

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE DES DÉBITS DES COURS D'EAU CANADIENS DANS UN  
CLIMAT CHANGEANT

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR  
VINCENT POITRAS

SEPTEMBRE 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à faire d'incommensurables remerciements à ma directrice de recherche Laxmi Suhama qui m'a donné un soutien indéfectible tout au long de ma maîtrise. J'aimerais également remercier Frank Seglenieks, chercheur à l'Université de Waterloo, qui m'a révélé tous les secrets du schéma de routage WATroute. J'aimerais aussi remercier Naveed Khaliq, chercheur à Environnement Canada, qui m'a fait bénéficier de son expertise en statistique pour l'analyse d'événements extrêmes. Enfin, j'aimerais saluer les professeurs et les chercheurs de l'UQAM, ceux d'Ouranos, ainsi que mes collègues étudiants qui sont trop nombreux pour être tous nommés mais dont l'aide et le support m'ont été indispensables.

# TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES TABLEAUX.....	v
LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES ACRONYMES .....	ix
LISTE DES SYMBOLES .....	xi
RÉSUMÉ.....	xiv
INTRODUCTION.....	1
ABSTRACT .....	9
1. Introduction .....	11
2. Model, data and methods.....	13
2.1. Canadian RCM .....	13
2.2. Observational data.....	14
2.3. Methodology.....	15
2.3.1 Mean flows.....	16
2.3.2 Extreme flows.....	19
3. Results.....	20
3.1. Mean flows.....	20
3.1.1. Validation .....	20
3.1.2. Projected changes .....	23
3.2. Low flows.....	24
3.2.1. Validation .....	24
3.2.2. Projected changes .....	26
3.3. High flows .....	27
3.3.1. Validation .....	27
3.3.2. Projected changes .....	28

4. Summary and conclusions.....	28
TABLEAUX .....	32
FIGURES .....	36
RÉFÉRENCES .....	63
CONCLUSION .....	69
ANNEXE A: ÉQUATION DE ROUTAGE .....	74
ANNEXE B: CRÉATION DU RÉSEAU DIGITAL D'ÉCOULEMENT .....	77

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Table 1: Lake routing parameters for the Great Lakes. Observed levels in current climate are from NOAA and projected departure levels for future climate follow Angel and Kunkel (2009). .....	33
Table 2: Details of the gauging stations used in the validation of streamflows. Data come from HYDAT for all basins except Yukon and Columbia and are available on a daily basis. RivDis dataset is used for Yukon and Columbia and are available on a monthly basis.....	33
Table 3: Comparison of observed and CGCM•ERA40c mean daily hydrographs (monthly for Yukon and Fraser). The comparison period depends on the availability of observed data (see Table 2).. .....	34
Table 4: Comparison of CGCM•ERA40c and CGCM•CGCMc simulated 30-year mean daily hydrograph (1961-1990).. .....	34
Table 5: Comparison of CGCM•CGCMc (1961-1990) and CGCM•CGCMf (2041-2070) simulated 30-year mean daily hydrograph. ....	35

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 1: CRCM computational domain in polar stereographic projection, with the studied basins. The ones in white are the sub-basins; Ottawa is a subbasin of St. Lawrence, North and South Saskatchewan that of Nelson and Peace and Athabasca that of MacKenzie. ....	37
Figure 2: Observed (black), CRCM•ERA40c unrouted (purple) and routed (green) mean daily hydrographs. The comparison period varies from basin to basin, depending on the availability of observational data, and is indicated on each subfigure .....	38
Figure 3: 30-year mean daily hydrographs for CRCM•ERA40c (1961-1990; green), CRCM•CGCMc (1961-1990; blue) and CRCM•CGCMf (2041-2070; red). The shaded area (for the blue and red curves) represent the member spread of respective ensembles. Data have been smoothed with a 31-day running mean.....	39
Figure 4: Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean annual streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the forcing errors are not significant according to a <i>t</i> -test at significance level of 0.05.....	40
Figure 5: Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean winter (DJF) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the forcing errors are not significant according to a <i>t</i> -test at significance level of 0.05. ....	41
Figure 6: Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean springs (MAM) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the forcing errors are not significant according to a <i>t</i> -test at significance level of 0.05.....	42
Figure 7: Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean summer (JJA) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the forcing errors are not significant according to a <i>t</i> -test at significance level of 0.05. ....	43
Figure 8: Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean autumn (SON) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the forcing errors are not significant according to a <i>t</i> -test at significance level of 0.05. ....	44

- Figure 9: Spatial distribution of the projected changes to the 30-year mean annual streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the projected changes are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05. ....45
- Figure 10: Spatial distribution of the projected changes to the 30-year mean winter (DJF) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the projected changes are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05. ....46
- Figure 11: Spatial distribution of the projected changes to the 30-year mean springs (MAM) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the projected changes are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05. ....47
- Figure 12: Spatial distribution of the projected changes to the 30-year mean summer (JJA) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the projected changes are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05. ....48
- Figure 13: Spatial distribution of the projected changes to the 30-year mean autumn (SON) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the projected changes are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05. ....49
- Figure 14-a: Scatter plots of annual 15-day low flows for observed (black triangles), CRCM•ERA40c (green circles) and CRCM•CGCMc (blue circles). Also shown are the distribution (in %; solid curves) of the 15-day low flow events that have been smoothed with a 7-day running mean. The left axis corresponds to the scatter plot and the right axis corresponds to the distribution. ....50
- Figure 14-b: Same figure 14-a but without observations to allow a better resolution of the vertical axis. ....51
- Figure 15: Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 10-year return levels of 15-day low flows for the FMAM period (in %). ....52
- Figure 16: Spatial distribution of the boundary forcing errors in the 10-year return levels of 15-day low flows for the ASOND period (in %). ....53
- Figure 17: Scatter plots of annual 15-day low flows for CRCM•CGCMc (blue circles) and CRCM•CGCMf (red circles). Also shown are the distribution (in %; solid curves) of the 15-day low flow events that have been smoothed with a 7-day running mean. The left axis corresponds to the scatter plot and the right axis corresponds to the distribution. ....54
- Figure 18: Spatial distribution of the projected changes to the 10-year return levels of 15-day low flows for the FAMM period (in %). ....55
- Figure 19: Spatial distribution of the projected changes to the 10-year return levels of 15-day low flows for the ASOND period (in %). ....56



Figure 20: Box plots of the annual number of days with flows below the low-flow threshold  $Q_{20p}$ . In each subfigure, the first (last) five boxes in blue (red) correspond to the five members of the CRCM•CGCMc (CRCM•CGCMf) ensemble. The bottom, middle and upper lines correspond to the lower quartile, median and upper quartile. The whiskers extend from each end of the box to show the extent of the rest of the data.....57

Figure 21: Scatter plots of annual 1-day high flows for observed (black triangles), CRCM•ERA40 (green circles) and CRCM•CGCM (blue circles). Also shown are the distribution (in %; solid curves) of the 1-day high flow events that have been smoothed with a 7-day running mean. The left axis corresponds to the scatter plot and the right axis corresponds to the distribution. ....58

Figure 22: Spatial distribution of the boundary forcing errors in the 10-year return level of 1-day high flows for the MAMJJ period (in %). ....59

Figure 15: Scatter plots of annual 1-day high flows for CRCM•CGCMc (blue) and CRCM•CGCMf (red). Also shown are the distribution (in %; solid curves) of the 1-day high flow events that have been smoothed with a 7-day running mean. The left axis corresponds to the scatter plot and the right axis corresponds to the distribution. ....60

Figure 24 : Spatial distribution of the projected changes to the 10-year return level of 1-day high flows for the MAMJJ period (in %). ....61

Figure A1: (A), une représentation schématique d'un canal d'écoulement d'aire constante et de longueur  $L$ ; (B) une représentation schématique de l'aire d'écoulement du canal rempli à pleine capacité ( $A_{BF}$ ) et de l'aire d'écoulement associée avec la quantité d'eau excédentaire ( $A_{OB}$ ) .....62

## LISTE DES ACRONYMES

AIC	Akaike information criterion
AMNO	Amérique du Nord
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
CFCAS	Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences
CRCM	Canadian Regional Climate Model
ERA	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts re-analysis
ENA	Équivalent de neige en eau
GCM	Global Climate Model
GIEC	Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat
GEV	Generalized Extreme Value
GTOP30	Global Topographic Data (30 arc second)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
HYDAT	Hydroclimatological Data Retrieval Program (Canada)
MCG	Modèle climatique global
MRC	Modèle régional du climat
MRCC	Modèle régional du climat canadien

NARCCAP	North American Regional Climate Assessment Program
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NGA	National Geospatial-Intelligence Agency
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PCIC	Pacific Climate Impacts Consortium
RCM	Regional Climate Model
RivDis	Global River Discharge Database
SRES	Special Report on Emission Scenarios
SRTM30	Shuttle Radar Topography Mission 30 second product
SWE	Snow Water Equivalent
USGS	United States Geological Survey
UQAM	Université du Québec à Montréal

## LISTE DES SYMBOLES

$\Delta\bar{Q}$	Différence du débit moyen en pourcentage
$\Delta\bar{Q}_c$	Différence du débit moyen en pourcentage corrigé en fonction de l'aire de drainage réelle et celle utilisée dans les simulations
$\mu$	Paramètre de location de la distribution de valeur extrême généralisée
$\xi$	Paramètre d'échelle de la distribution de valeur extrême généralisée
$\sigma$	Paramètre de localisation de la distribution de valeur extrême généralisée
$A$	Aire d'écoulement
$A_{BF}$	Aire d'écoulement d'un réservoir rempli à pleine capacité
$A_{OB}$	Aire d'écoulement associée au débordement d'un réservoir
CRCM•CGCMc	Ensemble de cinq simulations du climat présent (1961-1990) produite MRCC piloté par le MCGC.
CRCM•CGCMf	Ensemble de cinq simulations du climat futur (2041-2070) produite MRCC piloté par le MCGC.

CRCM•ERA40c	Simulation du climat présent (1961-1990) produite MRCC piloté par ERA40.
$DA$	Aire de drainage
$E_a$	Erreur ou changement relatif associé à l'amplitude dans la climatologie annuelle du débit des cours d'eau
$E_m$	Erreur ou changement relatif associé à la moyenne dans la climatologie annuelle du débit des cours d'eau
$E_p$	Erreur ou changement relatif associé à la phase dans la climatologie annuelle du débit des cours d'eau
$H$	Fonction de distribution cumulative de la distribution de valeur extrême généralisée
$i_0$	Recharge d'eau provenant du ruissellement produit dans la cellule même
$i_n$	Recharge d'eau provenant des cellules voisines
$I$	Recharge d'eau totale
$n$	Coefficient de rugosité de Manning d'un canal d'écoulement
$n_{OB}$	Coefficient de rugosité de Manning associé au débordement d'un réservoir
$L$	Longueur du canal d'écoulement
$L_i$	Niveau d'eau d'un lac (Grands Lacs)
$L_{i+1}$	Niveau d'eau du lac situé en aval du lac $i$ (Grands Lacs)
$Q$	Décharge d'eau d'un réservoir

$Q_{20p}$	Seuil de faible débit (établi au 20 <sup>e</sup> percentile)
$Q_1^{HF}$	Événement de crue (1 jour)
$Q_{15}^{LF}$	Événement d'étiage (15 jours)
$Q_{(1,10)}^{HF}$	Niveau de retour à 10 ans des événements de crue
$Q_{(1,10)}^{HF}$	Niveau de retour à 10 ans des événements d'étiage
$R$	Rayon hydraulique
$\tilde{s}$	Pente du canal d'écoulement
$S$	«Coefficient d'habileté» ( <i>Skill coefficient</i> )
$S_T$	Volume d'eau total contenu dans un réservoir
$S_{BF}$	Volume d'eau contenu dans un réservoir rempli à pleine capacité
$S_{OB}$	Volume d'eau associé au débordement d'un réservoir
$T$	Période de retour
$V$	Vitesse d'écoulement de l'eau dans le canal

## RÉSUMÉ

Selon le Groupe International d'Experts sur le Climat (IPCC, 2007), les changements climatiques vont entraîner une intensification du cycle hydrologique à l'échelle globale et un accroissement des précipitations dans certaines régions du monde, notamment celles situées aux latitudes moyennes et élevées. Des changements survenant au niveau de la quantité de précipitation saisonnière ainsi qu'au niveau de l'intensité et de la fréquence des événements extrêmes ont un impact direct sur l'amplitude des écoulements fluviaux saisonniers et sur la période d'occurrence et la fréquence des inondations et des sécheresses. De tels changements auront des impacts significatifs sur les ressources hydriques régionales. Cette étude se concentre sur la validation et l'évaluation des changements projetés au niveau des écoulements fluviaux moyens et au niveau de la période d'occurrence et de la fréquence des écoulements extrêmes, i.e. les écoulements de fort débit (crue) et de faible débit (étiage), pour les bassins canadiens sélectionnés. Cela se fait en utilisant un ensemble de simulations du Modèle régional du climat canadien correspondant au climat actuel (1961-1990) et à un climat futur (2041-2070) basé sur le scénario SRES A2. La validation est effectuée en évaluant les erreurs de performance et celles dues au pilotage, causées respectivement par la dynamique interne et la physique du modèle et par les erreurs associées au pilotage du modèle à ses frontières. Les résultats suggèrent des erreurs de performance positives des écoulements annuels moyens pour les bassins sans régulation situés dans la partie ouest du Canada (toujours supérieur à 30% sauf pour le bassin de l'Athabasca où la différence n'est que de 4%) en raison d'une surestimation de l'équivalent en eau de la neige (SWE). Les erreurs dues au pilotage sont, en général, plus petites que les erreurs de performance (le coefficient d'*habileté S* est inférieur à 85% pour 12 des 14 bassins dans le cas des erreurs de performance alors que ce n'est le cas que de 2 bassins pour les erreurs de pilotage) et présentent sauf pour les bassins situés plus au sud, un biais négatif (pouvant aller jusqu'à -25%). La validation des étiages suggère que le modèle a quelques difficultés pour reproduire l'amplitude observée et la période d'occurrence des étiages, tandis qu'au niveau des crues, le modèle reproduit raisonnablement la période d'occurrence, quoique avec quelques différences entre les amplitudes observées et modélisées. En général, les résultats suggèrent une augmentation de l'amplitude de l'écoulement hivernal et un pic de fonte de neige survenant plus tôt (une à deux semaines) pour les bassins situés plus au nord, de même que des changements significatifs quant aux caractéristiques des crues et des étiages.

Mots-clés: Changement climatique, crue, étiage, modèle climatique régional, écoulement fluvial.

## INTRODUCTION

Le cycle hydrologique peut sommairement être décrit comme étant un échange continu d'eau entre la surface terrestre et l'atmosphère complété par le transport horizontal de cette dernière dans ces deux domaines et le tout agrémenter de changement de phases. Le soleil est de loin la principale source d'énergie l'alimentant, permettant entre autres, l'évaporation de l'eau depuis les océans ou les surfaces continentales. L'eau contenue dans l'atmosphère pourra éventuellement se condenser et former des précipitations pour ensuite regagner la surface terrestre. Sur les surfaces émergées, l'eau ainsi précipitée est l'origine, de manière directe ou indirecte (via l'accumulation et la fonte de neige ou de glace), de la production de ruissellement qui alimente par voies souterraines ou par la surface les cours d'eau qui ultimement se jetteront dans un océan ou une mer intérieure. Le cycle hydrologique et le climat ont une très forte influence réciproque (e.g. Bierkens *et al.*, 2008). Par exemple, l'eau intervient dans le bilan radiatif de la Terre. Ainsi, la couverture nuageuse et l'étendue des surfaces enneigées ou glacées ont une incidence majeure sur l'albédo de notre planète et donc sur l'énergie qu'elle reçoit du soleil. La présence de nuages dans l'atmosphère contribue aussi, tout comme la présence de vapeur d'eau, à l'effet de serre en bloquant le rayonnement infrarouge en provenance de la surface terrestre. Grâce à ses propriétés thermodynamiques, l'eau est un des principaux vecteurs de la redistribution énergétique sur notre planète et ce, tant au plan vertical qu'horizontal. Par exemple, la chaleur latente impliquée dans les phénomènes d'évaporation et de condensation permet un transfert de l'énergie de la surface vers l'atmosphère pour ensuite pouvoir être transportée par les vents. On peut aussi penser à la grande capacité calorifique de l'eau qui permet, entre autres, le transport d'une quantité considérable d'énergie dans les courants océaniques tels que le *Gulf Stream*.

Étant donné les liens étroits unissant le climat et le cycle hydrologique, il est attendu que les changements climatiques auront un impact significatif sur les ressources hydriques



par tout sur le globe. Puisque le Canada compte parmi les pays qui possèdent les plus importantes réserves d'eau douce dans le monde, la stabilité de ces réserves en présence de changements climatiques est clairement un sujet de souci qui nécessite des informations détaillées et fiables (Environnement Canada, 2004). Ces informations peuvent évidemment être de natures très variées.

Le présent mémoire est spécifiquement consacré à évaluer l'impact qu'auront les changements climatiques sur le débit des cours d'eau canadiens. En plus de l'étude du débit moyen, nous attarderons à celle des débits d'étiage et de crue. Les principaux bassins versants canadiens (ou situés partiellement au Canada) sont étudiés dans ce mémoire : Saint-Laurent, Churchill, Nelson, Mackenzie, Yukon, Fraser et Columbia. L'étude de quelques-uns de ces bassins a été approfondie en considérant certains. C'est le cas pour celui du Saint-Laurent (sous-bassin de l'Outaouais), du MacKenzie (sous-bassins de la Peace et de l'Athabasca) et du fleuve Nelson (sous-bassins Saskatchewan Nord et Sud). Deux bassins de taille plus modeste, Grande-Rivière (ou Chisasibi) et Grande-Rivière-à-la-Baleine<sup>1</sup> ont également été considérés en raison de leur importance stratégique au niveau de la production hydroélectrique. En plus de la production d'énergie, l'ensemble des cours d'eau étudiés couvre une grande variété de secteurs d'activités. On peut, par exemple, penser à la navigation fluviale sur le Saint-Laurent, à l'utilisation industrielle d'eau pour l'extraction des sables bitumineux dans le bassin de l'Athabasca ou encore à l'usage intensif d'eau faite dans les bassins des rivières Saskatchewan pour l'élevage et l'agriculture. De plus, avec l'accroissement de la population, l'approvisionnement en eau à des fins domestiques constituera un enjeu majeur lors des années à venir à plusieurs endroits. Par ailleurs, avec le développement des régions nordiques, l'exploitation des fleuves Yukon et MacKenzie risque de s'accroître énormément dans le reste du siècle.

---

<sup>1</sup> Par souci de simplicité on référera au bassin de la Grande-Rivière-à-la-Baleine comme étant Grande-Baleine, et pour éviter toute confusion avec la Grande-Rivière, on utilisera le nom autochtone de cette dernière : Chisasibi.

Les modèles climatiques globaux (MCG) atmosphérique avec leur bilan d'eau fermé, comportant à la fois une branche terrestre et une branche atmosphérique, constituent des outils de choix pour simuler le climat à l'échelle globale. Toutefois en raison de leur résolution plutôt grossière, un certain nombre de processus hydrologiques ne peut pas être résolu par les MCG. Les modèles régionaux climatiques (MRC), avec leur résolution plus fine, constituent une alternative de choix pour étudier l'interaction entre le climat et les systèmes hydrologiques. Dans cette étude, le Modèle régional climatique canadien (MRCC version 4.2 - Caya et Laprise, 1999; Laprise *et al.*, 2008 ; de Elia *et al.* 2005) est utilisé et la production de ruissellement est effectuée au moyen d'un schéma de surface multicouche (Canadian Land Surface Scheme CLASS; Verseghy, 1991; Verseghy *et al.*, 1996). Par contre le model ne calcule pas le cheminement l'écoulement du ruissellement ainsi produit n'est effectué. Pour ce faire, nous avons dû avoir recours à un schéma de routage externe. Nous avons retenu le schéma WATroute (Kouwen *et al.*, 1993), car il est prévu que ce dernier soit éventuellement intégré dans CLASS comme schéma de routage par défaut. Ce mémoire permettra donc d'avoir une meilleure idée de l'habileté de WATroute à simuler des écoulements fluviaux à partir du ruissellement fourni par CLASS et ainsi de faciliter leur intégration. Il est à noter que WATroute n'avait jamais été utilisé pour traiter des données du MRCC. Il a donc été nécessaire, entre autres, d'adapter le schéma à la grille polaire-stéréographique du MRCC, ce qui a inclus notamment l'établissement d'un réseau digital d'écoulements (la procédure utilisée est brièvement décrite dans l'annexe B). Mentionnons également qu'une équation spécifiquement dédiée à la modélisation de débit de décharge des Grands Lacs a été implantée afin d'obtenir des résultats plus réalistes pour le bassin du Saint-Laurent. Bien qu'elle ait été de nature plutôt technique, cette phase d'adaptation du schéma de routage, qui a précédé l'étude de l'effet des changements climatique à proprement dit, a constitué la majeure partie du travail nécessaire à la réalisation de cette étude.

Dans un climat projeté plus chaud, la capacité de rétention d'eau de l'atmosphère devrait s'accroître, augmentant ainsi le potentiel d'évapotranspiration et de précipitation. Cela devrait mener à un cycle hydrologique intensifié et favoriser un plus grande variabilité climatique (Trenberth *et al.*, 2003). A priori, un plus grand potentiel d'évapotranspiration pourrait favoriser une décroissance du ruissellement. Toutefois le résultat net dépendra aussi

en grande partie des changements qui se produiront au niveau des précipitations. Dans son quatrième rapport, le Groupe intergouvernemental d'expert sur le climat (GIEC; IPCC, 2007) « *anticipe avec un degré de confiance élevé que d'ici au milieu du 21<sup>e</sup> siècle, le ruissellement augmentera de 10 à 40 % aux latitudes élevées et dans certaines régions tropicales humides [...] et diminuera de 10 à 30 % dans certaines régions sèches des latitudes moyennes et des zones tropicales sèches [...]* ». Plus spécifiquement pour l'Amérique du Nord l'IPCC (2007) rapporte plusieurs évidences d'occurrence hâtive des crues printanières ainsi qu'une augmentation de l'écoulement souterrain hivernal pour les bassins caractérisés par un important couvert nival en hiver.

