Atlas de scénarios climatiques pour la forêt québécoise

Produit par Ouranos
pour le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec

Rapport préparé par :

Travis Logan[1]
Isabelle Charron[1]
Diane Chaumont[1]
Daniel Houle[1,2]

[1]OURANOS
[2] Direction de la Recherche forestière du Ministère des Ressources naturelles et la Faune du Québec

MARS 2011



Réalisation des travaux

La réalisation de l'atlas de scénarios climatiques pour la forêt québécoise a été mandatée par la Direction de la recherche forestière (DRF) du ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (MRNF). L'atlas se veut un outil de référence en matière de changement climatique pour les gestionnaires de la forêt québécoise et autres usagers du milieu forestier et n'est pas destiné à une publication scientifique.

Les indices et variables présentés dans l'atlas ont été choisis conjointement par les chercheurs d'Ouranos et du MRNF. Les analyses des scénarios, la préparation des figures et des cartes ainsi que la rédaction de l'atlas ont été effectués par le groupe *Scénarios climatiques* d'Ouranos.

Les travaux présentés ont fait l'objet d'une révision interne par des chercheurs d'Ouranos, soit Daniel Caya, directeur du groupe *Science du Climat* et Anne Blondlot, du groupe *Impact et Adaptation*, sur le contenu, la mise en forme ainsi que sur la qualité des scénarios et des résultats préparés pour l'atlas.

Soutien à la recherche

Les coûts relatifs aux travaux de recherche ont été assumés par la Direction de la recherche forestière (DRF) du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (MRNF) et par le Fonds vert dans le cadre de la mise en œuvre du Plan d'action 2006-2012 sur les changements climatiques (PACC) du gouvernement du Québec.

Les travaux ont également été réalisés en collaboration avec Ressources naturelles Canada.

De plus, le consortium Ouranos a été un partenaire important de par son engagement financier envers certains des auteurs de l'atlas.

Enfin, des remerciements particuliers sont adressés à Anne Blondlot, d'Ouranos, pour sa précieuse collaboration lors de la production de cet atlas.

ISBN papier : 976-2-923292-06-9
ISBN web : 978-2-923292-05-2
Dépôt légal-Bibliothèque nationale du Québec, 2010
Dépôt légal-Bibliothèque nationale du Canada, 2010

Référence bibliographique recommandée :
Logan, T., I. Charron, D. Chaumont, D. Houle. 2011. Atlas de scénarios climatiques pour la forêt québécoise. Ouranos et MRNF. 55p +annexes.

Table des matières

Glossaire de sigles et acronymes 5

Chapitre 1 6
1.1 Contexte 6
1.2 Introduction 6

Chapitre 2. Méthodologie 7
2.1 Sélection des projections climatiques 7
2.1.1. Ensemble de simulations des modèles de climat globaux (MCG) 7
2.1.2 Ensemble de simulations des modèles régionaux de climat (MRC) 8
2.1.3 Analyse par grappe 8
2.2 Évaluation des simulations climatiques pour la période de référence (1971-2000) 8
2.3 Sélection des variables d'intérêts 10
2.4 Sélection de la zone d'étude 12
2.5 Cartographie des normales climatiques observées 13
2.6 Calcul des changements projetés 13
2.7 Évolution des anomalies 14
2.7.1 Calcul des anomalies 14
2.7.2 Présentation graphique des anomalies 14
2.8 Cartographie des changements futurs 15
2.8.1 Cartographie de l'ensemble MCG 15
2.8.2 Cartographie de l'ensemble MRC 15
2.8.3 Interprétation des normales observées et des changements projetés 15

Chapitre 3. Température moyenne 16
3.1 Fiche descriptive 16
3.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers 17
3.3. Résultats des températures moyennes 19
3.3.1 Cartographie des normales et des anomalies 19
3.3.2 Cartographie des changements 19

Chapitre 4. Précipitations totales 22
4.1 Fiche descriptive 22
4.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers 23
4.3 Résultats des précipitations totales 24
4.3.1 Cartographie des normales et des anomalies 24
4.3.2 Cartographie des changements 24

