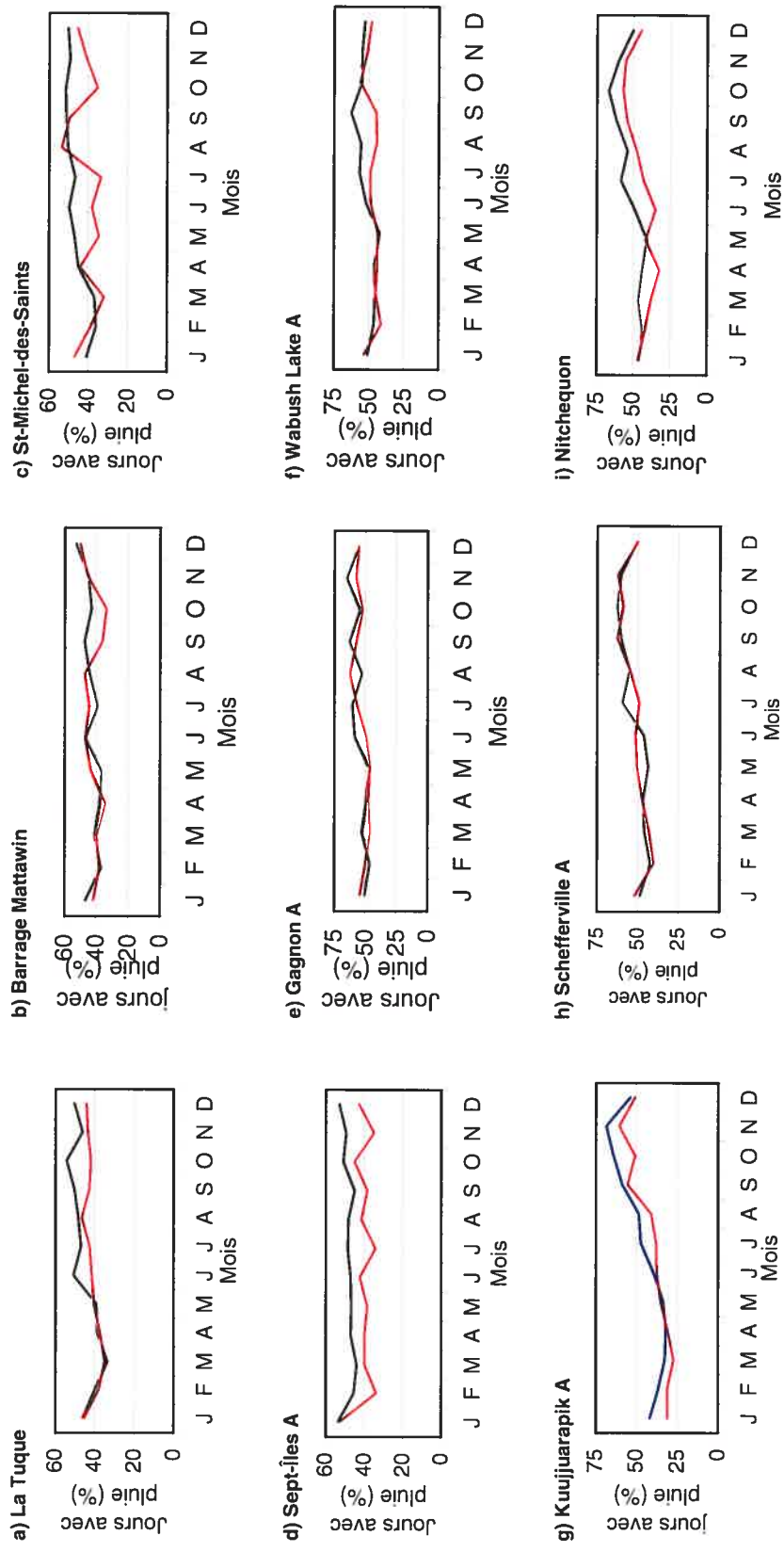


Figure 14. Variations mensuelles moyennes de la précipitation maximale pour la période de validation



— Données observées
 — Données simulées avec les variables atmosphériques du NCEP

Figure 15. Variations mensuelles moyennes du pourcentage de jours avec pluie pour la période de validation

majeure consiste au fait que les variables atmosphériques proviennent du modèle climatique CGCM1 (lors de la validation, ces variables provenaient du NCEP, donc correspondaient à des variables atmosphériques mesurées). De plus, si l'étape précédente avait comme objectif de valider le comportement du modèle SDSM, l'étape du scénario actuel peut être interprétée comme une étape de validation des données de variables atmosphériques provenant du modèle climatique CGCM1. Les simulations de température et de précipitation, pour les neuf stations météorologiques, sont comparées avec les simulations dites de « base » correspondantes. Ces dernières ont été générées avec les variables atmosphériques du NCEP et sont considérées comme étant des séries « observées ». Les sous-sections suivantes présentent les résultats pour la température et la précipitation.

4.1.4.1 La température

Le tableau XX présente les résultats de la comparaison des moyennes des simulations réalisées avec les données observées de variables atmosphériques du NCEP (simulations de base) et des données simulées par le modèle climatique CGCM1 (scénario climatique actuel). Contrairement à la validation précédente, la simulation du scénario climatique présente un grand nombre de différences statistiquement significatives par rapport à la simulation de base. Pour toutes les stations, il y a au minimum cinq valeurs statistiquement différentes au pas de temps mensuel. Celles-ci ont un impact sur les moyennes à l'échelle saisonnière puisque des différences statistiquement significatives sont observables pour toutes les stations. D'ailleurs, aucune moyenne saisonnière n'a été reproduite (en termes statistiques) aux stations La Tuque, St-Michel-des-Saints et Gagnon A. Par contre, à l'échelle annuelle, il n'y a aucune différence statistiquement significative. Cette bonne représentation à la station Gagnon A est probablement due à une succession d'erreurs puisque seule la moyenne de janvier a été statistiquement reproduite. On peut également constater que les moyennes en décembre sont très éloignées de celles de la simulation de base et ce, pour toutes les stations.

Tableau XX. Comparaison des moyennes observées et simulées de la température (1961-1990)

	Bassin Vermillon				Bassin Sainte-Marguerite				Bassin Grande-Baleine									
	Barrage Mattawin		St-Michel-des-Saints		Sept-Îles A		Gagnon A		Wabush Lake A		Kuujuaupik A		Schefferville A					
	ncep	cgcm	ncep	cgcm	ncep	cgcm	ncep	cgcm	ncep	cgcm	ncep	cgcm	ncep	cgcm				
J	-14,4	-12,3	-15,0	-12,7	-14,5	-12,8	-14,9	-14,3	-21,3	-21,0	-22,3	-23,0	-22,2	-21,6	-23,6	-23,8	-23,3	-23,6
F	-12,7	-15,2	-14,1	-15,7	-12,5	-14,4	-13,0	-15,4	-18,5	-20,9	-20,8	-22,8	-22,4	-23,0	-22,3	-23,8	-21,9	-23,3
M	-4,6	-7,8	-6,1	-8,5	-6,9	-9,9	-6,8	-10,1	-11,7	-15,7	-13,6	-17,1	-17,2	-19,1	-16,4	-18,6	-14,9	-18,0
A	3,4	-0,9	2,2	-1,6	1,6	-3,2	0,5	-3,3	-3,0	-8,8	-4,8	-9,3	-7,1	-10,1	-7,7	-11,4	-5,1	-9,2
M	10,4	7,4	9,2	6,8	8,4	5,8	5,8	3,2	3,6	-0,8	2,8	-1,0	1,7	-2,6	0,6	-2,6	2,0	-2,0
J	16,3	15,2	15,0	14,5	13,8	13,1	11,7	10,4	10,4	9,0	8,9	7,5	6,4	5,1	6,3	5,8	8,5	6,5
J	18,9	21,0	17,8	19,8	16,4	18,3	15,2	15,7	13,7	14,7	13,3	13,6	10,5	11,8	12,2	12,7	13,4	13,9
A	17,6	20,1	16,3	18,8	15,2	17,8	14,1	15,7	12,0	14,7	11,8	13,8	10,6	12,4	11,2	12,9	11,7	14,0
S	12,5	14,7	11,5	13,4	10,3	12,2	9,0	10,3	6,6	8,5	6,4	8,0	7,2	8,5	5,9	6,6	6,4	8,2
O	6,1	6,3	5,4	5,0	4,3	4,3	3,2	4,0	-0,3	0,7	-0,7	1,1	1,9	1,7	-0,7	0,0	-0,4	0,8
N	-1,1	-0,8	-1,8	-1,8	-1,8	-1,6	-2,8	0,2	-7,8	-4,5	-8,2	-2,7	-5,0	-3,3	-8,2	-3,9	-8,4	-3,4
D	-10,6	-5,1	-11,3	-5,9	-11,2	-5,8	-10,8	4,4	-17,1	-10,3	-18,5	-14,6	-16,7	-12,2	-18,6	-15,3	-19,4	-16,1
Hiv.	-12,6	-10,8	-13,4	-11,3	-12,8	-11,0	-12,9	-11,2	-19,0	-17,3	-20,5	-22,7	-20,4	-18,9	-21,7	-20,9	-21,6	-21,0
Pri.	3,0	-0,4	1,7	-1,1	1,0	-2,4	-0,2	-3,4	-3,7	-8,5	-5,2	-9,1	-7,5	-10,6	-7,0	-10,9	-6,0	-9,7
Été	17,6	19,0	16,4	17,7	15,1	16,5	13,7	14,0	12,0	12,8	11,4	11,7	9,2	9,8	10,1	10,5	11,2	11,5
Aut.	5,9	6,7	5,0	5,5	4,2	4,9	3,1	4,7	-0,5	1,6	-0,8	2,1	1,4	2,3	-1,9	0,9	-0,8	1,8
Ann.	3,6	3,7	2,5	2,8	2,0	2,1	1,0	1,1	-2,7	-2,8	-3,7	-3,6	-4,3	-4,3	-5,0	-5,0	-4,2	-4,3

Note : Les valeurs simulées avec les variables atmosphériques du modèle CGCM1 (scénario climatique) indiquées en gras sont différentes de celles simulées avec les variables atmosphériques du NCEP (simulation de base) au seuil $\alpha=0,01$; Toutes les valeurs sont en °C

Le tableau XXI présente les résultats de la comparaison des variances de la température moyenne. Ces résultats sont meilleurs que ceux obtenus pour les moyennes. À l'échelle mensuelle, les variances ont été toutes statistiquement reproduites seulement pour les stations Sept-Îles A, Gagnon A et Nitchequon, mais une seule différence significative est observable pour quatre autres stations (St-Michel-des-Saints, Kuujjuarapik A et Schefferville A). Pour les trois autres stations, La Tuque, Barrage Mattawin et Wabush Lake A, au maximum trois différences significatives sont présentes. Au pas de temps saisonnier, des différences significatives sont seulement observables en hiver à St-Michel-des-Saints et en automne à Sept-Îles A et Schefferville A. Quant à la variance annuelle, seule celle de Saint-Michel-des-Saints est statistiquement différente.

Concernant les variables secondaires, la figure 16 montre que les variations mensuelles de la somme de la température diffèrent de façon plus importante par rapport à la simulation de base en comparaison avec ce qu'on pouvait observer lors de l'étape de la validation. Le schéma général est le même pour l'ensemble des stations, c'est-à-dire que la somme est sous-estimée de décembre à mai et surestimée de juin à novembre. La figure 17 illustre quant à elle les variations mensuelles de la température moyenne minimale. Lors de la validation, le modèle SDSM avait bien reproduit cette variable. Avec les variables atmosphériques du modèle climatique, on peut constater plus de différences, notamment en hiver aux stations La Tuque, Sept-Îles, Barrage Mattawin et Gagnon A où la température minimale est sous-estimée. Finalement, la figure 18 présente les résultats pour la température moyenne maximale. À l'instar de l'étape de la validation, SDSM reproduit difficilement les variations de cette dernière variable. Pour les stations plus au sud (La Tuque, Barrage Mattawin, St-Michel-des-Saints), les valeurs sont sous-estimées lors des mois de février et de mars. À Schefferville, les variations sont bien représentées hormis une constante sous-estimation. À la station Gagnon A, la performance est adéquate de mai à novembre mais on dénote des différences particulièrement importantes lors des mois de mars et d'avril.

L'objectif premier visé par le modèle SDSM étant de réduire l'échelle spatiale des données de température et de précipitation fournies par le modèle climatique CGCM1, en utilisant ses variables atmosphériques simulées, il est alors essentiel de vérifier sa performance dans la réalisation de cette tâche. La figure 19 compare, d'une part, les écarts absolus entre les moyennes des données de température réduites par SDSM (avec les variables atmosphériques du modèle CGCM1) et la simulation de base et, d'autre part, les écarts absolus entre les moyennes des données brutes (sans réduction spatiale) de température qui ont été directement extraites du modèle climatique CGCM1 (la réduction d'échelle spatiale a été réalisée par SDSM au niveau des stations météorologiques mais les données de CGCM1 proviennent du point de grille le plus près de chacune de ces stations). Malgré les différences importantes montrées au tableau XX, la figure 19 illustre que le modèle SDSM a été capable, dans la plupart des cas, de réduire l'écart entre les données du modèle climatique et les observations (représentées par la simulation de base). On peut constater, pour toutes les stations, que le modèle CGCM1 surestime de façon très importante la température de janvier et de février, des écarts de 10°C étant régulièrement observables. Le modèle SDSM a toutefois réussi à réduire les écarts lors de ces mois. Il y a tout de même quelques exceptions où SDSM a fourni des valeurs supérieures à celles non réduites. C'est le cas en avril et en mai pour toutes les stations à l'exception de Gagnon A. De façon générale, le modèle SDSM a tout de même démontré une bonne performance.

4.1.4.2 La précipitation

Les résultats de la moyenne de la précipitation pour la période 1961-1990 sont présentés au tableau XXII. En général, la performance de SDSM est adéquate. Aucune différence statistiquement significative n'a été observée au pas de temps mensuel aux stations La Tuque, Sept-Îles A, Wabush Lake A et Nitchequon. Les stations Barrage Mattawin et Kuujjuarapik A présentent quant à elle quatre différences statistiquement significatives. Le nombre de ces différences varie entre un et trois pour les autres stations. Concernant l'échelle saisonnière, aucune

Tableau XXI. Comparaison des variances observées et simulées de la température (période 1961-1990)

La Tuque	Bassin Vermillon						Bassin Sainte-Marguerite						Bassin Grande-Baleine					
	Barrage Mattawin		St-Michel-des-Saints		Sept-Îles A		Gagnon A		Wabush Lake A		Kuujjuarapik A		Schefferville A		Nitchequon			
	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI		
J	6,4	15,7	8,0	17,3	8,2	18,6	5,4	6,6	7,5	11,1	7,2	8,8	11,8	6,4	8,7	8,1	11,6	
F	5,9	7,5	5,7	6,5	4,7	4,1	4,8	4,2	6,9	5,0	9,0	5,1	8,8	7,2	3,8	8,8	4,8	
M	3,1	3,4	4,1	4,5	4,0	2,9	4,3	2,2	6,4	4,4	8,7	5,0	8,3	6,8	4,1	9,1	6,9	
A	2,5	1,2	2,6	0,9	2,5	1,5	2,4	1,5	7,5	3,6	7,3	2,8	8,2	7,8	3,2	7,1	3,2	
M	1,8	6,7	2,5	6,9	2,4	7,7	0,9	1,6	2,6	5,2	1,9	1,6	4,4	2,1	1,8	2,5	2,0	
J	1,0	2,9	0,8	2,2	1,2	2,4	0,8	1,2	1,3	1,6	1,9	3,8	2,2	1,7	3,4	1,7	3,6	
J	0,9	1,1	0,7	1,3	0,7	1,1	0,5	0,3	1,1	0,6	1,2	0,9	1,4	1,0	0,9	1,1	0,6	
A	1,2	10,6	1,2	9,4	1,1	9,1	0,6	7,8	1,7	10,8	1,6	10,7	9,7	1,4	11,2	1,3	11,3	
S	2,3	2,4	1,9	1,7	1,6	1,8	1,0	0,6	1,9	1,4	2,2	1,4	1,9	2,1	1,1	2,3	1,6	
O	1,8	2,2	2,4	2,5	1,7	2,0	1,3	1,3	1,7	1,9	1,9	1,6	2,0	1,7	1,6	2,2	1,6	
N	1,9	2,1	1,5	2,8	2,1	2,8	2,4	0,9	3,1	1,5	3,0	1,1	3,5	3,0	0,5	3,1	1,2	
D	5,9	0,8	6,4	0,8	6,2	1,7	4,9	2,6	6,6	2,8	8,3	8,9	20,6	7,1	9,3	6,1	9,7	
Hiv.	1,2	3,7	1,3	4,0	1,2	4,3	1,8	2,2	3,0	2,9	3,6	3,3	5,1	2,9	3,2	3,9	3,9	
Pri.	1,3	2,0	1,5	2,1	1,4	2,5	1,3	1,0	2,9	2,7	2,5	2,2	2,4	2,6	2,2	2,7	2,6	
Été	0,5	0,6	0,4	0,5	0,4	0,5	0,3	0,2	0,8	0,4	0,4	0,7	0,7	0,4	0,6	0,4	0,6	
Aut.	0,9	0,6	0,9	0,6	0,8	0,6	0,8	0,3	1,1	0,6	1,1	0,5	1,2	1,0	0,3	1,1	0,5	
Ann.	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,6	0,4	0,2	0,6	0,4	0,7	0,5	1,0	0,6	0,5	0,7	0,5	

Note : Les valeurs simulées avec les variables atmosphériques du modèle CGCM1 (scénario climatique) indiquées en gras sont différentes de celles simulées avec les variables atmosphériques du NCEP (simulation de base) au seuil $\alpha=0,01$

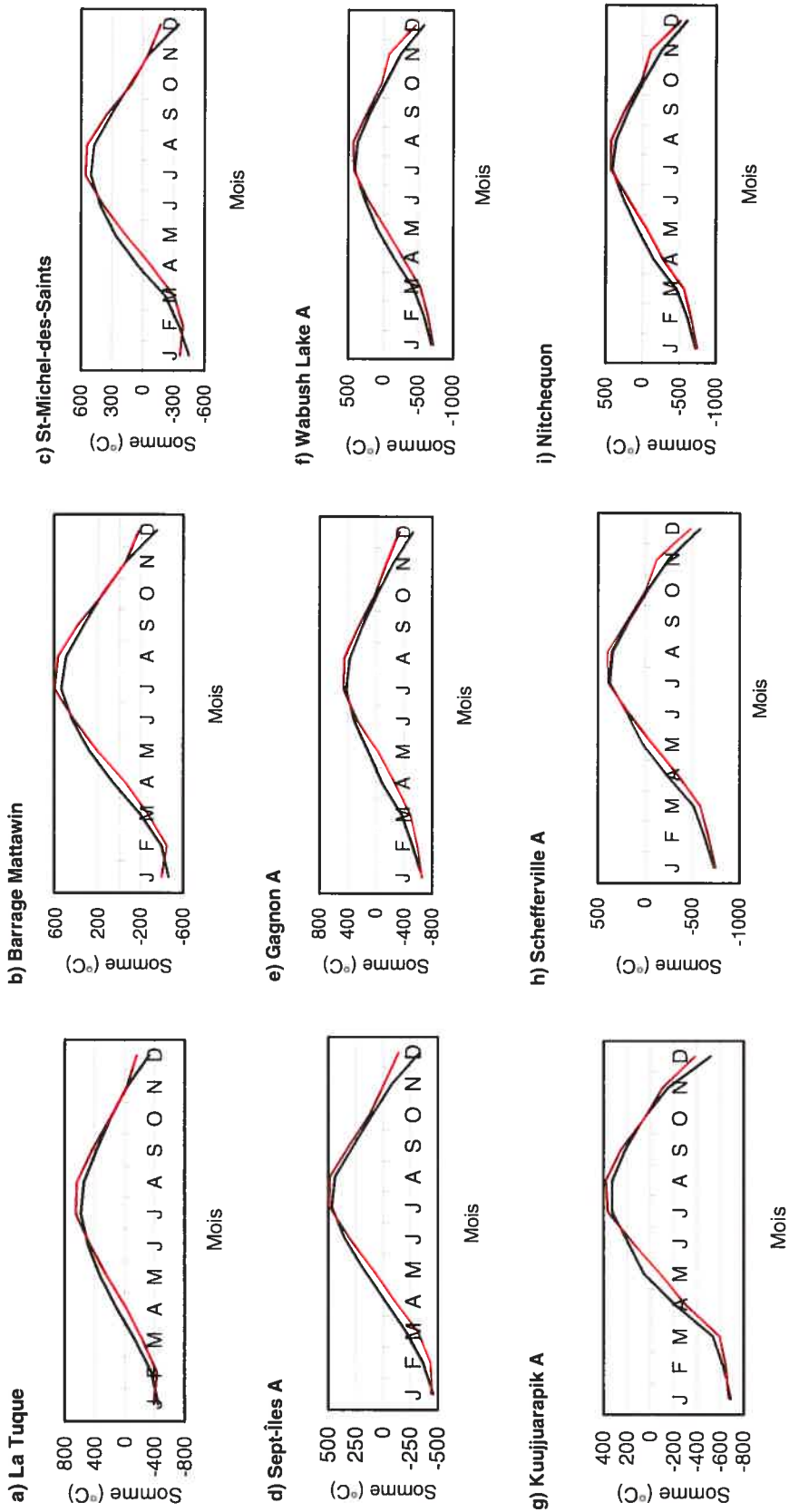
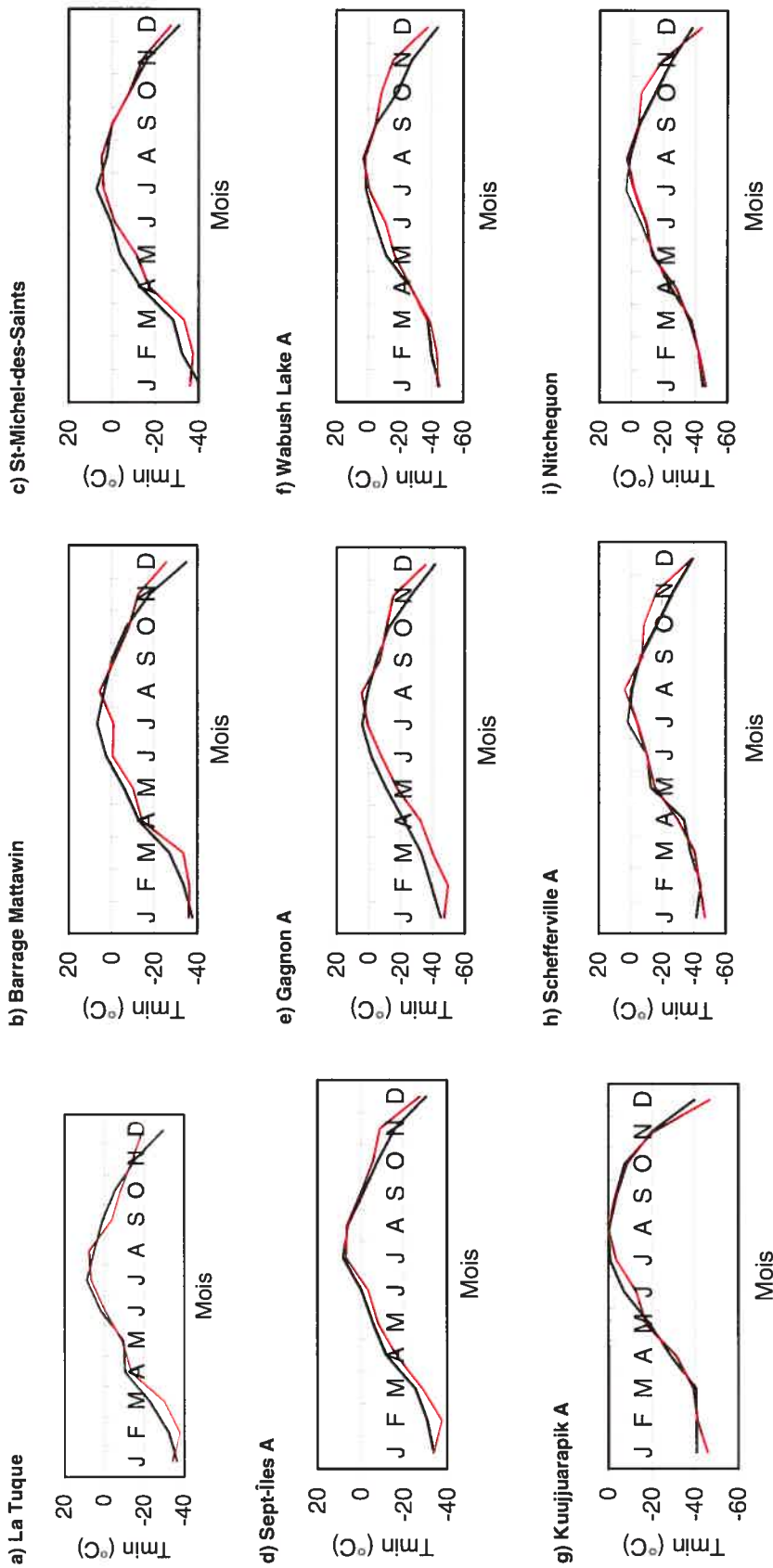
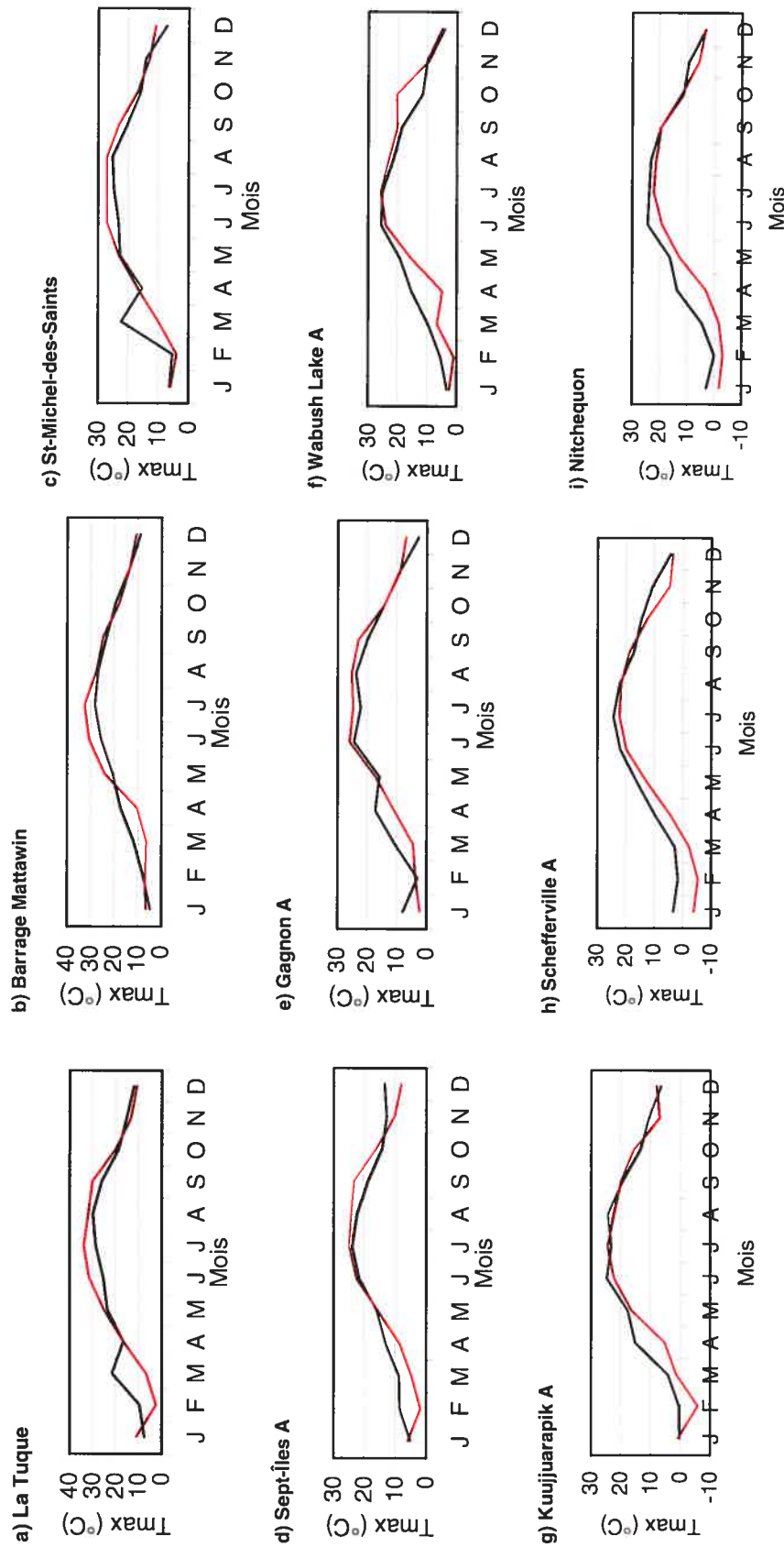