La démarche utilisée dans ce projet de maîtrise est en grande partie inspirée de celle présentée dans Sushama *et al.* (2006). Dans cet article, le MRCC a été utilisé pour évaluer l'impact des changements climatiques sur plusieurs variables hydro-météorologiques: la précipitation, l'évaporation, le ruissellement, l'équivalent de en eau de la neige, l'humidité du sol ainsi que celle qui nous intéresse plus spécifiquement, le débit des cours d'eau. L'étude a porté sur six bassins majeurs d'Amérique du Nord dont cinq sont également considérés dans ce mémoire: Nelson, Churchill, Fraser, MacKenzie et Yukon, le sixième étant le Mississippi. Il est usuel dans ce genre d'étude d'évaluer le signal de changements climatiques comme étant la différence entre les simulations des climats futur et présent, plutôt que de faire une comparaison directe à des données d'observation. Cette démarche est basée sur l'hypothèse que certaines erreurs de simulation inhérentes au modèle utilisé et présentes à la fois dans le climat futur et dans le climat présent s'annulent, au moins partiellement. Néanmoins, l'étude des projections climatiques doit être accompagnée d'une évaluation des erreurs de modélisation. Pour un modèle régional climatique : il existe deux principales sources d'erreurs; l'une provient des imprécisions en lien avec les équations utilisées (erreurs de performance), tandis que l'autre a pour origine les erreurs que peuvent contenir les données utilisées pour le pilotage du modèle à ses frontières (erreurs dues au pilotage). Pour le climat présent, il est possible d'«éliminer» le dernier type d'erreur en utilisant des données de réanalyse (i.e. des données d'observation corrigées à l'aide d'un modèle pour atténuer les effets de l'imprécision des instruments et des méthodes de mesures) pour piloter le modèle puisque ces dernières sont censées reproduire de façon «parfaite» les

conditions réelles. Les données de simulation ainsi obtenues peuvent être comparées à des données d'observation afin d'extraire le signal d'erreur de performance. L'extraction du signal d'erreur dues au pilotage s'effectue de manière similaire, c'est-à-dire, en comparant des simulations pilotées par une réanalyse (ne contenant que des erreurs de performance) et des simulations pilotées par un MCG (contenant les deux types d'erreurs).

En revenant plus spécifiquement à l'étude du débit des cours d'eau effectuée par Suhama *et al.* (2006), les auteurs se sont non seulement intéressés aux changements projetés relativement à la climatologie annuelle des écoulement fluviaux, mais également aux effets qu'auront les changements climatiques sur les événements extrêmes tels que les débits de crue et les débits d'étiage. À ce sujet, rappelons qu'une des principales conclusions du quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007) était qu'au 21<sup>e</sup> siècle, les extrêmes climatiques allaient devenir plus fréquents, plus dispersés et plus intenses. Les principaux résultats pour les cinq bassins communs aux deux études sont les suivants. Dans le climat projeté (2041-2070), les débits d'automne, d'hiver et de printemps seront accrus pour les bassins du nord-ouest (Mackenzie, Yukon, Fraser) en comparaison des valeurs du climat de référence (1961-1990). En raison du climat plus chaud, les débits des fleuves Nelson et Churchill, qui drainent les prairies canadiennes, augmenteront à la fin de l'hiver, mais l'amplitude de leur crue printanière, causée par la fonte de la neige, se verra réduite. En ce qui a trait aux débits d'étiage, deux approches ont été privilégiées par Sushama *et al.* (2006). Dans l'une d'elles, un seuil de faible débit a été établi (défini comme étant 20<sup>e</sup> percentile du débit journalier des simulations pour la période 1961-1990) et les fréquences annuelles de journée avec un débit en-deçà de ce seuil ont été comparées pour les climats simulés présent et futur. En comparaison de la fréquence d'occurrence pour l'année médiane de la période 1961-1990, celle de la période 2041-2070 décroît dans les cinq bassins. L'autre approche utilisée a consisté à définir un événement d'étiage comme étant le minimum annuel du débit moyen d'une période de sept jours et à en étudier la distribution annuelle. Les résultats obtenus suggèrent un décalage dans la distribution de ces événements à partir de la fin de l'hiver vers l'automne pour ces trois bassins : Fraser, Nelson et Churchill. Ces deux périodes d'étiage sont en fait générées par deux mécanismes différents. La première est le résultat d'une longue période d'absence de ruissellement causée par le gel, tandis que la seconde est la

conséquence d'une évapotranspiration accrue en raison d'un grand apport énergétique et d'une importante croissance végétative estivale. Les niveaux de retour à 10 ans des événements d'étiage ont également été calculés. Cette quantité est en fait l'estimation statistique de la plus petite valeur susceptible d'être rencontrée à chaque période de 10 ans. Plus explicitement, au cours d'une période de 10 ans, 10 événements d'étiage sont définis (un pour chaque année). D'un point de vue statistique, un seul de ces événements devrait avoir une valeur égale ou inférieure au niveau de retour calculé. Un accroissement statistiquement significatif de la valeur des niveaux de retour a été observé pour les événements se produisant à la fin de l'hiver ou au printemps pour tous les bassins, tandis que des diminutions statistiquement non-significatives, pour Fraser et Nelson, ainsi qu'un accroissement non-significatif pour Churchill ont été notés pour ceux se produisant en automne. Les événements de crue (maximum annuel du débit quotidien) ont été étudiés de manière similaire. Toutefois, en raison d'erreurs de performance associées notamment à la simulation des précipitations et au couvert nival, les résultats obtenus ont été jugés moins probants.

En plus de considérer un plus grand nombre de bassins, notamment dans l'est du Canada ainsi que quelques sous-bassins, certaines améliorations ont été apportées dans la présente étude par rapport à ce qui a été fait dans Sushama *et al.* (2006). Ainsi, au lieu d'utiliser des simulations uniques pour chacune des deux périodes étudiées, nous avons considéré des ensembles de simulations, ce qui a l'avantage de permettre une évaluation de l'incertitude associée au signal de changement climatique. Par ailleurs, tous les résultats présentés dans cet article ont été obtenus pour des points situés près de l'exutoire de chacun des bassins. Les observations ainsi que les simulations effectuées à ces endroits ont l'avantage de représenter une réponse intégrée de l'ensemble de chacun des bassins. Toutefois, ils cachent de probables inhomogénéités spatiales. En conséquence, en plus de l'étude des débits mesurés près des exutoires des bassins, nous avons également généré des cartes pour étudier la distribution spatiale de certaines variables. Une version améliorée du MRCC (4.2 vs.3.7) qui inclut notamment le schéma de surface CLASS a également été utilisée. Plusieurs études avaient en effet montré que le schéma de surface trop simple utilisé dans le MRCC3.7 était à l'origine de plusieurs biais (e.g. Jiao et Caya, 2005).

Le cœur de ce mémoire est constitué de l'article « *Canadian Streamflows in a Changing Climate* » que sera soumis au *Journal of Hydrometeorology*. On trouve dans la seconde section l'article (faisant suite à l'introduction) une description du MRCC, des données de simulation et d'observation utilisées, ainsi que la méthodologie employée dans l'analyse. La troisième section est celle des résultats ; on y présente l'évaluation des erreurs et des changements projetés, pour l'écoulement annuel moyen ainsi que pour les événements extrêmes de crue et d'étiage. Par soucis de concision, le développement de la principale équation du schéma de routage ainsi que la procédure de création du réseau digital d'écoulement n'ont pu être inclus dans l'article, ils sont donc présentés en annexe à la fin de ce mémoire. Il est aussi à noter que pour suivre plus fidèlement la structure d'un article à soumettre, la liste des tableaux, celle des figures et les références sont placées avant la conclusion du mémoire.

## CANADIAN STREAMFLOWS IN A CHANGING CLIMATE

V. Poitras,<sup>1</sup> L. Sushama,<sup>1</sup> F. Seglenieks<sup>2</sup> and E. Soulis<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Canadian Regional Climate Modelling and Diagnostics Network,

University of Quebec at Montreal, Canada

<sup>2</sup> Department of Civil Engineering, University of Waterloo, Canada

Corresponding Author address:

Vincent Poitras

Department of Earth and Atmospheric Sciences

University of Quebec at Montreal

Case postale 8888, Succursale Centre-ville

Montreal (Quebec) H3C 3P8 CANADA

E-mail: [poitras@sca.uqam.ca](mailto:poitras@sca.uqam.ca)

## **ABSTRACT**

According to the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007), an intensification of the global hydrological cycle and increase in precipitation for some regions around the world, including the northern mid- to high-latitudes, is expected in future climate. Changes in the amount of seasonal precipitation and the intensity and frequency of extreme events directly affect the magnitude of seasonal streamflows and the timing and intensity of floods and droughts. Such changes will have significant impacts on regional water resources and therefore it is desirable to assess projected changes to the mean and extreme streamflows. This study, therefore, is focused on the validation and assessment of projected changes to mean annual streamflows and the timing, frequency and intensity of extreme flows, i.e. low and high flows, over selected Canadian basins using an ensemble of Canadian Regional Climate Model (CRCM) current (1961–1990) and future (2041–2070) simulations that correspond to SRES A2 scenario. Validation is performed by assessing the RCM performance and lateral boundary forcing errors, due to the internal dynamics and physics of the model and the lateral boundary forcing errors, respectively. Results suggest positive performance errors for the mean annual streamflows for the unregulated basins situated in the western parts of Canada (always higher than 30% except for the Athabasca watershed where the difference is only 4%) due to overestimation of snow water equivalent. The boundary forcing errors are generally smaller than performance errors (the skill coefficient  $S$  is lower than 85% for 12 of the 14 basins for the performance errors while for the forcing errors, it is the case for only two basins) and shows negative bias for all basins except the southern ones (up to -25%). Validation of low flows suggests some model



difficulties in capturing the observed magnitude and timing of low flows, while for high flows, the model captures reasonably well the timing, albeit with some differences between the observed and modelled magnitudes. Results, in general, suggest an increase in the magnitude of winter streamflows and an earlier snowmelt peak (one or two week) for the northern basins. Results also suggest significant changes to the studied characteristics of low and high flows.

Keywords: Climate change; high flows; low flows; regional climate model; streamflows

## 1. INTRODUCTION

Climate change will have significant impacts on water resources around the world because of the close connection between the climate and the hydrologic cycle. Precipitation, temperature and evapotranspiration are among the most dominant climatic drivers that determine water availability. In a warmer projected climate, the water-holding capacity of the atmosphere, and hence the evapotranspiration and the precipitation potential, increase and this favours increased climate variability, with more intense precipitation (Trenberth *et al.*, 2003). Although a higher evapotranspiration will favour a decrease in the runoff generation, this effect could be offset by more precipitation. According to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC; 2007), for the high-latitude regions, annual runoff is projected with high confidence to increase by 10 to 40% by mid-century in a projected warmer climate. IPCC (2007) also reports abundant evidence for an earlier occurrence of spring peak river flows and an increase in winter base flow in north-american basins with important seasonal snow cover in projected warmer climate.

Regional Climate Models (RCMs) and Global Climate Models (GCMs), with their complete closed water budget including both the atmospheric and land surface branches are ideal tools to understand better the linkages and feedbacks between climate and hydrological systems and to evaluate the impact of climate change on water resources (e.g. Kay *et al.*, 2006 a; 2006 b; Graham *et al.*, 2007 a; 2007 b; Sharma, 2009). Currently, RCMs offer higher spatial resolution than General Circulation Models (GCMs), allowing for greater topographic complexity and finer-scale atmospheric dynamics to be simulated and thereby representing a more adequate tool for generating the information required for regional impact studies. Number of recent studies have used RCM outputs to study projected changes to the various components of the hydrologic cycle (e.g. Jha *et al.*; 2004, Wood *et al.*, 2004; Sushama *et al.*, 2006).

Since Canada has some of the largest freshwater reserves in the world, the stability of these reserves to regional climate changes is clearly an important concern, requiring detailed

and reliable information. In this paper, we focus on the impact of climate change on mean and extreme streamflows over selected Canadian basins, using an ensemble simulations from the Canadian RCM (CRCM - Caya and Laprise (1999); Laprise *et al.* (2003); de Elia *et al.* (2008)). Several earlier studies have looked at various Canadian basins. For example, Sushama *et al.* (2006) studied projected changes to mean and extreme streamflows of five large Canadian basins, i.e. the Nelson, Churchill, Fraser, MacKenzie and Yukon basins. Their study focussed mainly on the projected changes to mean and extreme streamflows at the outlet of the studied basins, using three sets of CRCM simulations. Consistent with the IPCC (2007), their study also noticed an increase in the winter streamflows and earlier spring snow melt.

The current work is an extension of the previous work by Sushama *et al.* (2006), using a much larger ensemble of CRCM simulations (5 simulations for current-climate and 5 for future-climate), and most importantly looks at the spatial distribution of projected changes to mean annual and extreme streamflows over 14 basins, namely the St. Lawrence, Ottawa, Chisasibi, Great Whale, Nelson, Churchill, North Saskatchewan, South Saskatchewan, Peace, Athabasca, Mackenzie, Yukon, Fraser and Columbia basins. All basins have their outlet situated in Canadian territory, except Yukon and Columbia which are situated in US territory. It should be noted that the Ottawa basin is a sub-basin of the St. Lawrence. Similarly the North and South Saskatchewan basins are sub-basins of Nelson, and Peace and Athabasca are sub-basins of MacKenzie. The selected basins give a good coverage of the various climatic zones of Canada. The version of CRCM used in this study is a much improved one compared to that used in Sushama *et al.* (2006), with more realistic representations of the land surface scheme, snow parameterization and thus surface hydrology. The CRCM version used in Sushama *et al.* (2006) uses a beautified bucket scheme for the land moisture regime, while the version used in this study has a physically based multilayer land surface scheme (Canadian Land Surface Scheme Class; Verseghy (1991), Verseghy *et al.* (1993)) with an advanced representation of moisture and thermal regimes, which is discussed in detail in the next section.

The paper is organized as follows: Section 2 describes the regional climate model, data – both modeled and observed, and the methodology adopted in this study. Results

related to the validation and projected changes to both mean annual and extreme streamflows are presented in Section 3, followed by summary and conclusions in Section 4.

## 2. MODEL, DATA AND METHODS

### 2.1 Canadian RCM

The streamflows used in this study are derived from the transient climate change simulations performed with the operational version, i.e. the fourth generation, of the Canadian RCM (CRCM). The CRCM is a limited-area nested model based on the fully elastic non-hydrostatic Euler equations, solved with a semi-implicit and semi-Lagrangian scheme. An extensive description of the model can be found in Caya and Laprise (1999) and later modifications are presented in Laprise *et al.* (2003) and de Elia *et al.* (2008). The model's horizontal grid is uniform in polar stereographic projection (45 km grid length true at 60°N) and its vertical resolution is variable with a Gal-Chen scaled-height terrain following coordinates (29 levels, with model top at 29 km) (Gal-Chen and Somerville, 1975). The CRCM lateral boundary conditions are provided through a one-way nesting method inspired by Davies (1976) and refined by Yakimiw and Robert (1990). An additional spectral nudging technique is also applied to large-scale winds (Riette and Caya, 2002).

The subgrid-scale parameterization package is mostly based on the CGCM3.1, except for the moist convective adjustment scheme that follows Bechtold-Kain-Fritsch's parameterization (Bechtold *et al.*, 2001). The land surface scheme is the Canadian LAnd Surface Scheme, version 2.7 (CLASS 2.7; Verseghy, 1991; Verseghy *et al.*, 1993). This version of CLASS uses three soil layers, 0.1 m, 0.25 m and 3.75 m thick, corresponding approximately to the depth influenced by the diurnal cycle, the rooting zone and the annual variations of temperature, respectively. CLASS includes prognostic equations for energy and water conservation for the three soil layers and a thermally and hydrologically distinct snowpack where applicable (treated as a fourth variable-depth soil layer). The thermal budget is performed over the three soil layers, but the hydrological budget is done only for layers above the bedrock. Vegetation canopy in CLASS is treated explicitly with properties based

on four vegetation types: coniferous trees, deciduous trees, crops and grass. Vegetation canopy can intercept rain and snow precipitation and has its own energy and water treatment with prognostic variables for canopy temperature, water storage and mass. In an attempt to crudely mimic subgrid-scale variability, CLASS adopts a "pseudo-mosaic" approach and divides each grid cell into a maximum of four sub-areas: bare soil, vegetation, snow over bare soil and snow with vegetation. The energy and water budget equations are first solved for each sub-area separately and then averaged over the grid cell.

The CRCM runoffs are transformed to streamflows using a routing scheme that is discussed in the methodology section. An ensemble of ten 30-year CRCM simulations are analyzed in this paper of which five correspond to current climate (1961–1990) and the other five are matching pairs of future climate (2041–2070), based on the SRES A2 scenario (IPCC 2001). These five CRCM pairs are driven by five different members of an ensemble of CGCM3.1 simulations at the lateral boundaries. In addition, a CRCM simulation driven by ERA40 (Uppala *et al.* 2005) for the current period (1961–1990) is also considered. In the rest of this paper, ERA40 driven simulations will be referred to as CRCM•ERA40c, while the five current and future simulations will be referred to as CRCM•CGCMc and CRCM•CGCMf, respectively.

## 2.2 Observational data

The observed streamflow data used in the validation of streamflow characteristics are derived from: (1) the Canadian National Water Data Archive (HYDAT, 2001) for the Canadian streamflow gauging stations and (2) the Global River Discharge database (RivDis; Vorosmarty, 1998) for the US gauging stations. Daily streamflows are available from HYDAT while RivDis has monthly data. Details of the gauging stations used in the validation of simulated streamflows are given in Table 2, and their locations are shown in Fig. 1. Of the selected basins, some are heavily regulated (e.g. St. Lawrence, Nelson, Churchill and North and South Saskatchewan; the latter two are subbasins of Nelson), while some (e.g. Yukon, Athabasca, Chisasibi and Great Whale) can be considered pristine (for the years considered) to some extent.

### 2.3 Methodology

As indicated earlier this study focuses on the validation and assessment of projected changes to the Canadian RCM simulated mean annual and extreme streamflows, over 14 selected Canadian basins, shown in Fig. 1. Streamflows are generated from CRCM simulated runoff using WATroute, a cell-to-cell routing scheme, which is based on the routing algorithm of the WATflood distributed hydrological model (Kouwen *et al.*, 1993). The motivation for the choice of this routing scheme comes from the project to develop a new version of CLASS integrating it. Routing through the digital river network system is performed using a single surface reservoir for each grid cell and is based on the Manning's equation for flow velocity. This leads to the expression:

$$Q = \frac{k}{n} \left( \frac{S_T}{L} \right)^{4/3} \bar{s}^{1/2}. \quad (1)$$

where  $Q$  is the outflow ( $m^3/s$ ),  $\bar{s}$ ,  $S_T$  and  $L$  are respectively the slope ( $m/m$ ), storage ( $m^3$ ), and length of the stream segment ( $m$ ), and  $n$  the roughness parameter (dimensionless). In the SI units, the constant  $k$  takes the value  $1 m^{1/3}/s$ . Following Kouwen (2004) a lake routing algorithm was implemented to compute the outflows ( $Q_i$ ) of the Great Lakes:

$$Q_i = A [L_i - L_0]^B [L_i - L_{i+1}]^C \quad (2)$$

where  $L_i$  is the water level of the lake ( $L_{i+1}$  refers to the level of the downstream lake) and the constants  $A, B, C$  and  $L_0$  known for each lake (see table 1). In this study, this algorithm is used for Great Lakes, i.e. Lake Superior, Michigan, Ontario, Erie, Huron and St. Clair. The second parenthesis in Eq. (2) takes care of backwater effects, and is important only for Lake Michigan-Huron (from Lake St. Clair) and for Lake St. Clair (from Lake Erie); the constant  $C$  is therefore zero for all other Great Lakes (Table 1). For the current 1960–1990 period,  $L_i$  takes values of observed mean levels that are obtained from National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA (2009)), while for the 2041–2070 future period, projections of lake mean levels from Angel and Kunkel (2010) are used.

Thirty-year mean daily streamflow hydrographs (referred to as mean hydrograph, hereafter) and extreme flows, i.e. low and high flows, are derived from the CRCM current and future climate streamflows that are computed as explained above. The study of the extreme flows is particularly important since the impact of climate changes is expected to result more from changes in the frequency and the severity of extreme events than from an increase or a decrease in the annual mean (IPCC, 1995). The methodology followed in the validation and assessment of projected changes to simulated mean flows is presented first, followed by validation and projected changes to selected low- and high-flow characteristics, namely frequency of occurrence, timing of events and return levels associated with selected return periods.

### 2.3.1 Mean flows

The two main sources of errors in a RCM simulated field are the RCM performance errors and the lateral boundary forcing errors, due to the internal dynamics and physics of the regional model and to the error in the boundary forcing data, respectively. As suggested by IPCC (2001), the study of RCM simulations nested by analysis of observations or so-called ‘perfect’ boundary conditions can reveal RCM ‘performance errors’. Following this guidance, we first evaluate the performance errors of CRCM simulated streamflows by comparing CRCM•ERA40c mean hydrographs with those observed at selected gauging stations. This is followed by the assessment of ‘boundary forcing errors’ by comparing CRCM•ERA40c and CRCM•CGCMc mean hydrographs. In addition, spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean annual streamflows is also assessed.