Chapitre 5. Précipitations sous forme de neige 27
5.1 Fiche descriptive 27
5.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers 28
5.3 Résultats des précipitations sous forme de neige 29
5.3.1 Cartographies des normales et des anomalies 29
5.3.2 Cartographies des changements 29

Chapitre 6. Événements de gel-dégel 32
6.1 Fiche descriptive 32
6.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers 33
6.3 Résultats des événements de gel-dégel 35
6.3.1 Cartographie des normales et des anomalies 35
6.3.2. Cartographie des changements 35

Chapitre 7. Degrés-jours de croissance 39
7.1 Fiche descriptive 39
7.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers 40
7.3 Résultats des degrés-jours de croissance 40
7.3.1 Cartographie des normales et des anomalies 40
7.3.2 Cartographies des changements 40

Chapitre 8. Saison de croissance 42
8.1 Fiche descriptive 42
8.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers 43
8.3 Résultats de la longueur de la saison de croissance 43
8.3.1 Cartographie des normales et des anomalies 43
8.3.2 Cartographie des changements 43

Chapitre 9. Indice de sécheresse canadien 45
9.1 Fiche descriptive 45
9.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers 46
9.3 Résultats : cartographie des changements 46
9.3.1 Cartographie des normales et des anomalies 46
9.3.2 Cartographie des changements 46

Conclusions 48

Références 49

Annexe 1 Cartographie des normales climatiques observées : toutes les saisons 56
Annexe 2 Évolution des anomalies des changements : toutes les saisons 65
Annexe 3 Cartographie des changements projetés : toutes les saisons 74
Annexe 4 Méthodologie détaillée : analyse par grappe et évaluation des modèles 108

Glossaire de sigles et acronymes

DJC	Degrés-jours de croissance
DJF	Décembre, Janvier, Février; hiver
Domaine AMNO	Domaine du modèle régional canadien du climat sur l'Amérique du Nord sur une grille de 182 points par 174 points, avec des tuiles de 45 km vrai à 60^{o}N.
DRF	Direction de la recherche forestière
GES	Gaz à effet de serre
GIEC	Groupe d'experts intergouvernementaux sur l'évolution du climat
JJA	Juin, Juillet, Août; été
LSC	Longueur de la saison de croissance
MAM	Mars, Avril, Mai; printemps
MCG	Modèle de climat global
MRC	Modèle régional du climat
MRCC	Modèle régional canadien du climat
MRNF	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec
NARCCAP	North American Regional Climate Change Assessment Program
OMM	Organisation météorologique mondiale
PACC	Plan d'action sur les changements climatiques
PCMDI	Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison
RNCan	Ressources naturelles Canada
SNITE	Service national d'information sur les terres et les eaux
SON	Septembre, Octobre, Novembre; automne
SRES	Special report on emissions scenarios

Chapitre 1

1.1 Contexte

La direction de la recherche forestière (DRF) du ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (MRNF) a mandaté Ouranos pour la production d'un atlas de scénarios climatiques visant à dresser le portrait des changements attendus pour plusieurs variables et indices d'intérêts pour la forêt québécoise. Ces indices et variables, qui forment la base des informations climatiques présentées ici, ont été jugés les plus pertinents pour la croissance et la dynamique des forêts québécoises par des chercheurs de la Direction de la recherche forestière en collaboration avec Ouranos.