Figure 16. Variations mensuelles moyennes de la somme de la température moyenne pour la période 1961-1990



— Données simulées avec les variables atmosphériques du NCEP
 — Données simulées avec les variables atmosphériques du CGCM1

Figure 17. Variations mensuelles moyennes de la température moyenne minimale pour la période 1961-1990



— Données simulées avec les variables atmosphériques du NCEP
 — Données simulées avec les variables atmosphériques du CGCM1

Figure 18. Variations mensuelles moyennes de la température maximale pour la période 1961-1990

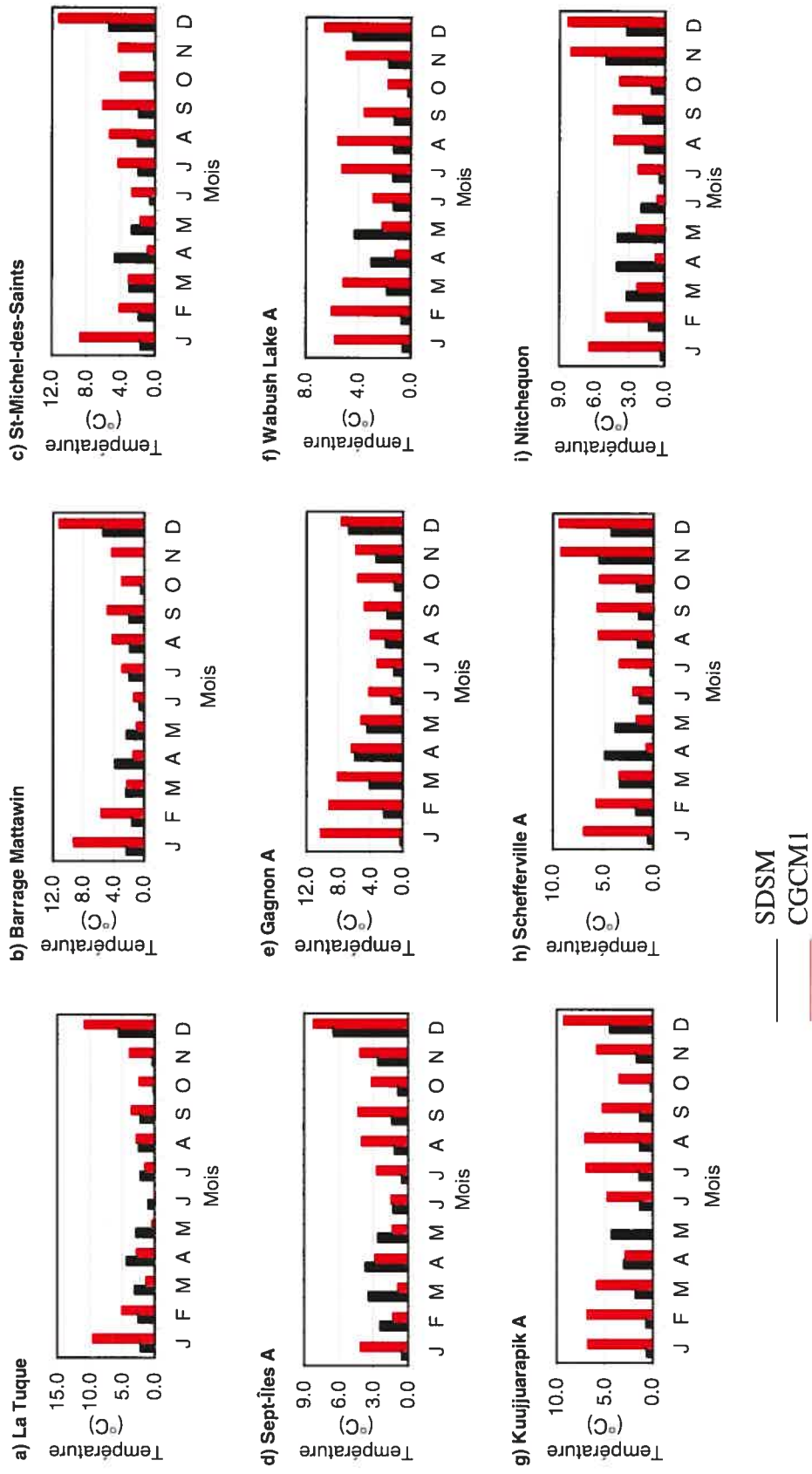


Figure 19. Écart absolu des moyennes mensuelles des températures réduites par SDSM et des moyennes mensuelles des températures non réduites du modèle CGCM1 par rapport à la simulation de base (période 1961-1990)

différence statistiquement significative n'est présente aux stations La Tuque, Sept-Îles A, Wabush Lake A et Nitchequon. Une seule de ces différences est observable aux stations Saint-Michel-des-Saints et Gagnon A, deux différences aux autres stations. Finalement, une seule différence statistiquement significative est présente à l'échelle annuel, soit à la station Kuujjuarapik A.

Par rapport à la variance de la précipitation, le tableau XXIII témoigne de la bonne performance du modèle SDSM. Au pas de temps mensuel, aucune différence statistiquement significative n'a été observée aux stations Sept-Îles A, Gagnon A et Kuujjuarapik A. Pour les autres stations, une ou deux différences significatives sont présentes. À l'échelle saisonnière, ces différences sont présentes uniquement en hiver à Sept-Îles A et Nitchequon, au printemps à Saint-Michel-des-Saints et en automne à Barrage Mattawin. Finalement, à l'échelle annuelle, seule la variance à la station Gagnon A est statistiquement différente.

En ce qui concerne la performance du modèle SDSM à reproduire les valeurs extrêmes de précipitation, la figure 20 montre que celle-ci ne s'améliore pas avec l'utilisation des variables atmosphériques du modèle climatique. Les valeurs de la station La Tuque ont été bien reproduites à l'exception du mois de septembre. Concernant les autres stations, ces valeurs ont été reproduites lors des premiers mois à Barrage Mattawin, à Schefferville A, à Kuujjuarapik A, à Wabush Lake A et à Nitchequon mais la performance devient douteuse par la suite.

La figure 21 présente les variations mensuelles moyennes du pourcentage de jours avec pluie. La simulation avec les variables atmosphériques du modèle climatique est très près de la simulation de base pour la majorité des stations. Des différences majeures sont présentes au printemps à Barrage Mattawin, à la fin de l'été à St-Michel-des-Saints et à la fin de l'année à Kuujjuarapik A. Il est cependant important de noter que le modèle SDSM n'a pas été capable de reproduire cette variable d'occurrence de la précipitation lors de l'étape de la validation. Par

Tableau XXII. Comparaison des moyennes observées et simulées de la précipitation (1961-1990)

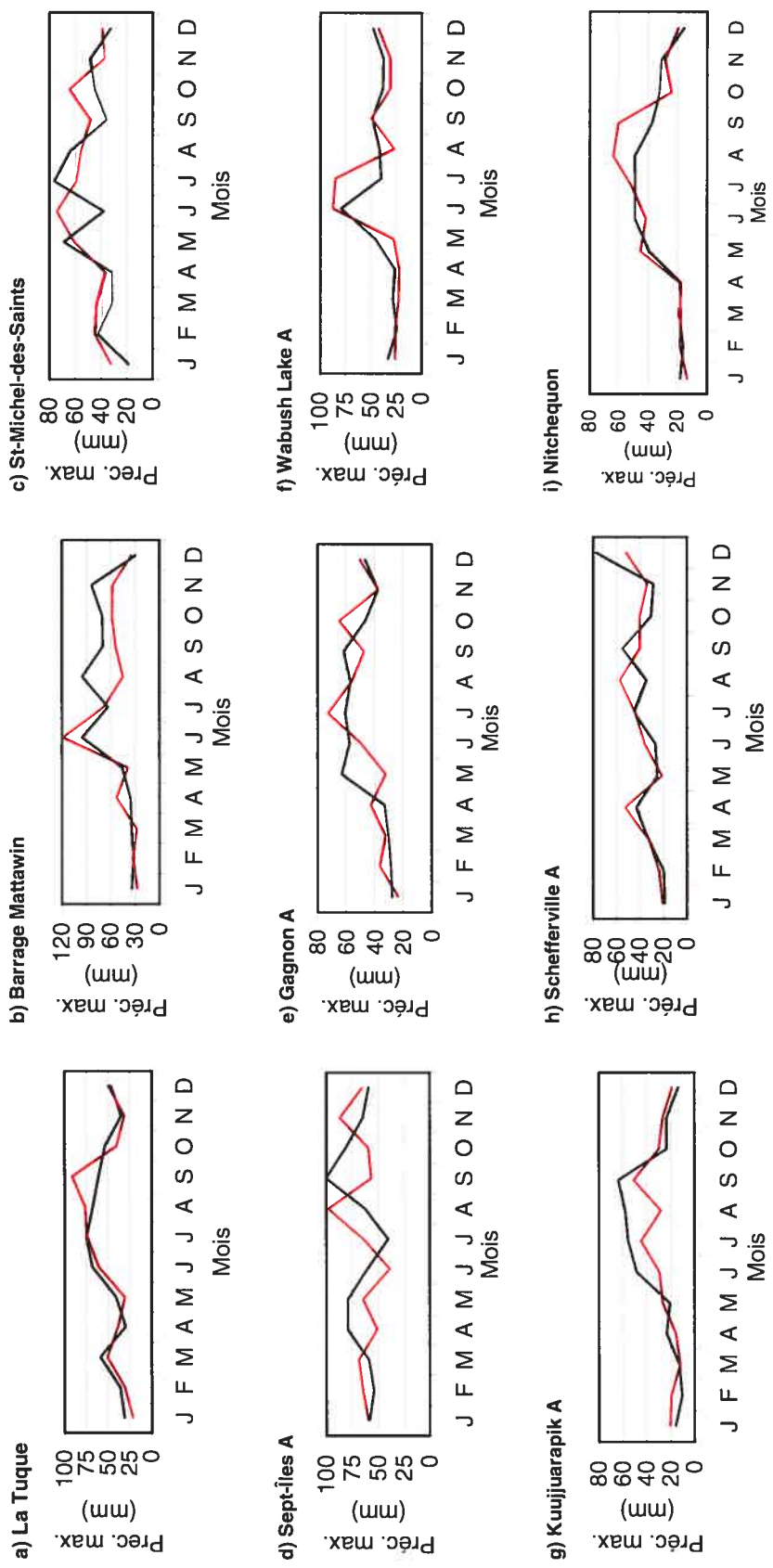
	Bassin Vermillon				Bassin Sainte-Marguerite				Bassin Grande-Baleine									
	La Tuque		Barrage Mattawin		St-Michel-des-Saints		Sept-Îles A		Gagnon A		Wabush Lake A		Kuujuaupik A		Schefferville A		Nichequon	
	ncep	cgcm1	ncep	cgcm1	ncep	cgcm1	ncep	cgcm1	ncep	cgcm1	ncep	cgcm1	ncep	cgcm1	ncep	cgcm1	ncep	cgcm1
J	3,6	3,2	4,2	3,5	4,2	4,2	4,2	5,3	3,1	3,2	3,1	3,1	2,8	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4
F	4,8	4,2	5,8	4,7	5,2	5,2	6,5	6,0	3,8	4,0	3,2	3,1	2,7	2,2	2,6	2,7	2,8	2,7
M	6,0	6,1	5,1	4,4	6,3	6,2	6,4	6,2	4,5	4,2	3,6	3,7	2,6	2,2	3,1	2,7	3,0	2,8
A	4,7	5,4	5,5	5,5	5,0	7,4	7,3	7,4	4,4	3,8	3,5	3,3	3,3	2,4	3,2	4,0	2,6	2,8
M	5,9	5,2	7,1	6,7	7,1	6,5	7,9	7,6	5,4	4,8	4,6	4,4	3,9	3,0	3,6	3,9	4,8	5,6
J	5,8	5,9	5,9	7,7	5,9	6,0	6,3	6,0	5,8	6,4	6,1	5,5	6,3	4,8	4,8	5,7	6,4	6,2
J	7,4	7,9	5,6	8,7	6,6	6,6	6,0	6,0	6,1	6,5	5,5	5,3	5,3	5,7	6,0	6,5	6,2	7,1
A	7,0	7,9	7,3	5,9	7,3	6,3	7,1	8,2	6,8	7,0	4,8	4,5	6,0	6,4	5,0	6,1	6,8	6,4
S	5,8	5,4	6,7	6,7	6,7	6,4	7,5	7,5	6,1	5,8	5,2	5,1	5,9	5,7	5,0	4,4	5,5	5,5
O	5,9	5,5	5,9	4,5	5,9	6,1	6,6	6,9	5,3	5,4	4,8	4,4	3,6	3,9	4,0	3,7	4,5	4,2
N	4,9	4,6	5,8	5,4	5,8	4,0	7,1	7,5	4,1	4,4	3,4	3,8	3,4	2,8	3,7	3,1	3,0	3,3
D	5,4	5,6	4,8	4,7	4,8	5,9	7,2	8,0	4,4	4,0	4,9	4,8	2,6	2,5	4,0	3,5	2,8	2,5
Hiv.	4,6	4,3	4,8	4,3	4,8	5,0	6,2	6,5	3,7	3,7	3,7	3,7	2,7	2,4	3,1	2,9	2,7	2,5
Pri.	5,6	5,6	5,9	5,6	5,9	5,9	7,0	7,2	4,7	4,1	3,9	3,6	3,3	2,6	3,3	3,6	3,5	3,9
Été	6,6	6,9	6,4	7,3	6,4	6,3	6,3	6,9	6,2	6,6	5,4	5,1	5,7	5,7	5,2	6,0	6,4	6,0
Aut.	5,6	5,2	6,2	5,6	6,2	5,5	7,6	7,3	5,2	5,2	4,4	4,4	4,3	4,1	4,3	3,7	4,4	4,3
Ann.	5,6	5,4	5,8	5,7	5,8	5,6	6,8	7,0	5,0	4,9	4,4	4,3	4,1	3,8	4,0	4,1	4,3	4,4

Note : Les valeurs simulées avec les variables atmosphériques du modèle CGCM1 (scénario climatique) indiquées en gras sont différentes de celles simulées avec les variables atmosphériques du NCEP (simulation de base) au seuil $\alpha=0,01$; toutes les valeurs sont en mm/d

Tableau XXIII. Comparaison des variances observées et simulées de la précipitation (1961-1990)

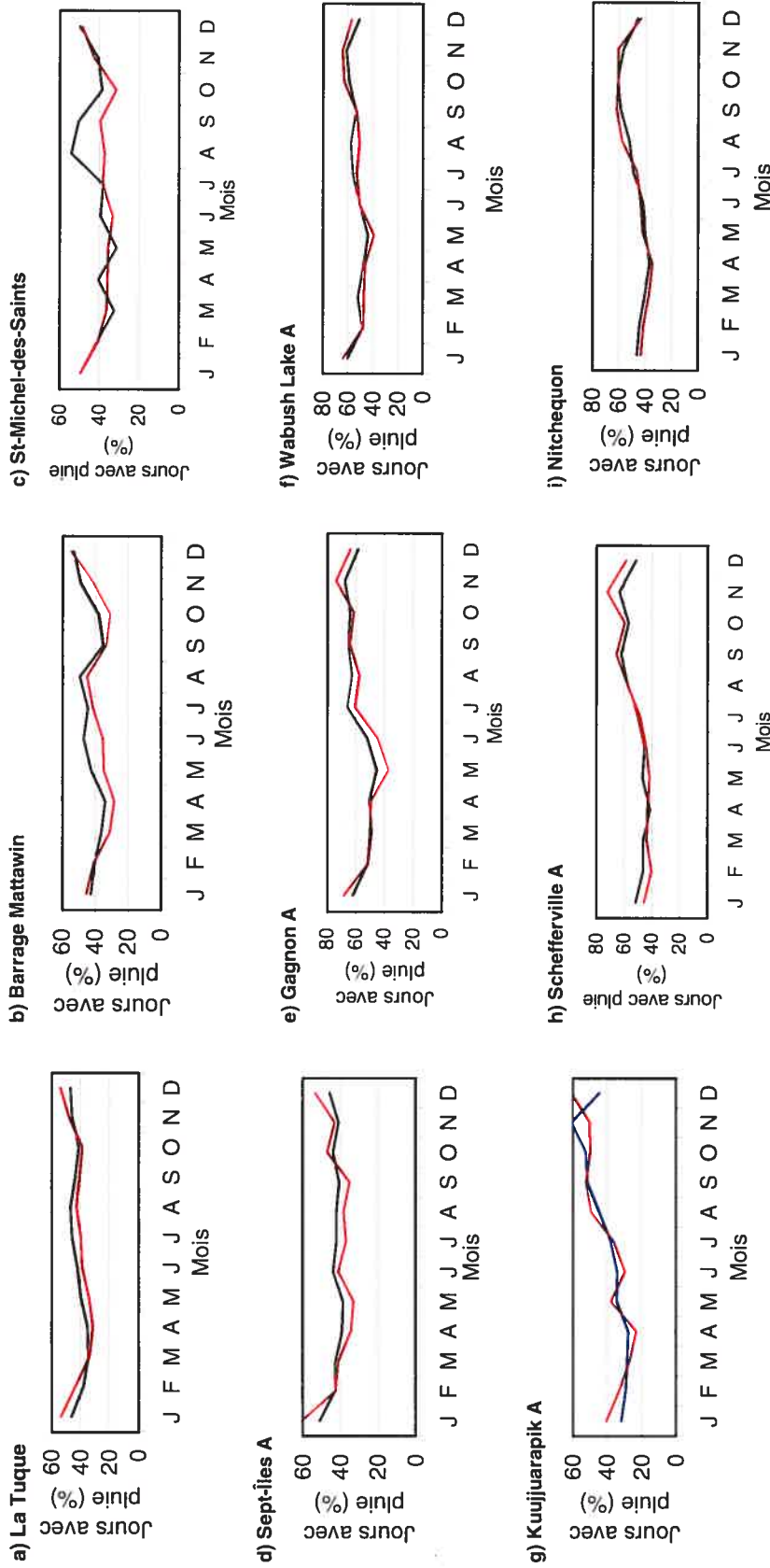
	Bassin Vermillon												Bassin Sainte-Marguerite						Bassin Grande-Baleine													
	Barrage Mattawin				St-Michel-des-Saints				Sept-Iles A				Gagnon A				Wabush Lake A				Kuujuarapik A				Schefferville A				Nichequon			
	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI	ncep	cgcmI
J	1,9	0,6	0,9	0,4	0,9	0,5	0,5	2,7	3,9	0,4	0,7	1,1	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,8
F	2,1	2,2	3,2	2,3	3,2	4,7	4,8	4,8	3,9	1,0	1,4	0,6	0,5	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8
M	5,6	5,2	3,3	3,4	3,3	4,8	4,4	4,4	3,3	1,8	1,2	0,8	0,9	0,5	0,4	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,5	0,5
A	1,2	4,1	3,2	7,4	3,2	3,9	9,3	9,3	6,2	1,3	1,0	1,1	0,9	1,0	0,8	0,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,0	1,0
M	2,5	2,1	5,5	4,0	5,5	5,2	9,6	9,6	8,0	1,7	2,1	1,8	3,2	1,3	0,6	0,6	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	4,1	4,1	
J	6,2	4,5	5,0	11,0	5,0	5,8	3,5	3,5	5,3	4,4	4,9	2,9	4,5	3,0	2,3	2,5	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	4,9	4,9	
J	6,6	6,8	5,2	12,2	5,2	6,0	3,1	3,1	6,7	2,3	2,8	2,2	3,7	3,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,6	4,6	
A	3,0	3,2	3,0	2,1	3,0	6,8	6,6	6,6	8,7	4,2	3,4	1,4	1,1	4,1	4,8	1,7	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6
S	3,2	5,1	3,1	6,1	3,1	5,9	10,8	10,8	10,6	3,4	2,2	2,2	2,2	3,0	2,1	2,0	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	2,2	2,2	
O	3,1	2,9	3,1	3,3	3,1	7,3	4,6	4,6	5,2	2,7	3,0	2,0	1,1	0,7	1,1	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	
N	1,6	1,9	3,0	4,2	3,0	1,6	11,9	11,9	7,4	0,9	1,0	0,8	1,0	0,6	0,5	1,3	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
D	2,1	4,8	1,8	1,9	1,8	2,9	7,3	7,3	8,2	0,7	0,6	2,0	2,8	0,4	0,3	2,1	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,6	0,6	0,6	0,6
Hiv.	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	2,5	2,5	1,1	0,2	0,2	0,5	0,4	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Pri.	1,2	1,2	0,7	1,4	0,7	2,1	2,4	2,4	1,8	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Été	1,6	1,5	1,4	2,5	1,4	2,7	1,2	1,2	3,3	1,1	1,1	0,8	1,2	0,7	1,4	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	1,5	1,2	1,2	1,2
Aut.	0,7	0,8	0,8	2,3	0,8	0,9	1,7	1,7	2,6	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5	0,3	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	0,5	0,5
Ann.	0,2	0,3	0,2	0,4	0,2	0,3	0,4	0,4	0,7	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2

Note : Les valeurs simulées avec les variables atmosphériques du modèle CGCM1 (scénario climatique) indiquées en gras sont différentes de celles simulées avec les variables atmosphériques du NCEP (simulation de base) au seuil $\alpha=0,01$



— Données simulées avec les variables atmosphériques du NCEP
 — Données simulées avec les variables atmosphériques du CGCM1

Figure 20. Variations mensuelles moyennes de la précipitation maximale pour la période 1961-1990



— Données simulées avec les variables atmosphériques du NCEP
 — Données simulées avec les variables atmosphériques du CGCM1

Figure 21. Variations mensuelles moyennes du pourcentage de jours avec pluie pour la période 1961-1990

conséquent, les résultats de la figure 21 montre que SDSM est incapable de reproduire cette variable.

La comparaison avec les données non réduites du modèle climatique CGCM1 a également été réalisée pour la moyenne de la précipitation. À l'instar de la température, la réduction d'échelle spatiale a aussi été effectuée par SDSM au niveau des stations météorologiques alors que les données de CGCM1 proviennent à leur tour du point de grille le plus près de chacune de ces stations. Les résultats sont présentés à la figure 22. Dans la grande majorité des cas, le modèle SDSM performe de façon adéquate. Pour toutes les stations, les données réduites sont plus près de celles de la simulation de base pour presque tous les mois. Les exceptions les plus notables sont présentes aux mois de juin et juillet où les valeurs fournies par SDSM sont plus éloignées de la simulation de base que celles non réduites à la plupart des stations. Ces différences sont particulièrement importantes aux stations Barrage Mattawin et St-Michel-des-Saints, de l'ordre de 3 mm. D'autres différences sont présentes de façon ponctuelle mais, de façon générale, le modèle SDSM a accompli la tâche de réduire les moyennes de précipitation. Les valeurs du tableau XXII permettent de visualiser l'importance absolue de ces différences.