Following Arora *et al.* (2000), a skill coefficient  $S$  is used to quantitatively assess the performance and boundary forcing errors associated with the simulated mean hydrographs:

$$S = \beta R = \left( \frac{2\sigma_1\sigma_2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} \right) R, \quad (3)$$

In Eq. (3),  $R$  is the coefficient of correlation, and  $\beta$  a weighting factor.  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  are the standard deviations and  $\sigma_1^2$  and  $\sigma_2^2$  the variances of the two compared mean daily hydrographs. When  $S=1$ , there is a perfect match between the two compared datasets, when  $S=0$ , there is no correlation and when  $S<0$  the correlation is negative. The use of skill,  $S$ , is sought to gain information not only about correlation, but the absolute values as well.

A hydrograph can be characterized by its mean value, phase and amplitude, and we therefore further evaluate the hydrograph in terms of the error variances for the streamflow values. Following Arora and Boer (1999), the error ( $e$ ) or the difference between two hydrographs  $Q_2$  and  $Q_1$  can be written as:

$$e = Q_2 - Q_1 = \bar{e} + e' \quad (4)$$

where  $\bar{e}$  is the mean and  $e'$ , the deviation from the mean. The mean-squared difference  $\bar{e}^2$  may be developed and re-arranged as in Arora and Boer (1999):

$$1 = \frac{e_m^2}{e^2} + \frac{e_a^2}{e^2} + \frac{e_p^2}{e^2} \quad (5)$$

where

$$\left. \begin{aligned} e_m^2 &= \bar{e}^2 \\ e_a^2 &= (\sigma_1 - \sigma_2)^2 \\ e_p^2 &= 2\sigma_1\sigma_2(1-R) \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

are, the relative errors associated with the time mean, and amplitude and phase of the time variability, respectively. In addition to the relative error  $E_m$  associated with mean, it is also interesting to study the relative difference between the mean value of the hydrographs  $\bar{Q}_2$  and  $\bar{Q}_1$  (used as reference):



$$\Delta\bar{Q} = \left( \frac{\bar{Q}_2}{\bar{Q}_1} - 1 \right) \times 100. \quad (7)$$

$\Delta\bar{Q}$  is representative of percentage difference in the mean annual streamflows over the studied period and are used in the assessment of performance and boundary forcing errors. In the assessment of performance errors, since the drainage areas of the gauging stations differ from those in the model (Table 1). Therefore, an adjusted value of  $\Delta\bar{Q}$  is defined to reflect this difference in area as:

$$\Delta\bar{Q}_c = \left( \frac{DA_o \bar{Q}_s}{DA_s \bar{Q}_o} - 1 \right) \times 100, \quad (8)$$

for all basins except the St. Lawrence basins. In Eq. (8),  $DA_o$  is the measured drainage area and  $DA_s$  the drainage area used in the simulations, while  $\bar{Q}_o$  and  $\bar{Q}_s$  represent the observed and the simulated the simulated streamflows respectively. This correction is based on the approximation of spatial homogeneity in the runoff bias, which could be relatively reasonable for smaller basins, but less so for the larger ones. In addition to the above discussed validation, the spatial distribution of boundary forcing errors associated with the 30-year mean annual streamflows is also studied.

Projected changes to the ensemble mean hydrograph are assessed using the same statistics described above, i.e. using the skill coefficient  $S$  (Eq. (3)) and comparison of changes to the time mean, and phase and amplitude of time variability (Eq. (6)) of the mean hydrographs at the gauging stations in current and future climate. In addition, spatial distribution of projected changes to mean annual and seasonal streamflows is also studied (Eq. 7). In order to assess the significance of boundary forcing error and the projected changes, we have performed a  $t$ -test at 0.05 significance level.

### 2.3.2 Extreme flows

As discussed earlier, the low- and high-flow characteristics considered in this study are the frequency, timing and return levels. The low flows and high flows are respectively defined as the annual minimum of 15-consecutive days average flow ( $Q_{15}^{LF}$ ) and as the annual daily maximum flow ( $Q_1^{HF}$ ). To study the frequency of low flows, an alternative definition is used: flows below a threshold, defined as the 20<sup>th</sup> percentile of the simulated five 30-year CRCM-CGCMc daily streamflows ( $Q_{20p}$ ), are considered low flows. Contrary to the previous definition, the number of low flow events is allowed to vary from year to year, and hence make possible the study of the frequency.

CRCM•ERA40c simulated timing and seasonal distribution of low flows ( $Q_{15}^{LF}$ ) and high flows ( $Q_1^{HF}$ ) are compared to those observed at selected gauging stations to assess the performance errors. In addition, CRCM•ERA40c simulated and observed low- and high-flow return levels associated with selected return periods are also compared at the gauging stations. For low flows, the 10-year 15-day low-flow,  $Q_{(15,10)}^{LF}$ , which is the statistical estimate of the lowest average flow that would be experienced during a consecutive 15-day period with an average recurrence interval of 10 years is considered. Similarly for high flows, the 10-year 1-day high-flow,  $Q_{(1,10)}^{HF}$ , is considered. The boundary forcing errors at gauging stations are assessed by comparing CRCM•CGCMc and observed low- and high-flow characteristics described above. The spatial distribution of boundary forcing errors is also studied.

The return levels ( $Q_{(d,T)}^{EF}$ ) are computed using a modified version of EVIM, a software package for extreme value analysis (Gençay *et al.*, 2001). The Generalized Extreme Value (GEV) distribution with the cumulative distribution function:

$$H(Q_d^{EF}; \mu, \sigma, \xi) = \exp \left[ - \left( 1 + \frac{\xi(Q_d^{EF} - \mu)}{\sigma} \right)^{-1/\xi} \right] \quad (9)$$

is considered. In Eq. (9),  $\mu$ ,  $\sigma$  and  $\xi$  are, respectively, the location, shape and scale parameters;  $Q_d^{EF}$  is the extreme event magnitude of duration  $d$  days, and  $EF$  distinguishes the extreme flow event considered,  $LF$  for low flows and  $HF$  for high flows. The return levels associated with return period  $T$  (10 years in this study), are obtained by inverting Eq. (9), and setting  $H=1/T$  for low-flow analysis and  $H=1-1/T$  for high-flow analysis. A non-stationary framework, allowing linear variation of GEV parameters with time is assumed, i.e.,  $\mu = \mu_0 + \mu_1 t$ ,  $\ln \sigma = \sigma_0 + \sigma_1 t$  and  $\xi = \xi_0 + \xi_1 t$ . From the various competing models (i.e. different combinations of time-trends in the location, scale and shape parameters of the GEV distribution), the best model is chosen based on Akaike Information Criterion (AIC; Akaike, 1974; Coles, 2001). In the nonstationary context, the return levels presented and discussed in this paper correspond to that for the centre year of the 30-year current/future time window.

For the purpose of studying changes to the frequency of low flows, the total number of days with flows below  $Q_{20p}$  for each year is obtained and their frequency distribution studied.

### 3. RESULTS

#### 3.1 Mean flows

##### 3.1.1 Validation

The performance errors associated with the mean daily hydrograph and mean annual streamflows will be presented first, followed by the boundary forcing errors. Figure 2 shows the observed and CRCM•ERA40c simulated mean daily hydrographs at the 14 studied gauging stations. Also shown are the CRCM•ERA40c unrouted hydrographs; for the unrouted case, the runoffs produced upstream of the CRCM grid cell containing the gauging station are instantaneously drained into this cell. Comparison of the routed and unrouted hydrographs in Fig. 2 and corresponding skill coefficients in Table 2 demonstrate the improvement brought by routing the CRCM runoffs. For the St. Lawrence, Nelson, Churchill, South Saskatchewan and North Saskatchewan basins, neither the routed nor the unrouted

simulated streamflows agree with observations. It is important to note that these basins are heavily regulated (Martz *et al.*; 2007; Dickson, 1975), and such regulations are not taken into account in this study. Of the 14 basins considered in this study, only the Yukon, Athabasca, Chisasibi and Great Whale basins (for the considered period) have minimum regulation and therefore can be considered to have a natural regime.

In the case where human activities affecting the streamflows are mainly non-water-consumptive (such as flow regulations for hydropower), the phase and the amplitude of the hydrographs will almost inevitably be modified, though the mean value will remain nearly unchanged (if several years are considered). This statistic is therefore very interesting to study. The percentage differences between modelled and observed mean annual streamflows  $\Delta\bar{Q}$  and  $\Delta\bar{Q}_c$ , given in the last two columns of Table 2, suggest an overestimation for the western basins (always higher than 30% except for Nelson and Athabasca). This overestimation, is generally believed to be associated with the overestimation of the snow water equivalent (SWE) by the CRCM in the western part of the continent reported for instance in Laprise *et al.* (2003). The overestimation observed in South Saskatchewan is particularly high, +234% (+155%) for  $\Delta\bar{Q}$  ( $\Delta\bar{Q}_c$ ). The nearly flat hydrograph for the basin is due to intensive use of water for agriculture, (Martz *et al.*, 2007). The differences between CRCM•ERA40c and observed mean annual streamflows are much smaller for the eastern basins, with differences in the -22% to 10% range for  $\Delta\bar{Q}$  and in the -8% to -12% for  $\Delta\bar{Q}_c$ . This is consistent with previous studies of snow water equivalent (SWE) for east of Canada, where errors in SWE are relatively smaller compared to the western parts of Canada.

Almost all simulated and observed hydrographs are characterized by peak flow rates between March and July, which can be linked with snowmelt. A secondary peak occurring in fall, associated with increased rainfall can also be noted for some basins (e.g. Chisasibi and Great Whale). For the St. Lawrence, Nelson, Churchill, North and South Saskatchewan basins, the snowmelt peak is not well defined for observed streamflows and is due to the huge regulation as already discussed. CRCM.ERA40c peak flows for the western basins are clearly

overestimated, which is consistent with the overestimated SWE for these regions by the CRCM.

In general, the errors associated with the amplitude and the phase of hydrographs are larger than the errors associated with the mean flow for all basins (Table 2), except for Great Whale basin. However, it should be noted that the skill ( $S$ ) is very high for the Great Whale basin. Also, in general, as observed in Fig. 2 and Table 2, the errors associated with the amplitude are generally larger than those associated with phase, with the exceptions of the Great Whale, Chisasibi and Athabasca basins.

The CRCM•ERA40c and CRCM•CGCMc simulated mean hydrographs shown in Fig. 3 will now be compared to assess the boundary forcing errors; the thick blue line corresponds to the CRCM•CGCMc ensemble mean and the shaded area show the spread amongst the five simulations, while the green curve corresponds to CRCM•ERA40c. Qualitatively, the agreement between CRCM•CGCMc and CRCM•ERA40c simulations are better than what was noted between CRCM•ERA40c and observations, which is confirmed quantitatively by the skill factor  $S$  (Table 3). The skill is greater than 0.90 for half of the basins with a minimum value of 0.84 for the North and South Saskatchewan basins, and a maximum value of 0.95 for the Great Whale basins. The mean annual streamflows at the gauging cells are associated with a negative boundary forcing error in all basins except the Columbia, St. Lawrence and Ottawa basins as can be seen from the value of  $\Delta\bar{Q}$ . Since the drainage areas of the gauging cells are exactly the same, the differences are due to the differences in runoffs produced. This underestimation of annual streamflows in CRCM•CGCMc is mainly due to underestimation of SWE in this simulation compared to CRCM•ERA40. Comparison of errors associated with the mean, amplitude and phase suggests larger difference associated with phase as shown in Table 3. Fig. 3 suggests earlier snowmelt peak in CRCM.ERA40c compared to CRCM•CGCMc, for all basins except Fraser and Columbia. The magnitude of peak flow is also underestimated in a majority of basins for CRCM•CGCMc compared to CRCM•ERA40c. An other noticeable feature of the CRCM•CGCMc runs is the increased uncertainty associated with the secondary high-flow peak, as can be noticed by the large spread, for some basins (e.g. Churchill, Athabasca).

The spatial distribution of the boundary forcing errors, in percentage, associated with the mean annual and mean seasonal streamflows are shown in Fig. 4-5-6-7-8. For the annual streamflows (Fig. 4), the southern basins, St. Lawrence, Ottawa and Columbia, are largely dominated by positive boundary forcing errors, i.e. an overestimation of the mean annual streamflows by CRCM•CGCMc compared to CRCM•ERA40c, while the northern most basins are characterized by a negative boundary forcing error. Once again, this negative boundary forcing error can be attributed to the underestimation of SWE by the CRCM•CGCMc compared to CRCM•ERA40c, which was also noted in the hydrographs. That is also reflected in the boundary forcing errors of mean springs streamflows (Fig. 6) which is relatively similar to the distribution of the boundary forcing errors associated with the mean annual streamflows. For winter (Fig. 5), an underestimation of the streamflow is dominated in each basin except St. Lawrence basin and Nelson basin. For summer (Fig. 8), errors are less homogenous; nevertheless, southern basins (St. Lawrence and Columbia) are dominated by overestimation. In autumn (Fig. 9) the overestimation still to cover these regions but extend also Nelson basin, Churchill basin and the south-eastern part of MacKenzie basin.

### 3.1.2 Projected changes

Projected changes to the mean annual streamflows and mean hydrographs are assessed by comparing CRCM•CGCMc and CRCM•CGCMf hydrographs shown in Fig. 3 and Table 5. Results suggest increases (up to 28% for Chisasibi) in the mean annual streamflows ( $\Delta \bar{Q}$  in Table 5) for all basins except the St. Lawrence (-1%). Earlier snowmelt peaks associated with a warmer future climate can be noticed for all basins, except the Fraser. The percentage changes associated with the phase of the annual cycle given (Table 5) confirm this observation. Similarly, increase in the magnitude of peak flows can also be noted for a majority of the basins. As for the secondary peak, clear increases can be noticed for the Ottawa, Fraser and Columbia basins, and a clear decrease for the Churchill basins.

The spatial distribution of projected changes to the 30-year mean annual streamflows shown in Fig. 9 shows increases, for all regions except for southern parts of the Columbia and some parts of the Nelson, St. Lawrence and South Saskatchewan basins. For the 30-year

winter annual streamflows, Fig. 10 shows increases nearly everywhere, what is consistent with a projected milder winter in future climate. The most noticeable exception is seen for Nelson, where the cells surrounding the main channels (Nelson River, Saskatchewan River, Winnipeg River) show projected increases, while the main channels show projected decrease. Projected mean spring streamflows (Fig. 11) show a relatively similar pattern to the mean annual streamflows, although, increases are more important in northern basins (Yukon, west of MacKenzie, Chisasibi, Great whale) and decreases extend to the southern regions (Columbia, St. Lawrence). For summer (Fig. 12), most of the regions show a projected decrease, except in the center of the continent. The shift of the spring snowmelt occurring earlier could be responsible partly for this projection, along with increased input of energy and during summer in future climate. In autumn (Fig. 13), results suggest an increase in mean streamflows for northern basins (Yukon, MacKenzie, Chisasibi, Great Whale) and Fraser basin, while the others are dominated by decreases.

### 3.2 Low flows

#### 3.2.1 Validation

The errors associated with the timing and magnitude of low-flow events will be presented first, followed by those associated with return levels. Figure 14 is the scatter plot of observed and simulated (both CRCM•ERA40c and CRCM•CGCMc) low-flow ( $Q_{15}^{LF}$ ) events. The observation periods do not cover the entire 1961–1990 period and varying from basin to basin as indicated in the subfigures, while for CRCM•ERA40c and CRCM•CGCMc,  $Q_{15}^{LF}$  values for the 1961–1990 period are shown. The magnitude of the simulated low-flow events is on average smaller (whether driven by ERA40 or CGCM) than the one observed for a majority of basins. This is believed to be partly due to the absence of ground reservoir in the routing scheme. Better agreement, however, can be noticed for the St. Lawrence and Fraser basins. The timing of the simulated low flows for the Chisasibi and Great Whale

basins agrees with those observed, while major differences can be noticed for other basins. This can be partly explained by streamflow regulations, particularly for the South Saskatchewan basin. However the unregulated Athabasca River, the model fails to capture low flows in late-fall/early-winter. A similar mismatch can be noticed for the Ottawa basin.

The differences between the CRCM•ERA40c and CRCM•CGCMc low-flow events are now discussed. Magnitude wise, both simulations produce similar results. However, the CRCM•CGCMc simulations underestimate the number of fall events, which are noticeable in the case of the St. Lawrence, Ottawa, Fraser and Columbia basins. This can also be clearly seen from the percentage distribution of  $Q_{15}^{LF}$  shown also in Fig. 14.

We now turn to return levels, which were computed within a nonstationary framework as discussed in the section on methodology. Based on AIC values, the GEV with time varying location parameter is found to be adequate for majority of CRCM grid cells and is therefore used in the computation of both low-and high-flow return levels. Due to the lack of longer observational records, it is difficult to assess performance errors associated with the return levels. Therefore only boundary forcing errors associated with return levels are estimated. From Fig. 14, low-flow events are seen to occur clearly in two different periods: early to late fall and late winter. The low-flow generating mechanisms for these two periods are the result of mutually exclusive set of physical conditions: (1) flow decline following a long period of cold winter; (2) high evaporation due to large energy input and active plant growth in the summer. It is therefore important to study return levels for the low-flow events due to the above two mechanisms separately. Based on Fig. 14, two low-flow periods, i.e. February to May (FMAM) for the pre-snowmelt low flows, and August to December (ASOND) for the post-summer low-flows, are defined.

As discussed in the methodology section, return levels are computed in a nonstationary setting. Figs. 15 and 16 show boundary forcing errors associated with the 10-year 15-day low-flow return levels,  $Q_{(15,10)}^{LF}$ , for the two defined periods. Grid cells with return levels smaller than  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  are identified with a dot. For these cells, errors are generally very large due to the smaller return values. Considering only the sign of the errors, the patterns for the FMAM period is largely dominated by an underestimation of the return levels by



CRCM•CGCMc compared to CRCM•ERA40c, except in the southern part of Nelson. For the ASOND period, boundary forcing errors are similar to those for FMAM, with a larger area of positive boundary forcing errors in the southern basins.

### 3.2.2 Projected changes

Scatter plots of  $Q_{15}^{LF}$  events in current and future climate are shown in Fig. 17. Given the performance errors (Fig. 14), projected changes in  $Q_{15}^{LF}$  should be interpreted with caution. The milder winter of future climate seems to play a major role in the modification of the low-flow event distribution. Indeed, for a majority of basins, the projections suggest shift in the timing of low-flow events, with end of winter period low flows occurring earlier in future climate and/or more  $Q_{15}^{LF}$  events occurring in late-fall/early-winter periods (e.g. Fraser, Columbia basins). Results also suggest an increase in the magnitude of low flows.

The spatial distribution of the projected changes to  $Q_{(15,10)}^{LF}$  for the FMAM period (Fig. 18) suggests an increase in the return levels, nearly everywhere. However, for the ASOND period, results (Fig. 19) suggest an increase for the northern part, while a decrease can be noted for the southern part.

Figure 20 shows box plots of the yearly number of days with flows below the low-flow threshold ( $Q_{20p}$ ), defined in the methodology section. The lower, middle and upper lines of each box correspond to the lower quartile, median and upper quartile values, respectively. Comparison of the CRCM•CGCMc and the CRCM•CGCMf box-plots suggests a decrease in the total number of days with flow below  $Q_{20p}$  in future climate for a majority of basins. The changes are particularly significant for the Chisasibi, Great Whale, Peace, Mackenzie, and Fraser basins. However, the projected decreases for the Athabasca and South Saskatchewan basins are not significant.

### 3.3 High flows

#### 3.3.1 Validation

Errors associated with the timing and magnitude of  $Q_1^{HF}$  events will be discussed followed by those for the return levels ( $Q_{(1,10)}^{HF}$ ). As in the case of low flows, the observed high flows are available only for certain period as indicated in Fig. 21, while  $Q_1^{HF}$  for the 1960–1990 period are shown for CRCM•ERA40c and CRCM•CGCMc. The agreement between the observed and the simulated (CRCM•ERA40c) high-flow events ( $Q_1^{HF}$ ) (Fig. 21) is better than that for the low flows. The performance errors associated with the magnitudes (negative for Great Whale, positive for the St. Lawrence, Ottawa, Peace, Mackenzie and Fraser basins) are consistent with those observed in the hydrographs of Fig. 15. Excluding the highly regulated basins (Nelson, Churchill, North and South Saskatchewan), the most noticeable difference in the timing of  $Q_1^{HF}$  events are seen for the Athabasca basin, where, consistent with the hydrographs,  $Q_1^{HF}$  events occur around May for CRCM•ERA40c, while the observed ones occur in July.

Looking now at the CRCM•ERA40c and CRCM•CGCMc simulations, i.e. the boundary forcing errors, one can notice that the snowmelt generated high flows tend to occur later in the simulations driven by the CGCM for all basins except for the Fraser, Columbia and less clearly for Churchill basins. The magnitude of the CRCM•CGCMc events is generally slightly underestimated (the most obvious case is for the MacKenzie basins), but overestimated for the Columbia basin, and relatively well simulated for the four eastern basins. The simulations driven by the CGCM have also a tendency to overestimate the number of events occurring after the snowmelt high-flow period (Chisasibi, Great Whale, Churchill, North Saskatchewan, Athabasca).

As for low flows, only boundary forcing errors associated with high-flow events ( $Q_i^{HF}$ ) are considered. Since the snowmelt occurring at the end of winter is clearly the dominating high-flow generating mechanism, the 10-year return levels of  $Q_1^{HF}$  falling within

the March-July period is considered. The return levels are computed here as for the low flows, within a nonstationary framework. The spatial distribution of the boundary forcing errors (Fig. 22) is dominated by an underestimation of return levels. This underestimation is particularly stronger in the center of the continent. An overestimation of return levels is noted for the Columbia (nearly entirely) and St. Lawrence basins.