1.2 Introduction

Les scénarios climatiques sont utilisés par les usagers des projets en impacts et adaptations pour analyser les impacts potentiels des changements climatiques sur la forêt. Ces scénarios proviennent de simulations issues de différents modèles du climat qui sont des représentations numériques du système climatique, basées sur des équations qui régissent les processus physiques des composantes du climat. Les modèles climatiques sont donc des outils uniques permettant de reproduire un ensemble complexe des processus responsables de l'évolution du climat (Murphy et al. 2004). Jusqu'à présent, les projections du climat futur provenaient principalement des modèles globaux (MCG), qui ont une résolution spatiale d'environ 200 à 300 km. Cette résolution est insuffisante pour la plupart des applications en impact et adaptation aux changements climatiques et la mise à l'échelle des projections globales vers une résolution mieux adaptée aux applications par des modèles régionaux s'avère très utile sinon indispensable. La simulation régionale du climat est une des expertises du consortium Ouranos et de ses partenaires de recherche, qui ont, entre autres, contribué au développement du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC; Caya et Laprise 1999). Ce modèle, comme les autres modèles régionaux du climat (MRC), se base sur les principes fondamentaux de conservation d'énergie, de masse et de quantité de mouvement pour générer des séries temporelles de variables climatiques physiquement cohérentes. Les modèles régionaux respectent donc les mêmes principes physiques que les MCG, mais ils se concentrent sur un domaine spatial réduit du globe permettant la production des simulations climatiques à plus haute résolution spatiale (soit environ 45 km pour le MRCC actuel[1]).

Par conséquent, afin de comparer les variables provenant de modèles globaux de résolution plus grossière à celles des signaux régionaux de résolution plus fine, les données présentées dans l'atlas sont basées à la fois sur un ensemble de simulations climatiques globales, rendues accessibles par le projet «Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI)», et sur un ensemble de simulations régionales, produites par Ouranos et ses partenaires.

De plus, le recours aux deux ensembles de simulations, soit globales ou régionales, permet de mieux évaluer et identifier les sources d'incertitudes associées aux projections climatiques futures. En effet, des études récentes en impacts et adaptation aux changements climatiques indiquent que les analyses utilisant les résultats d'un ensemble de simulations climatiques fournissent, à ce jour, le meilleur estimateur du climat simulé (Gleckler et al. 2008). Plus spécifiquement, la médiane ou la moyenne d'un grand ensemble de simulations de modèle de climat globaux (MCG) ou régionaux (MRC) produit des résultats plus constants comparativement aux données de référence sur une gamme de variables climatiques et ce, sur plusieurs régions du globe. De plus, l'utilisation d'un ensemble permet d'évaluer l'incertitude associée aux projections et permet aux décideurs de mieux évaluer le niveau de confiance dans les changements médians ou moyens calculés.

Le présent document donne en premier lieu une brève description de la méthodologie utilisée pour la sélection des indices et variables retenus pour l'atlas et pour la sélection des simulations climatiques. Les sept chapitres suivants présentent tour à tour les indices et variables d'intérêt. Chaque chapitre contient les informations suivantes : 1) une fiche descriptive de l'indice avec la définition de l'indice, les normales observées pour la période de référence (1971-2000) ainsi que l'évolution du changement de

[1] La résolution du MRCC sera accrue dans un proche avenir.