4.1.5 Scénario climatique futur

Le modèle SDSM permet également de créer des scénarios de changement climatique pour le futur et ce, pour la température et la précipitation. Les mêmes sous-modèles de régression et les mêmes paramètres de simulation sont utilisés. Les données de variables atmosphériques proviennent de la simulation IS92a du modèle climatique CGCM1. Dans le cadre de cette étude, la période choisie est l'intervalle 2040-2069. Les résultats présentés sont les changements anticipés de la température et de la précipitation par rapport à la période 1961-1990. Deux types de comparaison ont été faites, l'une entre les données réduites fournies par SDSM et la simulation de base, l'autre entre les données non réduites du modèle climatique CGCM1 pour les deux périodes à l'étude (pour la comparaison des changements anticipés, il est

préférable de ne pas comparer les données brutes du CGCM1 avec la simulation de base afin de ne pas créer de biais dans les prévisions, étant donné les différences observées lors de la période 1961-1990).

La figure 23 présente les changements anticipés des températures mensuelles moyennes au cours de la période 2040-2069. De façon générale, les variations de SDSM suivent les mêmes patrons que celles du modèle CGCM1. Pour toutes les stations, les principaux changements estimés se produisent en hiver, généralement en janvier en février mais également en décembre dans certains cas. L'amplitude prévue est entre 4°C et 6°C. Pour les mois d'été, les hausses prévues sont de l'ordre de 2°C à 4°C pour l'ensemble des stations. De plus, dans la majorité des cas, les changements les plus importants se trouvent au mois de novembre. Notons également que des différences importantes entre les prévisions de SDSM et celles de CGCM1 sont observables qu'à deux stations, soit en février à La Tuque ainsi qu'en été à la station Wabush Lake A. Un fait intéressant est que des hausses de températures sont anticipées à tous les mois et à toutes les stations.

La figure 24 présente les comparaisons pour les précipitations mensuelles des changements anticipés respectivement par les modèles SDSM et CGCM1. Contrairement à la température, les différences estimées sont négatives dans plusieurs cas, signifiant par le fait même que des diminutions sont possibles. Les stations Schefferville A, La Tuque et Barrage Mattawin sont des exemples particulièrement pertinents car, entre les mois d'avril et d'août, CGCM1 prévoit régulièrement des hausses de précipitations alors que SDSM anticipe des diminutions. Pour les mêmes mois, les deux modèles prévoient des hausses à Wabush Lake A mais avec une amplitude moins importante selon SDSM.

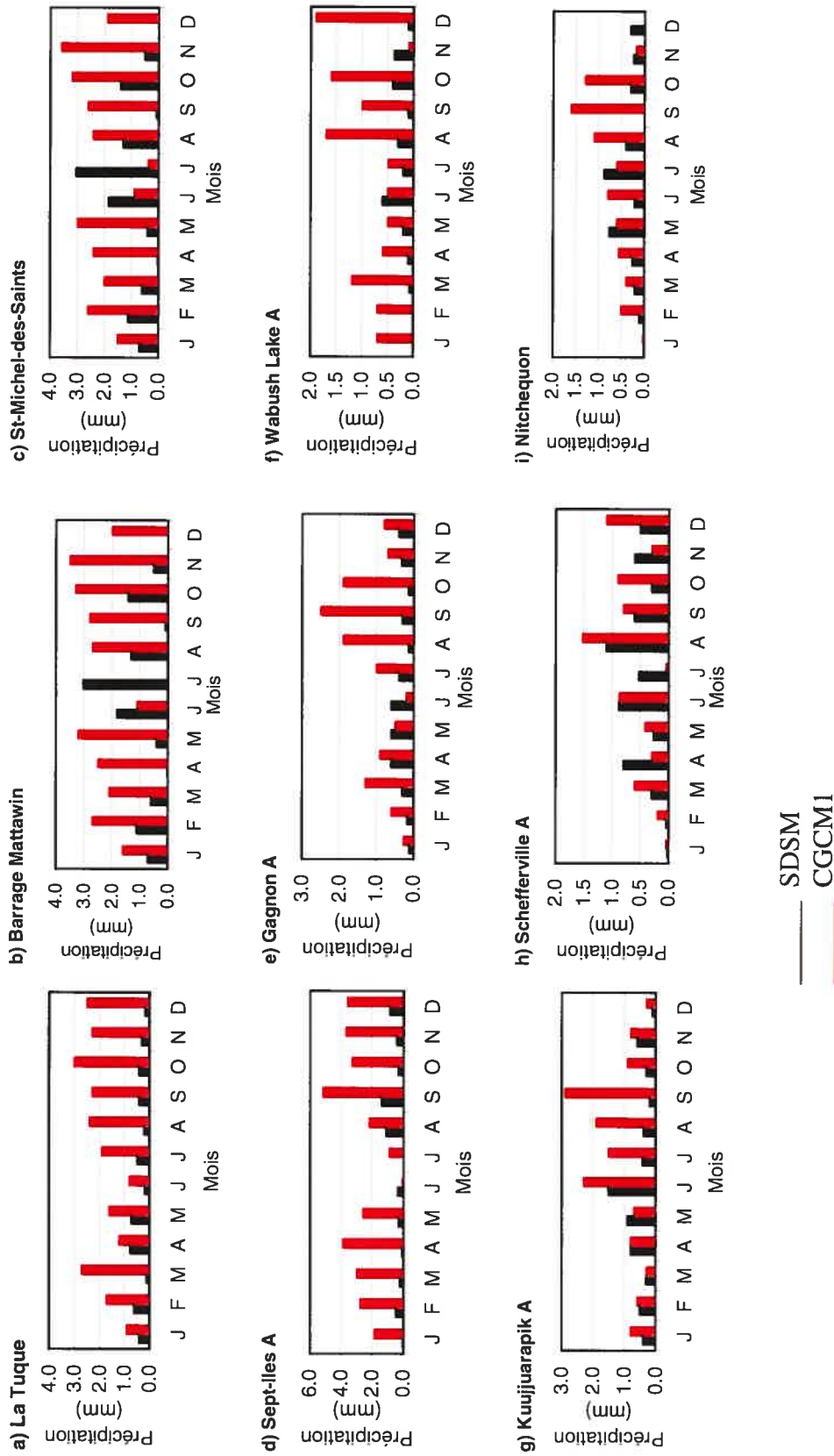


Figure 22. Écart absolu des moyennes mensuelles des précipitations réduites par SDSM et des moyennes mensuelles des précipitations non réduites du modèle CGCM1 par rapport à la simulation de base (période 1961-1990)

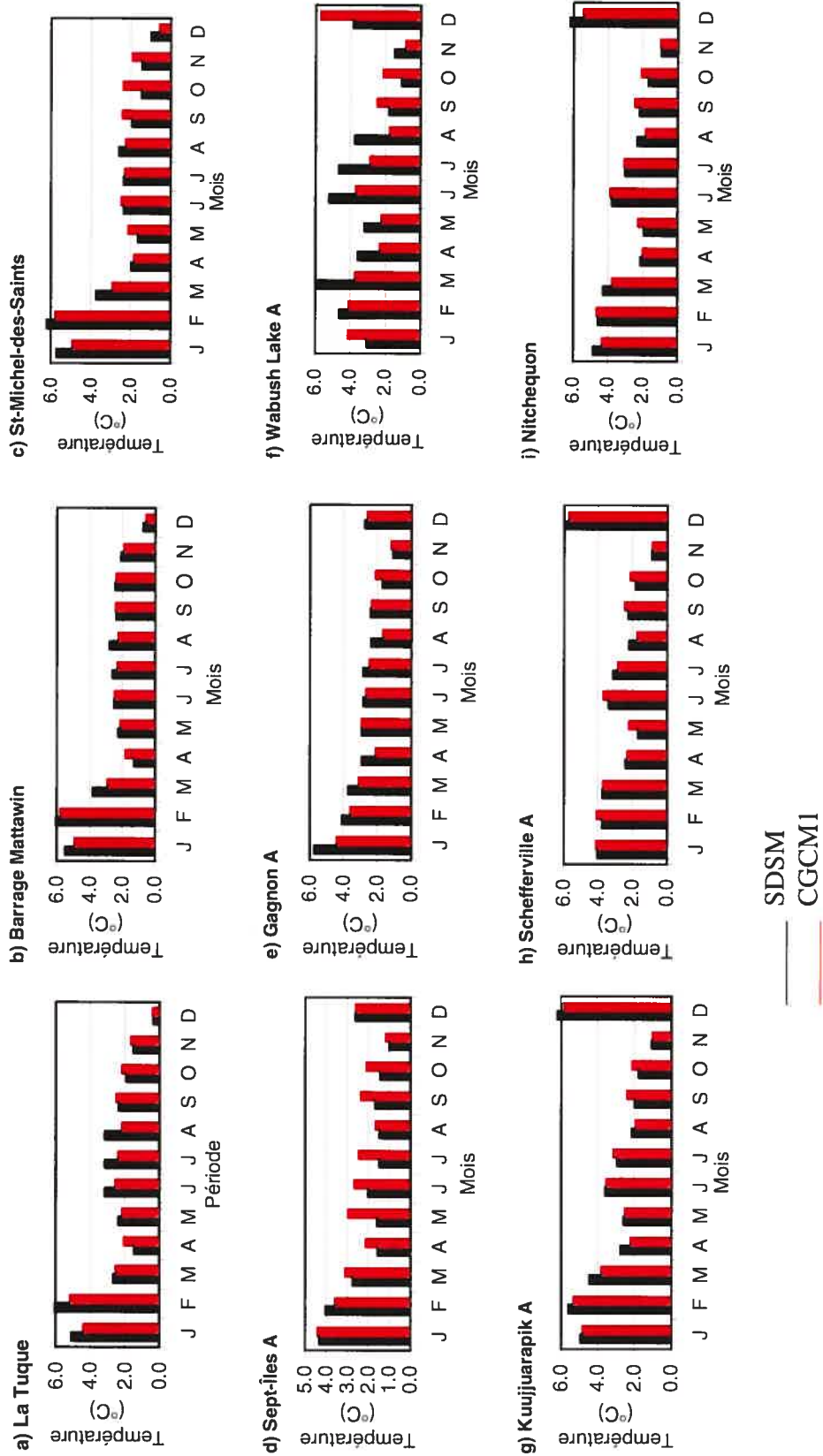


Figure 23. Variations mensuelles moyennes de températures prévues au cours de la période 2040-2069 par rapport à la période 1961-1990 selon le modèle SDSM et selon le modèle CGCM1

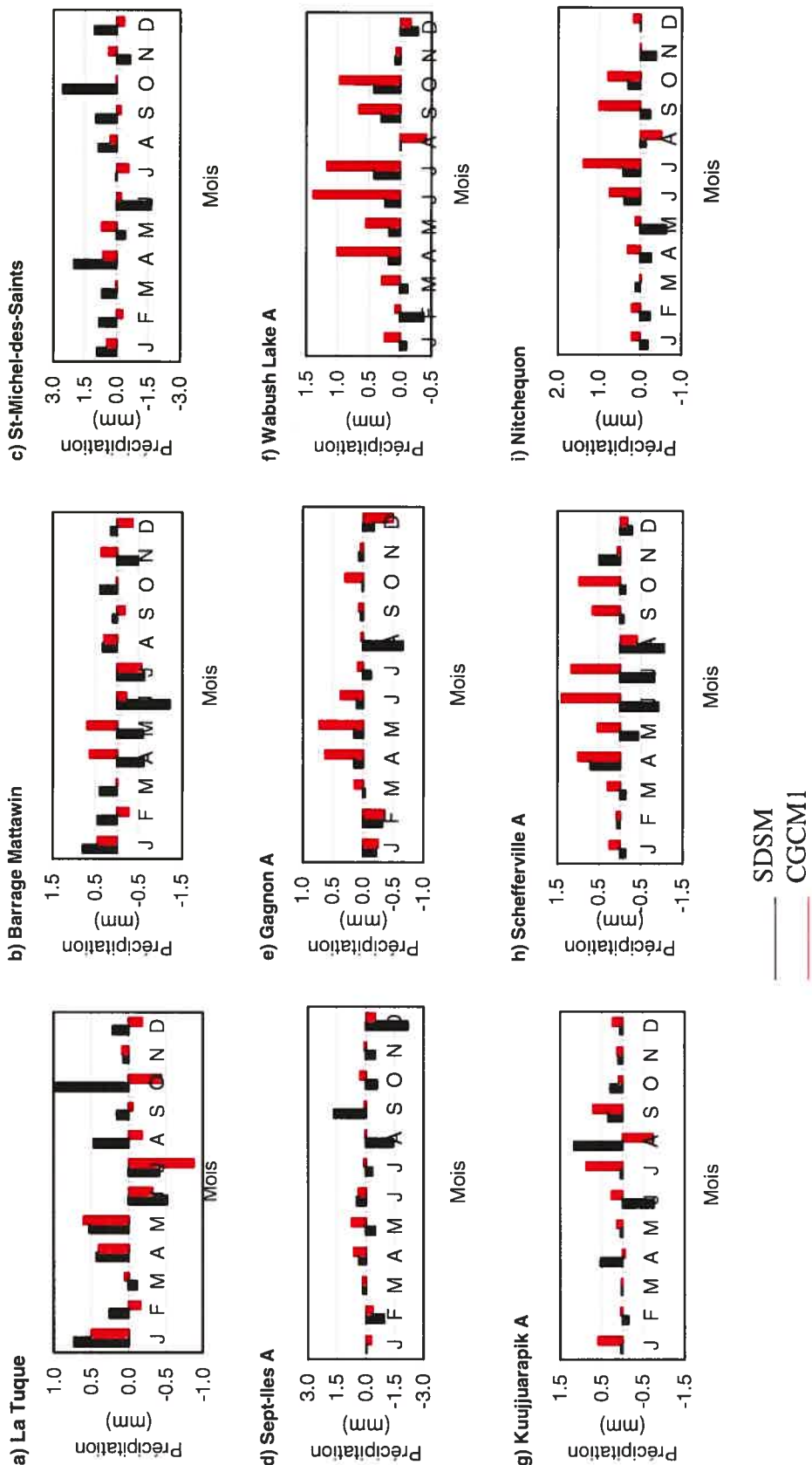


Figure 24. Variations mensuelles moyennes de précipitations prévues au cours de la période 2040-2069 par rapport à la période 1961-1990 selon le modèle SDSM et selon le modèle CGCM1

4.2 Le modèle SSARR

La capacité du modèle SDSM à fournir des données météorologiques adéquates a également été testée dans le cadre d'une étude hydrologique. Le modèle hydrologique SSARR a été utilisé pour produire des hydrogrammes moyens de débits pour les bassins versants des rivières Vermillon, Sainte-Marguerite et Grande-Baleine. Les tâches de calibration et de validation dépassaient le cadre de cette étude puisqu'elles avaient été préalablement réalisées pour ces bassins versants. C'est d'ailleurs une des raisons qui explique leur choix. Les sous-sections suivantes présentent les résultats de l'application pour les trois bassins.

4.2.1 Hydrogrammes de débits de la période actuelle

La figure 25 compare, sur une base mensuelle, l'hydrogramme de débits réalisé avec les données observées avec celui comprenant les données simulées en utilisant les données de température et de précipitation à échelle spatiale réduites par le modèle SDSM (selon la simulation qui utilisait les variables atmosphériques du modèle climatique CGCM1) pour le bassin Vermillon. En raison des disponibilités des séries de données de débits pour ce bassin, la période représentée est 1961-1984. De façon générale, l'hydrogramme réalisé avec les données à échelle réduite par le modèle SDSM a réussi à reproduire la forme de l'hydrogramme observé. Par contre, on observe une sous-estimation des valeurs à tous les mois à l'exception du mois de septembre. Des écarts importants sont observables notamment au niveau du pic printanier maximal (mai) où l'écart est de l'ordre de 29%. Notons cependant que les données de SDSM ont permis de capter le début de la fonte du couvert de neige en mars. Afin de quantifier le niveau d'adéquation entre les deux hydrogrammes, la statistique du critère de Nash a été utilisée. Une association parfaite est représentée par la valeur 1. Une absence totale d'association correspond à la valeur 0. Dans le cas présent, la valeur du critère de Nash est de l'ordre de 0,5, ce qui est assez faible.

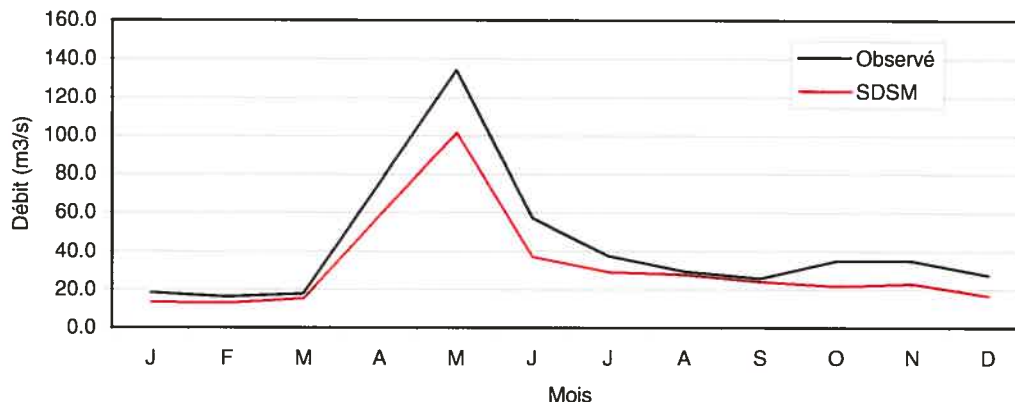


Figure 25. Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Vermillon (1961-1984)

La même tâche a été réalisée pour le bassin Sainte-Marguerite. À l'instar du bassin Vermillon, les données de débits pour le bassin Sainte-Marguerite ne couvraient pas la période actuelle complète mais étaient limitées à 1961-1987. Les hydrogrammes de débits observé et simulé pour la période actuelle sont représentés à la figure 26. Des différences très importantes sont observables. Tout d'abord, la fonte de neige débute plus tard selon la simulation utilisant les données SDSM, ce qui implique que le pic printanier maximal se produit selon un décalage d'un mois (en juin) par rapport au pic observé. De plus, la valeur du pic obtenue selon SDSM est plus du double de celle observée. L'hydrogramme est néanmoins bien reproduit entre les mois de septembre et de février. Le test du critère de Nash a également été utilisé pour quantifier le niveau de représentation. La valeur obtenue de 0,3 confirme la mauvaise représentation de l'hydrogramme observé par les données fournies par SDSM.

Pour le bassin Grande-Baleine, les données observées de débits couvraient entièrement la période 1961-1990. La figure 27 compare les hydrogrammes de débits observé et simulé avec les données de SDSM pour ce bassin. Les mêmes phénomènes qu'au bassin Sainte-Marguerite sont présents. Selon l'hydrogramme de

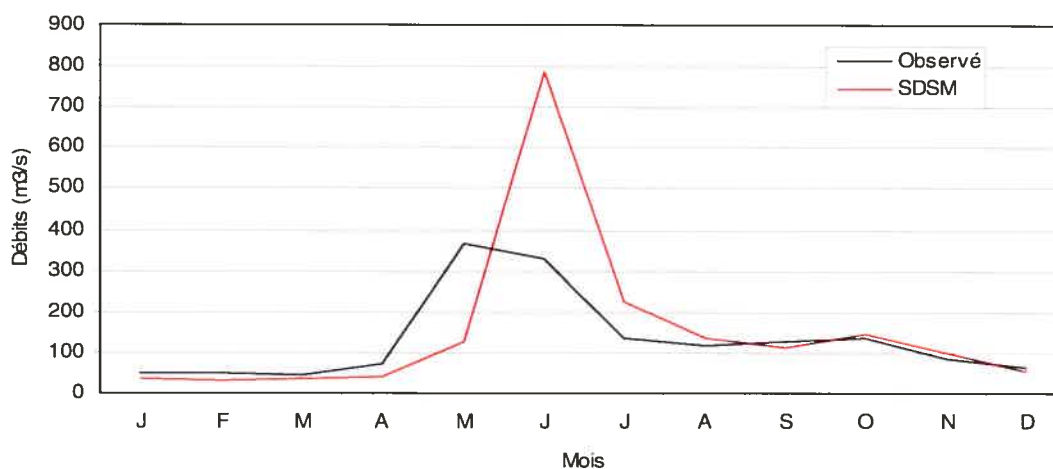


Figure 26. Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Sainte-Marguerite (1961-1987)

débits observés, la fonte du couvert de neige débute en avril et le pic maximal (estival pour ce bassin) se produit en juin. Selon l'hydrogramme réalisé avec les données réduites de SDSM, la fonte débute un mois plus tard, en mai, et le décalage pour le pic maximal est le même par rapport à l'observé puisqu'il se produit en juillet. De plus, dans le cas de la simulation de SDSM, la valeur du pic maximale est plus importante de 38%. Les seules valeurs relativement concordantes se trouvent lors des mois de décembre à avril. Finalement, la valeur obtenue du critère de Nash, de l'ordre de 0,2, confirme le faible niveau d'adéquation entre les hydrogrammes.

À la lumière des résultats obtenus précédemment, il serait inutile de réaliser des tests supplémentaires. Les raisons expliquant ce dysfonctionnement seront abordées dans le chapitre de la discussion.

4.2.2 Hydrogrammes de débits de la période future (2040-2069)

La présente sous-section présente les résultats concernant la prévision de l'évolution du comportement hydrologique des rivières à l'étude dans le cadre d'un scénario de changement climatique. La période analysée correspond à l'intervalle

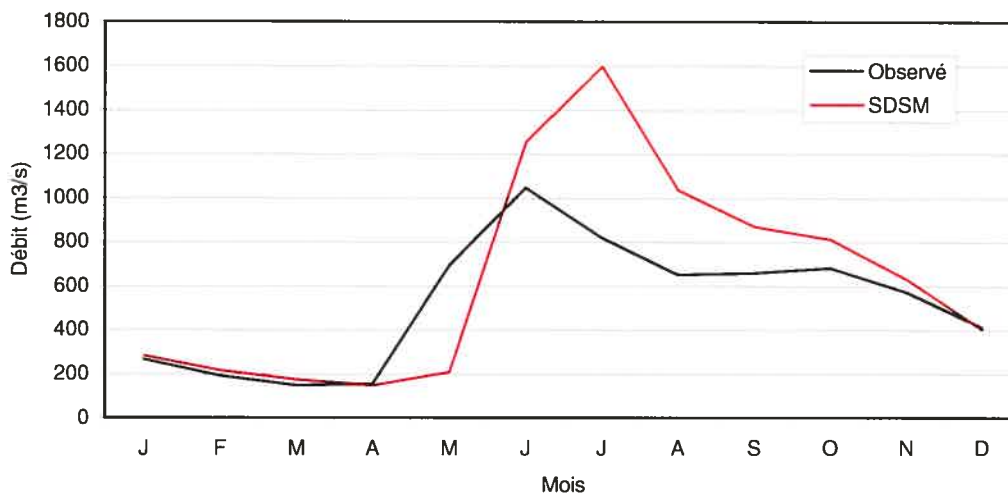


Figure 27. Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Grande-Baleine (1961-1990)

2040-2069. La simulation future a été réalisée avec les données de température et de précipitation à échelle spatiale réduite par SDSM. Les changements sont obtenus en comparant cette simulation avec celle précédemment illustré concernant le climat actuel et ce, pour les trois bassins. Même s'il a été impossible de valider de façon adéquate le comportement des débits observés, les simulations du climat actuel utilisées comme base de comparaison avec les simulations futures sont également celles réalisées avec les données de SDSM. À défaut d'obtenir des valeurs quantitatives fiables, il est possible de visualiser des changements en termes relatifs.

La figure 28 présente les changements anticipés de l'hydrogramme de débits du bassin Vermillon pour la période 2040-2069. Les principaux changements observables se trouvent lors de la saison printanière. On peut constater en effet qu'une hausse des débits est anticipée entre les mois de mars et de mai. Cette hausse est suivie d'une baisse lors du mois de juin. Par la suite, le débit tend à augmenter encore pour les mois suivants mais de façon peu importante. Notons également qu'aucun changement n'est anticipé concernant l'occurrence du pic de débit, lequel se produit en mai pour les deux périodes. Les valeurs quantitatives de débits pour

1961-1984 et 2040-2069 ainsi que les changements relatifs sont présentés dans le tableau XXIV.

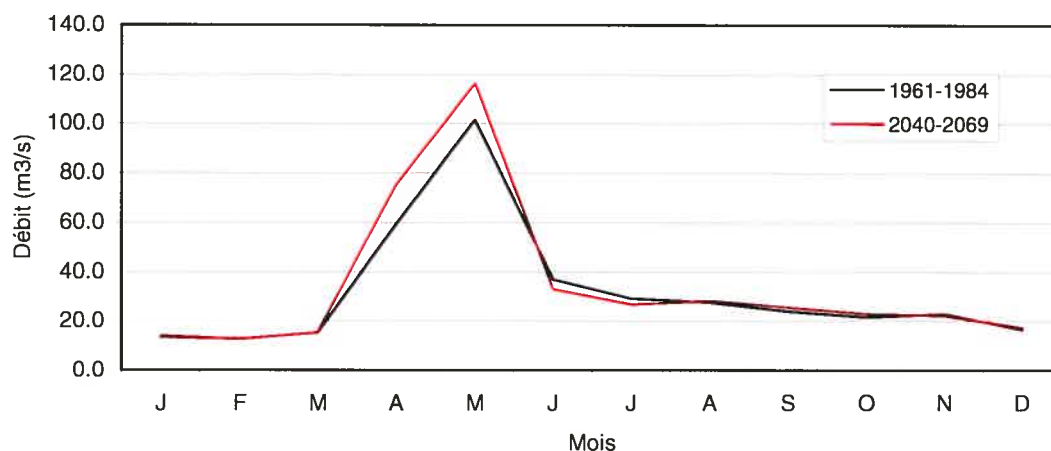


Figure 28. Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Vermillon (2040-2069)

La figure 29 présente les changements anticipés dans la distribution de l'hydrogramme de débits du bassin Sainte-Marguerite pour la période 2040-2069. Pour ce bassin, la fonte de neige débute plus tôt en 2040-2069, en avril au lieu du mois de mai, suivie d'un pic de débit réduit mais dont l'occurrence ne change pas, cette dernière se trouvant de nouveau en juin. Les valeurs de débits diminuent également pour les mois suivants, à l'exception du mois de novembre où une hausse est observée. Il y a tout de même peu de changements de janvier à avril. Ces observations sont quantifiées et présentées dans le tableau XXIV.