### 3.3.2 Projected changes

Figure 23 shows the timing and magnitude of  $Q_1^{HF}$  events in current and future climate. Results suggest that the changes with timing of the high-flow events is more important compared to amplitude changes (Fig. 23). In future climate, snowmelt events in all basins except the Fraser will occur earlier than in current climate (least obvious for the South Saskatchewan basin). For those basins where high-flow events occur well after the snow melt period (e.g. Chisasibi, Great Whale, Churchill, South Saskatchewan and Athabasca), a decrease in the number of such events is noted. They nearly disappear in Chisasibi and North Saskatchewan basins and, as for the snowmelt events, they tend to occur earlier in the Churchill and Athabasca basins. These can be clearly seen from the percentage distribution of  $Q_1^{HF}$ , shown in Fig. 23. As for projected changes to return levels, except for the southern part of the St. Lawrence and Columbia basins, all other basins are dominated by an increase of  $Q_{(1,10)}^{HF}$  (Fig. 24), generally in the 0–20% range. This decrease in  $Q_{(1,10)}^{HF}$  for the MAMJJ period is due to a decrease in SWE for these southern basins compared to the north, where projections suggest an increase in SWE.

## 4. SUMMARY AND CONCLUSION

Validation and assessment of projected changes to the mean annual streamflows and extreme flows, i.e low and high flows, over 14 selected basins (St. Lawrence, Ottawa, Chisasibi, Great Whale, Nelson, Churchill, North Saskatchewan, South Saskatchewan, Peace, Athabasca, Mackenzie, Yukon, Fraser and Columbia) are investigated using a large ensemble of CRCM simulations consisting of five current and five future simulations. Such large

ensembles are important in quantifying uncertainty associated with model projections. The validation of the simulated streamflows is performed in terms of performance and boundary forcing errors. Assessment of performance errors is difficult for the highly regulated basins, since the observed hydrographs are quite flat as a result of regulation. Although observations are available only for shorter periods for the remaining basins, it is possible to reasonably assess the performance errors. In general, the performance errors associated with the mean annual streamflows are positive for the western basins as a consequence of the overestimation of SWE by the CRCM. A slight negative performance error is noted for the eastern basins. The boundary forcing errors associated with the mean annual streamflows are smaller, compared with the performance errors and are mostly associated with the timing and magnitude of the snowmelt peak.

Both ERA40 and CGCM driven simulations have difficulties in reproducing correctly the amplitude of observed low-flow events  $Q_{15}^{LF}$ . This is believed to be partly due to the absence of a ground reservoir in the routing scheme. Some discrepancies are also noted in terms of the timing of these events. With respect to high-flow  $Q_1^{HF}$  events, the model results agree better with those observed, in terms of magnitude and timing, compared to those for low flows. The boundary forcing errors associated with low-flow events are generally negative for northern basins, while for some of the southern basins positive errors can be noticed for the two low-flow periods considered in this study. The boundary forcing errors associated with the high flows are also similar to that for low flows, but are smaller in magnitude compared to those for the low flows.

For future 2041–2070 period, results suggest an increase in winter streamflows for all basins, and an earlier snowmelt peak. Study of the mean daily hydrographs for current and future climates suggest increase in the snowmelt peak magnitude, particularly for the northern basins. For the Southern basins Fraser and Columbia, this is less obvious. The mean annual streamflows are also projected to increase in all studied basins, (up to 28% for Chisasibi), except in St. Lawrence (-1%).

Shift in the timing of occurrence of low flows from late winter to early to late fall is noticed in some basins (e.g. St. Lawrence, Ottawa, Columbia, Fraser). Results also suggest increase in magnitude of low flows. Of the two low-flow periods, an increase in the 10-year return levels is widespread for the FAMM period, while for the ASOND, some decrease in low flows is noted for the southern basins. These decreases in the future for the southern basins is consistent with the findings of IPCC (2007), and are due to increased evapotranspiration associated with the warmer temperatures in future climate. Some shifts in the timing of high flows in future climate are also evident from results, leading to high flows occurring few weeks earlier than in current climate. Study of the 10-year return levels of high flows also suggests an increase in future climate, particularly for the northern basins and some decreases for parts of the southern basins Columbia and St. Lawrence.

This study gives several quantitative informations on projected changes to streamflow characteristics. Such information is important to many impact and adaptation studies. The southern Canadian basins considered in this study, notably the Nelson and its sub-basins the North and South Saskatchewan are important regions to agriculture, while Chisasibi, Great Whale, Fraser, Peace and Columbia basins are important from a hydropower point of view. The resolution of the CRCM used in this study is 45 km, while the desirable resolution for many impact and adaptation studies is of the order of few kilometres. It is expected that such high resolution information from CRCM will be available in near future, and this could be used directly for impact and adaptation studies. This study was based on one RCM and one SRES scenario. It is important to include multi-GCM, multi-RCM and multi-scenario outputs in the analysis to study the uncertainties associated with the projections; it is hoped that this requirement can be partly fulfilled through the North American Regional Climate Assessment Program (NARCCAP; Mearns *et al.*, 2004).

## **ACKNOWLEDGEMENTS**

The authors would like to thank the Ouranos Climate Simulations team for supplying the CRCM generated outputs used in this study, Naveed Khaliq (Environment Canada) for help with the frequency analysis of extreme flows, and James R. Angel (Illinois State Climatologist Office) and Kenneth R. Kunkel (Desert Research Institute of Nevada) for the projected lake levels for the Great Lakes. This research was funded by the Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences (CFCAS), the Ouranos Consortium and the Pacific Climate Impacts Consortium (PCIC).

## TABLEAUX

**Table 1.** Lake routing parameters for the Great Lakes. Observed levels in current climate are from NOAA (2009) and projected departure levels for future climate follow Angel and Kunkel (2010)

Lake	A	B	C	$L_0$ (m)	Observed level 1961-1990 (m)	Projected level 2050-206 (m)
Superior	824.7	1.5	0	181.43	183.466	-0.063
Michigan-Huron	82.2	1.87	0.36	166.98	176.606	-0.115
St. Clair	28.8	2.28	0.305	164.91	175.225	-
Erie	558.3	1.60	0	169.86	174.322	-0.039
Ontario	555.8	1.5	0	69.474	74.776	-0.152

**Table 2.** Details of the gauging stations used in the validation of streamflows. Data come from HYDAT for all basins except Yukon and Columbia and are available on a daily basis. RivDis dataset is used for Yukon and Columbia and are available on a monthly basis.

River	Station name	Position		Drainage area			Data availability	
		Lat (north)	Lon (west)	Watroute (km <sup>2</sup> )	Hydat/RivDis (km <sup>2</sup> )	Diff. (%)	Freq.	Years
Nelson	Longspruce	56°24'	94°22'	1,108,748	1,100,000	0.8	Daily	1987-1990
Churchill	Leaf Rapids	56°30'	100°03'	236,937	244,000	-2.9	Daily	1974-1978
North Sask.	Prince Albert	53°12'	105°46'	135,288	131,000	3.3	Daily	1961-1990
South. Sask.	St. Louis	52°55'	105°48'	194,173	148,000	31.2	Daily	1961-1990
Peace	Peace Point	59°07'	112°26'	302,857	293,000	3.4	Daily	1970-1990
Athabasca	McMurray	56°47'	111°24'	140,583	132,585	6.0	Daily	1970-1990
Mackenzie	Artic R.River	67°27'	133°45'	1,709,147	1,679,100	1.8	Daily	1973-1990
Yukon	Ruby	64°44'	155°28'	671,410	670,810	0.1	Monthly	1961-1977
Fraser	Port Mann	49°13'	122°49'	221,762	232,000	-4.4	Daily	1966-1972
Columbia	The Dalles	45°36'	121°10'	652,399	613,830	6.3	Monthly	1961-1987



**Table 3.** Comparison of observed and CGCM•ERA40c mean daily hydrographs (monthly for Yukon and Fraser). The comparison period depends on the availability of observed data (see Table 1).

River Basin	Skill, $S$		Relative errors associated with			Difference in mean annual streamflows (%)	
	Unrouted	Routed	Annual Mean	Annual cycle		$\Delta\bar{Q}$	$\Delta\bar{Q}_c$
				Amplitude	Phase		
Nelson	-0.01	-0.02	0.00	0.73	0.27	-1	-2
Churchill	-0.01	0.11	0.14	0.71	0.15	40	44
N. Saskatchewan	0.05	0.47	0.21	0.52	0.27	69	64
S. Saskatchewan	-0.00	0.02	0.26	0.66	0.08	234	155
Peace	0.22	0.54	0.13	0.85	0.02	35	31
Athabasca	0.16	0.81	0.03	0.22	0.74	10	4
Mackenzie	0.17	0.77	0.16	0.67	0.18	32	30
Yukon	0.43	0.73	0.25	0.65	0.10	62	62
Fraser	0.30	0.83	0.42	0.46	0.12	45	52
Columbia	0.33	0.76	0.47	0.36	0.17	47	38

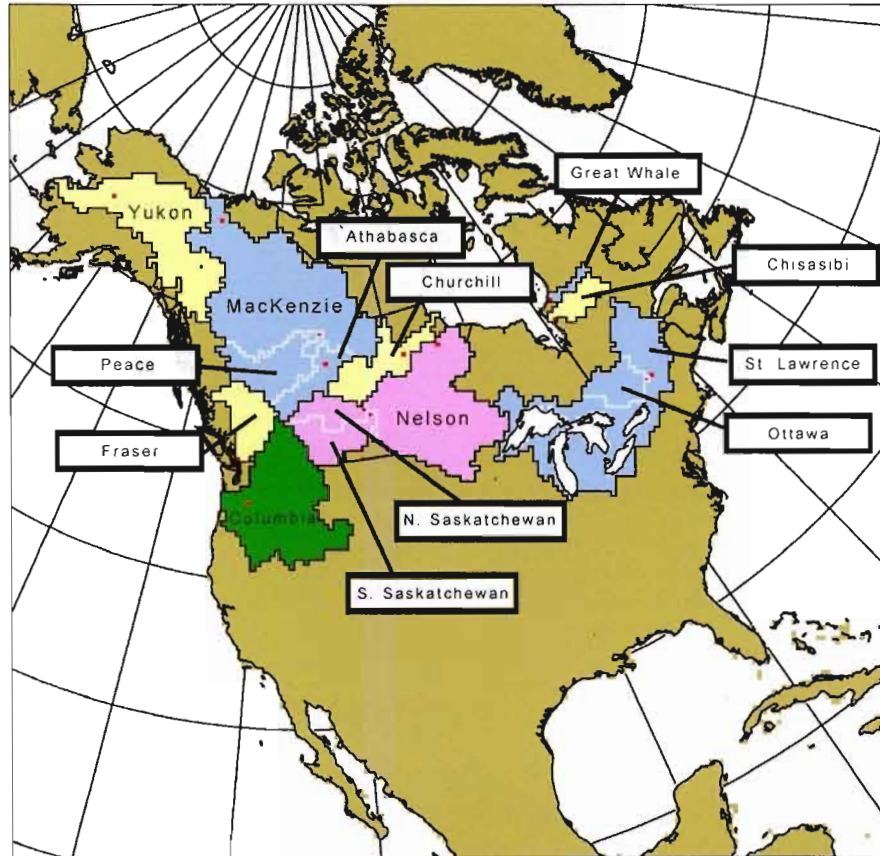
**Table 4.** Comparison of CGCM•ERA40c and CGCM•CGCMc simulated 30-year mean daily hydrograph (1961-1990).

River Basin	Skill, $S$	Relative errors associated with			Difference in mean annual streamflows (%) $\Delta\bar{Q}$
		Annual Mean	Annual cycle		
			Amplitude	Phase	
Nelson	0.90	0.09	0.58	0.33	-14
Churchill	0.85	0.14	0.29	0.57	-16
North Saskatchewan	0.84	0.14	0.62	0.24	-18
South Saskatchewan	0.85	0.08	0.49	0.43	-16
Peace	0.96	0.28	0.27	0.45	-15
Athabasca	0.87	0.09	0.39	0.52	-13
Mackenzie	0.93	0.20	0.32	0.48	-18
Yukon	0.93	0.32	0.27	0.41	-25
Fraser	0.97	0.09	0.09	0.82	-5
Columbia	0.86	0.09	0.44	0.47	11

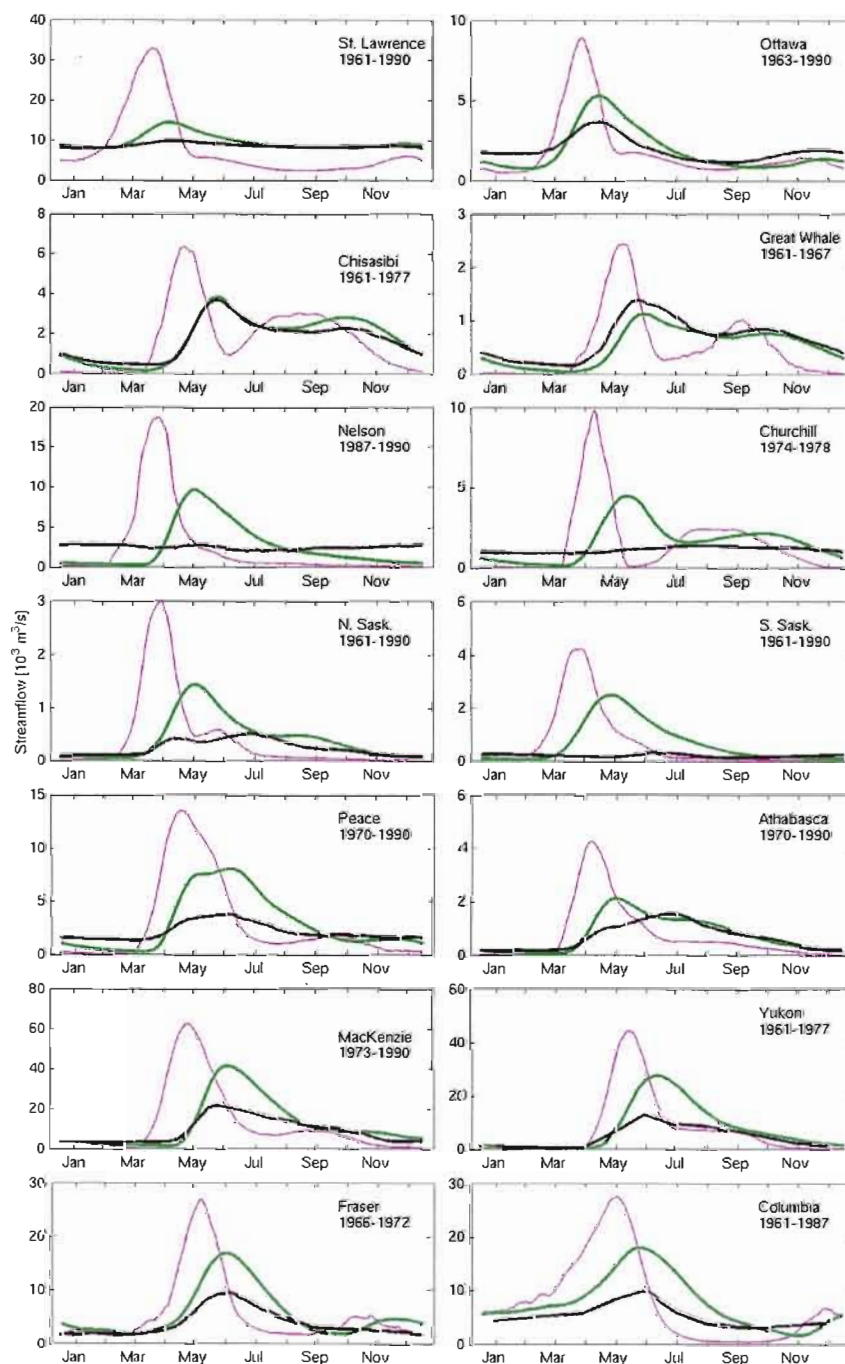
**Table 5.** Comparison of CGCM•CGCMc (1961-1990) and CGCM•CGCMf (2041-2070) simulated 30-year mean daily hydrograph.

River Basin	Skill, $S$	Relative change associated with			Difference in mean annual streamflows (%) $\Delta\bar{Q}$
		Annual Mean	Annual cycle		
			Amplitude	Phase	
Nelson	0.93	0.10	0.33	0.57	13
Churchill	0.89	0.14	0.00	0.85	13
North Saskatchewan	0.91	0.17	0.44	0.39	17
South Saskatchewan	0.92	0.07	0.36	0.57	12
Peace	0.95	0.21	0.01	0.78	15
Athabasca	0.91	0.10	0.15	0.75	11
Mackenzie	0.92	0.15	0.05	0.80	19
Yukon	0.95	0.31	0.08	0.61	26
Fraser	0.97	0.46	0.18	0.36	17
Columbia	0.93	0.10	0.33	0.57	6

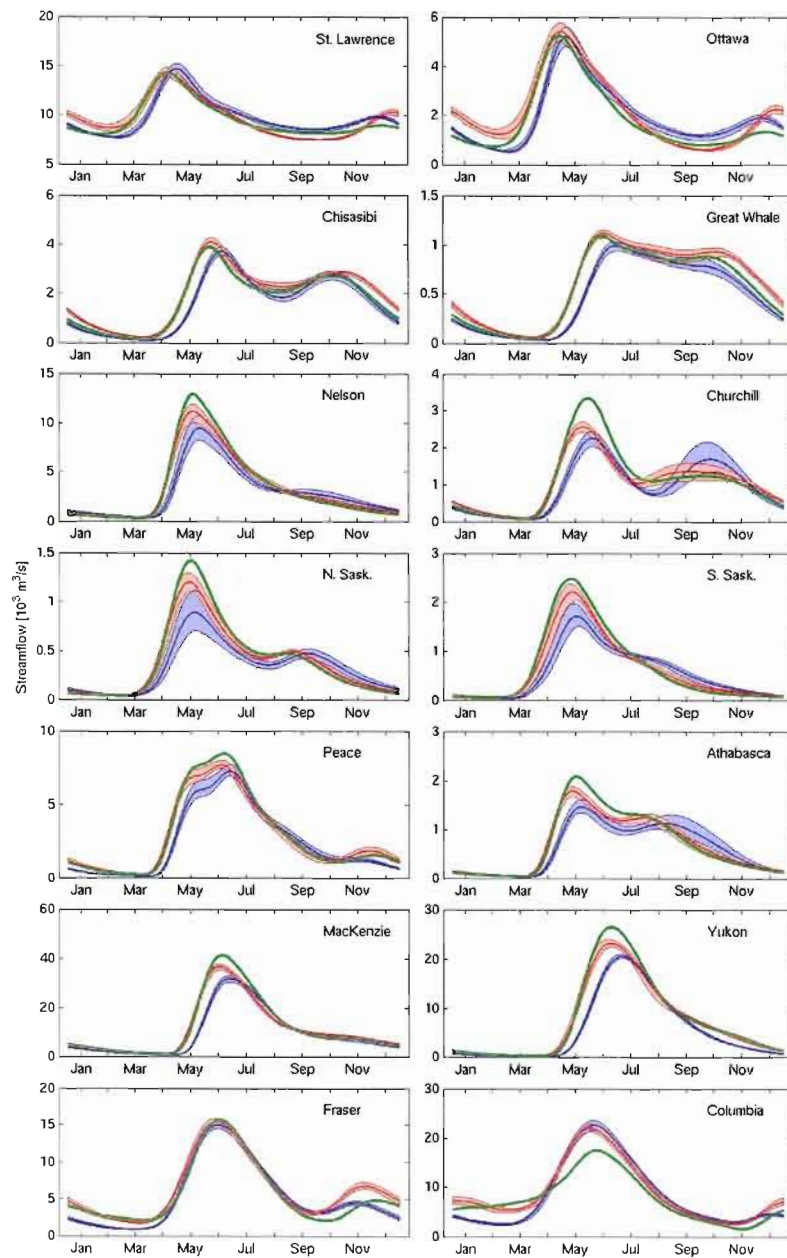
## FIGURES



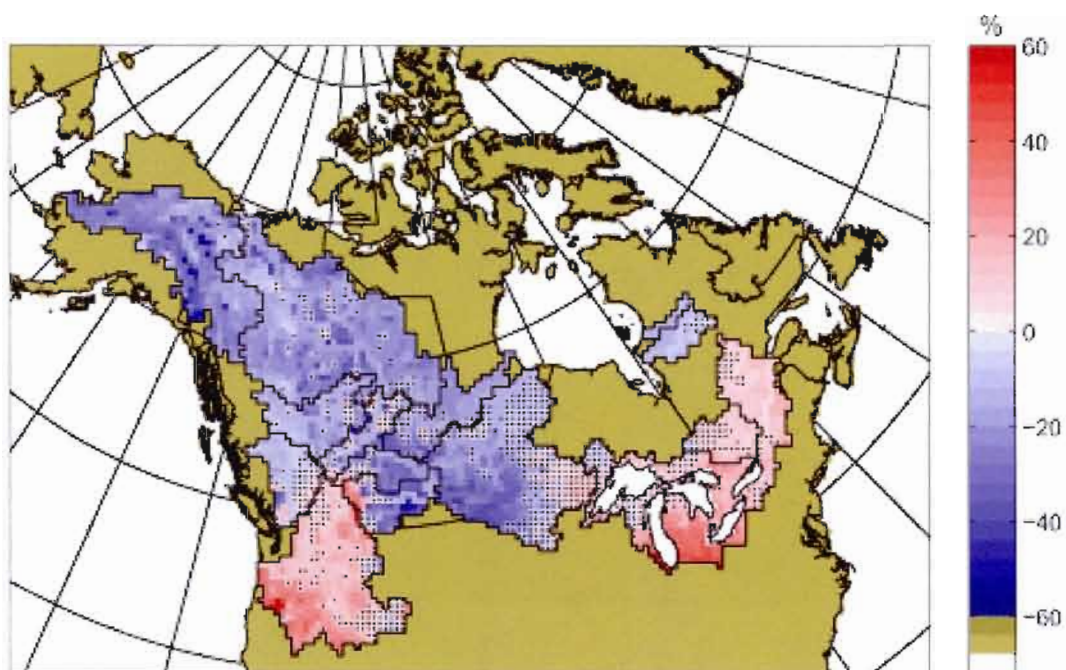
**Figure 1.** CRCM computational domain in polar stereographic projection, with the studied basins. The ones in white are the sub-basins; Ottawa is a subbasin of St. Lawrence, North and South Saskatchewan that of Nelson and Peace and Athabasca that of MacKenzie.