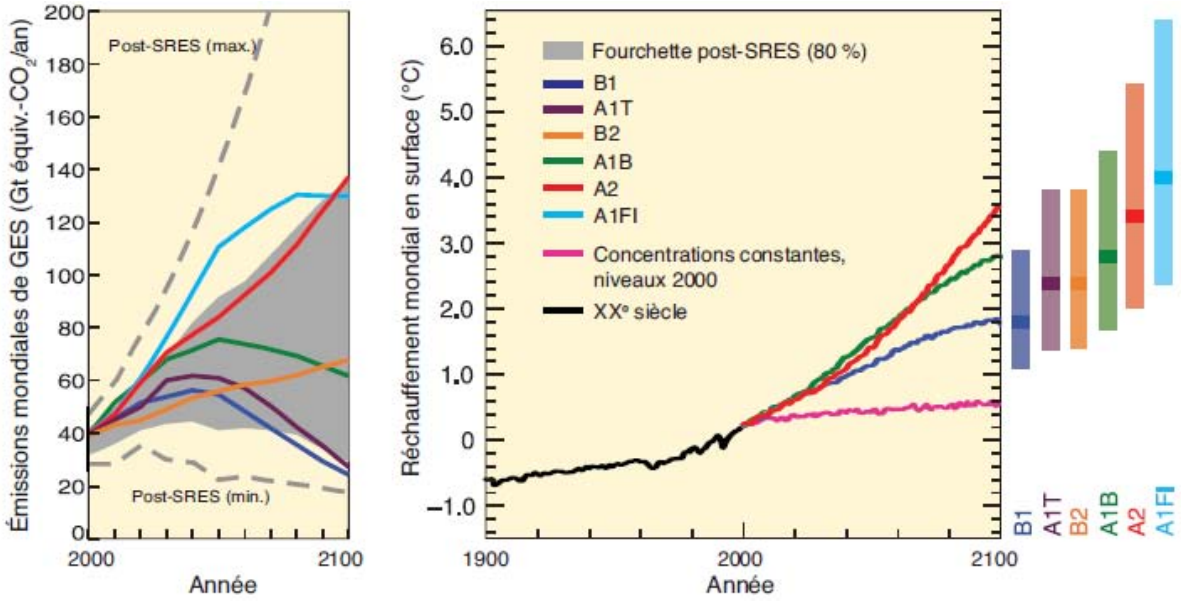
l'indice dans le temps; 2) une mise en contexte de l'importance de l'indice sur les écosystèmes forestiers; 3) une description et une cartographie des changements et incertitudes projetés à partir des simulations régionales pour l'horizon 2050 et des simulations globales pour les horizons 2050 et 2090. La partie principale du document présente les normales observées et les changements projetés pour les saisons qui ont été jugées les plus pertinentes. Par contre, les cartes de toutes les saisons ont été produites et sont colligées dans trois annexes qui présentent respectivement : 1) les cartes des normales climatiques observées pour la période de référence pour toutes les saisons; 2) l'évolution dans le temps des changements pour toutes les saisons; 3) les changements projetés par l'ensemble des modèles climatiques régionaux et globaux pour toutes les saisons. Enfin, une quatrième annexe termine le document et présente une méthodologie détaillée de la sélection et de l'évaluation des simulations climatiques.

Chapitre 2. Méthodologie

2.1 Sélection des projections climatiques

2.1.1. Ensemble de simulations des modèles de climat globaux (MCG)

Un ensemble de 71 simulations globales (Tableau 1) est utilisé dans la production de cet atlas. Les données de cet ensemble proviennent de l'archive du «Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison» (PCMDI, Meehl et al. 2007), qui met à la disposition des chercheurs un grand nombre de simulations de MCG produites par plusieurs centres de modélisation à travers le monde. Les données simulées sont disponibles pour trois scénarios d'émission de gaz à effet de serre (GES) issus du rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES, Special report on emissions scenarios: A1b, A2 et B1; Nakicenovic et al. 2000). La figure 2.1b montre l'évolution de la température moyenne globale selon un ensemble de simulations suivant plusieurs scénarios d'émissions de GES. Ces scénarios d'émissions ont été endossés par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) et forment la base du dernier rapport d'évaluation du GIEC publié en 2007.



a) *b)*

Figure 2.1 a) Émissions mondiales des GES (soit le CO_2, le CH_4, le N_2O et les gaz fluorés) illustrant six scénarios de SRES (lignes colorées) et b) Évolution de la température moyenne globale selon plusieurs simulations MCG regroupées par divers scénarios d'émissions de gaz à effet de serre de la famille SRES (source GIEC 2007, WG1-AR4).

Pour les simulations globales, les horizons d'intérêts de 2050 et 2090 ont été choisis en fonction de la disponibilité des données quotidiennes dans la banque de simulations du PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison). Les données quotidiennes sont diffusées seulement pour trois périodes soit le présent (1971-2000), l'horizon 2050 (2046 – 2065) et l'horizon 2090 (2081-2100).