Finalement, la figure 30 illustre les changements anticipés de l'hydrogramme de débit du bassin Grande-Baleine. À l'instar du bassin Sainte-Marguerite, la fonte du couvert de neige débute également un mois plus tôt. Cependant, pour Grande-Baleine, le pic de débit se produit également un mois plus tôt et il est moins important. Une diminution est également présente lors des mois suivants mais une

hausse est prévue pour les mois de novembre et de décembre. Les premiers mois de l'année sont moins affectés. Les valeurs quantitatives se retrouvent dans le tableau XXIV.

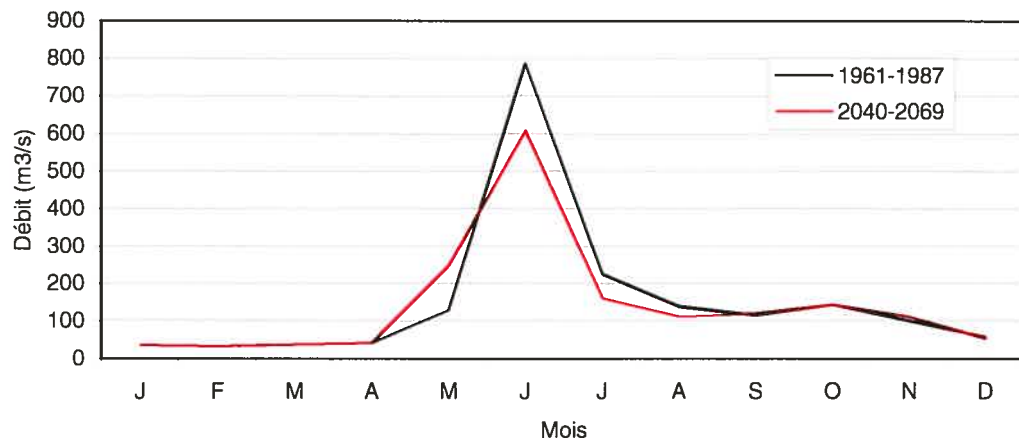


Figure 29. Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Sainte-Marguerite (2040-2069)

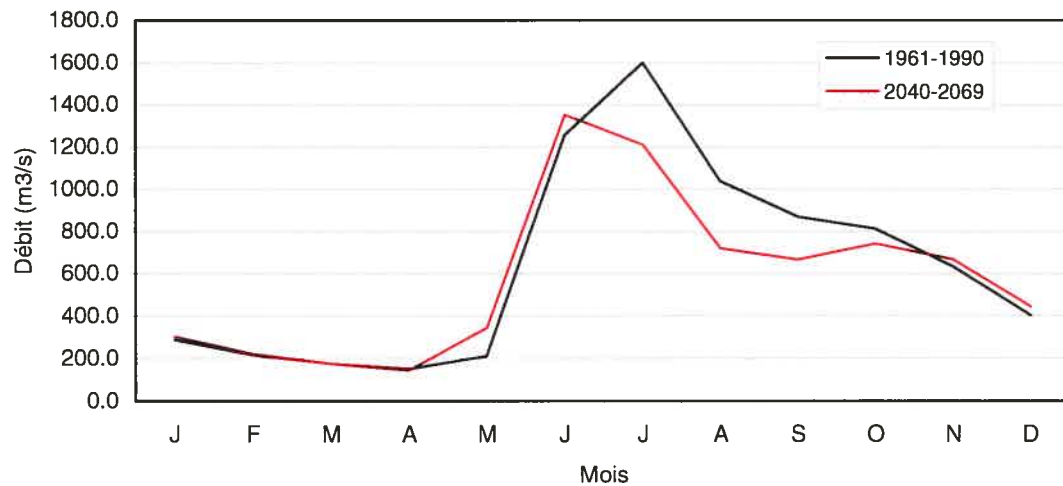


Figure 30. Comparaison des hydrogrammes de débits pour le bassin Grande-Baleine (2040-2069)

Tableau XXIV. Changements relatifs de débits

	Vermillon			Sainte-Marguerite			Grande-Baleine		
	1961- 1984	2040- 2069	%	1961- 1987	2040- 2069	%	1961- 1990	2040- 2069	%
J	13,3	13,9	4,1	35,0	35,2	0,6	286,3	302,6	5,7
F	12,8	12,5	-1,8	32,5	32,4	-0,2	217,4	222,2	2,2
M	15,1	15,4	1,7	35,7	35,8	0,5	175,7	175,4	-0,2
A	59,1	75,2	27,4	40,8	41,3	1,2	149,7	146,6	2,4
M	101,7	116,3	14,4	127,4	247,6	94,3	211,6	343,8	62,5
J	37,0	33,0	-10,9	785,9	607,3	-22,7	1255,9	1351,6	7,5
J	29,2	26,7	-8,5	224,2	159,9	-28,7	1598,2	1211,1	-24,2
A	27,6	28,3	2,7	137,8	110,3	-19,9	1039,4	718,8	-30,8
S	24,0	25,5	6,5	113,1	117,5	3,9	869,4	666,3	-23,4
O	21,5	22,9	6,3	143,1	143,0	-0,1	811,9	742,7	-8,5
N	23,0	22,2	-3,5	98,3	108,9	10,7	634,2	666,6	5,1
D	16,7	17,2	3,0	56,3	53,3	-5,2	403,3	443,2	9,9

5. DISCUSSION

Dans l'éventualité de plus en plus plausible de l'occurrence d'un réchauffement climatique à l'échelle globale, il devient impératif d'anticiper les impacts subséquents, en particulier ceux se produisant à l'échelle régionale. Pour ce faire, la mise au point de techniques et d'outils de prévisions crédibles est essentielle, compte tenu des nombreuses incertitudes entourant l'évolution future du système climatique. Or, à l'heure actuelle, les outils considérés comme étant les plus crédibles, les modèles couplés de circulation générale (MCCG), ne possèdent pas la puissance de calculs nécessaire pour fournir des prévisions réalistes concernant les impacts régionaux potentiels, notamment ceux affectant le comportement hydrologique des bassins versants.

Ce manque de précision au niveau de la résolution des MCCG a entraîné le développement de techniques permettant de combler l'écart entre ce que ces modèles sont capables de fournir et les besoins des études régionales. Ces techniques sont ainsi utilisées pour réduire l'échelle spatiale des données climatiques provenant des simulations des MCCG à une échelle plus convenable pour les études régionales. Les méthodes de fonctions de transfert, comprenant entre autres les techniques basées sur les régressions, sont particulièrement utiles en raison de leur relative aisance d'utilisation et de leur grande flexibilité. L'une de ces méthodes a été utilisée au cours de la présente étude. De façon plus précise, le modèle SDSM est un hybride entre les techniques de régression et les générateurs stochastiques. Sa performance en tant qu'instrument crédible dans la création de scénarios climatiques appliqués dans le cadre d'étude d'impacts hydrologiques a été évaluée. Les résultats ont été présentés au chapitre précédent. Le présent chapitre présente à son tour des commentaires et des éléments de discussion concernant les résultats précédemment illustrés. Pour ce faire, la structure du chapitre suit essentiellement la même que celle utilisée pour la présentation des résultats, à savoir les étapes successives suivies pour tester le modèle SDSM en première partie, puis l'application hydrologique en seconde partie.

5.1 Le modèle SDSM

5.1.1 Tri préliminaire

L'étape du tri préliminaire consistait à sélectionner les variables atmosphériques qui présentaient les relations les plus fortes avec les variables de surface comme la température et la précipitation. Ces variables étaient ensuite utilisées pour la création de sous-modèles de régression utilisés pour la calibration de SDSM. Cette étape est fondamentale puisque tout le processus de la réduction de l'échelle spatiale des données météorologiques dépend du choix des variables initiales. Ce dernier doit être effectué minutieusement en utilisant la statistique de la variance expliquée fournie au pas de temps mensuel. Comme l'affirment Wilby et al. (2002), l'utilisation de variables qui ont un réel lien physique avec les variables de surface à réduire est fortement recommandée. Dans le cas de la présente étude, ceci a été respecté autant que possible pour la température moyenne puisque la variable atmosphérique qui avait la meilleure corrélation était en fait la même variable, c'est-à-dire la température moyenne (temp) dont les séries de données sont à l'échelle régionale (contrairement aux séries de données de la température moyenne de surface qui sont à l'échelle locale, donc au niveau des stations météorologiques). Pour la précipitation, les variables d'humidité spécifique ont été sélectionnées pour la plupart des stations. Or, il existe un lien évident entre ces variables (précipitation et humidité spécifique).

Une faiblesse importante inhérente au modèle SDSM est que ce dernier ne permet pas à l'utilisateur de changer de variables atmosphériques en fonction des mois. En effet, il n'est pas possible de prendre une variable pour un mois particulier et une autre variable le mois suivant. Les mêmes variables doivent absolument être utilisées pour tous les mois. Les tableaux A.I à A.XVIII (annexe A) ont pourtant bien démontré l'importance d'améliorer la flexibilité du modèle au niveau du tri préliminaire. Par exemple, la variable p_500, qui a été retenue pour le test de la

corrélation partielle dans le cas de la température à la station La Tuque, possède une valeur expliquée de 21,5% en janvier mais de plus de 50% en mai et juin. Un autre exemple est celui de la variable atmosphérique de la pression au niveau de la mer. Cette dernière a été préalablement choisie pour le test de la corrélation partielle pour la précipitation à Wabush Lake A mais a été rejetée par la suite car son influence individuelle était minime. Or, en regardant attentivement le tableau A.XV., cette variable possède la valeur de la variance expliquée la plus élevée en avril, mai et juillet mais des valeurs très basses en janvier et en décembre.

La procédure utilisée pour sélectionner les variables atmosphériques qui expliquent le mieux le climat local comprend néanmoins un certain niveau de subjectivité puisque l'utilisateur doit se servir de son jugement pour réaliser cette tâche, en particulier pour la précipitation. Récemment, Hessami et al. (2004) ont tenté de diminuer cette part de subjectivité dans le processus en utilisant une technique de régression par étapes. Ainsi, toutes les variables atmosphériques étaient initialement incluses dans l'équation de régression mais toutes celles ne possédant pas une influence statistiquement significative étaient éliminées et ce, à l'aide du test de F partiel.

5.1.2 Calibration

Pour assurer le maximum d'adéquation entre des données observées et des données simulées, une étape de calibration est nécessaire. Pour SDSM, cette étape consistait premièrement à mentionner le type de modèles à créer. Dans cette étude, des sous-modèles mensuels de régression ont été demandés. Ce choix permettait de maximiser la capacité de SDSM à tenir compte de la variabilité temporelle du climat local par rapport à des sous-modèles aux pas de temps saisonnier et annuel. Deuxièmement, les variables atmosphériques préalablement sélectionnées lors du tri préliminaire ont été utilisées pour la construction de ces sous-modèles. Finalement, ces derniers ont ensuite été appliqués sur une série de données de température ou de précipitation d'une station météorologique. La performance de la calibration est

évaluée par une valeur moyenne de la variance expliquée par l'ensemble des sous-modèles de régression.

Le tableau XIV présentait les résultats de la calibration des sous-modèles mensuels de régression. On peut constater que le modèle explique mieux la variance de la température que celle de la précipitation. De façon globale, le pourcentage de variance expliquée se situe au-delà de 70% pour la température mais est inférieur à 40% pour la précipitation. Ces écarts sont dus au fait que la précipitation est beaucoup plus variable dans l'espace que la température, ce qui fait qu'elle est particulièrement difficile à expliquer. Cependant, la possibilité d'utiliser d'autres distributions de probabilité, notamment la distribution gamma, pourrait permettre au modèle SDSM de mieux expliquer la variabilité de la précipitation locale. Les valeurs mentionnées précédemment sont néanmoins compatibles avec ce qui a été obtenu dans le cadre d'autres études. Par exemple, Wilby et al. (2002), ont appliqué le modèle SDSM dans la région de Toronto et obtenu des valeurs de 73% et 72% pour les températures maximale et minimale et de 28% pour la précipitation. Wilby et al. (1998), qui ont appliqué l'algorithme de SDSM en régions montagneuses au Japon, ont obtenu des valeurs saisonnières variant entre 70% et 90% pour la température et entre 15% et 45% pour la précipitation. Finalement, une étude récente de Nguyen et al. (2004) a démontré que la performance du modèle SDSM à expliquer la variabilité locale de quatre stations météorologiques localisées dans la grande région de Montréal se situe entre 71% et 79% pour la température et entre 6% et 10% pour la précipitation.

Un inconvénient majeur de la création de scénarios de changement climatique propre aux méthodes statistiques de réduction d'échelle spatiale des données extraites des modèles climatiques, comme SDSM, est le nombre important de paramètres de simulation à définir au niveau de la calibration. Le choix de ces derniers conditionne la suite du processus. Winkler et al. (1997) ont démontré que les choix effectués pour construire un scénario de réduction d'échelle spatiale de données météorologiques peut entraîner des différences significatives entre plusieurs simulations de

changement climatique futur. Ainsi, ils ont créé une dizaine de scénarios en modifiant cinq paramètres. Le premier de ces paramètres est la définition des saisons pour représenter les modèles de simulation. Dans le cas de SDSM, trois types de sous-modèles de régression peuvent être créés, soit annuel, saisonnier et mensuel. Le deuxième paramètre est l'ajustement des variables atmosphériques dans le but de réduire au maximum les biais potentiels présents dans les simulations des modèles climatiques. Pour la présente étude, les variables atmosphériques ont été standardisées par leur moyenne et leur écart-type de la série totale de données. Le troisième paramètre, la longueur de la série de calibration, peut affecter la qualité de la calibration et entraîner des changements d'une simulation à l'autre. Dans le cadre de cette étude, chaque série complète de données météorologiques a été séparée en deux parties égales et la première partie a été utilisée pour la calibration. Toutefois, ce choix était entièrement arbitraire puisqu'une période plus courte ou plus longue aurait pu être choisie, affectant vraisemblablement la capacité de SDSM à expliquer le climat local. Le quatrième paramètre, le choix de la fonction de transfert, est également déterminant. Winkler et al. (1997) ont comparé des fonctions linéaire et non linéaire. Le modèle SDSM emploie uniquement une procédure linéaire par les régressions multiples. Finalement, le choix des variables atmosphériques (le cinquième paramètre) est évidemment de première importance puisque la capacité à expliquer le climat local varie – beaucoup dans plusieurs cas – d'une variable à l'autre.

Certaines études (McCabe et Dettinger, 1995; Wilby et Wigley, 2000) ont rapporté que la relation entre les variables atmosphériques et la précipitation est plus forte près des océans en hiver où l'advection d'humidité est particulièrement importante. Dans le cadre de cette étude, deux stations météorologiques étaient situées près de sources d'eau majeures, soit Sept-Îles A à proximité du Golfe de Saint-Laurent et Kuujjuarapik A près de la Baie d'Hudson. Or, ces stations n'ont pas présenté les valeurs de variance expliquée les plus élevées. Au contraire, la valeur moyenne la plus faible a été obtenue à la station Sept-Îles A. L'explication réside

possiblement dans le fait que les points de grille les plus près de ces stations, desquels proviennent les variables atmosphériques, sont situés sur la surface continentale.

Il aurait été intéressant que le modèle SDSM puisse fournir les pourcentages de variance expliquée pour les douze sous-modèles de régression au lieu d'une seule valeur moyenne. Comme l'admettent Wilby et al. (2002), ces valeurs peuvent cacher des changements saisonniers considérables. Busuioc et al. (2001) ont d'ailleurs démontré, par l'intermédiaire d'une analyse de corrélation canonique, que le pourcentage de variance expliquée de la précipitation en Suède pouvait varier, pour une station particulière, de 3% à 72% selon la saison, occasionnant par le fait même des impacts importants sur les simulations.

5.1.3 Validation

L'étape de la validation consistait à tester les sous-modèles de régression et les paramètres de simulation sur une série de données indépendantes de celle utilisée lors de la calibration. Ainsi, pour chaque série complète de température ou de précipitation, la deuxième moitié était utilisée pour effectuer cette tâche. Des tests de t et de F ont été utilisés pour comparer statistiquement les moyennes et variances observées et simulées. Des comparaisons visuelles ont également permis d'étudier les variations mensuelles de certaines variables secondaires.

Les résultats pour la température ont clairement démontré que le modèle SDSM est capable de reproduire cette variable en termes de moyenne et de variance et ce, aux différents pas de temps. Concernant la moyenne, la meilleure performance a été observée à l'échelle annuelle puisqu'une seule station a présenté une différence statistiquement significative. Aux pas de temps mensuel et saisonnier, quelques différences statistiquement significatives sont présentes, principalement en juin et en juillet à l'échelle mensuelle et en été à l'échelle saisonnière, celles-ci étant observables aux mêmes stations. Il est évident que les premières différences (celles à l'échelle mensuelle) ont une influence sur les deuxièmes (à l'échelle saisonnière)

puisque les mois de juin et de juillet proviennent de la désagrégation du pas de temps estival. Il est possible que cette performance moins adéquate en été soit causée par l'incapacité des sous-modèles de régression de juin et de juillet à capter la présence de phénomènes locaux importants tels que les processus de convection (Solman et Nunez, 1999). Concernant la variance, peu de différences statistiquement significatives ont été observées et ce, aux trois pas de temps, ce qui reflète vraisemblablement l'utilisation de la technique d'inflation de la variance (voir tableau XV).

Concernant la précipitation, plusieurs différences ont été identifiées au niveau de la moyenne. Contrairement à la température, il n'y a pas de mois (ou de saisons) en particulier où l'on retrouve plus de différences statistiquement significatives, ce qui laisse croire que les sous-modèles de régression créés pour cette variable sont particulièrement sensibles au choix des variables atmosphériques et des variations de leur pouvoir explicatif dans le temps (Wilby et Wigley, 2000). Or, il a été mentionné précédemment que le modèle SDSM, selon les derniers développements, ne permet pas de changer de variables atmosphériques en fonction des mois. Il apparaît crédible de croire qu'une éventuelle modification du modèle en ce sens permettrait d'améliorer la performance des sous-modèles de régression pour reproduire le climat local. Quant à la variance, les différences statistiquement significatives présentes sont plus nombreuses à l'échelle mensuelle par rapport aux autres pas de temps (moins nombreuses par rapport à la moyenne). Elles sont néanmoins acceptables compte tenu du caractère chaotique (donc particulièrement difficile à reproduire) de cette variable. Ces différences sont cependant similaires en nombre aux échelles saisonnière et annuelle, ce qui témoigne également de la modification de la variance par la technique d'inflation (voir tableau XV).

Les résultats précédents doivent être interprétés avec précaution. Le tableau XV a montré les modifications apportées à la moyenne et à la variance afin que celles-ci soient plus près des observations. Pour la température, aucun ajustement n'a été réalisé sur la moyenne, montrant par le fait même que les sous-modèles de

régression sont capables de bien reproduire cette statistique, mais dans le cas de la variance, les ajustements réalisés montrent que les simulations initiales sous-estimaient ou surestimaient la variance pour une majorité de station. En ce qui concerne la précipitation, la moyenne était surestimée à plusieurs stations, d'où les modifications du paramètre des biais existants dans les moyennes simulées. Pour l'inflation, les variances ont été ajustées à la hausse et ce, pour une majorité de stations. Bref, la simulation de la précipitation a demandé des modifications plus importantes des paramètres de correction des biais dans la moyenne et d'inflation de la variance que pour la température, ce qui illustre la difficulté de bien reproduire l'importante variabilité spatiale de la précipitation. Notons que la technique d'inflation de la variance, bien qu'actuellement très populaire, ne suscite pas l'unanimité dans la communauté scientifique, sa validité étant questionnée par certains (von Storch, 1999).

Une autre façon de vérifier la performance du modèle SDSM est de le comparer avec les générateurs stochastiques traditionnels. On a vu précédemment, avec les tableaux XVIII et XIX, que le modèle SDSM est plus apte à reproduire la variance que la moyenne de la précipitation. Or, plusieurs études démontrent une performance inverse des générateurs stochastiques. Par exemple, Hayhoe et Stewart (1996) ont comparé la performance des générateurs stochastiques CLIGEN et WXGEN pour simuler la précipitation de cinq stations canadiennes et ce, en utilisant les tests statistiques de t pour la moyenne et de F pour la variance. Pour les deux modèles, plus de tests de F ont été rejetés, la performance a donc été jugée plus adéquate pour la moyenne. D'autres études ont soulevé des conclusions similaires, notamment Semenov et al. (1998) qui ont comparé les générateurs WGEN et LARS-WG dans le cadre d'une analyse incluant 18 stations dispersées à l'échelle du globe ainsi que Soltani et Hoogenboom (2003) qui ont évalué la performance des générateurs stochastiques WGEN et SIMMETEO en Iran. Bref, bien que les générateurs stochastiques aient été appliqués dans une large variété de régions climatiques à l'échelle mondiale, leur performance est généralement plus adéquate

pour simuler la moyenne de la précipitation que sa variance. Ainsi, la performance inverse de SDSM est clairement causée par la technique d'inflation de la variance.

Des variables secondaires ont également été analysées sous la forme de variations mensuelles. Pour la température, le modèle SDSM a reproduit de façon adéquate les distributions. La performance est également très appréciable pour les températures minimales. Par contre, au niveau des températures maximales, des différences majeures ont été observées. Elles pourraient être dues au fait que SDSM utilise des régressions linéaires. Or, par définition, cette technique n'est pas habilitée à détecter des valeurs qui dépassent le cadre de sa validation. L'utilisation de méthodes non linéaires pourrait possiblement réduire ces écarts. Pour la précipitation, les corrections apportées à la moyenne et à la variance ont occasionné des impacts importants sur les variations de précipitation maximale. Plusieurs différences ont également été observées dans les variations mensuelles du pourcentage de jours avec pluie.

5.1.4 Scénario de la période actuelle

La création d'un scénario pour la période actuelle reprenait la méthodologie de la validation mais en utilisant les variables atmosphériques simulées par le modèle climatique CGCM1. Cette étape constitue donc une validation de ce modèle, mais pour la période 1961-1990. Elle est essentielle puisque la précision des différentes approches statistiques de réduction d'échelle spatiale de données météorologiques dépend du réalisme des variables atmosphériques fournies par les MCCG (Wilby et al., 1998). Les simulations utilisant ces variables ont été comparées avec des simulations de base en utilisant les mêmes tests statistiques que pour l'étape de la validation.

Les résultats ont clairement montré que le modèle SDSM ne présente pas la même performance pour simuler la température lorsqu'il utilisait les variables atmosphériques provenant du modèle CGCM1. Malgré que la moyenne ait été bien

reproduite au pas de temps annuel, de nombreuses différences statistiquement significatives sont présentes mensuellement et saisonnièrement. Étant donné la bonne performance au cours de l'étape de la validation, il apparaît évident que la principale raison expliquant ces différences n'est pas la performance des sous-modèles de régression mais la qualité des variables atmosphériques fournies par le modèle climatique. En fait, selon certaines études antérieures (Palutikof et al., 1997; Loukas et al., 2002; Whitfield et al., 2002), la présence de biais dans les séries de données des variables atmosphériques pourrait expliquer les nombreuses différences observées. Les valeurs du tableau XX semblent confirmer que cette affirmation est valable aux pas de temps mensuel et saisonnier. Lorsqu'on regarde les moyennes de décembre à mai, les moyennes simulées avec les variables atmosphériques du CGCM1 sont inférieures de plusieurs degrés et ce, pour toutes les stations. Plus important encore, lors des mois de transition, c'est-à-dire lorsque la température des simulations de base passe au-delà du seuil de 0°C, celle des simulations utilisant les variables atmosphériques du CGCM1 est toujours inférieure au point de congélation, phénomène particulièrement important pour les stations des bassins Sainte-Marguerite et Grande-Baleine. Ceci est vraisemblablement dû à une défaillance présente dans le schéma de représentation de la surface continentale du modèle CGCM1, soit au phénomène de l'effet du « seuil 0°C » (Verseghy, 1996; Laprise et al., 1998). Or, dans le cadre d'étude hydrologique, certaines différences ont plus d'impacts que d'autres. En pratique, que la température soit de -12°C ou de -15°C au mois de janvier n'a aucune implication concrète pour le comportement hydrologique des bassins versants. Par contre, lors de la saison de la fonte de la neige, la bonne représentation de la température est primordiale. Autrement, la fonte du couvert nival débute avec un décalage important ce qui peut influencer les hydrogrammes de débits (voir la sous-section 5.2.1).

Concernant la variance de la température, la performance de SDSM est semblable à celle obtenue lors de la validation. On constate tout de même que la majorité des différences significatives se retrouvent lors des mois de la saison hivernale pour les stations du bassin Vermillon ce qui pourrait également être

expliqué par la présence de biais dans les séries de variables atmosphériques fournies par le modèle climatique, tout comme la mauvaise représentation des variations mensuelles des températures moyennes minimale et maximale.

La performance du modèle SDSM pour simuler la moyenne et la variance de la précipitation à l'aide des variables atmosphériques du modèle CGCM1 est adéquate en ce sens qu'il y a peu de différences significatives par rapport aux simulations de base et ce, aux trois pas de temps. Concernant les variations mensuelles des variables secondaires, SDSM n'a pas pu reproduire la précipitation maximale tout comme lors de l'étape de la validation. La représentation du pourcentage de jours avec pluie semble cependant s'être amélioré par rapport aux simulations de base mais il est important de rappeler ici que, lors de la validation, cette variable n'avait pu être reproduite adéquatement.