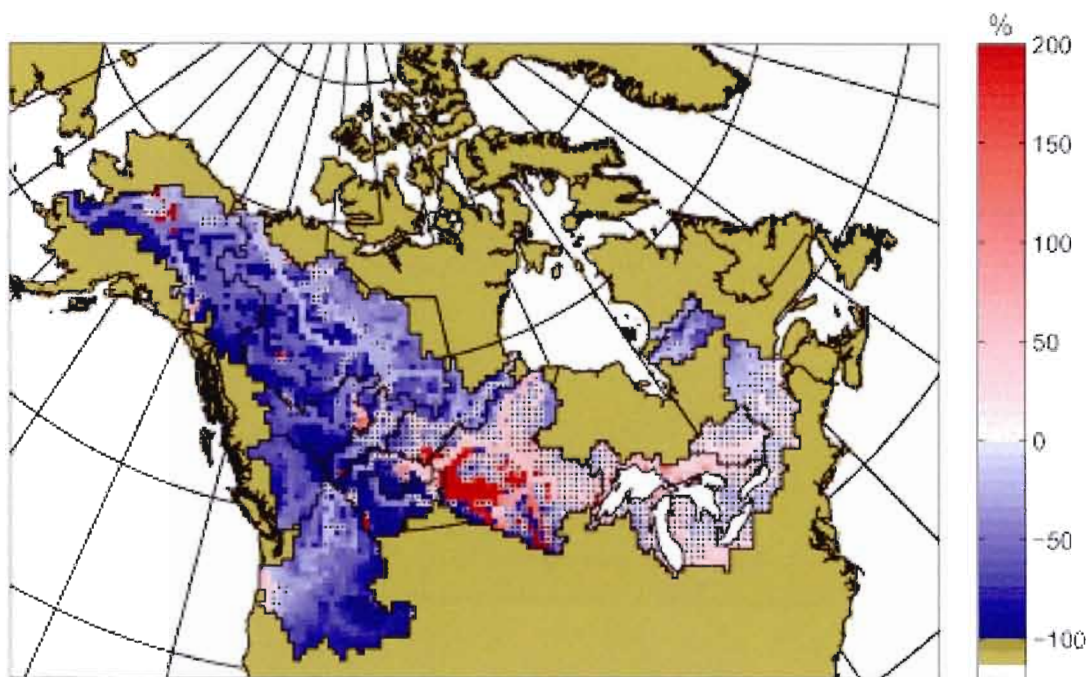
**Figure 2.** Observed (black), CRCM•ERA40c unroured (purple) and routed (green) mean daily hydrographs. The comparison period varies from basin to basin, depending on the availability of observational data, and is indicated on each subfigure.



**Figure 3.** 30-year mean daily hydrographs for CRCM•ERA40c (1961-1990; green), CRCM•CGCMc (1961-1990; blue) and CRCM•CGCMf (2041-2070; red). The shaded area (for the blue and red curves) represent the member spread of respective ensembles. Data have been smoothed with a 31-day running mean.

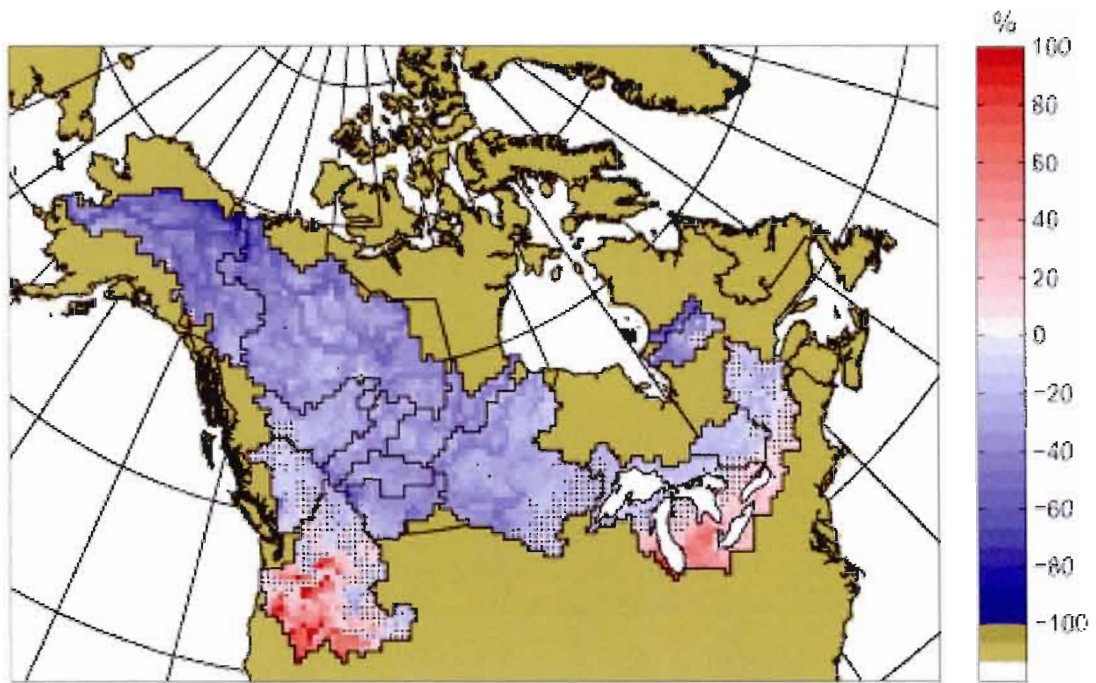


**Figure 4.** Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean annual streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the forcing errors are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05.

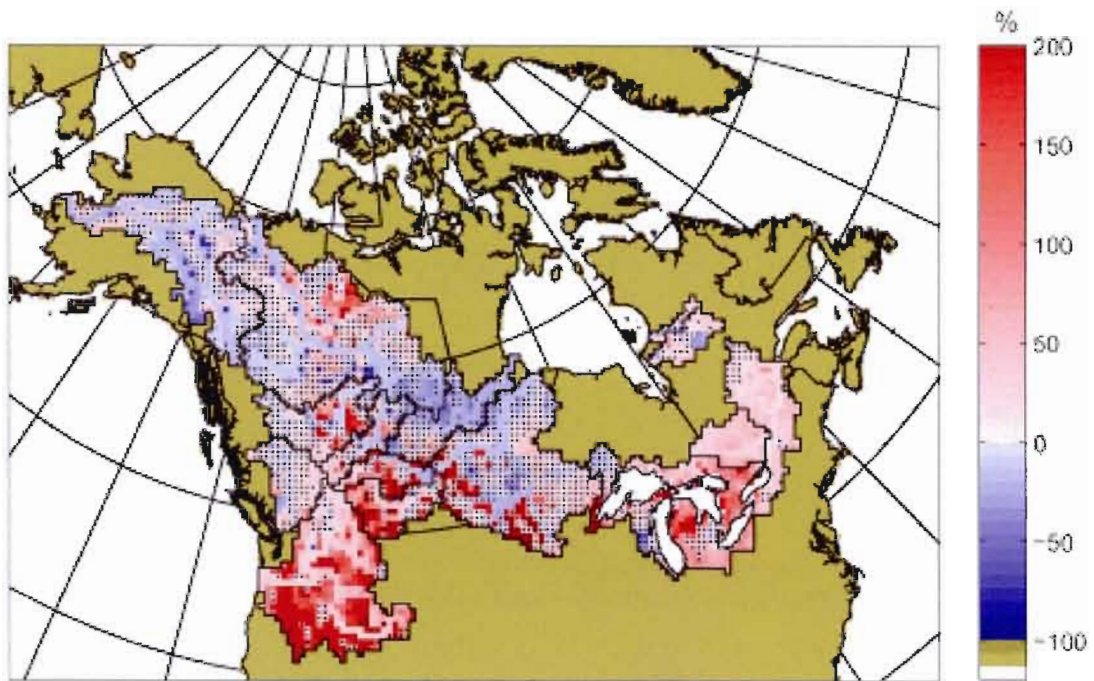


**Figure 5.** Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean winter (DJF) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the forcing errors are not significant according to a  $t$ -test at significance level of 0.05.

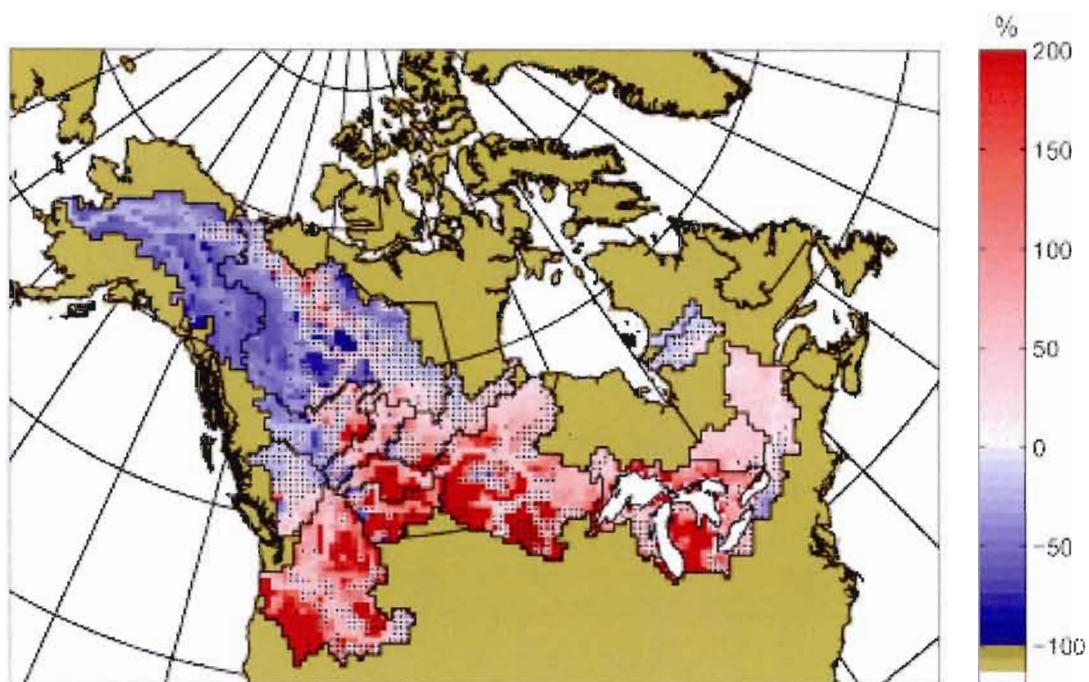




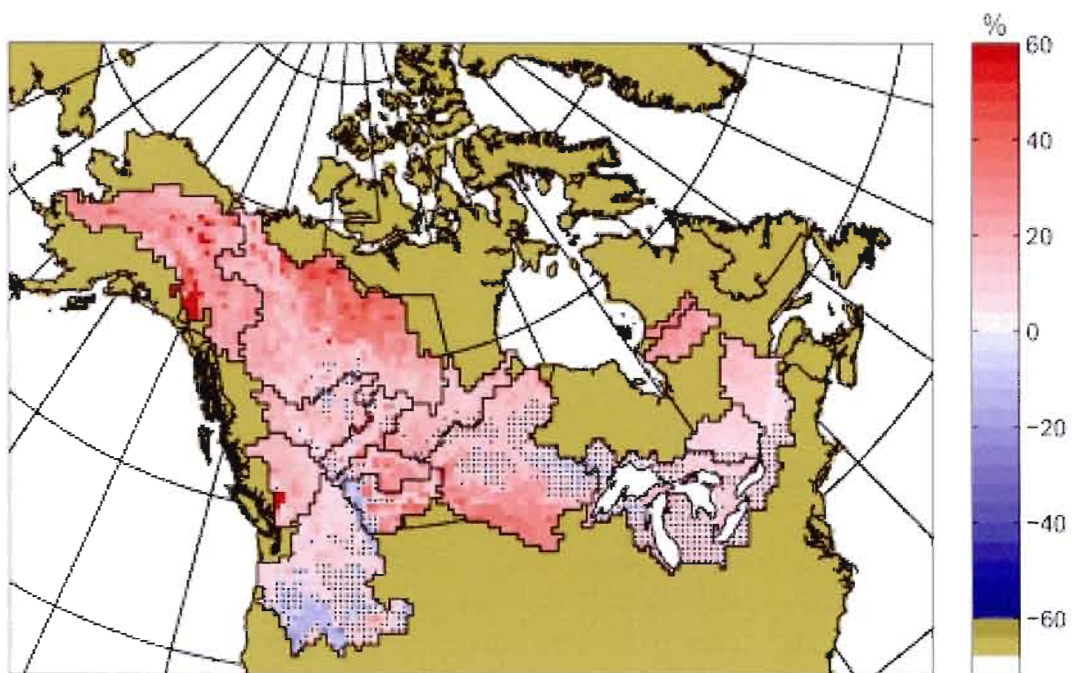
**Figure 6.** Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean springs (MAM) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the forcing errors are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05.



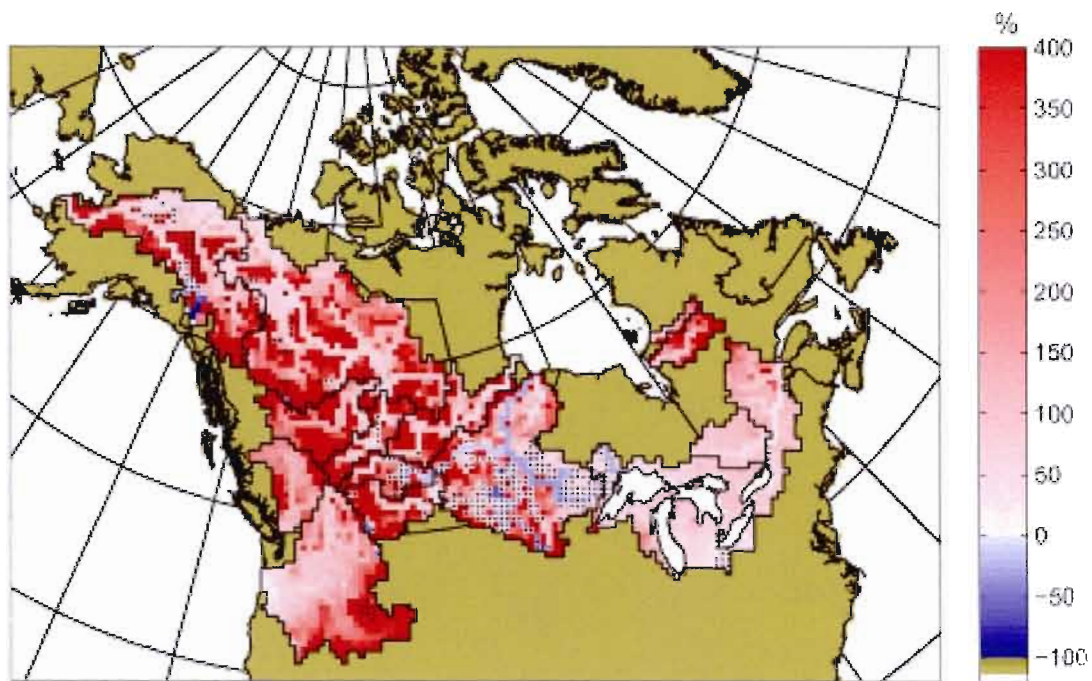
**Figure 7.** Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean summer (JJA) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the forcing errors are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05.



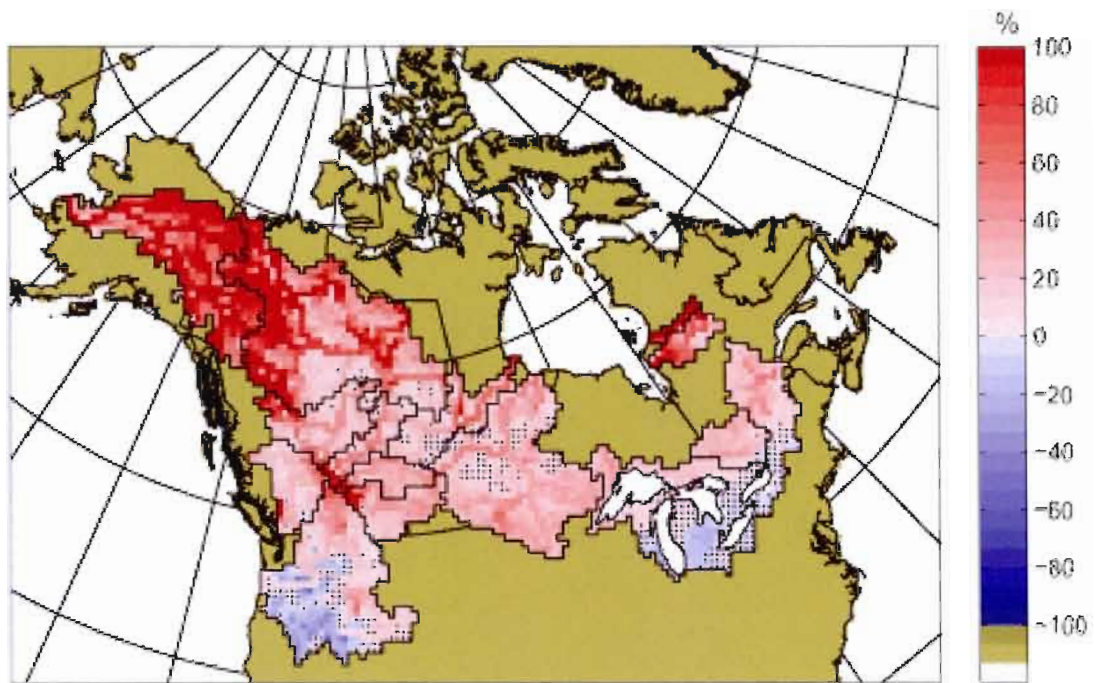
**Figure 8.** Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 30-year mean autumn (SON) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the forcing errors are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05.



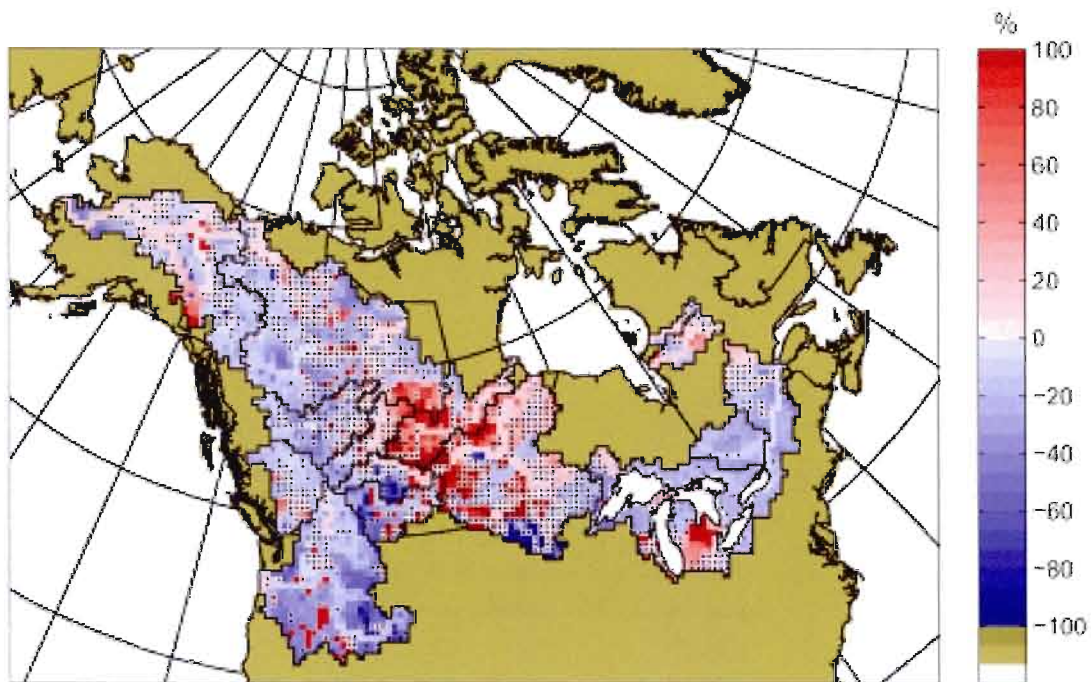
**Figure 9.** Spatial distribution of the projected changes to the 30-year mean annual streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the projected changes are not significant according to a  $t$ -test at significance level of 0.05.