D'après les résultats discutés dans les paragraphes précédents, le modèle SDSM offre une performance globale adéquate malgré certaines imperfections dont la dépendance envers le réalisme du modèle CGCM1 tel qu'illustré par la sous-estimation de la température lors des mois du début de la fonte du couvert nival. Néanmoins, les figures 19 et 22 ont montré que SDSM a tout de même réussi à réduire la différence entre les données simulées par le CGCM1 et les données observées de température et de précipitation à toutes les stations et ce, pour la plupart des mois. En ce sens, il est possible d'affirmer que le modèle SDSM constitue une méthode statistique efficace de réduction de l'échelle spatiale des données de température et de précipitation du modèle climatique. Dans un sens pratique, il serait toutefois risqué de ne pas tenir compte des imperfections mentionnées précédemment.

5.1.5 Scénario futur

Le scénario futur consistait à utiliser les variables atmosphériques du modèle climatique CGCM1 pour la période 2040-2069 dans les mêmes sous-modèles de régression que précédemment pour obtenir des simulations représentant les impacts

climatiques anticipés par SDSM. Les changements sont obtenus en comparant ces simulations avec celles de base, c'est-à-dire celles représentant le climat actuel (période 1961-1990). Des comparaisons ont également été effectuées avec les prévisions provenant directement du modèle CGCM1.

Pour la température mensuelle (figure 23), les changements prévus par SDSM sont plus importants en hiver qu'en été et ce, pour la majorité des stations. Les changements anticipés par SDSM sont régulièrement d'ampleur similaire aux prévisions directement extraites du modèle climatique CGCM1. Ceci s'explique possiblement par le fait qu'une seule variable atmosphérique a été employée par SDSM et qu'il s'agit de surcroît de la même variable (la température moyenne mais régionalisée) en plus de provenir du même du modèle climatique. Ceci démontre la dépendance des techniques statistiques de réduction d'échelle spatiale par rapport au réalisme des modèles climatiques et ce, quelle que soit la validité de la technique employée. Notons également que, pour toutes les stations et pour chaque pas de temps, aucune diminution de température n'est observable et ce, à l'instar des prévisions directement extraites du modèle climatique. En ce qui a trait à la précipitation, les résultats de la figure 24 sont moins évidents que pour la température. Les changements anticipés par SDSM ne suivent pas nécessairement ceux du modèle climatique. De façon globale, il est difficile d'établir un patron cohérent entre les stations. Ceci témoigne de la grande hétérogénéité spatiale de la précipitation.

Une des suppositions les plus discutables concernant les techniques de régression concerne la validité des paramètres de calibration dans le cadre d'un scénario de changement climatique. Puisque les mêmes sous-modèles de régression et les mêmes paramètres de simulation ont été utilisés pour les simulations des périodes actuelles et futures, le modèle SDSM présuppose que le climat demeure stationnaire dans le futur, ce qui est loin d'être certain (Wilby et al., 2002; Leung et al., 2003).

5.2 Le modèle SSARR

5.2.1 Hydrogrammes de débit de la période actuelle

Pour réaliser l'application hydrologique, les données à échelle spatiale réduite de température et de précipitation pour la période 1961-1990, fournies par SDSM, ont été utilisées comme données d'entrées dans le modèle SSARR pour produire des hydrogrammes de crue pour les trois bassins versants à l'étude. Ces hydrogrammes ont été comparés avec les hydrogrammes représentant le comportement hydrologique observé des débits à l'étude. Les résultats de cette comparaison sont plutôt mitigés. En effet, les résultats ont démontré des écarts importants au niveau du mois d'occurrence du pic de crue maximal printanier, surtout pour les bassins Sainte-Marguerite et Grande-Baleine où ces pics se produisent respectivement en juin et en juillet au lieu de mai et juin tel qu'indiqué par les séries de débits observés. Puisque les précipitations représentent la principale source d'apport en eau pour les débits, il serait logique de croire qu'il s'agit de la principale source d'erreur justifiant ces écarts dans l'occurrence des pics de crue. Par contre, la représentation de la précipitation par SDSM pour la période 1961-1990, en particulier pour le nombre de jours de pluie et les événements extrêmes, ne serait pas suffisante pour expliquer ces écarts (Michel Slivitzky, INRS-EAU, communication personnelle). L'explication réside plutôt dans les biais de la température moyenne tel que montré par le tableau XX. Il est bien évident que la fonte de neige est retardée avec les données de SDSM. Autrement dit, au lieu de tomber en pluie, il y a une quantité supplémentaire de précipitation qui tombe sous forme solide, d'où un couvert de neige plus épais. Incidemment, le retard engendré dans la fonte du couvert nival est responsable de la magnitude démesurée des pics de crues dans les hydrogrammes de débit simulés pour les bassins Sainte-Marguerite et Grande-Baleine.

5.2.2 Hydrogrammes de débit de la période future

Malgré les différences importantes au niveau de la validation des hydrogrammes, l'exercice de comparaison d'un scénario climatique futur par rapport à la période actuelle a tout de même été réalisé. À défaut d'obtenir des valeurs quantitatives fiables, il est possible de visualiser les tendances relatives tel qu'illustré par les figures 28 à 30. Ainsi, pour le bassin Vermillon, une hausse du pic de débit est prévue sans modification de son mois d'occurrence. Or, selon la figure 24, des hausses de précipitations sont prévues de décembre à mars pour les trois stations du bassin. Il est vraisemblable de croire que ces hausses seraient compensées par une évapotranspiration plus importante suite aux hausses prévues de températures. Dans le cas du bassin Sainte-Marguerite (figure 29), les résultats sont inversés par rapport au bassin Vermillon car les pics de débits ont également la même date d'occurrence mais, cette fois-ci, une baisse du pic est prévue. Ces résultats s'expliquent par le jumelage de la hausse des températures et des baisses de précipitations anticipées, lesquelles seraient plus importantes que l'évapotranspiration engendrée par les hausses de températures, pour les mois de décembre à février pour les trois stations du bassin. Finalement, le bassin Grande-Baleine semble être le bassin qui serait le plus affecté par le réchauffement global. La figure 30 montre que le pic de crue se produit un mois plutôt et qu'il possède une amplitude moins élevée.

6. CONCLUSION

Comme plusieurs composantes du système climatique, le régime hydrologique des rivières pourrait être affecté par l'occurrence d'un changement climatique à l'échelle globale et par les impacts régionaux subséquents. Au cours du 20^e siècle, de nombreux indices semblent démontrer que ce réchauffement serait déjà en marche. La présente étude visait à présenter une application particulière concernant le régime des débits de trois bassins versants du Québec : Vermillon en Mauricie, Sainte-Marguerite sur la Côte-Nord et Grande-Baleine dans le Nord-du-Québec.

La méthodologie suivie au cours de l'étude correspondait essentiellement à la méthode classique du couplage modèle climatique – modèle hydrologique. Elle consistait à utiliser les sorties de température et de précipitation provenant des simulations pour les périodes 1961-1990 et 2040-2069 du modèle couplé de circulation générale canadien, le CGCM1. Ces sorties ont servi de données d'entrées au modèle hydrologique SSARR, lequel a été utilisé pour produire des hydrogrammes de crue pour les bassins mentionnés et ce, pour les périodes 1961-1990 et 2040-2069. Pour la première période, les hydrogrammes simulés ont été comparés avec les hydrogrammes observés.

Avant de réaliser le couplage, une étape intermédiaire a été réalisée. La partie la plus importante de l'étude consistait à tester une méthode dite de réduction d'échelle spatiale. Cette technique servait à produire des séries de données de température moyenne et de précipitation à l'échelle des stations météorologiques puisque les modèles climatiques actuels, principaux outils d'étude des changements climatiques, ne possèdent pas la résolution spatiale nécessaire pour fournir des données de variables climatiques à l'échelle des bassins versants. La méthode de réduction spatiale utilisée est une combinaison entre les techniques de régression et les générateurs stochastiques. Il s'agit du modèle SDSM. Ce dernier étant très récent, cette étude cherchait donc à tester ce modèle dans un cadre d'application en régions nordiques, plus précisément au Québec. Incidemment, le modèle SDSM

utilisait les variables de la circulation atmosphérique pour établir des relations mathématiques, sous forme de sous-modèles de régression, avec les données de température et de précipitation fournies par les stations météorologiques. En premier lieu, le modèle SDSM a été calibré et validé en utilisant les variables de la circulation atmosphériques observées. Par la suite, la création d'un scénario climatique pour la période actuelle (1961-1990) a été réalisée en utilisant cette fois les variables atmosphériques fournies par le modèle climatique CGCM1. La même tâche a été réalisée pour la période future. Les données non réduites de température et de précipitation provenant directement du modèle CGCM1 ont été utilisées à des fins de comparaison. Les données de température et de précipitation dont l'échelle spatiale a été réduite par SDSM ont ensuite été transférées au modèle SSARR pour l'obtention des hydrogrammes de débits.

Les résultats obtenus montrent que le modèle SDSM, en comparaison avec les données observées des stations météorologiques, est capable de reproduire adéquatement la moyenne et la variance de la température et de la précipitation avec les variables observées de la circulation générale (validation). Cependant, des paramètres de correction du biais de la moyenne et d'inflation de la variance ont été modifiés pour favoriser l'adéquation entre les données réduites et celles observées. Concernant la température, le modèle est également capable de reproduire les variations mensuelles de la somme et de la température minimale dans une moindre mesure. Il a néanmoins été incapable de reproduire les variations de la température maximale. Pour la précipitation, le modèle a eu des difficultés à reproduire les événements extrêmes de précipitation ainsi que les pourcentages de jours avec pluie. Par contre, de façon globale, les résultats sont moins acceptables lorsque les variables atmosphériques du modèle climatique sont utilisées. Pour toutes les stations à l'étude, des sous-estimations de moyennes ont été constatées pour les premiers mois de l'année, ce qui a conduit à l'affirmation de l'existence de biais dans les séries de données des modèles. Néanmoins, la comparaison des données réduites de température et de précipitation avec les données brutes du modèle CGCM1 démontre que SDSM réalise la tâche de réduction spatiale de façon adéquate. Pour les

scénarios futurs, les prévisions de SDSM sont assez semblables à celles de CGCM1 pour la température mais très différentes pour la précipitation.

L'introduction des séries de données de température et de précipitation à échelle réduite dans le modèle hydrologique a donné lieu à des résultats mitigés. Les biais précédemment observés dans les moyennes de température ont fait que les hydrogrammes de débit simulés ne reproduisaient pas les hydrogrammes de débit observés. Des pics de débits surévalués jumelés avec un décalage dans le temps sont particulièrement importants pour les bassins Grande-Baleine et Sainte-Marguerite. Des simulations ont également été réalisées pour le futur, en se fiant uniquement aux tendances relatives, étant donné la mauvaise adéquation précédente. Pour le bassin Vermillon, le plus au sud, une hausse du pic de crue est anticipée en 2040-2069 mais sans changement dans le mois d'occurrence. Pour Sainte-Marguerite, une baisse du pic de débit est anticipée mais également sans modification dans l'occurrence. Finalement, pour le bassin Grande-Baleine, les débits sont également moins importants et le pic se produit un mois plus tôt.

Les résultats de la présente étude permettent de suggérer quelques recommandations. Tout d'abord, le modèle devrait permettre de sélectionner des variables atmosphériques en fonction des mois de l'année lors de l'étape du tri préliminaire afin de maximiser la capacité de SDSM à reproduire la variabilité du climat local et, incidemment, obtenir des meilleures valeurs de variance expliquée (en particulier pour la précipitation). Concernant cette variable, la possibilité d'utiliser d'autres fonctions de distribution de probabilité, tel que gamma, permettrait d'améliorer la flexibilité du modèle au niveau de l'analyse de sensibilité en augmentant le nombre possible de combinaisons de paramètres. De plus, l'utilisation de sous-modèles de régression non linéaires pourrait permettre une meilleure représentation des extrêmes de température et de précipitation, lesquels n'ont pas été reproduits par SDSM. Enfin, l'utilisation de paramètres comme la correction du biais dans les moyennes ainsi que de l'inflation des variances devrait être sérieusement remise en question. En ce qui concerne les scénarios climatiques, puisque la présente

étude avait pour but principal de tester le modèle SDSM, l'analyse des scénarios de changements climatiques futurs a été limitée à l'utilisation d'un seul modèle climatique. Pour une analyse plus approfondie, il sera essentiel d'utiliser les prévisions d'autres modèles climatiques dès que les variables atmosphériques seront rendues disponibles par le CICS. Il serait également important de comparer le modèle SDSM avec des méthodes statistiques autres que les générateurs stochastiques, notamment les réseaux de neurones.

BIBLIOGRAPHIE

- Allen, M. R. et Ingram, W. J., 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419: 224-232.
- Arnell, N. W., 1999a. The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Global Environmental Change*, 9: 5-23.
- Arnell, N. W., 1999b. Climate change and global water resources. *Global Environmental Change*, 9: S31-S49.
- Arnell, N., Liu, C., Compagnucci, R., da Cunha, L., Hanaki, K., Howe, C., Mailu, G., Shiklomanov, I. et Stackhiv, E., 2001. Hydrology and water resources. In : *Climate Change, 2001: Impacts, Adaptations and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed: McCarthy, J. J., Canziani, O. F., Leary, N. A., Dokken, D. J. et White, K. S., Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, p. 192-233.
- Baillargeon, G., 1989. *Probabilités, statistiques et techniques de régression*. Les Éditions SMG, Trois-Rivières, 631 p.
- BAPE, 1993. *Rapport d'enquête et d'audience publique, aménagement hydroélectrique Sainte-Marguerite-3*. Bureau d'audiences publiques sur l'environnement, Québec.
- Barry, R. G. et Carleton, A. M., 2001. *Synoptic and Dynamic Climatology*. Routledge, New York, NY, 620 p.
- Barthelet, P., Bony, S., Braconnot, P., Braun, A., Cariolle, D., Cohen-Solal, E., Dufresne, J.-L., Delecluse, P., Déqué, M., Fairhead, L., Filiberti, M.-A., Forichon, M., Grandpeix, J.-Y., Guilyardi, E., Houssais, M.-N., Imbard, M., Le Treut, H., Lévy, C., Li, Z. X., Madec, G., Marquet, P., Marti, O., Planton, S., Terray, L., Thual, O. et Valcke, S., 1998. Simulations couplées globales des changements climatiques associés à une augmentation de la teneur atmosphérique en CO₂. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 326: 677-684.

- Bigg, G. R., Jickells, T. D., Liss, P. S. et Osborn, T. J., 2003. The role of the oceans in climate. *International Journal of Climatology*, 23: 1127-1159.
- Blöschl, G. et Sivapalan, M., 1995. Scale issues in hydrological modelling : a review. *Hydrological Processes*, 9: 251-290.
- Boer, G. J., Flato, G. et Ramsden, D., 2000a. A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: projected climate to the twenty-first century. *Climate Dynamics*, 16: 427-450.
- Boer, G. J., Flato, G., Reader, M. C. et Ramsden, D., 2000b. A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: experimental design and comparison with the instrumental record for the twentieth century. *Climate Dynamics*, 16: 405-425.
- Boville, B. A., Kiehl, J. T., Rasch, P. J. et Bryan, F. O., 2001. Improvements to the NCAR CSM-1 for transient climate simulations. *Journal of Climate*, 14: 164-179.
- Brunetti, M., Colacino, M., Maugeri, M. et Nanni, T., 2001. Trends in the daily intensity of precipitation in Italy from 1951 to 1996. *International Journal of Climatology*, 21: 299-316.
- Busuioc, A., Chen, D. et Hellstrom, C., 2001. Performance of statistical downscaling models in GCM validation and regional climate change estimates: application for swedish precipitation. *International Journal of Climatology*, 21: 557-578.
- Carbonnel, J. P., Petrorian, R. et Serban, P., 1997. Évolution récente du régime hydrologique de quelques rivières de Roumanie centrale. *Revue des sciences de l'eau*, 4: 545-552.
- Chiew, F. H. S. et McMahon, T. A., 1993. Detection of trend or change in annual flow of Australian rivers. *International Journal of Climatology*, 13: 643-653.
- Chung, Y. S. et Yoon, M. B., 2000. Interpretation of recent temperature and precipitation trends observed in Korea. *Theoretical and Applied Climatology*, 67: 171-180.
- Crowley, T. J., 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289: 270-277.

- Crowley, T. J. et Lowery, T. S., 2000. How warm was the medieval warm period? *Ambio*, 29: 51-54.
- Cunderlik, J. M. et Burn, D. H., 2002. Local and regional trends in monthly maximum flows in southern British Columbia. *Canadian Water Resources Journal*, 27: 191-212.
- Debs, I., 1995. Évaluation des méthodes utilisées pour l'estimation de la crue maximale probable en régions nordiques. *Mémoire de maîtrise*, École Polytechnique de Montréal, Montréal, 227 p.
- Debs, I. et Rousselle, J., 1998. Évaluation des combinaisons des phénomènes générateurs de crues extrêmes pour l'estimation de la crue maximale. *Rapport d'étape présenté à Hydro-Québec*, 21 p.
- de Loë, R., Kreuzwiser, R. et Moraru, L., 2001. Adaptation options for the near term: climate change and the Canadian water sector. *Global Environmental Change*, 11: 231-245.
- Dessai, S. et Hulme M., 2001. Climatic implications of revised IPCC scenarios, the Kyoto Protocol and quantifications of uncertainties. *Integrated Assessment*, 2: 159-170.
- Douglas, E. M., Vogel, R. M. et Kroll, C. N., 2000. Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *Journal of Hydrology*, 240: 90-105.
- Easterling, D. R., Evans, J. L., Groisman, P. Ya., Karl, T. R., Kunkel, K. E. et Ambenje, P., 2000a. Observed Variability and trends in extreme climate events : a brief review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81: 417-425.
- Easterling, D. R., Meehl, G. A., Parmesan, C., Changnon, S. A., Karl, T. R. et Mearns, L. O., 2000b. Climate Extremes: observations, modeling, and impacts. *Science*, 289: 2068-2074.
- Easterling, D. R., Horton, B., Jones, P. D., Peterson, T. C., Karl, T. R., Parker, D. E., Salinger, M. J., Razuvayev, V., Plummer, N., Jamason, P. et Folland, C. K., 1997. Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 277: 364-367.

- Emori, S., Nozawa, T., Abe-Ouchi, A., Numaguti, A., Kimoto, M. et Nakajima, T., 1999. Coupled ocean-atmosphere model experiments of future climate change with an explicit representation of sulfate aerosol scattering. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 77: 1299-1307.
- Filion, Y., 2000. Climate change: implications for Canadian water resources and hydropower production. *Canadian Water Resources Journal*, 25: 255-269.
- Flato, G. M., Boer, G. J., Lee, W. G., McFarlane, N. A., Ramsden, D., Reader, M. C. et Weaver, A. J., 2000. The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis global coupled model and its climate. *Climate Dynamics*, 16: 451-467.
- Folland, C. K., Karl, T. R., Christy, J. R., Clarke, R. A., Gruza, G. V., Jouzel, J., Mann, M. E., Oerlemans, J., Salinger, M. J. et Wang, S.-W., 2001. Observed Climate Variability and Change. In : *Climate Change, 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed: Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguera, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. et Johnson, C. A., Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, p. 99-181.
- Folland, C. K., Miller, C., Bader, D., Crowe, M., Jones, P., Plummer, N., Richman, M., Parker, D. E., Rogers, J. et Scholefield, P., 1999. Workshop on indices and indicators for climate extremes, Asheville, NC, USA, 3-6 June 1997 - Breakout group C: temperature indices of climate extremes. *Climatic Change*, 42: 31-43.
- Foucault, A., 1993. *Climat: histoire et avenir du milieu terrestre*. Fayard, Paris, 328 p.
- Fouquart, Y. et Bonnel, B., 1980. Computation of solar heating of the Earth's atmosphere : a new parametrisation. *Contributions to Atmospheric Physics*, 53: 35-62.
- Fowler, A. M. et Hennessy, K. J., 1995. Potential impacts of global warming on the frequency and magnitude of heavy precipitation. *Natural Hazards*, 11: 283-303.

- Gagnon, A. S. et Gough, W. A., 2002. Hydro-climatic trends in the Hudson Bay region. *Canadian Water Resources Journal*, 27: 245-262.
- Gan., T. Y., 1998. Hydroclimatic trends and possible climatic warming in the Canadian Prairies. *Water Resources Research*, 34: 3009-3015.
- Giorgi, F. et Mearns, L. O., 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews of Geophysics*, 29: 191-216.
- Giorgi, F., Hewitson, B., Christensen, J., Hulme, M., von Storch, H., Whetton, P., Jones, R., Mearns, L. et Fu, C., 2001. Regional climate information – evaluation and projections. In : *Climate Change, 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed: Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. et Johnson, C. A., Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, p. 583-638.
- Gordon, H. B. et O'Farrell, S. P., 1997. Transient climate change in the CSIRO coupled model with dynamic sea ice. *Monthly Weather Review*, 125: 875-907.
- Gordon, C., Cooper, C., Senior, C. A., Banks, H., Gregory, J. M., Johns, T. C., Mitchell, J. F. B. et Wood, R. A., 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics*, 16: 147-168.
- Goudie, A., 2001. *The Nature of the Environment (4th ed.)*. Blackwell, Malden, MA, 544 p.
- Grassl, H., 2000. Status and improvements of coupled general circulation models. *Science*, 288: 1991-1997.
- Groisman, P. Ya. et Legates, D. R., 1999. Documenting and detecting long-term precipitation trends: where we are and what should be done. *Climatic Change*, 31: 601-622.
- Groisman, P. Ya., Knight, R. W. et Karl, T. R., 2001. Heavy precipitation and high streamflow in the contiguous United States: trends in the twentieth century. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82: 219-246.

- Groisman, P. Ya., Karl, T. R., Easterling, D. R., Knight, R. W., Jamason, P. F., Hennessy, K. J., Suppiah, R., Page, C. M., Wibig, J., Fortuniak, K., Razuvaev, V. N., Douglas, A., Forland, E. et Zhai, P.-M., 1999. Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climatic change. *Climatic Change*, 42: 243-283.
- Hack, J. J., 1995. Climate system simulation : basic numerical & computational concepts. In : *Climate System Modeling*. Ed : Trenberth, K. E., Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, p. 283-318.
- Hansen, J., Lacis, A., Ruedy, R., Sato, M. et Wilson, H., 1993. How sensitive is the world's climate? *National Geographic Research & Exploration*, 9: 142-158.
- Hayeur, G., 2001. *Synthèse des connaissances environnementales acquises en milieu nordique de 1970 à 2000*. Hydro-Québec, Montréal, Qc, 110 p.
- Hayhoe, H. N. et Stewart, D. W., 1996. Evaluation of CLIGEN and WXGEN weather data generators under Canadian conditions. *Canadian Water Resources Journal*, 21: 53-67.
- Haylock, M. et Nicholls, N., 2000. Trends in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia, 1910-1998. *International Journal of Climatology*, 20: 1533-1541.
- Hessami, M., Ouarda, T.B.M.J., Gachon, P., St-Hilaire, A., Selva, F. et Bobée, B., 2004. Evaluation of a statistical downscaling method over several regions of eastern Canada. *Compte rendu du 57e Congrès annuel de l'Association canadienne des ressources hydriques*, Montréal, Qc, 16-18 juin 2004, 9 p.
- Hewitson, B. C. et Crane, R. G., 1996. Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research*, 7: 85-95.
- Hisdal, H., Stahl, K., Talaksen, L. M. et Demuth, S., 2001. Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent ? *International Journal of Climatology*, 21: 317-333.
- Hodgkins, G. A., Dudley, R. W. et Huntington, T. G., 2003. Changes in the timing of high river flows in New England over the 20th century. *Journal of Hydrology*, 278: 244-252.

- Hostetler, S. W., 1994. Hydrologic and atmospheric models: the (continuing) problem of discordant scales. *Climatic Change*, 27: 345-350.
- Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. et Johnson, C. A., 2001. *Climate change, 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, 881 p.
- Hufty, A., 2001. *Introduction à la climatologie*. Les Presses de l'Université Laval, Sainte-Foy, Qc, 542 p.
- Hydro-Québec, 1993. *Complexe Grande-Baleine, résumé du rapport d'avant-projet*. Hydro-Québec, 294 p. + annexes.
- IPCC, 2000. Emissions Scenarios, Summary for Policymakers. *A Special Report of IPCC Working Group III*, Intergovernmental Panel on Climate Change, 20 p.
- IPCC-DDC, 2003. *The IPCC Data Distribution Centre*, <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cgi-bin-ddcvis/gcmcf>.
- IPCC-TGCI, 1999. *Guidelines on the use of scenario data for climate impact and adaptation assessment, version 1*. Préparé par Carter, T. R., Hulme, M. et Lal, M., Intergovernmental Panel on Climate Change, Task Group on Scenarios for Climate Impact assessment, 69 p.
- Jones, P. D., Hulme, M. et Briffa, K. R., 1993. A comparison of Lamb Circulation Types with an objective classification scheme. *International Journal of Climatology*, 13: 655-663.
- Jones, P. D., Osborn, T. J. et Briffa, K. R., 2001. The evolution of climate over the last millennium. *Science*, 292: 662-667.
- Jones, P. D., New, M., Parker, D. E., Martin, S. et Rigor, I. G., 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Reviews of Geophysics*, 37: 173-199.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. et Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year

- reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437-471.
- Karl, T. R. et Easterling, D. R., 1999. Climate extremes: selected review and future research directions. *Climatic Change*, 42: 309-325.
- Karl, T. R. et Knight, R. W., 1998. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79: 231-241.
- Karl, T. R. et Trenberth, K. E., 2003. Modern global climate change. *Science*, 302: 1719-1723.
- Karl, T. R., Knight, R. W. et Plummer, N., 1995. Trends in high-frequency climate variability in the twentieth century. *Nature*, 377: 217-220.
- Karl, T. R., Nicholls, N. et Gregory, J., 1997. The coming climate. *Scientific American*, 276: 78-83.
- Karoly, D. J., Braganza, K., Stott, P. A., Arblaster, J. M., Meehl, G. A., Broccoli, A. J. et Dixon, K. W., 2003. Detection of a human influence on North American climate. *Science*, 302: 1200-1203.
- Katz, R. W. et Brown, B. G., 1992. Extreme events in a changing climate : variability is more important than averages. *Climatic Change*, 21: 289-302.
- Kelly, P. M., Jones, P. D. et Jia, P. Q., 1996. The spatial response of the climate system to explosive volcanic eruptions. *International Journal of Climatology*, 16: 537-550.
- Kiely, G., 1999. Climate Change in Ireland from precipitation and streamflow observations. *Advances in Water Resources*, 23: 141-151.
- Kite, G. W., Dalton, A. et Dion, K., 1994. Simulation of streamflow in a macroscale watershed using general circulation model data. *Water Resources Research*, 30: 1547-1559.
- Koivusalo, H., 2002. Process-oriented investigation of snow accumulation, snowmelt and runoff generation in forested sites in Finland. *Thèse de doctorat*, Helsinki University of Technology, Espoo, Finlande, 88 p.
- Lambert, S. J. et Boer, G. J., 2001. CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Climate Dynamics*, 17: 83-106.