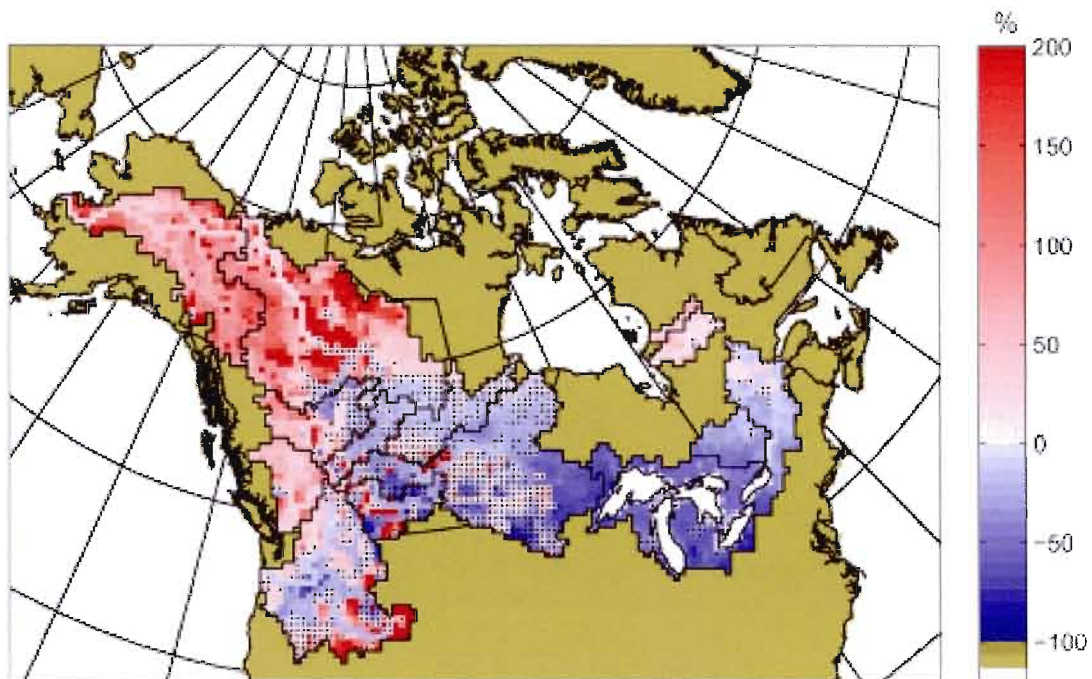
**Figure 10.** Spatial distribution of the projected changes to the 30-year mean winter (DJF) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the projected changes are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05.



**Figure 11.** Spatial distribution of the projected changes to the 30-year mean springs (MAM) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the projected changes are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05.

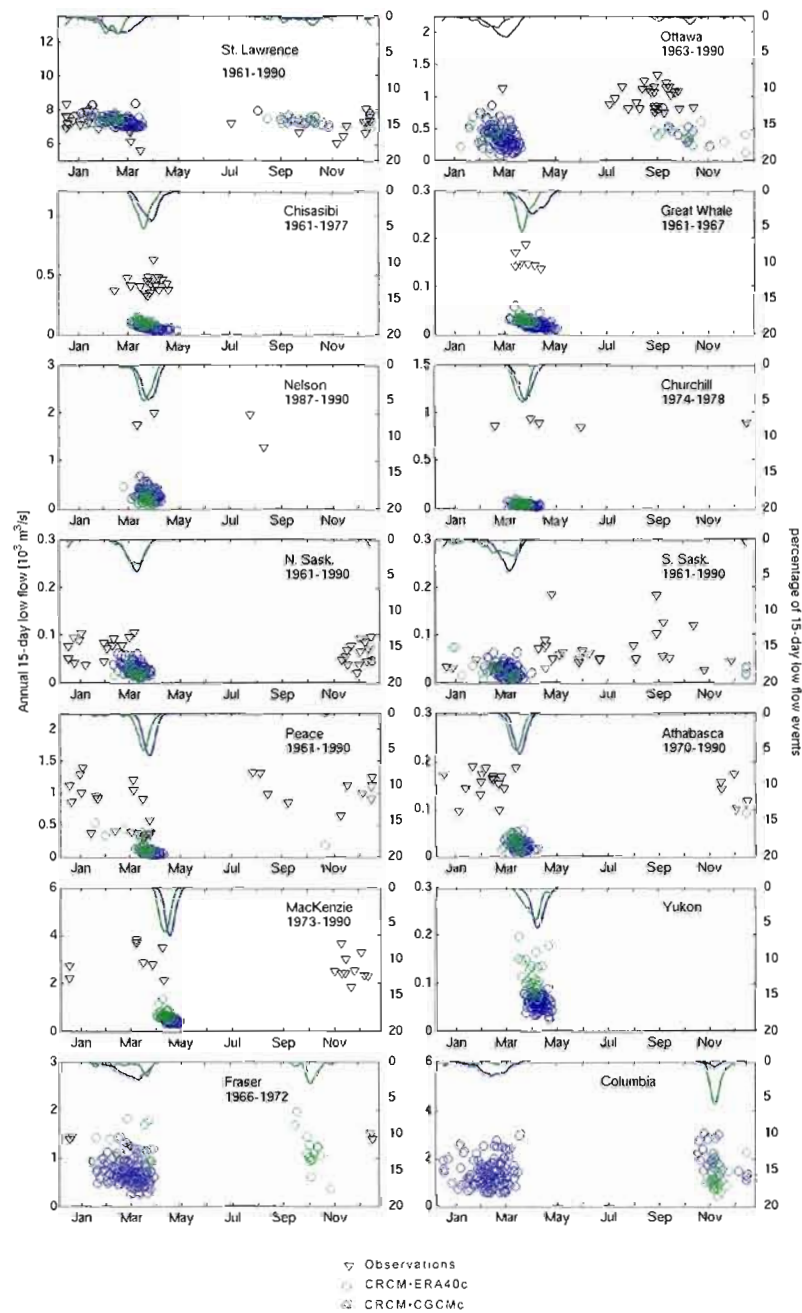


**Figure 12.** Spatial distribution of the projected changes to the 30-year mean summer (JJA) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the projected changes are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05.



**Figure 13.** Spatial distribution of the projected changes to the 30-year mean autumn (SON) streamflows (in %). Dots are used to highlight grid cells where the projected changes are not significant according to a *t*-test at significance level of 0.05.





**Figure 14-a.** Scatter plots of annual 15-day low flows for observed (black triangles), CRCM-ERA40c (green circles) and CRCM-CGCMc (blue circles). Also shown are the distribution (in %; solid curves) of the 15-day low flow events that have been smoothed with a 7-day running mean. The left axis corresponds to the scatter plot and the right axis corresponds to the distribution.

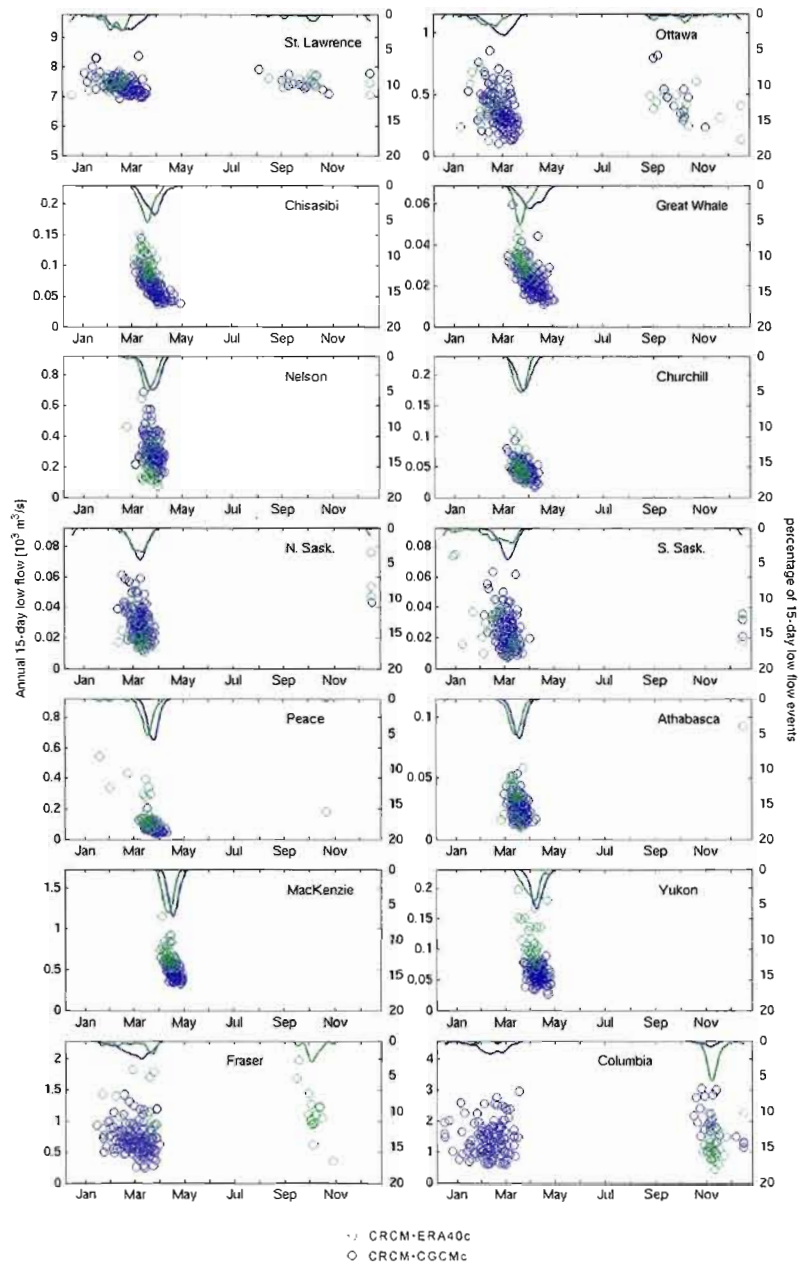
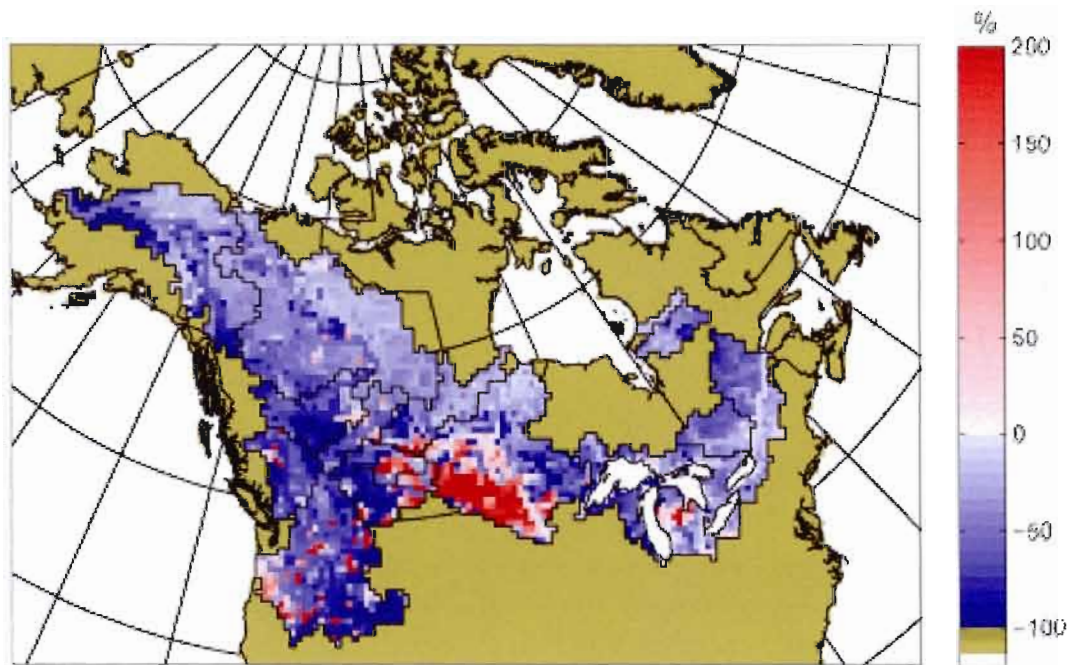
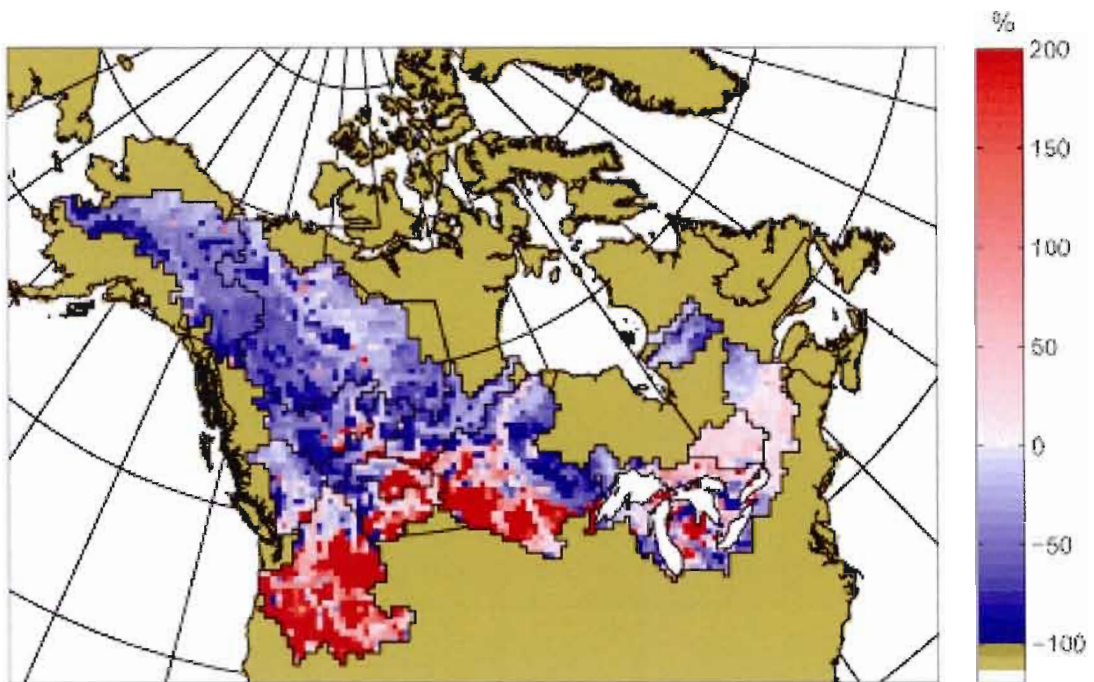


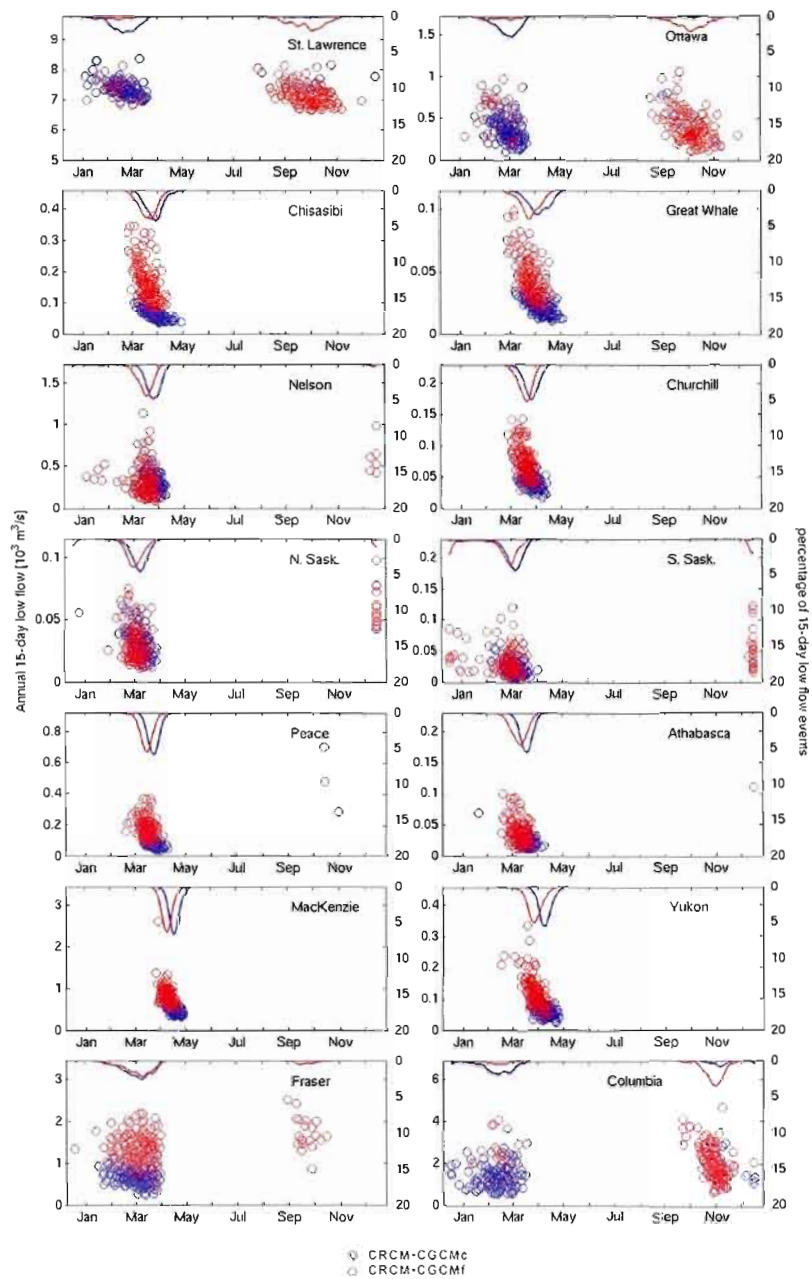
Figure 14-b. Same figure 14-a but without observations to allow a better resolution of the vertical axis.



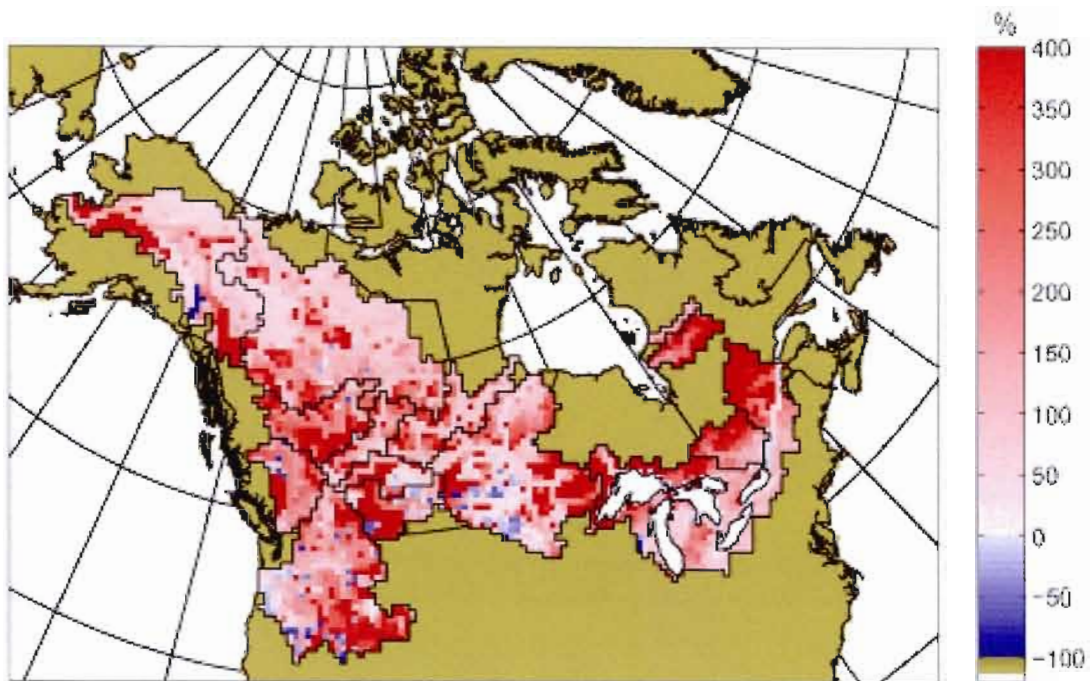
**Figure 15.** Spatial distribution of the boundary forcing errors associated with the 10-year return levels of 15-day low flows for the FMAM period (in %).



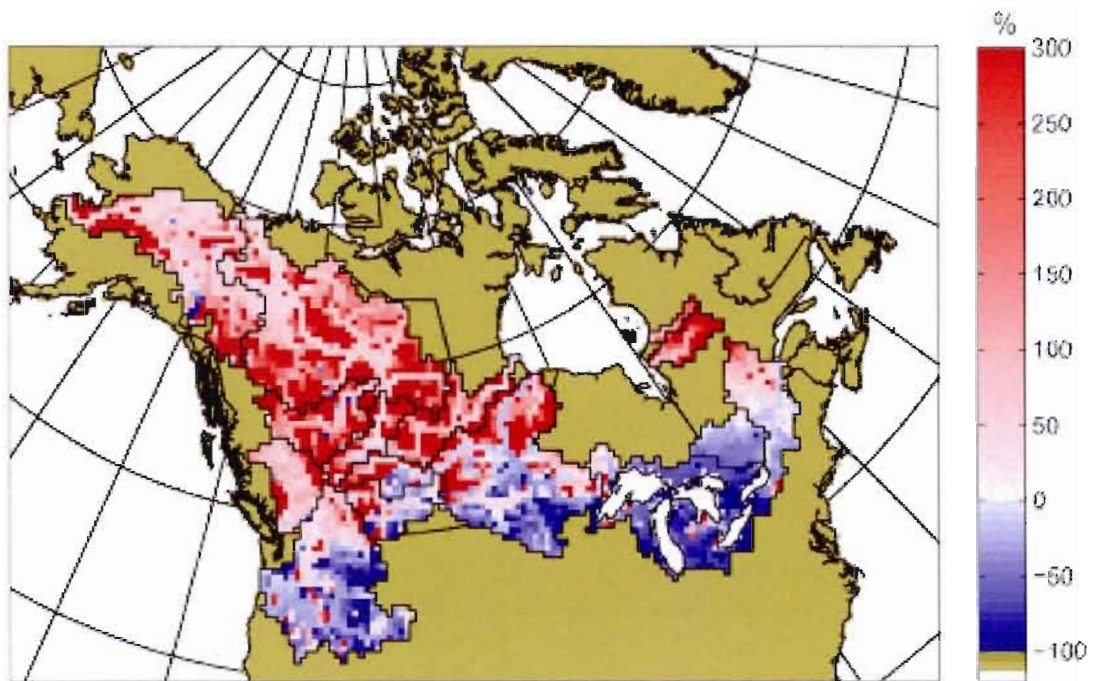
**Figure 16.** Spatial distribution of the boundary forcing errors in the 10-year return levels of 15-day low flows for the ASOND period (in %).