- Laprise, R., Caya, D., Giguère, M., Bergeron, G., Côté, H., Blanchet, J.-P., Boer, G.J. et McFarlane, N. A., 1998. Climate and climate change in western Canada as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *Atmosphere-Ocean*, 36: 119-167.
- Leung, L. R., Mearns, L. O., Giorgi, F. et Wilby, R. L., 2003. Regional climate research – needs and opportunities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84: 89-95.
- Levitus, S., Antonov, J. I., Wang, J., Delworth, T. L., Dixon, K. W. et Broccoli, A. J., 2001. Anthropogenic warming of Earth's climate system. *Science*, 292: 267-270.
- Lins, H. F., Wolock, D. M. et McCabe, G. J., 1997. Scale and modeling issues in water resources planning. *Climatic Change*, 37: 63-88.
- Loukas, A., Vasiliades, L. et Dalezios, N. R., 2002. Potential climate change impacts on flood producing mechanisms in southern British Columbia, Canada using the CGCMA1 simulation results. *Journal of Hydrology*, 259: 163-188.
- Mann, M. E., Bradley, R. S. et Hughes, M. K., 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392: 779-787.
- Mann, M. E., Bradley, R. S. et Hughes, M. K., 1999. Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters*, 26: 759.
- Manton, M. J., Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Hennessy, K. J., Nicholls, N., Chambers, L. E., Collins, D. A., Daw, G., Finet, A., Gunawan, D., Inape, K., Isobe, H., Kestin, T. S., Lefale, P., Leyu, C. H., Lwin, T., Maitrepierre, L., Ouprasitwong, N., Page, C. M., Pahalad, J., Plummer, N., Salinger, M. J., Suppiah, R., Tran, V. L., Trewin, B., Tibig, I. et Yee, D., 2001. Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the south Pacific: 1961-1998. *International Journal of Climatology*, 21: 269-284.
- Mason, S. J., Waylen, P. R., Mimmack, G. M., Rajaratnam, B. et Harrison, J. M., 1999. Changes in extreme rainfall events in South Africa. *Climatic Change*, 41: 249-257.

- McAvaney, B. J., Covey, C., Joussaume, S., Kattsov, V., Kitoh, A., Ogana, W., Pitman, A. J., Weaver, A. J., Wood, R. A. et Zhao, Z.-C., 2001. Model Evaluation. In : *Climate Change, 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed: Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. et Johnson, C. A., Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, p. 471-523.
- McCabe, G. J. et Dettinger, M. D., 1995. Relations between winter precipitation and atmospheric circulation simulated by the Geophysical Fluids Dynamics Laboratory general circulation model. *International Journal of Climatology*, 15: 625-638.
- McCabe, G. J. et Wolock, D. M., 1999. General circulation model simulations of future snowpack in the western United States. *Journal of the American Water Resources Association*, 35: 1473-1484.
- McFarlane, N. A., Boer, G. J., Blanchet, J.-P. et Lazare, M., 1992. The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate. *Journal of Climate*, 5: 1013-1044.
- McGuffie, K. et Henderson-Sellers, A., 2001. Forty years of numerical climate modelling. *International Journal of Climatology*, 21: 1067-1109.
- McGuffie, K., Henderson-Sellers, A., Holbrook, N., Kothavala, Z., Balachova, O. et Hoekstra, J., 1999. Assessing simulations of daily temperature and precipitation variability with global climate models for present and enhanced greenhouse climates. *International Journal of Climatology*, 19: 1-26.
- Meehl, G. A., 1995. Global coupled models : atmosphere, ocean, sea ice. In : *Climate System Modeling*. Ed : Trenberth, K. E., Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, p. 555-581.
- Meehl, G. A., Zwiers, F., Evans, J., Knutson, T., Mearns, L. et Whetton, P., 2000. Trends in extreme weather and climate events: issues related to modeling extremes in projections of future climate change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81: 427-436.

- MENVIQ, 2003a. *Portrait régional de l'eau : Mauricie (région administrative 04)*. Ministère de l'environnement du Québec, adresse URL:<http://menv.gouv.qc.ca/eau/regions/region04/04-mauricie.htm#2>.
- MENVIQ, 2003b. *Portrait régional de l'eau : Côte-Nord (région administrative 09)*. Ministère de l'environnement du Québec, adresse URL:<http://menv.gouv.qc.ca/eau/regions/region09/09-cote-nord.htm#2>.
- MENVIQ, 2003c. *Portrait régional de l'eau : Nord-du-Québec (région administrative 10)*. Ministère de l'environnement du Québec, adresse URL:<http://menv.gouv.qc.ca/eau/regions/region10/10-nord-du-quebec.htm#2>.
- Middelkoop, H., Daamen, K., Gellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J. C. J., Lang, H., Parmet, B. W. A. H., Schädler, B., Schulla, J. et Wilke, K., 2001. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. *Climatic Change*, 49: 105-128.
- Milly, P. C. D., Wetherald, R. T., Dunne, K. A. et Delworth, T. L., 2002. Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, 415: 514-517.
- Mimikou, M. A. et Baltas, E. A., 1997. Climate change impacts on the reliability of hydroelectric energy production. *Hydrological Sciences Journal*, 42: 661-678.
- Mimikou, M. A., Baltas, E., Varanou, E. et Pantazis, K., 2000. Regional impacts of climate change on water resources quantity and quality indicators. *Journal of Hydrology*, 234: 95-109.
- Mitchell, T. D. et Hulme, M., 1999. Predicting regional climate change: living with uncertainty. *Progress in Physical Geography*, 23: 57-78.
- Morcrette, J. J., 1984. Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de la circulation générale atmosphérique. *Thèse de doctorat*, Université des sciences et techniques de Lille, 373 p.
- Morrison, J., Quick, M. C. et Foreman, M. G. G., 2002. Climate change in the Fraser river watershed: flow and temperature projections. *Journal of Hydrology*, 263: 230-244.
- Mudelsee, M., Börngen, M., Tetzlaff, G. et Grünewald, U., 2003. No upward trends in the occurrence of extreme floods in Central Europe. *Nature*, 425: 166-169.

- Nash, J. E. et Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, part 1: a discussion of principle. *Journal of Hydrology*, 10: 282-290.
- New, M., Todd, M., Hulme, M. et Jones, P., 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology*, 21: 1899-1922.
- Nguyen, T.-D., Nguyen, V.-T.-V., Gachon, P. et Bourque, A., 2004. An assessment of statistical downscaling methods for generating daily precipitation and temperature extremes in the greater Montreal region. *Compte rendu du 57e Congrès annuel de l'Association canadienne des ressources hydriques*, Montréal, Qc, 16-18 juin 2004, 10 p.
- Nijssen, B., O'Donnell, G. M., Hamlet, A. F. et Lettenmaier, D. P., 2001. Hydrologic sensitivities of global rivers to climate change. *Climatic Change*, 50: 143-175.
- Osborn, T. J., Hulme, M., Jones, P. D. et Basnett, T. A., 2000. Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. *International Journal of Climatology*, 20: 347-364.
- Pacanowski, R. C., Dixon, K. et Rosati, 1993. The GFDL modular ocean model users guide. *GFDL Ocean Group Technical Report 2*, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, NJ, 46 p.
- Palutikof, J. P., Winkler, J. A., Goodess, C. M. et Andresen, J. A., 1997. The simulation of daily temperature time series from GCM output. Part I: comparison of model data with observations. *Journal of Climate*, 10 : 2497-2513.
- Parker, D. E., Jones, P. D., Folland, C. K. et Bevan, A., 1994. Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 99: 14373-14399.
- Peterson, T. C., Easterling, D. R., Karl, T. R., Groisman, P., Nicholls, N., Plummer, N., Torok, S., Auer, I., Boehm, R., Gullett, D., Vincent, L., Heino, R., Tuomenvirta, H., Mestre, O., Szentimrey, T., Salinger, J., Forland, E. J., Hanssen-Bauer, I., Alexandersson, H., Jones, P. et Parker, D., 1998.

- Homogeneity adjustments of *In Situ* atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology*, 18: 1493-1517.
- Petit, M., 2001. L'humanité face à l'effet de serre additionnel qu'elle crée. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 333: 775-786.
- Pielke, R. A. et Downton, M. W., 2000. Precipitation and damaging floods : trends in the United States, 1932-97. *Journal of Climate*, 13: 3625-3637.
- Pittock, A. B., 2002. What we know and don't know about climate change: reflections on the IPCC TAR. *Climatic Change*, 53: 393-411.
- Prudhomme, C., Reynard, N. et Crooks, S., 2002. Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now? *Hydrological Processes*, 16: 1137-1150.
- Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima T., Shi, G. Y. et Solomon, S., 2001. Radiative forcing of climate change. In : *Climate Change, 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed: Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. et Johnson, C. A., Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, p. 349-416.
- Rao, P. G., 1995. Effect of climate change on streamflows in the Mahanadi river basin, India. *Water International*, 205-212.
- Reynard, N. S., Prudhomme, C. et Crooks, S. M., 2001. The flood characteristics of large U. K. rivers: potential effects of changing climate and land use. *Climatic Change*, 48: 343-359.
- Robinson, P. J., 1997. Climate change and hydropower generation. *International Journal of Climatology*, 17: 983-996.
- Robock, A., Turco, R. P., Harwell, M. A., Ackerman, T. P., Andressen, R., Chang, H.-S. et Sivakumar, M. V. K., 1993. Use of general circulation model output in the creation of climate change scenarios for impact analysis. *Climatic Change*, 23: 293-335.

- Rousselle, J., Debs, A., Lauzon, N. et Birikundavyi, S., 1999. Modèles hydrologiques de prévision des apports : revue de littérature. *Rapport technique préparé pour le Ministère de l'environnement du Québec*, 89 p.
- Rousselle, J., Watt, W. E., Lathem, K. W., Neill, C. R. et Richards, T. L., 1990. *Hydrologie des crues au Canada: guide de planification et de conception*. Conseil national de recherches Canada et Comité associé d'hydrologie, Ottawa, 277 p.
- Roy, L., 2000. Évolution du risque hydrologique sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. *Mémoire de maîtrise*, École de Technologie Supérieure, Montréal, 172 p.
- Roy, L., Leconte, R., Brissette, F. P. et Marche, C., 2001. The impact of climate change on seasonal floods of a southern Quebec river basin. *Hydrological Processes*, 15: 3167-3179.
- SAR Consultants, 1999. SSARR Model Programs Year-2000 Compliant. *Document Word non édité*, 12 p.
- Scherrer, B., 1984. *Biostatistique*. Gaëtan Morin éditeur, Montréal, 850 p.
- Schneider, S. H., 1990. The global warming debate heats up: an analysis and perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71: 1292-1304.
- Schneider, S. H., 1999. *La terre menacée: un laboratoire à risque*. Hachette Littératures, Paris, 239 p.
- Schneider, S. H., 2002. Can we estimate the likelihood of climatic changes at 2100? *Climatic Change*, 52: 441-451.
- Semenov, M. A., Brooks, R. J., Barrow, E. M. et Richardson, C. W., 1998. Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates. *Climate Research*, 10: 95-107.
- Shackley, S., Young, P., Parkinson, S. et Wynne, B., 1998. Uncertainty, complexity and concepts of good science in climate change modelling: are GCMs the best tools? *Climatic Change*, 38: 159-205.
- Shindell, D. T., Schmidt, G. A., Miller, R. L. et Mann, M. E., 2003. Volcanic and solar forcing of climate change during the preindustrial Era. *Journal of Climate*, 16: 4094-4107.

- Singh, V. P., 1995. Watershed modeling. In : *Computer Models of Watershed Hydrology*. Ed : Singh, V. P., Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, p. 1-22.
- Singh, V. P. et Woolhiser, D. A., 2002. Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7: 270-292.
- Solman, S. A. et Nunez, M. N., 1999. Local estimates of global climate change: a statistical downscaling approach. *International Journal of Climatology*, 19: 835-861.
- Soltani, A. et Hoogenboom, G., 2003. A statistical comparison of the stochastic weather generators WGEN and SIMMETEO. *Climate Research*, 24: 215-230.
- Speers, D. D., 1995. SSARR model. In : *Computer Models of Watershed Hydrology*. Ed : Singh, V. P., Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, p. 367-394.
- Spence, C., 2002. Streamflow variability (1965 to 1998) in five Northwest Territories and Nunavut Rivers. *Canadian Water Resources Journal*, 27: 135-154.
- Stakhiv, E. Z., 1998. Policy implications of climate change impacts on water resources management. *Water Policy*, 1: 159-175.
- Stone, D. A., Weaver, A. J. et Zwiers, F. W., 2000. Trends in Canadian precipitation intensity. *Atmosphere-Ocean*, 38: 321-347.
- Tett, S. F. B., Stott, P. A., Allen, M. R., Ingram, W. J. et Mitchell, J. F. B., 1999. Causes of twentieth-century temperature change near the Earth's surface. *Nature*, 399: 569-572.
- Trenberth, K. E., 1997. The use and abuse of climate models. *Nature*, 386: 131-133.
- Trenberth, K. E., 1999. Conceptual framework for changes of the hydrological cycle with climate change. *Climatic Change*, 42: 327-339.
- Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M. et Pearsons, D. B., 2003. The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84: 1205-1217.

- USACE (United States Army Corps of Engineers), 1991. *SSARR model, Streamflow Synthesis And Reservoir Regulation, User Manual (draft)*. USACE, North Pacific Division, New York, NY, 62 p. + annexes.
- Verseghy, D. L., 1996. Local climates simulated by two generations of Canadian GCM land surface schemes. *Atmosphere-Ocean*, 34: 435-456.
- Viessman, W., Knapp, J. W., Lewis, G. L. et Harbaugh, T. E., 1977. *Introduction to Hydrology (2nd ed.)*. IEP–A Dun-Donnelly Publisher, New York, NY, 704 p.
- von Storch, H., 1999. On the use of “inflation” in statistical downscaling. *Journal of Climate*, 12: 3505-3506.
- von Storch, H. et Zwiers, F. W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, New York, NY, 484 p.
- Voss, R., Sausen, R. et Cubash, U., 1998. Periodically synchronously coupled integrations with the atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG. *Climate Dynamics*, 14: 249-266.
- Waple, A. M., 1999. The sun-climate relationship in recent centuries: a review. *Progress in Physical Geography*, 23: 309-328.
- Westmacott, J. R. et Burn, D. H., 1997. Climate change effects on the hydrologic regime within the Churchill-Nelson river basin. *Journal of Hydrology*, 202: 263-279.
- Whetton, P. H., Fowler, A. M., Haylock, M. R. et Pittock, A. B., 1993. Implications of climate change due to the enhanced greenhouse effect on floods and droughts in Australia. *Climatic Change*, 25: 289-317.
- Whitfield, P. H., 2001. Linked hydrologic and climate variations in British Columbia and Yukon. *Environmental Monitoring and Assessment*, 67: 217-238.
- Whitfield, P. H., Reynolds, C. J. et Cannon, A. J., 2002. Modelling streamflow in present and future climates: examples from the Georgia basin, British Columbia. *Canadian Water Resources Journal*, 27: 427-456.
- Wigley, T. M. L. et Raper, S. C. B., 2001. Interpretation of high projections for global-mean warming. *Science*, 293: 451-454.
- Wilby, R. L. et Dawson, C. W., 2001. Using SDSM – A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts, User Manual. Non édité,

disponible à l'adresse URL : <https://co-public.lboro.ac.uk/cocwd/SDSM/IDLogin.html>.

- Wilby, R. L. et Wigley, T. M. L., 1997. Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, 21: 530-548.
- Wilby, R. L. et Wigley, T. M. L., 2000. Precipitation predictors for downscaling: observed and general circulation model relationships. *International Journal of Climatology*, 20: 641-661.
- Wilby, R. L., Dawson, C. W. et Barrow, E. M., 2002. SDSM – a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling & Software*, 17: 147-159.
- Wilby, R. L., Hassan, H. et Hanaki, K., 1998. Statistical downscaling of hydrometeorological variables using general circulation model output. *Journal of Hydrology*, 205: 1-19.
- Wilby, R. L., Hay, L. E. et Leavesley, G. H., 1999. A comparison of downscaled and raw GCM output : implications for climate change scenarios in the San Juan River basin, Colorado. *Journal of Hydrology*, 225 : 67-91.
- Wilby, R. L., Tomlinson, O. J. et Dawson, C. W., 2003. Multi-site simulation of precipitation by conditional resampling. *Climate Research*, 23: 183-194.
- Wilks, D. S., 1998. Multisite generalization of a daily stochastic precipitation generation model. *Journal of Hydrology*, 210: 178-191.
- Wilks, D. S. et Wilby, R. L., 1999. The weather generation game: a review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*, 23: 329-357.
- Winkler, J. A., Palutikof, J. P., Andresen, J. A. et Goodess, C. M., 1997. The simulation of daily temperature time series from GCM output. Part II: sensitivity analysis of an empirical transfer function methodology. *Journal of Climate*, 10: 2514-2532.
- Xu, C.-Y., 1999. From GCMs to river flows: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 23: 229-249.

- Yang, F., Kumar, A., Schlesinger, M. E. et Wang, W., 2003. Intensity of hydrological cycles in warmer climates. *Journal of Climate*, 16: 2419-2423.
- Yarnal, B., Comrie, A. C., Frakes, B. et Brown, D. P., 2001. Developments and prospects in synoptic climatology. *International Journal of Climatology*, 1923-1950.
- Zhai, P., Sun, A., Ren, F., Liu, X., Gao, B. et Zhang, Q., 1999. Changes of climate extremes in China. *Climatic Change*, 42: 203-218.
- Zhang, X., Harvey, K. D., Hogg, W. D et Yuzyk, T. R., 2001. Trends in Canadian streamflow. *Water Resources Research*, 37: 987-998.
- Zhang, X., Vincent, L. A., Hogg, W. D. et Niitsoo, A., 2000. Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere-Ocean*, 38: 395-429.
- Zwiers, F. W., 2002. The 20-year forecast. *Nature*, 416: 690-691.

ANNEXE A. TRI PRÉLIMINAIRE DU MODÈLE SDSM

Tableau A.I. Variance expliquée de la température moyenne - station La Tuque (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	12.1	6.7	6.1	n.s.	n.s.	0.8	n.s.	1.5	1.2	1.4	2.8	9.0
p_f	n.s.	n.s.	n.s.	4,3	1,3	n.s.	n.s.	1,8	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p_u	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	4,8	10,9	8,5	3,6	2,6	4,5	1,5	1,7
p_v	8,5	12,4	9,1	13,5	7,5	7,6	8,3	9,8	6,4	7,7	9,5	6,4
p_z	15,8	13,0	5,8	0,8	n.s.	n.s.	0,7	2,1	0,9	1,2	5,3	11,6
p_th	1,6	n.s.	1,0	n.s.	3,9	7,6	5,2	6,4	3,0	6,5	1,5	2,1
p_zh	12,8	14,4	11,3	17,4	7,6	4,8	6,6	11,8	8,1	6,9	10,2	9,2
p5_f	n.s.	3,3	8,1	5,9	7,5	6,8	9,9	17,8	17,8	3,6	n.s.	0,7
p5_u	1,7	4,2	10,1	4,6	3,6	3,1	4,0	11,8	12,8	1,6	1,3	1,1
p5_v	5,3	7,4	4,2	0,7	n.s.	n.s.	1,5	4,3	0,9	0,9	8,1	5,6
p5_z	6,6	13,9	10,2	18,7	23,2	26,1	26,0	20,6	15,3	13,2	6,8	4,4
p500	21,5	32,3	28,0	44,8	51,9	51,4	41,9	43,1	40,5	33,6	25,1	23,3
p5th	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,8	0,5	n.s.	n.s.	0,6	0,8
p5zh	7,1	7,8	6,0	1,0	n.s.	1,3	2,6	8,2	3,0	2,3	8,8	6,7
p8_f	n.s.	1,2	n.s.	3,8	n.s.	0,6	n.s.	n.s.	n.s.	0,6	1,5	n.s.
p8_u	n.s.	2,2	2,4	0,9	n.s.	4,0	3,0	n.s.	n.s.	2,3	n.s.	n.s.
p8_v	10,8	14,8	8,9	8,5	2,9	4,9	6,2	9,0	4,9	5,8	13,8	8,3
p8_z	1,5	n.s.	n.s.	5,5	6,9	6,3	4,8	1,9	2,8	2,7	n.s.	1,2
p850	n.s.	2,1	1,5	14,2	16,1	16,5	7,8	6,5	6,4	5,2	2,4	n.s.
p8th	0,8	n.s.	n.s.	n.s.	1,4	3,6	3,2	2,5	0,6	3,1	1,1	1,0
p8zh	14,6	17,0	12,1	12,9	3,1	4,4	6,0	11,8	7,4	6,2	13,3	10,7
rhum	29,9	36,8	23,4	1,1	0,8	n.s.	2,3	1,3	n.s.	0,6	9,8	31,0
s500	22,7	25,1	14,7	10,1	8,4	7,4	10,4	9,3	8,1	12,5	16,0	15,0
s850	54,4	53,3	45,2	34,9	29,9	31,9	35,6	43,8	41,0	41,6	41,2	44,7
sphu	62,7	63,8	54,7	56,2	59,9	61,7	60,9	63,4	58,5	62,3	58,4	55,0
temp	68,9	71,0	62,5	65,4	65,0	68,0	64,2	72,1	68,7	65,3	66,1	65,3

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.II. Variance expliquée de la température moyenne - station Barrage Mattawin (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	14.1	12.5	6.4	n.s.	n.s.	n.s.	1.0	3.4	1.8	2.7	4.2	13.1
p_f	1,4	n.s.	n.s.	5,1	2,4	n.s.	n.s.	0,7	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p_u	1,1	n.s.	0,9	2,7	9,5	16,5	14,3	10,3	7,0	7,1	1,9	4,9
p_v	8,6	8,1	8,8	15,3	10,7	10,7	10,6	7,6	6,7	11,2	10,2	7,5
p_z	12,9	16,2	8,0	3,0	n.s.	n.s.	1,4	3,2	1,9	1,4	3,5	14,0
p_th	4,0	n.s.	1,2	1,1	7,2	10,6	10,4	11,5	5,8	8,4	1,7	2,9
p_zh	8,3	5,6	6,5	16,1	6,7	6,2	7,7	8,1	5,6	5,7	5,9	5,2
p5_f	n.s.	3,6	6,4	4,1	8,8	4,9	8,0	12,3	12,8	1,7	n.s.	n.s.
p5_u	1,1	3,9	6,7	2,0	4,8	1,9	3,0	7,3	9,6	n.s.	0,8	n.s.
p5_v	9,4	13,0	9,2	6,3	n.s.	4,1	4,7	11,5	2,7	3,2	10,7	11,2
p5_z	10,3	12,5	9,3	15,0	24,5	25,4	24,3	17,3	16,9	17,1	8,9	7,0
p500	30,4	33,2	35,0	44,1	56,4	49,1	45,0	37,6	42,3	39,0	31,4	27,3
p5th	1,4	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,5	2,5	n.s.	2,6	2,0	1,4
p5zh	10,4	10,7	11,5	5,3	n.s.	5,4	5,3	15,1	6,5	5,6	10,5	11,6
p8_f	1,2	n.s.	n.s.	2,7	n.s.	2,2	n.s.	n.s.	n.s.	2,2	3,8	1,6
p8_u	n.s.	1,3	n.s.	n.s.	1,6	7,3	6,1	2,2	1,6	5,9	1,1	1,8
p8_v	14,6	15,5	13,7	15,9	7,2	9,2	9,9	10,5	7,0	10,8	15,8	14,0
p8_z	3,7	3,3	n.s.	n.s.	5,8	4,4	3,0	1,8	1,8	1,7	n.s.	3,0
p850	n.s.	n.s.	2,7	10,3	15,6	11,9	6,3	5,3	7,5	6,0	2,7	n.s.
p8th	2,8	n.s.	n.s.	1,3	2,0	4,7	6,3	4,1	1,8	7,2	1,8	3,3
p8zh	17,1	15,4	15,5	18,1	5,0	6,2	7,9	11,5	8,0	8,2	12,8	13,4
rhum	15,7	22,7	11,6	1,6	2,5	n.s.	2,1	n.s.	n.s.	1,6	1,7	14,1
s500	28,4	30,3	18,0	10,2	11,4	7,5	9,5	4,4	10,1	17,3	23,2	21,3
s850	63,9	64,9	52,8	39,9	39,0	39,2	49,2	44,8	48,6	52,4	52,5	55,5
sphu	73,4	72,0	67,4	63,5	72,1	68,5	69,4	65,3	66,5	75,8	72,3	67,4
temp	79,7	77,5	75,7	74,8	77,7	77,1	74,4	77,5	79,4	79,3	79,4	76,3