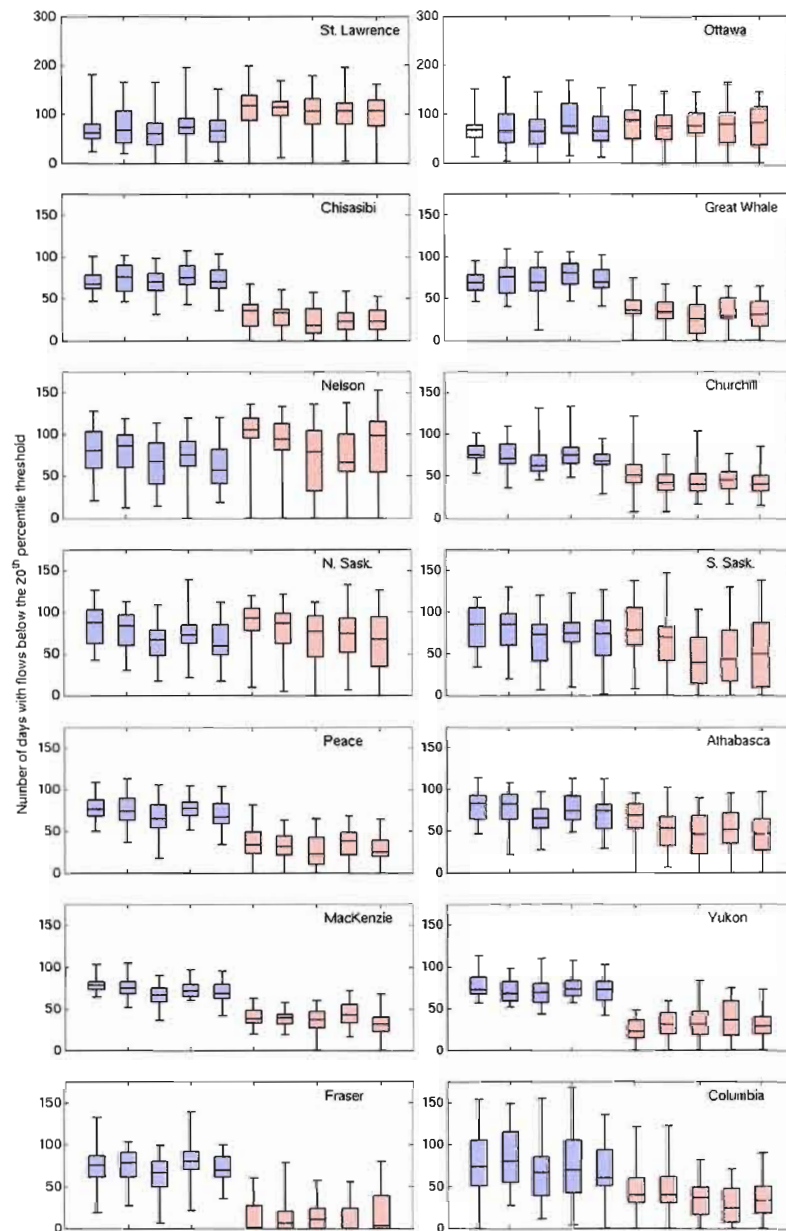
**Figure 17.** Scatter plots of annual 15-day low flows for CRCM•CGCMc (blue circles) and CRCM•CGCMf (red circles). Also shown are the distribution (in %; solid curves) of the 15-day low flow events that have been smoothed with a 7-day running mean. The left axis corresponds to the scatter plot and the right axis corresponds to the distribution.



**Figure 18.** Spatial distribution of the projected changes to the 10-year return levels of 15-day low flows for the FAMM period (in %).

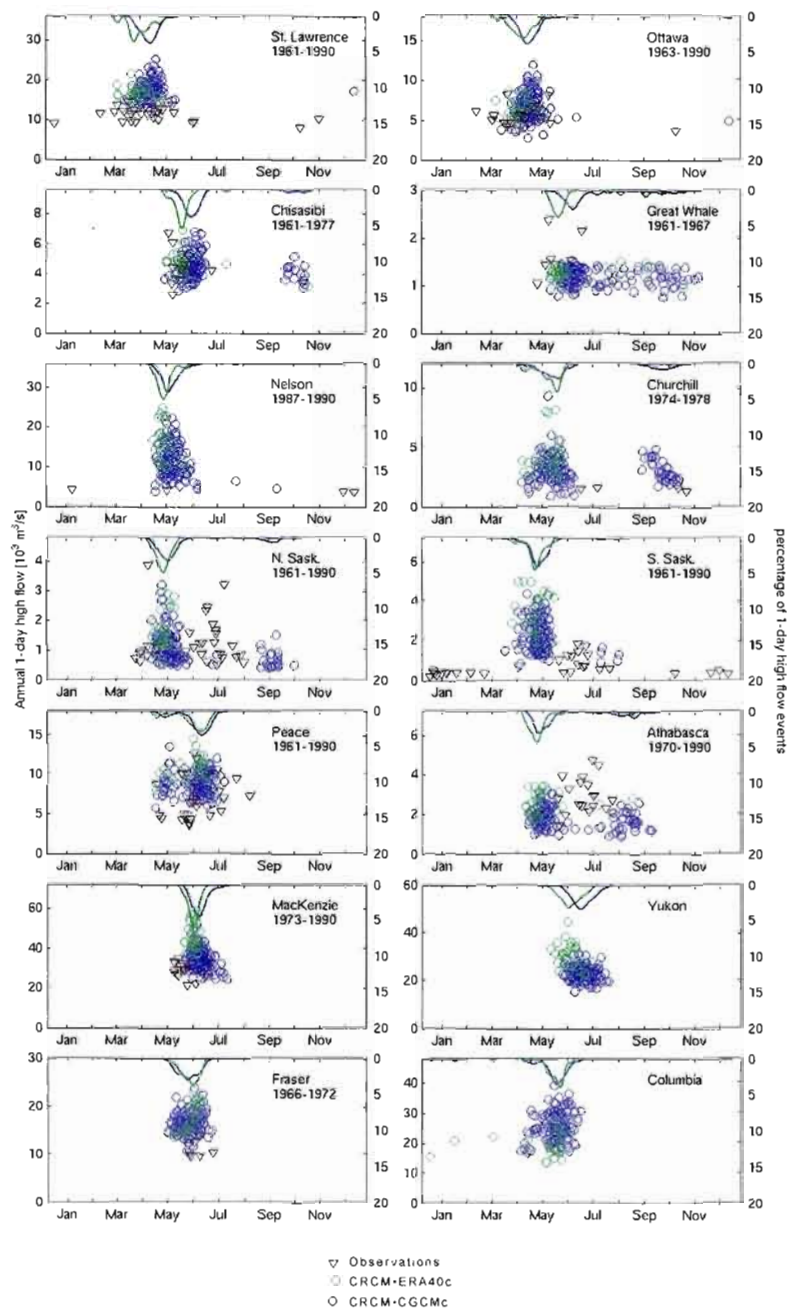


**Figure 19.** Spatial distribution of the projected changes to the 10-year return levels of 15-day low flows for the ASOND period (in %).

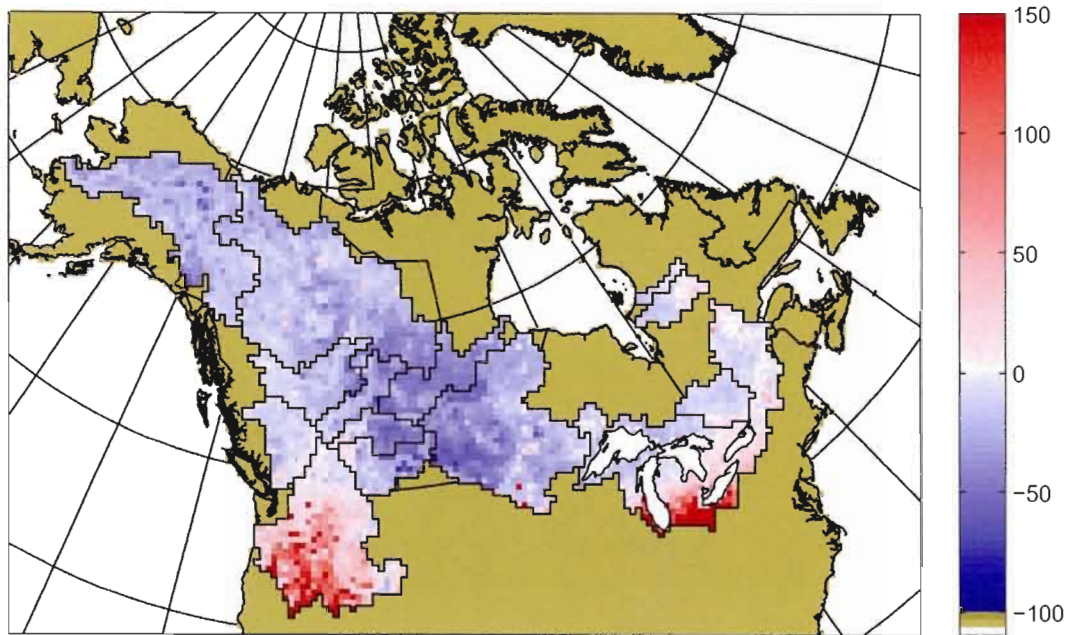


**Figure 20.** Box plots of the annual number of days with flows below the low-flow threshold  $Q_{20p}$ . In each subfigure, the first (last) five boxes in blue (red) correspond to the five members of the CRCM•CGCMc (CRCM•CGCMf) ensemble. The bottom, middle and upper lines correspond to the lower quartile, median and upper quartile. The whiskers extend from each end of the box to show the extent of the rest of the data.

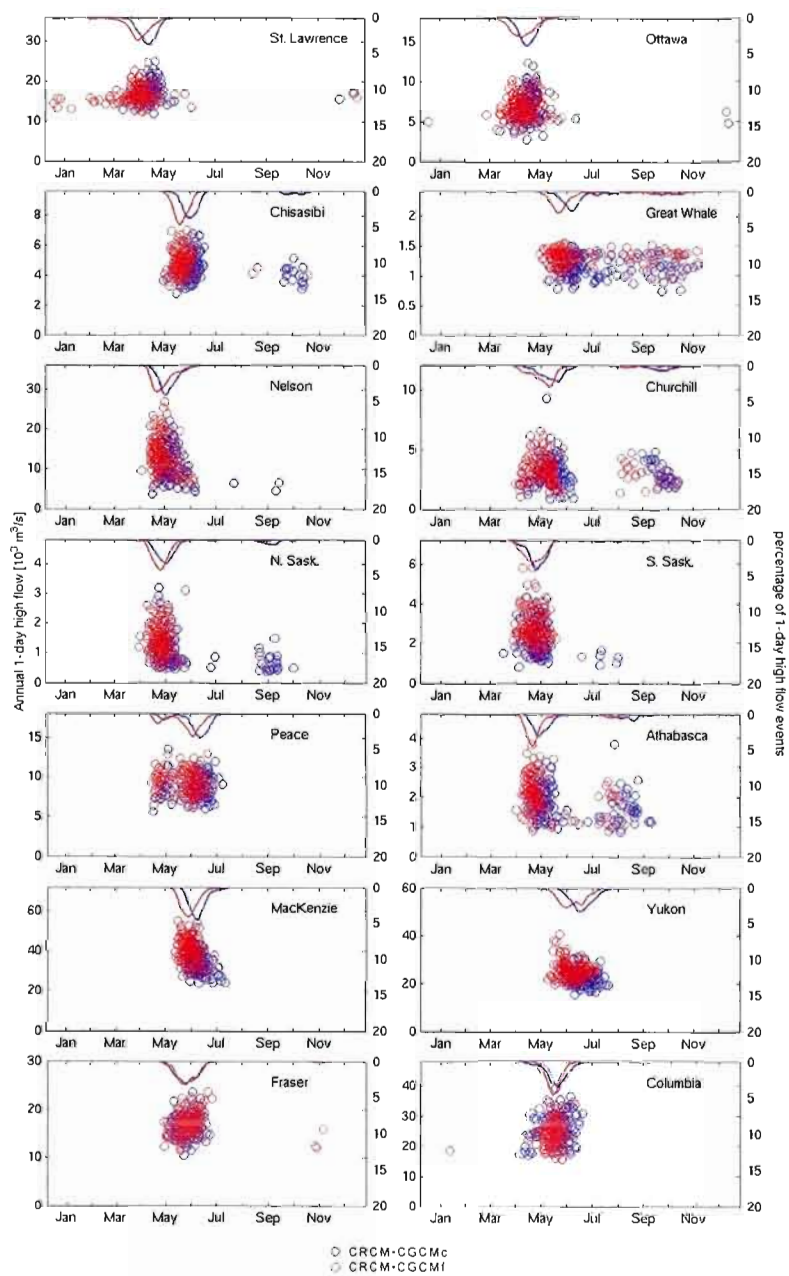




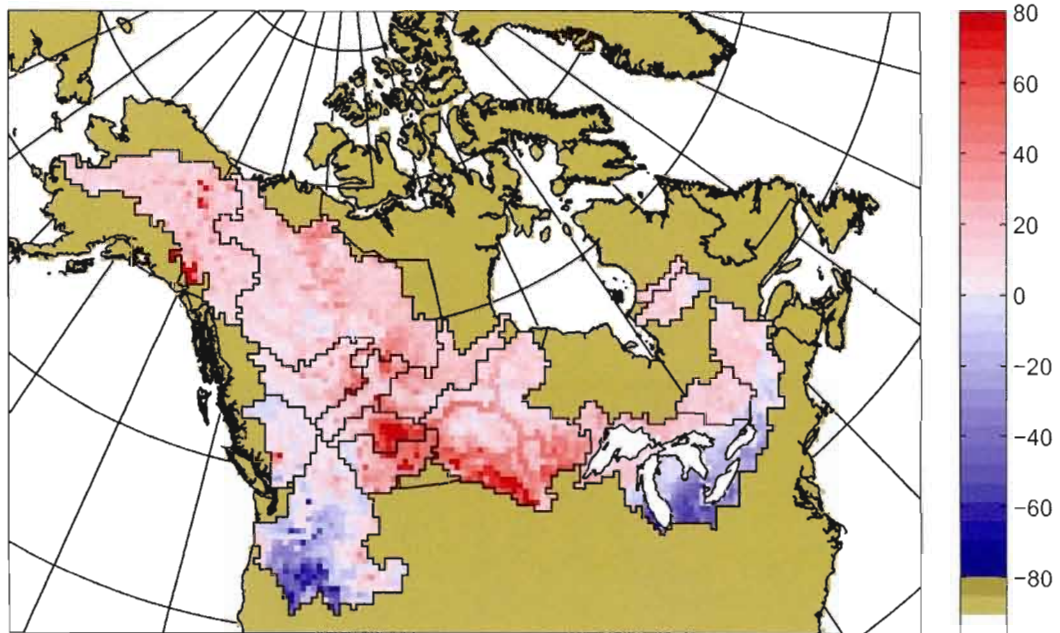
**Figure 21.** Scatter plots of annual 1-day high flows for observed (black triangles), CRCM•ERA40 (green circles) and CRCM•CGCM (blue circles). Also shown are the distribution (in %; solid curves) of the 1-day high flow events that have been smoothed with a 7-day running mean. The left axis corresponds to the scatter plot and the right axis corresponds to the distribution.



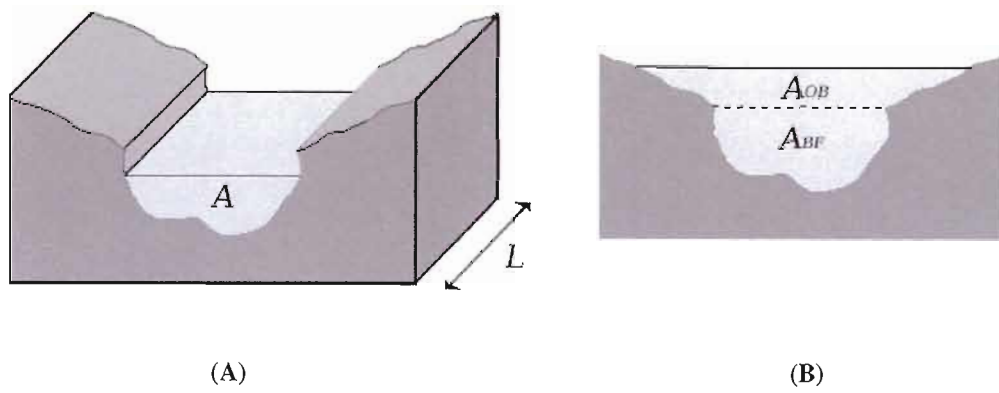
**Figure 22.** Spatial distribution of the boundary forcing errors in the 10-year return level of 1-day high flows for the MAMJJ period (in %).



**Figure 23.** Scatter plots of annual 1-day high flows for CRCM•CGCMc (blue circles) and CRCM•CGCMf (red circles). Also shown are the distribution (in %; solid curves) of the 1-day high flow events that have been smoothed with a 7-day running mean. The left axis corresponds to the scatter plot and the right axis corresponds to the distribution.



**Figure 24.** Spatial distribution of the projected changes to the 10-year return level of 1-day high flows for the MAMJJ period (in %).



**Figure A1,** (A) : une représentation schématique d'un canal d'écoulement d'aire constante et de longueur  $L$  ; (B) : une représentation schématique de l'aire d'écoulement du canal rempli à pleine capacité ( $A_{BF}$ ) et de l'aire d'écoulement associée avec la quantité d'eau excédentaire ( $A_{OB}$ )

## RÉFÉRENCES

- Akaike H, **1974**. A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Auto. Control*, 19: 716-723.
- Angel JR, Kunkel KE, **2010**. The response of Great Lakes water levels to future climate scenarios with an emphasis on Lake Michigan-Huron, *J. Great Lakes Res.* (in press).
- Arora VK, Boer GJ, **1999**. A variable velocity flow routing algorithm for GCMs, *J. Geophys. Res.*, 104(D24): 30965-30979.
- Arora VK, Chiew FHS, and Grayson RB, **2000**. The use of river runoff to test the CSIRO9 land surface scheme in the Amazon and the Mississippi River basins, *Intl. J. Climatology*, 20(10): 1077-1096.
- Bechtold P, Bazile E, Guichard F, Mascart P, Richard E. **2001**. A mass flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127: 869–886.
- Bierkens M, Dolman H, Troch P, **2008**. Climate and the Hydrological Cycle, *IAHS Special Publications* 8.
- Caya D, Laprise R. **1999**. A semi-implicit semi-lagrangian regional climate model: the Canadian RCM. *Monthly Weather Review* 127: 341-362.
- Coles S, **2001**. *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer: London.
- Davies HC. **1976**. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 102: 405-418.
- De Elia R, Caya D, Côté H, Frigon A, Biner S, Giguère M, Paquin D, Harvey R, Plummer D, **2008**. Evaluation of uncertainties in the CRCM – simulated North American climate: nesting-related issues *Clim. Dyn.* 30: 113–132.

- Dickson IW, **1975**. Hydroelectric Development of the Nelson River System in Northern Manitoba, *J. Fish. Res. Board of Can*, 32-1: 106-116.
- Environment Canada, **2004**. Threats to water availability in Canada, National Water Research Institute, Burlington, Ontario. NWRI scientific assessment report series no. 3 and ACSD sciences assessment series no. I. 128 p.
- Gal-Chen T and Somerville RCJ, **1975**. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *J. Comput. Phys.*, 17: 209-228.
- Gençay R, Selçuk, F, Ulugülyağcl A, **2001**. EVIM: A software package for extreme value analysis in Matlab. *Studies in Nonlinear Dynamics and Econometrics* 5 (3): 213-239.
- Graham LP, Andréasson J, Carlsson B. **2007a**. Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, model scales and linking methods - A case study on the Lule River basin. *Climatic Change* **81**(Supplement): 293-307.
- Graham LP, Hagemann S, Jaun S, Beniston M. **2007b**. On interpreting hydrological change from regional climate models. *Climatic Change* 81(Supplement): 97-122.
- Kay AL Jones RG Reynard NS, **2006b**. RCM rainfall for UK flood frequency estimation. II. Climate change results *Journal of Hydrology*, 318 (1-4): 163-172.
- Kay AL Reynard NS Jones RG, **2006a**. RCM rainfall for UK flood frequency estimation. I. Method and validation (2006) *Journal of Hydrology*, 318 (1-4): 151-162.
- Kouwen N, **2004**. Modelling the Entire Great Lakes and the Ottawa River Watershed. available through the ACTIF 2<sup>nd</sup> Workshop website: [http://www.actif-ec.net/Workshop2/Presentations/ACTIF\\_P\\_S1\\_03.pdf](http://www.actif-ec.net/Workshop2/Presentations/ACTIF_P_S1_03.pdf)

- Kouwen N and Mousavi SF, **2002**. WATFLOOD/SPL9 Hydrological Model and Flood Forecasting System, Chapter 15 in *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*, edited by V.P. Singh and D.K. Frevert. Water Resources Publications, Highlands Research, Colorado: 649-686
- Kouwen N, Soulis ED, Pietroniro A, Donald J, Harrington RA, **1993**. Grouping response units for distributed hydrological modelling, *ASCE Journal of Water Resources Management and Planning*, 119(3): 289-305.
- Lasserre F, **2006**. Massive Water Diversion Projects from the Great Lakes : a perceived looming threat , *Ethos Gubernamental. Revista del Centro para el Desarrollo del Pensamiento Ético* (Puerto-Rico), 3: 93-113.
- HYDAT, **2001**. Canadian hydrological data available on CD-ROM (version 99-2.00), National Water Data Archive, Environment Canada, available through the Environmen Canada Web site at <http://www.cmc.ec.gc.ca/climate/hydatintro.htm>.
- IPCC, **1995**. In *Climate Change 1996: Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change*, Watson RT, Zinyowera MC, Moss RH, Dokken DJ (eds), Cambridge University Press, p. 878.
- IPCC, **2001**. In *Climate Change 2001, The Scientific Basis*, Houghton JT, Ding, Y, Noguer, M, Van der Linder PJ, Dai X., Maskell K., Jonhson CA (eds), Cambridge University Press, p. 881.
- IPCC, **2007**. In *Climate change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge,U. K., available at <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>.
- Jha M, Pan Z, Takle ES, Gu R. **2004**. Impacts of climate change on streamflow in the upper Mississippi river basin: a regional climate model perspective. *Journal of Geophysical Research* 109(D9): D09105.



- Jiao Y, Caya D. **2005**. An investigation of the summer precipitation simulated by the Canadian regional climate model. *Monthly Weather Review* 134: 919-932.
- Laprise R, Caya D, Frigon A, Paquin D. **2003**. Current and perturbed climate as simulated by the second-generation Canadian regional climate model over northwestern North America. *Climate Dynamics* 21: 405-421.
- Martz L, Bruneau J, Rolfe JT, Toth B, Armstrong R, Kulshreshtha, Thompson, W, Pietroniro, Wagner A, **2007**, South Saskatchewan River basin report (2007): Climate Change and Water in the South Saskatchewan River Basin, chapter 8, available through the the Prairie Research Collaborative (PARC) website: <http://www.parc.ca/ssrb/>
- Mearns L, Arritt R, Boer G, Caya D, Duffy P, Giorgi F, Gutowski W, Held I, Jones R, Laprise R, Leung R, Pal J, Roads J, Sloan L, Stouffer R, Takle G. **2004**. *NARCCAP North American Regional Climate Change Assessment Program: A Multiple AOGCM and RCM Climate Scenario Project Over North America*. AGU Fall Meeting: San Francisco; J10.6.
- NOAA, **2009**. About Our Great Lakes: Lake by Lake profiles, Great Lakes Environmental Laboratory (GLERL), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), available through the NOAA Web site at <http://www.glerl.noaa.gov/pr/ourlakes/>
- PCI Geomatics **2008**. Geomatica software, Version 10.1.3. PCI Geomatics, Richmond Hill, Ontario, Canada.
- Rabus B, Eineder M, Roth A and Bamler A, **2003**. The shuttle radar topography mission a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 57-4: 241-262.
- Riette S, Caya D. **2002**. Sensitivity of short simulations to the various parameters in the new CRCM spectral nudging. In *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, WMO/TD – No 1105, Report No. 32*, Ritchie H (ed). WMO: Geneva; 7.39-7.40.

- Sharma M, Coulibaly P, Dibike Y, **2009** Comparison of Downscaled RCM and GCM Data for Hydrologic Impact Assessment, Proceedings of the 2009 American Geophysical Union Joint Assembly.
- Shaw DA, Martz LW and Pietroniro A, **2005**. A methodology for preserving channel flow networks and connectivity patterns in large-scale distributed hydrological models. *Hydrological Processes* 19-1 :149-168.
- Sushama L, Laprise R, Caya D, Frigon A, Slivitsky M, **2006**. Canadian RCM projected climate-change signal and its sensitivity to model errors, *Int. J. Climatol.*, 26: 2141–2159.
- Trenberth KE., Dai AG, Rasmussen RM, Parsons DM, **2003**. The changing character of precipitation. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 84: 1205-1217.
- Uppala, SM, and 45 other authors, **2005**. The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy Meteor.Soc.*, 131: 2961-3012.
- U.S. Geological Survey, **1997**. GTOPO30 Global 30 Arc Second Elevation Data Set, available at <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>.
- Verseghy D, **1991**. CLASS – a Canadian land surface scheme for GCMs. I: soil model. *International Journal of Climatology* 11:111.
- Verseghy D, **1996**. Local climates simulated by two generations of Canadian GCM land surface schemes. *Atmosphere-Ocean* 34: 435–456
- Vorosmarty CJ, Feketebe B, Tucker BA, **1998**. *Global River Discharge Database, 1807-1991, Version 1.1 (RivDis)*. Available on-line (<http://www.daac.ornl.gov>) from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center: Oakridge,TN.
- Wood AW, Leung LR, Sridhar V, Lettenmaier DP. **2004**. Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic Change* 62: 189.

Yakimiw E, Robert A. **1990**. Validation experiments for a nested grid-point regional forecast model. *Atmosphere-Ocean* 28: 466–472.

## CONCLUSION

L'objectif de la recherche présentée dans ce mémoire était d'évaluer l'impact des changements climatiques sur les écoulements fluviaux des 14 bassins ou sous-bassins sélectionnés (Saint-Laurent, Outaouais, Chisasibi, Grande-Baleine, Nelson, Churchill, Saskatchewan Nord, Saskatchewan Sud, Peace, Athabasca, Mackenzie, Yukon, Fraser et Columbia). Les écoulements ont été simulés en utilisant le ruissellement produit par le Modèle régional du climat canadien (MRCC) et le schéma de routage WATroute. Il est à noter qu'il est éventuellement prévu d'intégrer ce dernier à CLASS (le schéma de surface utilisé dans le MRCC), afin d'avoir un rendu plus réaliste de certains processus hydrologiques. À cet égard, cette étude peut aussi se révéler d'une certaine utilité, car elle permet de donner une idée des qualités et des insuffisances du schéma WATroute.

De manière plus précise, cette recherche s'est attardée à la validation et l'évaluation des changements projetés au niveau des débits moyens, des débits de crue et des débits d'étiage. Pour évaluer les changements projetés, un ensemble de cinq paires de simulations du MRCC pilotées par le Modèle climatique global canadien (MCGC) a été utilisé. Ces paires étaient formées d'une simulation correspondant au climat présent (1961-1990) et d'une autre correspondant au climat futur (2041-2070). L'utilisation de plusieurs simulations a l'avantage de quantifier l'incertitude associée aux projections du modèle. Pour analyser les erreurs de modélisation, une simulation additionnelle du MRCC, cette fois-ci pilotée par des données de réanalyse (ERA40), a également été considérée. Les caractéristiques des écoulements obtenus pour cette simulation ont ainsi pu être comparées à celles des observations et à celles des simulations pilotées par le CGCM afin d'évaluer dans le premier cas, les erreurs de performance et dans le second cas, les erreurs dues au pilotage.

L'évaluation des erreurs de performance n'a pas été une tâche simple. Un certain nombre de bassins sont en effet affectés par une régulation artificielle qui modifie considérablement le comportement de leur écoulement (e.g. Saint-Laurent, Churchill, Nelson ses deux sous-bassins, Saskatchewan-Nord et Saskatchewan-Sud). Or, les simulations tentent

de reproduire des écoulements naturels, ce qui rend évidemment plus difficile leur comparaison avec les observations. La présence de barrages dans l'aire de drainage d'une station de jauge va inévitablement affecter la phase et l'amplitude de l'écoulement observé. Par contre, dans la mesure où aucune ponction ou addition significative d'eau n'est effectuée (irrigation, détournement de rivière, consommation industrielle ou domestique, etc.), il peut demeurer pertinent de comparer la valeur moyenne des écoulements observés et simulés; surtout si on considère une longue période, car les barrages laisseront toujours, tôt au tard, s'écouler l'eau qu'ils retiennent. La régulation des autres bassins est moins importante et dans le cas des bassins Yukon, Athabasca, Chisasibi et Grande-Baleine, on peut considérer qu'il s'agit d'un régime naturel (pour les années considérées). C'est d'ailleurs pour Chisasibi et Grande-Baleine que la meilleure concordance entre les observations et les simulations a été obtenue.

De manière générale, les erreurs de performance associées à l'écoulement annuel moyen sont positives dans les bassins de l'ouest, ce qui est une conséquence de la surestimation de l'équivalent de neige en eau (SWE) par le MRCC. Une erreur de performance faiblement négative est observée dans les bassins de l'est. On notera par ailleurs que l'amplitude des écoulements lors des périodes d'étiage est généralement sous-estimée par les simulations. Les erreurs dues au pilotage que l'on rencontre dans les écoulements annuels moyens sont moins importantes que les erreurs de performance et sont principalement associées à la période d'occurrence et à l'amplitude du pic de débit causée par la fonte de la neige.

Les événements d'étiage ( $Q_{15}^{LF}$ ) observés et simulés ne concordent pas très bien, ni dans le cas où ERA40 a été utilisé comme pilote, ni dans le cas où il s'agissait du MCGC. De manière générale, l'amplitude des événements est très largement sous-estimée dans les simulations et, exception faite de Chisasibi et Grande-Baleine, la période d'occurrence ne concorde pas de manière tout à fait satisfaisante. Ces biais sont à mettre en relation avec la sous-estimation de l'amplitude des écoulements moyens en période d'étiage déjà évoquée et il est raisonnable de penser que l'absence de réservoir pour le routage de l'eau souterraine peut en être la cause. En effet, lorsqu'en raison du gel, il n'y a plus de nouveau ruissellement généré, les réservoirs de surface (lacs, cours d'eau) auront tendance à se vider plutôt

rapidement. Or, l'écoulement souterrain implique une échelle temporelle plus longue que l'écoulement de surface. Ainsi, dans la nature, les réservoirs souterrains continuent à alimenter les réservoirs de surface pendant l'hiver, alors que dans la version actuelle du modèle utilisé, ce processus fait actuellement défaut. En ce qui a trait aux événements de crue ( $Q_1^{HF}$ ), les simulations concordent beaucoup mieux avec les observations et ce, tant au niveau de l'amplitude que de la période d'occurrence des événements.

Les erreurs dues au pilotage associées aux événements d'étiage sont généralement négatives pour les bassins situés plus au nord, tandis que pour certains bassins plus au sud, une erreur positive peut être notée pour les deux périodes d'étiage considérées dans cette étude, c'est-à-dire, de février à mai (FMAM) et d'août à décembre (ASOND). Les erreurs dues au pilotage associées aux événements de crues sont similaires à celles observées pour les événements d'étiage, mais d'amplitude plus faible.

Dans le quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007), deux des principales conclusions tirées quant aux changements projetés dans les écoulements fluviaux en Amérique du Nord étaient que, dans les bassins caractérisés par un important couvert nival en hiver, on observerait, en raison des hivers plus doux, une occurrence hâtive des crues printanières ainsi qu'une augmentation du débit des écoulements hivernaux. Nos résultats pour la période 2041-2070 sont en accord avec ces prédictions. L'étude des hydrographes des climats présent et futur suggère un accroissement de l'amplitude du pic de débit associé à la fonte de la neige, particulièrement pour les bassins plus au nord. Pour les bassins Fraser et Columbia, situés plus au sud, cela est moins évident. Il est également projeté que le débit moyen annuel moyen augmentera dans tous les bassins étudiés (jusqu'à 28 % pour Chisasibi), sauf celui du Saint-Laurent qui reste pratiquement inchangé (-1%).

Un décalage de la période d'occurrence des événements d'étiage depuis la fin de l'hiver vers l'automne est observé dans quelques-uns des bassins (e.g. Saint-Laurent, Outaouais, Columbia, Fraser). En raison des hivers plus doux, les événements de la période FAMA se produiront de manière générale quelques semaines plus tôt dans le climat futur. Les résultats suggèrent également une augmentation de leur amplitude. On peut aussi noter une augmentation généralisée dans les niveaux de retours à 10 ans des événements d'étiage

se produisant de février à mai, alors que dans le cas de ceux se produisant d'août à décembre, quelques diminutions peuvent être notées dans les bassins plus au sud. Ces diminutions sont cohérentes avec ce qui a été trouvé par le GIEC (IPCC, 2007) et sont causées par une évapotranspiration accrue résultant de températures projetées plus chaudes dans le climat futur. De manière similaire au décalage des événements d'étiage se produisant à la fin de l'hiver, les événements de crues se produiront plus tôt dans le climat futur. Nos résultats suggèrent également une augmentation des niveaux de retour à 10 ans pour les événements de crue dans le climat futur, particulièrement pour les bassins plus au nord, et quelques diminutions dans certaines parties de Columbia et de Saint-Laurent.

Ce mémoire fournit de précieuses informations quant aux changements projetés relatifs aux caractéristiques des écoulements fluviaux. Ainsi, de telles informations sont d'une importance cruciale pour nombres d'études d'impact et d'adaptation. Par exemple, plusieurs des bassins que nous avons étudiés sont d'importantes sources de générations d'hydroélectricité (Chisasibi, Grande-Baleine, Nelson, Churchill, Peace, Fraser, Columbia, etc.). Avec une augmentation sans cesse croissante de la demande énergétique, il est évidemment d'intérêt d'avoir des informations fiables quant à l'évolution du débit des cours d'eau dans ces bassins. D'autre part, dans les régions plus au sud que nous avons étudiées, l'activité agricole y est relativement développée et est une grande consommatrice d'eau, notamment dans les Prairies canadiennes où par exemple les bassins Saskatchewan-Nord et Sud subissent déjà un stress hydrique élevé. Il s'agit là d'un autre exemple de la nécessité d'anticiper les changements qui affecteront les ressources en eau dans un climat futur afin d'en assurer une saine gestion. D'ailleurs malgré le moratoire sur l'extraction d'eau dans le bassins des Grands-Lacs décrété en 2001, cet or bleu demeure un objet de convoitise qui pourrait par exemple être utilisé pour alimenter le centre du continent plus secs (Laserre, 2006). Pour bien évaluer les tenants et les aboutissants d'un tel projet, il est primordial de détenir des informations se rapportant à l'évolution des écoulements dans le bassin du Saint-Laurent et des Grands Lacs, dont dépend l'alimentation en eau de près des deux tiers de la population canadienne.

La résolution du MRCC utilisée dans cette étude est de 45 km, or plusieurs études d'impact et d'adaptation s'intéressent à des phénomènes qui se produisent à des échelles de

quelques kilomètres. Il est prévu dans un avenir rapproché de raffiner la résolution de la grille du MRCC, rendant ainsi disponible des informations plus précises à l'échelle spatiale pour les études d'impacts et d'adaptation qui en auraient besoin. D'autre part, cette étude est basée sur l'utilisation d'un MRC et d'un seul scénario d'émission de gaz à effet de serres (SRES A2). Afin d'évaluer l'incertitude associée aux projections, il sera important de poursuivre cette étude en utilisant plusieurs MRC, pilotés par différents MCG et en considérant plusieurs scénarios d'émission différents. Par ailleurs, étant donné que l'absence de réservoir souterrain semble limiter de manière marquée l'habileté à simuler les débits d'étiage, leur intégration constituera sans aucun doute une amélioration majeure



## ANNEXE A

### Équation de routage

Dans sa version actuelle, le schéma de routage WATroute ne comporte pas de branche pour traiter le routage des eaux souterraines. Ainsi, tout comme le ruissellement de surface, le drainage est routé en transitant par les réservoirs d'eau de surface associés à chacune des cellules du domaine. Le bilan d'eau de chacune de ces cellules est simplement donné par :

$$\frac{dS_T}{dt} = I - Q \quad (A1)$$

$S_T$  représente la quantité d'eau continue dans le réservoir,  $I$  est la recharge du réservoir, i.e. la quantité d'eau qui entre dans celui-ci et  $Q$  est la décharge du réservoir, i.e. la quantité d'eau qui en sort (ces trois quantités se mesure en  $m^3$ ). La recharge  $I$  peut avoir deux origines : le ruissellement généré dans la cellule elle-même ( $i_0$ ) et celui qui est produit en amont et qui s'écoule vers elle en transitant par les cellules voisines ( $i_n$ ).

L'algorithme de WATroute est en fait basé sur une discrétisation de l'équation A1:

$$\frac{(S_T)_{t+\Delta t} - (S_T)_t}{\Delta t} = \frac{I_{t+\Delta t} + I_t}{2} - \frac{Q_{t+\Delta t} + Q_t}{2} \quad (A2)$$

Toutes les variables se référant au pas de temps  $t$  ( $(S_T)_t$ ,  $I_t$ ,  $Q_t$ ) sont censées être connues, tandis que parmi celles se référant aux  $t+\Delta t$ , cela n'est le cas que pour la recharge ( $I_{t+\Delta t}$ ) des cellules situées au début du chemin de routage, c'est-à-dire pour lesquelles  $i_n=0$ . Pour ces cellules, il n'y a donc que deux variables ( $(S_T)_{t+\Delta t}$ ,  $Q_{t+\Delta t}$ ) à relier pour solutionner l'équation A2. Une fois cela fait, la décharge sera connue et pourra servir à calculer la recharge des cellules situées en aval.

Pour relier  $(S_T)_{t+\Delta t}$  et  $Q_{t+\Delta t}$ , on considérera que les canaux d'écoulement sont droits, de longueur  $L$  (représentant la distance entre le milieu de deux points de grille) et ont une

section transversale d'aire constante. Avec ces approximations, la quantité d'eau contenue dans un canal est simplement :

$$S_T = LA \quad (\text{A3})$$

Dans cette équation, la variable  $A$  représente l'aire d'écoulement (voir figure A1). La quantité d'eau déchargée par le canal peut être vue comme un simple flux de matière animée d'une vitesse  $V$  passant au travers d'une section transversale :

$$Q = AV \quad (\text{A4})$$

La vitesse d'écoulement de l'eau dans le canal est quant, à elle, donnée par l'équation de Manning:

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} \tilde{s}^{1/2} \quad (\text{A5})$$

où  $n$  est le coefficient de rugosité de Manning,  $R$  le rayon hydraulique (aire d'écoulement divisé par le périmètre mouillé) et  $\tilde{s}$  la pente du canal. En fait, pour éviter d'avoir à calculer le périmètre mouillé, l'approximation  $A \approx R^2$  est utilisée dans l'algorithme de WATroute. En combinant les équations A3, A4 et A5, on obtient finalement le résultat désiré, reliant  $Q$  à  $S_T$  :

$$Q = \frac{1}{n} \left( \frac{S_T}{L} \right)^{4/3} \tilde{s}^{1/2} \quad (\text{A6})$$

On notera que, dans le cas où la quantité d'eau impliquée dépasserait la capacité du canal et déborderait sur les rives, la plus grande rugosité de ces dernières doit être prise en compte. La quantité totale d'eau ( $S$ ) peut alors être divisée en deux termes : un correspondant à la quantité contenue dans le canal lorsqu'il est rempli à sa capacité maximale ( $S_{BF}$ ,  $BF$  pour l'anglais «bankfull») et un autre associé à la quantité excédante ( $S_{OB} = S_T - S_{BF}$ ,  $OB$  pour l'anglais «overbank») :

$$Q = \left[ \frac{1}{n} \left( \frac{S_{BF}}{L} \right)^{4/3} + \frac{1}{n_{OB}} \left( \frac{S_{OB}}{L} \right)^{4/3} \right] \tilde{S}^{1/2} \quad (A7)$$

La rugosité associée au débordement ( $n_{OB}$ ) est approximée dans WATroute comme étant deux fois la valeur de la rugosité du canal ( $n_{OB} = 2n$ ). La valeur de  $S_{BF}$  peut être calculée au moyen de l'équation A3 ( $S_{BF} = LA_{BF}$ ). L'aire d'écoulement qui y est associée ( $A_{BF}$ ) est calculée à partir d'une équation géomorphologique basée sur l'aire de drainage ( $DA$ ) d'un point d'un cours d'eau:

$$A_{BF} = a + b \cdot DA^c \quad (A8)$$

Les paramètres  $a, b, c$  peuvent être dérivés en mesurant les caractéristiques propres à chaque cours d'eau. Par contre, il a été démontré qu'un seul ensemble de paramètres pouvait être utilisé dans cette équation pour la plupart des cours d'eau canadiens et donner des résultats plutôt satisfaisants (Kouwen and Mousavi, 2002).

## ANNEXE B

### Création d'un réseau digital d'écoulement

Pour utiliser le schéma de routage WATroute, il est nécessaire de créer préalablement un réseau digital d'écoulement (RDÉ), c'est-à-dire d'attribuer à chaque point de grille une direction d'écoulement. La largeur des tuiles du domaine AMNO est typiquement de l'ordre de 45 km. Il aurait été possible d'établir le RDÉ simplement en utilisant l'élévation moyenne des tuiles du modèle, en supposant que l'eau s'écoule vers la tuile voisine la moins élevée. Toutefois, avec une résolution aussi faible, il n'est pas certain que les caractéristiques physiographiques qui influencent l'écoulement de l'eau seront bien représentées. Par exemple, dans une région montagneuse, l'élévation moyenne de la tuile pourrait refléter plus les caractéristiques du sommet des montagnes plutôt que celles des vallées où les cours d'eau ont creusé leur lit. *Shaw et al.* (2005) ont noté qu'en incorporant des données d'élévation à une résolution plus fine, que la direction d'écoulement de l'eau pouvait être plus fidèlement reproduite.

Les données topographiques utilisées pour créer la grille de routage sont une combinaison de GTOPO30 produit par le *United States Geological Survey* (USGS, 1997) et le *Shuttle Radar Topography Mission 30 second product* (SRTM30) créé conjointement par le *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA) et la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) (*Rabus et al.*, 2003). Les données de SRTM30 sont considérées plus précises que celles de GTOPO30, par contre elles ne couvrent pas les latitudes situées au-delà de 60°N, rendant nécessaire l'utilisation des données de GTOPO30. Ces deux bases de données ont une résolution de 30 secondes d'arc, ce que se traduit par une plage de résolution s'étendant de d'environ 0,9 km au sud des États-Unis à environ 0,5 km dans le nord du Canada. À ces résolutions, l'élévation moyenne des tuiles est plus représentative de la direction d'écoulement de l'eau. La projection des données sur la grille AMNO est ensuite effectuée avec le logiciel *Geomatica* (PCI, 2008).