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.III. Variance expliquée de la température moyenne - station St-Michel-des-Saints (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
m _{slp}	13,0	13,0	9,1	n.s.	n.s.	n.s.	2,5	7,1	4,5	3,2	5,5	15,5
p _f	n.s.	n.s.	n.s.	2,6	2,0	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p _u	2,2	n.s.	1,3	1,6	7,2	13,2	11,1	9,1	5,6	3,9	1,5	5,9
p _v	13,5	12,4	12,6	13,1	10,8	10,5	9,6	10,4	9,9	11,0	10,9	7,3
p _z	14,9	15,8	10,4	1,3	n.s.	2,5	5,6	8,9	3,1	1,6	5,7	14,3
p _{th}	6,4	1,3	1,2	1,2	7,2	8,1	8,9	10,1	5,0	4,9	2,0	3,1
p _{zh}	9,7	6,8	8,5	13,3	6,0	6,3	7,3	8,6	7,3	5,7	7,2	5,6
p5 _f	n.s.	2,9	5,2	6,6	7,5	6,0	7,1	14,1	12,6	1,4	n.s.	n.s.
p5 _u	n.s.	3,2	5,9	3,8	3,5	2,2	2,3	8,6	8,1	0,8	0,8	n.s.
p5 _v	11,7	13,9	9,0	2,6	0,9	6,8	5,4	11,7	4,4	5,3	12,2	11,4
p5 _z	9,4	10,9	12,9	17,5	23,8	22,7	22,4	13,9	16,5	11,8	8,3	5,2
p500	29,3	33,0	37,2	52,0	53,7	45,9	42,5	38,8	39,9	33,5	31,9	25,8
p5 _{th}	3,3	1,0	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	2,6	3,7	0,9	3,7	2,1	3,5
p5 _{zh}	10,3	12,9	11,0	2,9	n.s.	9,7	7,8	16,0	8,2	7,3	11,4	11,8
p8 _f	1,9	n.s.	n.s.	2,1	n.s.	1,3	n.s.	n.s.	0,8	1,7	3,2	1,9
p8 _u	0,9	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	5,6	5,8	2,2	1,5	3,1	1,1	1,7
p8 _v	19,5	20,8	16,0	11,4	7,0	11,1	9,4	13,3	11,1	12,7	17,0	13,8
p8 _z	3,8	3,8	0,9	2,1	4,1	1,9	n.s.	n.s.	n.s.	0,8	1,4	5,1
p850	n.s.	n.s.	2,1	14,0	13,0	9,5	3,9	2,5	3,7	3,6	2,2	n.s.
p8 _{th}	5,4	1,5	n.s.	1,0	1,9	3,6	5,6	4,3	1,9	7,2	2,7	3,3
p8 _{zh}	18,6	17,5	16,1	13,5	4,3	9,2	9,0	12,9	10,5	9,0	13,3	12,5
rhum	17,2	23,2	15,5	2,7	4,6	2,4	2,5	1,3	n.s.	n.s.	3,7	14,9
s500	27,8	28,0	21,5	13,0	13,4	8,7	11,9	8,9	12,3	17,6	24,7	18,9
s850	64,9	65,2	55,2	47,9	44,1	47,4	51,8	57,4	56,7	51,6	57,1	55,7
sphu	75,7	74,8	65,9	71,0	75,7	72,5	68,6	72,7	70,5	68,5	70,8	70,3
temp	81,3	79,3	79,3	78,0	79,1	76,9	73,4	81,2	80,6	70,8	77,2	78,1

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.IV. Variance expliquée de la température moyenne pour la station Gagnon A (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
m _{slp}	9,1	1,2	1,5	n.s.	1,9	5,7	1,4	n.s.	n.s.	n.s.	2,6	11,3
p _f	n.s.	8,6	4,2	8,4	3,1	2,1	2,2	1,6	1,4	n.s.	n.s.	1,4
p _u	6,5	3,8	n.s.	n.s.	2,7	10,0	4,1	3,6	1,5	1,6	2,8	n.s.
p _v	12,4	27,8	21,3	28,1	22,9	8,6	17,7	16,9	9,5	12,1	18,8	14,9
p _z	11,7	3,7	n.s.	n.s.	1,3	2,6	1,0	n.s.	n.s.	1,2	4,7	12,2
p _{th}	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,9	8,0	5,8	4,5	6,0	3,7	3,8	0,8
p _{zh}	13,1	24,6	21,2	26,4	20,6	11,5	20,4	18,3	10,0	12,0	15,7	13,5
p5 _f	2,5	1,5	7,4	3,7	6,4	16,0	7,3	16,0	13,7	1,5	n.s.	3,9
p5 _u	12,9	7,6	13,1	8,4	4,0	8,6	5,1	10,2	11,6	2,4	n.s.	10,6
p5 _v	3,9	5,7	3,1	4,4	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,3	6,2	4,9
p5 _z	7,9	17,0	18,4	17,1	27,4	26,0	29,7	27,5	17,7	11,2	9,3	10,2
p500	21,6	42,3	41,3	45,6	53,9	55,2	48,1	51,1	46,1	35,8	31,6	28,7
p5 _{th}	4,6	3,1	1,3	1,3	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,4
p5 _{zh}	3,6	5,0	2,9	3,7	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,8	6,1	4,5
p8 _f	n.s.	2,9	2,0	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	4,2	n.s.
p8 _u	14,1	7,4	5,9	3,8	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	2,2	2,6
p8 _v	9,3	21,0	16,2	18,6	10,8	4,9	10,4	11,0	4,5	8,4	16,0	11,7
p8 _z	2,5	n.s.	n.s.	5,6	9,8	13,2	9,8	7,9	3,6	n.s.	n.s.	3,3
p850	n.s.	7,3	4,8	13,2	20,5	29,0	13,9	14,3	10,5	4,5	2,4	n.s.
p8 _{th}	2,6	1,5	n.s.	2,0	n.s.	1,4	3,0	2,2	0,9	1,7	2,3	n.s.
p8 _{zh}	12,1	21,9	18,1	19,8	10,4	6,2	13,1	12,9	6,4	10,0	16,5	14,9
rhum	14,0	15,2	18,5	4,2	1,1	n.s.	3,1	n.s.	n.s.	1,7	5,0	15,1
s500	23,5	24,1	19,6	11,9	9,3	5,7	6,0	10,6	6,2	17,4	23,2	24,5
s850	61,2	60,6	55,3	39,5	24,4	14,7	36,0	37,6	35,2	39,8	55,9	59,9
sphu	70,5	73,4	74,8	62,7	52,5	56,7	59,9	64,5	58,8	62,8	69,7	70,1
temp	75,8	78,3	78,4	69,0	57,9	63,8	68,1	72,3	68,5	67,9	77,0	76,6

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.V. Variance expliquée de la température moyenne - station Sept-Îles A (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	11,6	5,4	6,1	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,2	4,1	10,1	6,8	16,1
p_f	n.s.	1,6	n.s.	1,5	1,9	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p_u	13,8	9,1	5,6	2,8	2,9	9,1	7,2	1,6	0,6	2,3	n.s.	3,4
p_v	8,8	11,3	6,7	4,1	n.s.	1,9	1,1	n.s.	n.s.	4,0	11,3	11,1
p_z	14,0	10,9	5,3	1,0	0,7	n.s.	0,5	1,6	5,4	10,6	10,3	19,9
p_th	2,7	1,7	n.s.	1,1	2,7	3,7	1,7	0,9	1,0	1,0	n.s.	n.s.
p_zh	9,5	10,0	6,5	3,7	n.s.	1,8	0,7	n.s.	n.s.	2,9	9,7	10,0
p5_f	2,7	3,7	8,4	2,3	n.s.	n.s.	2,2	1,2	3,2	n.s.	n.s.	3,5
p5_u	13,7	11,7	19,5	7,6	n.s.	n.s.	4,1	n.s.	2,8	n.s.	2,8	13,3
p5_v	6,6	7,5	3,0	0,8	0,6	n.s.	n.s.	0,9	n.s.	5,0	9,6	8,9
p5_z	9,7	15,8	14,6	8,0	8,5	8,6	8,2	10,4	4,1	2,5	6,1	7,7
p500	27,5	37,5	34,9	29,3	25,3	27,8	18,2	26,2	22,9	15,2	24,5	28,3
p5th	3,0	2,9	3,6	2,3	n.s.	n.s.	3,3	n.s.	n.s.	1,2	n.s.	1,4
p5zh	6,4	7,2	3,0	0,7	0,8	n.s.	n.s.	1,1	0,8	5,7	9,4	8,6
p8_f	n.s.	1,4	n.s.	n.s.	0,5	3,0	5,5	0,5	n.s.	3,8	3,2	n.s.
p8_u	19,7	13,8	13,0	5,6	2,5	6,1	8,9	1,7	n.s.	2,3	n.s.	8,5
p8_v	7,5	10,6	5,3	2,1	n.s.	0,6	n.s.	n.s.	n.s.	4,5	11,5	11,2
p8_z	2,7	0,7	n.s.	1,3	1,4	1,0	n.s.	n.s.	n.s.	2,0	2,3	7,3
p850	n.s.	2,4	1,4	6,3	6,9	8,4	1,8	2,9	0,9	n.s.	n.s.	n.s.
p8th	4,0	5,2	2,5	2,5	n.s.	n.s.	3,0	n.s.	n.s.	0,9	n.s.	n.s.
p8zh	10,9	11,8	6,8	2,8	n.s.	0,9	n.s.	n.s.	0,6	4,9	12,8	14,6
rhum	15,0	14,8	23,9	3,4	n.s.	n.s.	0,6	2,1	n.s.	2,2	5,6	19,0
s500	31,8	26,8	19,5	6,6	4,1	2,9	3,5	5,0	8,1	16,9	23,4	30,7
s850	69,6	65,2	57,3	32,1	15,2	9,7	12,5	29,3	40,0	50,0	56,6	67,4
sphu	78,7	74,8	73,5	52,3	39,6	36,6	27,9	48,1	54,8	64,8	71,6	76,0
temp	85,6	83,5	80,4	63,4	47,2	46,1	34,2	54,8	61,1	72,2	80,8	85,7

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.VI. Variance expliquée de la température moyenne - station Wabush Lake A (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	6,7	3,9	3,5	n.s.	n.s.	1,6	1,4	n.s.	n.s.	3,7	6,8	13,4
p_f	1,2	n.s.	n.s.	2,8	5,1	4,2	5,0	5,0	n.s.	n.s.	n.s.	1,1
p_u	14,7	7,5	2,1	n.s.	3,7	12,9	8,0	5,3	1,0	n.s.	n.s.	5,7
p_v	6,7	10,4	14,4	22,7	20,6	14,2	18,9	17,0	13,4	10,9	9,2	6,2
p_z	6,2	8,4	5,5	2,3	n.s.	n.s.	0,9	n.s.	0,7	8,9	18,4	21,2
p_th	3,2	1,3	0,8	n.s.	2,5	5,8	6,0	5,9	4,8	1,2	n.s.	2,0
p_zh	8,0	11,0	15,1	24,7	20,6	15,9	19,7	18,4	16,8	16,3	12,5	10,9
p5_f	n.s.	n.s.	0,9	n.s.	n.s.	1,2	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	2,3	n.s.
p5_u	6,1	3,8	4,6	1,1	1,1	n.s.	1,9	0,5	n.s.	n.s.	n.s.	4,7
p5_v	2,9	3,9	3,5	5,5	n.s.	n.s.	n.s.	0,5	1,0	3,4	5,7	4,3
p5_z	9,6	13,6	20,7	14,8	26,1	30,1	35,3	33,6	22,7	10,2	4,6	6,4
p500	34,5	40,3	50,3	49,4	53,3	57,2	54,5	54,2	53,5	36,6	29,7	34,7
p5th	4,5	0,9	1,4	n.s.	n.s.	1,3	1,4	1,1	n.s.	0,7	n.s.	3,0
p5zh	2,9	3,4	3,5	4,4	n.s.	n.s.	n.s.	0,6	1,0	3,3	4,7	3,7
p8_f	1,4	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,0	3,1	1,0
p8_u	16,1	8,3	4,9	n.s.	3,8	7,4	5,6	4,0	1,0	1,0	n.s.	6,8
p8_v	7,6	11,6	15,1	21,6	12,4	10,3	14,4	12,9	11,7	10,9	11,3	10,0
p8_z	3,2	3,0	1,6	n.s.	3,1	7,3	8,2	5,1	n.s.	0,5	6,4	10,3
p850	1,2	3,3	5,9	11,3	14,6	21,4	14,9	12,2	8,6	1,2	n.s.	n.s.
p8th	5,5	1,7	0,6	n.s.	1,9	5,9	7,4	5,1	4,7	1,4	n.s.	2,2
p8zh	8,0	12,0	15,6	20,5	10,4	8,9	13,8	13,3	12,5	12,6	11,3	10,9
rhum	15,6	16,1	19,9	7,7	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,9	3,4	8,0	16,9
s500	41,5	35,9	33,2	19,9	17,7	9,8	9,5	13,1	22,2	29,0	36,2	37,5
s850	74,5	73,4	71,4	52,4	37,5	32,8	30,1	42,3	56,5	57,7	61,8	76,7
sphu	78,8	78,4	82,0	75,7	50,9	48,0	65,1	73,3	82,2	78,2	75,5	75,6
temp	86,0	84,0	87,0	78,5	53,9	43,5	71,3	78,5	85,6	80,9	80,5	84,6

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.VII. Variance expliquée de la température moyenne - station Kuujuarapik A (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	10,8	9,0	4,4	5,6	1,3	0,8	n.s.	n.s.	0,9	2,8	6,4	10,2
p_f	4,1	4,0	3,1	n.s.	n.s.	1,9	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	2,6	3,4
p_u	1,7	n.s.	n.s.	n.s.	1,8	1,5	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,7	n.s.
p_v	n.s.	6,8	13,0	20,4	32,6	44,1	44,7	41,0	28,3	15,3	1,1	n.s.
p_z	20,1	26,2	15,4	15,6	10,9	6,0	3,5	3,3	3,3	2,3	3,0	14,0
p_th	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,2	4,2	1,8	0,7	1,3	0,8	1,7	n.s.
p_zh	0,7	8,2	14,5	22,2	35,8	46,9	46,8	42,0	29,4	16,0	1,2	n.s.
p5_f	1,7	2,0	5,5	5,5	9,5	12,0	6,3	10,8	5,8	n.s.	1,0	3,5
p5_u	8,3	6,5	7,9	8,5	7,4	8,1	3,0	5,2	5,6	n.s.	n.s.	4,6
p5_v	1,5	1,3	7,9	7,1	3,2	9,1	7,4	11,7	7,4	9,4	1,2	1,3
p5_z	14,4	7,9	15,3	7,6	21,4	17,5	21,9	21,5	15,5	9,8	1,1	9,6
p500	34,1	33,3	46,1	39,9	43,3	36,1	34,4	36,5	44,2	37,8	25,7	33,7
p5th	2,4	1,4	n.s.	0,9	1,6	n.s.	n.s.	2,0	1,6	1,1	n.s.	0,8
p5zh	1,6	1,3	7,8	6,8	2,4	9,2	8,2	11,5	7,7	9,8	1,4	1,0
p8_f	1,6	0,6	n.s.	0,7	1,7	n.s.	1,4	1,0	n.s.	1,9	8,9	1,7
p8_u	5,6	2,2	2,7	2,9	4,3	n.s.	0,7	0,6	n.s.	0,1	3,9	1,4
p8_v	1,9	8,5	18,9	24,0	28,1	38,3	36,6	36,9	26,2	17,1	1,6	n.s.
p8_z	3,3	6,9	1,4	3,0	n.s.	1,0	4,6	3,1	n.s.	n.s.	4,3	4,0
p850	0,7	1,3	7,2	4,6	10,8	9,0	10,7	7,9	6,6	2,1	n.s.	0,8
p8th	1,7	n.s.	0,5	0,8	n.s.	2,3	2,3	3,6	1,6	1,5	2,3	n.s.
p8zh	2,5	8,5	18,9	24,8	26,7	39,9	37,9	37,5	28,1	18,3	1,6	0,5
rhum	20,4	19,8	14,1	7,9	n.s.	4,3	10,7	12,4	12,4	n.s.	1,0	11,9
s500	39,4	45,3	32,0	20,8	17,7	16,5	10,1	12,5	21,4	25,5	22,1	34,0
s850	69,6	62,6	53,9	37,8	28,5	24,0	12,9	21,6	37,4	44,3	46,0	61,3
sphu	71,2	75,2	78,8	71,6	61,1	61,2	39,5	42,2	63,8	71,1	72,0	72,1
temp	77,6	80,1	80,9	78,3	66,4	67,0	61,7	67,5	78,1	76,5	74,9	76,5

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.VIII. Variance expliquée de la température moyenne - station Nitchequon (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	7,4	3,8	3,0	n.s.	n.s.	1,5	1,5	0,9	n.s.	1,9	5,4	10,7
p_f	n.s.	1,3	n.s.	4,9	2,7	2,4	6,0	3,1	n.s.	n.s.	1,6	1,5
p_u	15,7	5,6	3,6	1,8	n.s.	2,4	n.s.	1,6	n.s.	n.s.	n.s.	3,6
p_v	12,6	20,0	20,3	29,7	25,5	20,4	26,1	28,8	21,2	15,5	9,2	7,9
p_z	18,2	19,8	13,8	8,2	1,9	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	4,3	15,8	14,5
p_th	4,5	0,9	1,2	1,6	n.s.	2,5	2,1	5,8	2,9	1,2	0,8	1,0
p_zh	10,3	18,9	17,8	29,1	22,3	20,1	22,1	24,7	21,0	18,0	9,8	7,4
p5_f	n.s.	n.s.	1,8	1,6	n.s.	7,2	2,1	1,9	1,3	n.s.	3,2	n.s.
p5_u	3,7	0,7	4,7	4,3	n.s.	2,8	n.s.	n.s.	1,0	n.s.	n.s.	2,3
p5_v	2,4	3,5	5,3	5,6	n.s.	n.s.	n.s.	0,8	0,9	5,2	5,0	3,1
p5_z	14,0	12,2	26,0	15,8	28,0	36,8	40,2	38,3	26,3	13,7	4,5	11,4
p500	40,6	45,3	55,9	52,7	55,1	63,6	59,4	61,2	60,3	41,7	34,8	38,9
p5th	1,8	n.s.	1,3	1,3	n.s.	n.s.	n.s.	1,0	n.s.	1,6	n.s.	n.s.
p5zh	2,2	2,6	5,0	4,3	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	5,1	4,1	2,5
p8_f	n.s.	n.s.	n.s.	1,7	n.s.	n.s.	2,1	n.s.	n.s.	1,2	5,0	0,8
p8_u	14,5	4,1	6,2	3,3	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	n.s.	1,5	1,2	3,1
p8_v	10,6	18,0	19,1	26,7	12,1	10,6	14,5	18,0	16,0	17,1	13,2	9,9
p8_z	6,0	3,9	1,5	n.s.	1,0	9,7	7,4	6,3	1,0	n.s.	5,5	9,2
p850	2,1	5,2	9,1	11,7	13,3	24,8	18,0	17,9	12,4	2,8	0,8	n.s.
p8th	3,2	n.s.	1,0	1,4	n.s.	1,3	2,1	3,3	3,1	3,3	1,2	n.s.
p8zh	10,5	17,2	19,1	25,3	9,6	9,7	13,8	16,0	16,7	18,7	12,6	10,3
rhum	20,7	21,3	15,9	4,9	n.s.	n.s.	3,4	1,8	n.s.	n.s.	1,5	16,2
s500	42,3	37,3	33,1	18,6	21,0	14,3	12,2	14,7	26,7	35,1	37,5	40,4
s850	75,5	72,4	67,4	50,7	33,5	33,2	25,2	35,3	50,8	56,1	63,7	75,5
sphu	80,2	79,7	83,7	78,1	49,5	65,5	61,5	69,6	78,5	78,7	74,6	74,8
temp	87,1	87,9	89,0	82,3	57,7	65,7	72,4	76,6	82,8	81,6	79,0	81,4

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.IX. Variance expliquée de la température moyenne - station Schefferville A (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
m_slp	9,8	4,8	2,3	n.s.	n.s.	4,3	6,0	1,8	n.s.	2,9	6,6	14,7
p_f	3,2	n.s.	n.s.	1,8	2,8	4,5	4,6	5,1	n.s.	n.s.	1,3	2,0
p_u	7,7	1,9	n.s.	n.s.	3,6	11,1	9,4	6,5	3,0	1,5	n.s.	1,8
p_v	3,3	8,9	14,4	21,1	23,3	16,7	23,7	21,4	15,0	13,5	7,8	4,4
p_z	7,0	6,5	3,3	1,5	n.s.	1,2	6,1	2,8	n.s.	5,2	17,7	20,4
p_th	1,2	n.s.	n.s.	n.s.	2,8	6,5	8,9	8,4	8,1	4,3	0,6	n.s.
p_zh	4,6	9,9	15,9	23,5	24,6	19,3	25,4	24,9	19,6	21,0	11,9	8,8
p5_f	n.s.	n.s.	2,6	n.s.	1,4	7,3	1,4	2,4	3,2	n.s.	1,6	n.s.
p5_u	13,8	9,6	8,9	6,4	0,6	2,0	n.s.	n.s.	2,7	0,6	n.s.	8,2
p5_v	1,1	1,5	2,5	6,1	0,6	n.s.	n.s.	0,9	0,9	4,5	3,7	2,6
p5_z	8,0	10,3	19,2	12,9	23,4	31,3	36,8	36,2	19,8	9,4	3,6	5,2
p500	28,6	35,2	49,2	43,7	48,9	60,2	56,5	55,1	48,4	34,6	27,0	30,9
p5th	8,0	3,0	3,2	2,2	n.s.	n.s.	0,7	0,6	n.s.	n.s.	n.s.	4,9
p5zh	1,3	1,3	2,3	5,2	0,5	n.s.	n.s.	1,1	1,0	4,7	3,3	2,3
p8_f	3,0	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,8	n.s.	n.s.	1,3	4,9	1,9
p8_u	15,9	7,6	4,9	1,2	0,6	2,3	2,4	1,8	0,7	1,3	1,0	5,0
p8_v	4,3	9,0	14,6	20,1	15,3	11,3	17,0	16,9	12,7	13,8	9,6	7,7
p8_z	5,3	4,1	1,0	n.s.	3,8	12,1	15,9	9,9	2,2	n.s.	6,1	11,3
p850	n.s.	2,1	6,9	8,8	13,4	28,6	24,0	17,6	10,1	1,5	n.s.	n.s.
p8th	6,6	2,1	n.s.	n.s.	n.s.	3,1	5,5	5,5	4,2	2,4	0,8	1,9
p8zh	5,2	9,9	15,4	20,2	14,0	10,1	16,9	18,2	14,4	16,8	10,2	9,0
rhum	12,9	12,5	17,0	6,0	n.s.	0,7	1,3	0,6	n.s.	1,6	5,7	13,2
s500	37,2	30,2	28,3	17,9	16,2	7,9	4,0	9,5	12,5	22,8	31,2	32,4
s850	72,3	64,9	64,1	47,9	31,6	27,2	17,3	30,2	40,1	49,5	59,8	73,1
sphu	79,2	74,1	78,3	73,4	45,1	48,1	52,4	62,7	68,3	72,3	73,3	74,5
temp	84,4	79,4	82,0	75,5	49,9	44,8	61,0	69,1	72,8	75,8	77,6	81,6

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.X. Variance expliquée de la précipitation - station La Tuque (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
m_slp	n.s.	n.s.	n.s.	2,7	6,0	4,6	4,0	3,3	6,7	6,2	1,5	n.s.
p_f	0,8	n.s.	n.s.	0,5	1,6	n.s.	n.s.	n.s.	1,5	n.s.	n.s.	0,6
p_u	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,3	2,3	4,7	1,4	2,3	0,9	n.s.	1,1
p_v	15,8	16,6	17,6	20,4	19,5	13,5	12,4	10,7	9,9	14,3	19,0	15,2
p_z	n.s.	1,3	n.s.	1,1	5,4	2,3	1,5	2,0	3,6	5,7	1,8	n.s.
p_th	n.s.	0,7	n.s.	1,1	1,9	2,0	7,0	2,7	2,8	1,6	n.s.	n.s.
p_zh	15,0	14,7	10,3	15,5	13,3	9,4	10,6	6,2	5,9	7,8	11,7	12,4
p5_f	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p5_u	n.s.	n.s.	0,7	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,6	n.s.
p5_v	1,9	1,6	4,2	7,6	8,2	5,9	3,3	4,0	2,7	7,0	5,9	2,4
p5_z	4,4	3,2	3,2	4,2	1,2	n.s.	0,6	n.s.	0,6	n.s.	3,6	6,7
p500	3,6	3,3	3,0	2,8	0,9	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,5	4,2
p5th	0,7	n.s.	2,4	n.s.	2,5	3,0	3,5	4,2	3,3	4,0	0,9	n.s.
p5zh	1,4	1,9	1,9	7,3	7,8	7,6	6,7	5,3	4,9	7,7	5,4	2,2
p8_f	1,8	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,7	n.s.	2,0	n.s.	n.s.	0,9
p8_u	n.s.	0,8	1,1	n.s.	n.s.	1,5	2,8	0,9	1,6	1,3	n.s.	0,5
p8_v	13,7	14,3	16,7	19,8	20,6	13,3	10,3	9,8	9,8	16,5	18,0	14,7
p8_z	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	2,9	1,1	n.s.	0,6	1,1	1,9	n.s.	n.s.
p850	0,7	n.s.	n.s.	n.s.	1,9	2,2	1,9	1,6	3,7	2,2	n.s.	n.s.
p8th	3,6	5,8	4,1	1,3	3,7	2,6	5,7	3,9	5,9	6,5	2,3	1,3
p8zh	13,4	14,3	10,6	18,2	17,9	13,4	12,0	8,2	8,9	11,5	13,3	12,1
rhum	0,7	0,6	1,6	4,0	7,6	3,8	n.s.	0,8	2,6	2,9	3,0	n.s.
s500	7,2	8,8	11,2	17,4	16,8	6,7	8,6	5,8	5,7	10,6	10,8	11,8
s850	2,8	4,0	4,9	7,2	9,9	6,1	3,8	3,8	5,9	9,0	7,6	2,8
sphu	4,2	7,7	5,3	6,6	6,3	2,5	2,8	2,9	4,8	7,8	7,4	3,7
temp	4,3	7,2	3,9	5,4	4,2	0,9	1,3	1,3	3,1	7,2	6,6	3,8

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.XI. Variance expliquée de la précipitation - station Barrage Mattawin (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
Mslp	1,4	2,2	2,5	4,3	7,6	6,5	3,3	3,8	4,6	2,9	2,3	0,7
p_f	4,5	2,8	1,9	1,6	2,1	n.s.	1,7	n.s.	1,0	n.s.	2,6	2,7
p_u	3,7	1,3	2,8	1,5	n.s.	n.s.	1,9	n.s.	n.s.	1,1	4,9	4,6
p_v	13,1	18,2	8,9	12,4	11,0	5,8	10,6	8,3	10,9	7,3	9,1	10,2
p_z	4,9	4,9	4,3	2,8	11,6	6,3	4,0	4,4	7,1	4,6	5,3	3,3
p_th	1,0	0,9	n.s.	n.s.	1,1	n.s.	2,4	n.s.	n.s.	n.s.	0,8	1,1
p_zh	7,1	9,9	3,2	4,4	3,6	1,4	4,5	2,1	2,0	2,8	3,6	7,7
p5_f	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p5_u	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p5_v	5,1	10,2	7,3	6,2	9,3	4,5	4,1	4,6	4,3	7,5	6,6	6,5
p5_z	4,5	7,1	3,4	1,7	n.s.	n.s.	0,7	n.s.	2,3	0,8	2,9	5,5
p500	5,1	8,3	1,9	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,8	5,9
p5th	n.s.	2,6	1,6	1,9	1,2	n.s.	2,6	4,9	2,2	3,8	3,0	n.s.
p5zh	2,7	6,4	2,4	3,3	5,7	4,0	5,7	3,3	4,1	5,1	5,0	4,2
p8_f	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p8_u	2,7	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,2	n.s.	n.s.	n.s.	3,3	3,6
p8_v	15,4	22,8	11,3	13,7	15,6	7,1	9,9	8,8	12,6	10,4	10,8	12,4
p8_z	3,2	1,1	2,0	1,4	7,4	1,8	n.s.	0,9	2,4	2,4	1,3	2,0
p850	n.s.	n.s.	n.s.	1,7	3,4	2,7	1,2	1,1	1,4	0,8	n.s.	n.s.
p8th	n.s.	3,5	n.s.	n.s.	3,4	1,8	5,4	3,9	3,7	1,9	n.s.	n.s.
p8zh	8,6	14,5	5,1	7,1	8,8	3,6	7,1	3,8	5,1	5,0	5,5	9,4
rhum	n.s.	n.s.	1,3	1,6	6,6	2,9	n.s.	n.s.	2,2	2,9	1,3	n.s.
s500	20,9	25,3	20,6	15,1	15,5	10,1	7,3	10,7	15,6	13,1	16,6	21,3
s850	8,1	14,2	7,5	4,9	9,1	9,5	4,3	5,4	9,3	7,0	10,7	6,4
sphu	7,9	14,6	5,1	2,8	4,1	7,1	4,0	5,9	8,6	4,7	7,8	8,1
temp	7,1	13,5	4,1	2,0	2,5	3,2	1,5	2,2	4,8	3,1	6,3	7,5

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.XII. Variance expliquée de la précipitation - station St-Michel-des-Saints (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	1,4	5,9	4,1	10,0	11,1	15,0	12,1	7,9	10,9	15,6	4,6	1,6
p_f	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	2,4	0,8	1,7	0,7	1,9	3,6	1,4	n.s.
p_u	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	1,4	3,6	3,0	n.s.	0,7	n.s.	n.s.
p_v	19,3	15,2	16,6	13,6	13,1	7,8	9,7	8,0	6,7	6,3	14,7	13,6
p_z	4,0	10,1	5,4	9,2	15,0	11,3	9,7	8,8	14,0	12,4	8,7	3,4
p_th	2,1	n.s.	n.s.	n.s.	2,4	1,1	1,9	2,3	1,1	0,8	1,0	n.s.
p_zh	12,1	8,1	5,9	5,9	6,4	3,4	4,0	2,8	1,3	2,0	8,9	9,6
p5_f	n.s.	0,8	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p5_u	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,8	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p5_v	5,8	7,6	8,9	12,2	14,1	11,4	6,4	6,8	9,4	13,8	9,5	4,0
p5_z	3,6	1,0	3,7	0,8	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,7	5,3
p500	5,2	1,0	3,7	0,7	n.s.	1,1	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	3,1
p5th	1,9	1,6	n.s.	2,0	1,8	4,1	4,7	7,3	4,7	7,3	2,0	1,3
p5zh	5,0	5,9	5,5	9,7	10,8	11,8	8,8	8,1	10,8	14,1	8,5	3,8
p8_f	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	n.s.	1,3	n.s.	0,7	3,1	n.s.	n.s.
p8_u	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,2	3,2	2,3	n.s.	1,1	n.s.	n.s.
p8_v	19,8	19,0	19,0	17,3	20,3	11,3	10,7	10,1	11,6	12,6	17,4	14,1
p8_z	1,6	4,7	2,0	5,1	11,9	9,1	4,9	3,8	9,1	10,5	3,3	1,5
p850	n.s.	1,5	n.s.	3,2	5,4	9,6	7,3	4,0	7,3	8,9	1,0	n.s.
p8th	6,0	5,4	3,0	n.s.	3,3	2,5	4,9	4,0	4,1	6,1	2,0	2,7
p8zh	14,6	12,8	10,5	11,7	13,8	9,4	8,3	7,1	6,1	7,2	12,5	12,1
rhum	n.s.	n.s.	3,2	6,8	13,9	10,8	2,5	4,7	5,0	3,1	0,9	n.s.
s500	12,4	13,8	17,0	17,9	16,2	9,0	10,8	7,3	12,3	11,0	9,2	12,1
s850	9,9	6,5	13,8	13,0	14,6	10,6	7,6	9,2	8,2	13,4	11,9	6,0
sphu	14,2	9,6	11,9	9,0	5,9	4,5	5,0	8,3	4,9	8,1	10,2	7,4
temp	13,6	9,9	10,4	8,0	3,0	0,9	0,8	1,5	2,0	7,3	9,5	7,3

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.XIII. Variance expliquée de la précipitation - station Gagnon A (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
m_slp	6,1	4,7	10,5	6,3	9,9	5,4	2,0	7,1	9,3	9,1	2,5	2,6
p_f	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	2,5	2,2	1,3	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	3,4
p_u	n.s.	n.s.	1,2	1,5	1,7	6,0	6,4	3,3	4,0	1,8	n.s.	n.s.
p_v	7,3	7,6	7,3	8,1	10,9	11,5	5,7	5,7	7,9	9,5	7,1	16,1
p_z	1,6	2,8	5,5	3,6	5,7	4,6	1,0	1,4	7,5	4,5	2,3	2,6
p_th	n.s.	n.s.	n.s.	1,2	2,2	5,1	3,2	1,7	2,8	1,8	n.s.	n.s.
p_zh	7,5	6,6	5,6	7,2	10,1	10,1	4,9	6,5	8,2	9,8	7,5	14,6
p5_f	n.s.	n.s.	n.s.	2,2	n.s.	n.s.	0,9	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p5_u	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,1	2,2	n.s.	0,9	n.s.	n.s.	n.s.
p5_v	2,2	5,8	9,9	8,9	8,2	8,8	2,6	5,6	7,9	11,1	7,5	4,2
p5_z	1,2	n.s.	n.s.	n.s.	1,1	1,0	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	4,4
p500	0,8	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	2,5	n.s.	5,0
p5th	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	5,7	6,8	3,2	5,2	3,9	n.s.	n.s.
p5zh	2,2	5,9	9,0	9,3	8,9	9,8	3,2	6,8	10,0	12,2	7,5	4,1
p8_f	n.s.	n.s.	n.s.	2,9	2,9	3,4	1,6	1,8	2,3	1,6	n.s.	n.s.
p8_u	n.s.	n.s.	n.s.	1,3	0,9	5,3	4,8	2,3	4,3	2,0	n.s.	n.s.
p8_v	6,5	8,8	10,3	11,7	13,0	15,1	5,8	6,8	10,3	13,4	8,6	14,9
p8_z	2,0	3,0	6,1	4,1	4,9	3,5	n.s.	1,5	5,8	4,5	2,2	1,7
p850	2,6	1,6	7,0	3,7	4,4	2,2	1,0	5,3	6,2	7,8	1,3	n.s.
p8th	n.s.	n.s.	1,9	1,6	1,3	4,6	4,5	3,5	5,1	3,9	1,3	2,6
p8zh	6,8	9,6	9,3	12,2	14,5	14,9	6,2	8,2	11,5	14,4	8,8	15,1
rhum	2,7	0,9	4,9	6,9	10,8	11,1	5,2	2,1	6,3	9,6	2,1	4,1
s500	10,5	7,0	9,7	14,3	15,8	10,5	2,0	3,3	6,8	6,5	4,6	13,8
s850	7,6	5,9	7,7	8,6	12,3	11,1	6,0	3,1	7,8	5,8	3,5	11,7
sphu	7,4	7,3	6,2	3,5	7,8	5,3	3,2	1,6	4,9	3,4	4,0	14,3
temp	8,7	7,7	5,1	2,5	4,9	2,6	1,0	n.s.	3,3	2,0	4,7	13,8

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.XIV. Variance expliquée de la précipitation - station Sept-Îles A (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
m_slp	1,0	3,0	7,9	8,9	13,2	12,8	7,1	7,0	12,8	13,0	3,4	3,1
p_f	6,8	2,7	0,6	1,7	1,2	1,9	1,1	n.s.	n.s.	n.s.	1,7	6,4
p_u	2,2	n.s.	0,8	2,9	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,8	2,4	2,8
p_v	26,5	22,2	17,2	12,7	12,7	10,6	6,4	13,0	17,6	15,5	22,0	26,7
p_z	1,9	3,2	6,3	9,1	12,4	12,3	10,1	7,3	11,3	10,1	5,2	3,8
p_th	n.s.	n.s.	n.s.	1,8	n.s.	n.s.	n.s.	1,1	n.s.	n.s.	1,2	n.s.
p_zh	26,0	19,7	16,5	11,0	11,3	9,3	4,5	11,7	15,4	15,6	22,3	26,4
p5_f	0,8	4,0	0,7	1,1	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,7	n.s.	1,6	1,0
p5_u	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p5_v	14,5	14,7	17,6	19,9	17,2	13,3	8,1	12,7	11,8	18,2	16,7	16,3
p5_z	2,8	3,0	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,8	4,9
p500	5,0	5,0	n.s.	0,6	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	2,7	5,3
p5th	0,7	n.s.	0,6	n.s.	1,0	2,7	3,5	6,0	6,7	5,7	2,5	0,5
p5zh	12,7	14,5	16,5	19,1	16,8	14,3	7,8	12,5	12,5	18,4	16,5	16,0
p8_f	1,6	n.s.	n.s.	1,0	n.s.	0,7	0,9	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,1
p8_u	n.s.	n.s.	n.s.	1,7	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,0
p8_v	27,9	25,6	22,6	18,1	17,8	15,0	8,6	15,8	21,1	22,5	24,6	29,3
p8_z	2,2	3,2	7,5	10,3	15,4	12,3	8,0	5,9	11,1	9,4	5,2	3,3
p850	n.s.	n.s.	3,5	3,9	7,6	8,0	4,2	3,8	8,2	7,8	0,6	n.s.
p8th	1,7	1,5	n.s.	n.s.	0,8	1,8	1,0	3,5	2,5	2,7	1,6	2,3
p8zh	27,2	25,3	23,4	19,4	19,3	16,1	7,6	15,4	19,9	22,7	25,3	30,5
rhum	3,6	3,7	9,6	16,5	27,7	20,9	11,1	10,7	12,9	13,6	7,1	8,5
s500	18,3	20,4	18,0	23,8	18,9	18,7	12,1	14,7	22,6	16,5	21,4	21,5
s850	12,7	16,4	14,5	21,0	21,2	17,7	13,9	11,8	14,0	16,5	19,4	15,3
sphu	12,5	18,2	12,1	9,9	5,7	4,3	4,2	5,5	7,7	9,9	16,3	15,7
temp	12,7	18,2	10,6	7,6	2,7	1,2	1,3	1,7	4,5	8,6	13,9	15,5

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.XV. Variance expliquée de la précipitation - station Wabush Lake A (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	5,9	9,8	14,0	18,2	17,8	15,9	16,0	15,9	17,6	12,0	10,8	9,3
p_f	0,7	3,8	3,6	8,3	4,2	4,1	2,5	2,1	1,4	2,3	n.s.	0,9
p_u	6,9	2,1	2,0	2,4	0,7	n.s.	n.s.	n.s.	0,8	1,1	2,1	5,0
p_v	4,3	1,6	1,7	n.s.	2,3	3,2	1,0	2,5	2,0	1,4	2,4	5,0
p_z	5,7	10,6	14,8	13,1	17,8	9,9	15,5	12,7	16,1	11,5	10,9	11,6
p_th	2,0	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,7
p_zh	4,7	1,8	2,6	n.s.	3,4	4,2	1,1	2,0	2,5	1,6	3,1	6,2
p5_f	0,6	1,5	1,1	1,3	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,3
p5_u	2,2	1,7	n.s.	n.s.	n.s.	1,1	0,5	n.s.	n.s.	n.s.	0,7	n.s.
p5_v	6,3	5,9	9,6	12,7	11,8	12,3	9,0	8,8	13,0	6,8	8,1	5,8
p5_z	1,7	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1,2	1,7	3,1	2,0	0,8	1,2
p500	3,6	0,8	n.s.	1,6	1,1	0,7	3,0	3,7	4,4	5,1	0,6	2,5
p5th	0,9	1,5	n.s.	n.s.	n.s.	6,0	3,1	1,8	2,1	0,6	n.s.	n.s.
p5zh	6,3	6,2	10,2	13,2	11,9	11,7	7,5	8,2	12,6	6,6	7,6	5,6
p8_f	n.s.	1,1	1,2	4,0	0,8	1,5	1,4	1,6	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p8_u	7,1	3,0	1,2	2,0	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	4,1
p8_v	6,6	4,2	6,3	4,2	8,4	9,2	3,6	5,4	5,4	4,0	4,5	7,5
p8_z	7,1	12,1	13,6	17,4	15,6	17,6	14,6	14,2	18,7	13,4	11,4	10,7
p850	0,9	3,4	7,4	13,5	12,1	11,3	12,7	13,2	15,5	12,0	7,3	2,7
p8th	0,6	1,2	n.s.	0,6	n.s.	1,1	0,8	0,7	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p8zh	7,5	5,3	7,4	5,0	9,5	9,2	3,6	5,4	5,8	4,3	4,9	8,0
rhum	n.s.	3,8	5,0	10,4	10,0	12,0	14,8	9,6	15,1	4,5	1,1	5,3
s500	17,2	16,6	11,5	13,0	14,1	16,2	11,7	7,4	8,4	4,7	7,0	19,0
s850	13,4	13,4	8,4	8,0	12,7	10,8	10,2	6,7	6,8	3,9	7,7	12,8
sphu	14,1	14,1	7,3	3,2	4,5	1,8	2,6	1,7	1,4	0,9	6,9	14,7
temp	16,2	15,6	8,8	3,3	3,6	n.s.	n.s.	n.s.	0,9	1,1	8,0	16,9

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.XVI. Variance expliquée de la précipitation - station Kuujjuarapik A (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	11,8	7,5	12,6	15,0	16,6	18,7	17,8	19,5	14,4	9,0	6,7	6,8
p_f	4,3	2,9	7,6	2,5	4,9	2,6	3,5	6,6	7,6	5,6	4,5	3,2
p_u	n.s.	1,4	3,1	8,0	9,6	10,9	13,9	15,1	14,4	7,5	9,6	6,8
p_v	n.s.	2,4	n.s.	n.s.	1,0	2,7	3,7	2,4	n.s.	2,1	2,4	0,7
p_z	12,9	13,5	16,2	7,9	7,3	11,8	10,8	8,0	5,7	8,2	3,9	2,0
p_th	n.s.	1,5	0,8	3,6	3,8	5,7	7,2	6,2	3,6	1,6	2,4	3,7
p_zh	n.s.	2,4	n.s.	n.s.	1,3	1,8	2,9	1,2	n.s.	2,3	2,4	0,6
p5_f	0,8	n.s.	n.s.	2,7	0,9	2,4	4,0	5,0	5,6	3,0	7,8	2,5
p5_u	n.s.	n.s.	n.s.	2,9	2,3	4,1	8,6	6,8	6,4	2,5	7,5	3,1
p5_v	2,5	1,4	4,1	5,1	8,6	8,7	9,3	6,8	3,9	1,4	0,7	1,1
p5_z	0,6	1,0	n.s.	3,3	9,7	2,0	5,9	3,5	6,2	6,8	8,3	n.s.
p500	1,5	2,4	n.s.	2,6	9,7	1,9	5,8	5,8	8,0	8,2	10,6	n.s.
p5th	n.s.	n.s.	n.s.	3,1	3,6	3,9	8,0	6,0	4,3	2,0	1,7	1,2
p5zh	2,9	2,0	4,3	5,4	9,7	8,9	10,5	7,1	3,9	1,6	0,9	0,9
p8_f	1,8	2,3	4,2	5,2	9,5	8,3	9,8	12,7	14,8	7,4	8,2	4,8
p8_u	n.s.	0,9	1,7	7,8	9,1	11,2	14,7	15,0	15,7	6,6	10,3	8,0
p8_v	1,6	3,9	2,4	2,0	n.s.	7,1	6,5	3,9	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p8_z	7,6	8,9	12,4	13,8	16,3	13,1	13,1	10,1	12,0	13,0	8,0	3,8
p850	3,1	1,4	6,8	12,7	19,8	13,0	16,1	18,0	15,9	11,0	9,8	4,9
p8th	n.s.	1,8	n.s.	5,9	3,3	9,3	9,5	5,3	6,8	1,2	2,7	4,1
p8zh	1,8	4,1	1,8	1,4	n.s.	6,6	6,5	2,9	n.s.	0,6	0,7	n.s.
rhum	3,1	4,1	3,5	1,8	4,8	3,0	7,7	5,1	4,6	4,4	0,8	n.s.
s500	15,9	13,5	9,4	3,8	2,1	7,6	5,5	5,9	1,1	n.s.	n.s.	2,2
s850	15,0	14,2	8,1	8,6	5,3	11,9	10,0	8,2	4,8	3,8	1,4	2,7
sphu	16,6	16,2	5,8	2,2	n.s.	3,5	5,8	3,0	n.s.	n.s.	n.s.	3,5
temp	19,3	19,2	6,4	2,2	0,7	1,3	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	4,7

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.XVII. Variance expliquée de la précipitation - station Nitchequon (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	5,7	9,1	9,6	9,2	8,6	18,1	9,0	16,1	6,5	6,5	11,1	11,6
p_f	1.0	1.8	3.7	5.5	2.9	n.s.	1.6	2.5	0.9	n.s.	n.s.	n.s.
p_u	3.0	2.3	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	2.2	0.8	1.0	n.s.	n.s.	n.s.
p_v	4,5	6,1	7,6	9,5	8,7	2,7	4,7	4,8	11,1	11,5	8,5	7,8
p_z	1.8	1.8	0.8	1.7	1.6	5.8	2.8	8.1	2.5	1.3	3.0	2.2
p_th	1.7	2.3	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p_zh	2,8	3,6	6,0	8,1	7,6	2,2	3,8	4,5	8,8	10,0	6,5	5,5
p5_f	n.s.	n.s.	1.1	0.8	0.7	n.s.	1.8	1.1	n.s.	2.1	n.s.	n.s.
p5_u	n.s.	0.8	n.s.	0.7	n.s.	0.8	2.4	n.s.	n.s.	1.2	n.s.	n.s.
p5_v	1.6	4.0	2.9	2.6	2.9	3.8	n.s.	0.8	n.s.	n.s.	n.s.	3.1
p5_z	n.s.	n.s.	3.2	5.2	8.8	9.1	7.5	14.9	13.9	8.7	6.6	3.6
p500	n.s.	n.s.	2.3	5.4	8.1	10.5	9.4	14.5	11.6	12.0	4.3	n.s.
p5th	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	2.2	1.1	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p5zh	1.5	4.1	2.7	2.1	3.1	3.7	n.s.	0.9	n.s.	n.s.	n.s.	3.2
p8_f	n.s.	n.s.	1.5	7.2	4.3	1.0	3.7	3.8	1.2	1.3	0.8	0.7
p8_u	2.2	2.4	n.s.	1.1	0.9	n.s.	2.9	1.1	0.8	n.s.	n.s.	n.s.
p8_v	1.1	n.s.	2.1	2.9	2.0	n.s.	2.1	1.6	6.1	8.4	4.7	2.0
p8_z	3,9	6,3	6,6	8,6	9,7	14,3	10,2	18,9	10,3	5,9	6,5	7,3
p850	2,0	4,4	9,7	13,4	13,1	21,3	13,7	22,6	11,3	11,4	11,0	7,7
p8th	0.8	n.s.	n.s.	1.4	n.s.	1.1	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p8zh	0.7	n.s.	1.6	2.6	1.6	n.s.	1.3	1.4	5.2	7.2	4.5	1.2
rhum	0.8	0.9	n.s.	2.6	5.1	12.0	13.0	21.5	11.5	3.7	1.7	n.s.
s500	8.6	6.5	1.5	1.7	n.s.	1.1	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	2.8
s850	5.3	4.8	1.0	2.1	1.5	4.9	2.2	3.5	n.s.	n.s.	1.2	4.1
sphu	5.0	3.2	n.s.	1.1	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	0.8	1.2	1.3	3.9
temp	5.5	3.8	n.s.	0.1	0.9	1.1	6.0	5.2	3.6	2.0	2.1	4.1

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle

Tableau A.XVIII. Variance expliquée de la précipitation - station Schefferville A (%)

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
mslp	11,4	15,0	15,1	21,2	15,3	18,4	19,8	18,8	18,2	14,7	11,5	12,3
p_f	4.8	8.9	3.8	10.6	6.7	4.0	5.1	5.5	4.7	5.4	3.0	3.9
p_u	1.7	1.3	n.s.	0.6	n.s.	n.s.	1.1	2.0	0.7	n.s.	0.8	1.8
p_v	2.2	n.s.	2.1	n.s.	n.s.	1.5	n.s.	1.4	0.9	1.1	2.1	2.2
p_z	10,0	9,6	16,1	15,8	14,2	12,3	15,0	12,3	16,4	14,5	14,5	14,4
p_th	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	1.4	0.9	1.2	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
p_zh	2.5	n.s.	2.9	n.s.	n.s.	2.1	n.s.	1.5	1.3	1.5	2.3	3.4
p5_f	1.4	n.s.	1.0	2.1	0.9	1.1	1.1	n.s.	1.3	n.s.	n.s.	0.7
p5_u	1.4	4.8	n.s.	0.7	n.s.	0.9	0.8	n.s.	1.7	n.s.	0.5	0.9
p5_v	5.1	5.0	9.3	9.8	6.4	8.3	6.9	8.1	6.6	6.1	5.0	7.6
p5_z	1.2	n.s.	n.s.	n.s.	0.7	1.2	2.7	2.5	2.8	1.4	n.s.	0.8
p500	3.0	0.8	n.s.	0.9	1.8	2.1	3.9	4.1	3.8	4.1	n.s.	2.8
p5th	0.6	2.8	n.s.	n.s.	0.6	5.3	2.6	2.5	1.9	n.s.	n.s.	n.s.
p5zh	5.2	5.3	9.9	11.5	7.2	8.7	6.1	8.5	7.1	6.1	4.5	7.3
p8_f	1.8	3.1	1.4	8.3	4.1	3.4	4.9	5.1	3.3	1.7	1.6	1.4
p8_u	3.2	4.6	n.s.	0.9	n.s.	n.s.	2.1	1.6	1.6	n.s.	n.s.	1.7
p8_v	4.4	2.3	7.2	2.8	2.1	5.3	2.5	3.8	2.9	2.9	3.2	5.3
p8_z	12,8	15,7	18,7	19,4	15,6	17,5	16,6	15,1	15,9	16,2	14,2	14,0
p850	3.1	6.1	6.4	14.6	12.0	14.0	16.1	14.1	15.1	13.8	7.1	3.9
p8th	n.s.	2.2	n.s.	0.6	n.s.	1.9	1.9	0.8	0.8	n.s.	n.s.	n.s.
p8zh	5.3	3.0	8.5	3.6	3.2	6.3	2.5	4.3	3.1	3.6	3.6	6.3
rhum	1.7	2.3	6.3	8.4	8.0	9.2	15.5	7.8	9.9	7.6	3.1	5.4
s500	28.4	22.5	17.7	16.9	10.7	13.3	10.3	7.6	7.7	7.7	13.7	23.1
s850	17,9	15,6	14,3	10,8	8,1	7,5	11,0	7,5	7,8	7,1	9,3	17,5
sphu	21.5	17.3	13.4	5.4	2.3	1.9	3.0	1.7	2.3	3.0	10.2	19.3
temp	24.0	18.3	14.0	4.9	1.4	0.6	n.s.	0.6	1.8	2.7	11.8	21.6

n.s. : La relation n'est pas significative au seuil $\alpha = 0,05$

Les variables (et leurs valeurs) en gras ont été sélectionnées pour le test de corrélation partielle