2.1.2 Ensemble de simulations des modèles régionaux de climat (MRC)

Un ensemble de 18 simulations régionales produit par Ouranos (Tableau 2) est présentement disponible pour la production des scénarios climatiques. Parmi ces simulations, 14 proviennent du Modèle Régional Canadien de Climat (MRCC ; Caya et Laprise, 1999, Music et Caya, 2007) et deux sont produites avec le modèle ARPEGE-CLIMAT/Ouranos par Ouranos. De plus, Ouranos dispose de deux simulations rendues disponibles dans le cadre du projet NARCCAP (North American Regional Climate Change Assessment Program). Le scénario d'émissions de gaz à effet de serre SRES A2 du GIEC a servi de forçage aux simulations MRC (Nakicenovic et al. 2000).

Pour les simulations régionales, seulement l'horizon 2050 (2041-2070) est présenté dans l'atlas. Cet horizon est choisi en fonction de la disponibilité des données pour l'ensemble des simulations régionales. Il est bon de noter que les simulations globales sont calculées sur une période de 20 ans (2046-2065) tandis que les simulations régionales sont calculées sur une période de 30 ans (2041-2070).

2.1.3 Analyse par grappe

Des 18 simulations régionales disponibles, une forte proportion (14 sur 18) provient d'un seul MRC, soit le MRCC (Modèle régional canadien du climat). Afin d'éviter une surreprésentation de ce modèle dans les calculs de médianes et de percentiles, une analyse statistique par grappe a été effectuée. Cette analyse a permis de regrouper les 18 simulations en 8 groupes (Tableau 2). Une simulation a ensuite été choisie dans chacun des groupes afin de réduire la redondance. Les 8 simulations choisies ont été utilisées pour la cartographie des changements climatiques. Les étapes détaillées de l'analyse de groupement sont présentées à l'annexe 4.

La sélection des simulations provenant des MCG n'a pas été effectuée à partir d'une analyse par grappe. Le tableau 1 suggère qu'il pourrait y avoir un déséquilibre dans l'ensemble des simulations, certains MCG étant surreprésentés. Toutefois, Logan et al. (2010) ont démontré que la réduction du nombre de simulations MCG disponibles par une analyse par grappe ne changeait ni les médianes ni les percentiles des changements projetés. Par conséquent, le déséquilibre dans l'ensemble des MCG semble mineur et les 71 simulations disponibles sont utilisées dans l'atlas

2.2 Évaluation des simulations climatiques pour la période de référence (1971-2000)

Gleckler et al. (2008) ont montré que la médiane ou la moyenne d'un ensemble de simulations est le meilleur estimateur du climat simulé. Par contre, cette étude portait seulement sur de grandes régions du globe et les conclusions de cette étude n'ont pas été vérifiées pour une région plus petite, comme le Québec. Il est donc souhaitable d'évaluer les modèles de climat (selon la méthode présentée par Gleckler et al. 2008) pour la période de référence sur la région du Québec. Les étapes détaillées de cette évaluation sont présentées à l'annexe 4.

Tableau 1. Ensemble des 71 simulations des modèles de climat globaux sélectionnées pour l'atlas

Modèle	***Membre***	***SRES***	***Modèle***	***Membre***	***SRES***
CCCMA_CGCM3_1	Run1	SRESA1B	MIROC3_2_HIRES	Run1	SRESA1B
CCCMA_CGCM3_1	Run1	SRESA2	MIROC3_2_HIRES	Run1	SRESB1
CCCMA_CGCM3_1	Run1	SRESB1	MIROC3_2_MEDRES	Run1	SRESA1B
CCCMA_CGCM3_1	Run2	SRESA1B	MIROC3_2_MEDRES	Run1	SRESA2
CCCMA_CGCM3_1	Run2	SRESA2	MIROC3_2_MEDRES	Run1	SRESB1
CCCMA_CGCM3_1	Run2	SRESB1	MIROC3_2_MEDRES	Run2	SRESA1B
CCCMA_CGCM3_1	Run3	SRESA1B	MIROC3_2_MEDRES	Run2	SRESA2
CCCMA_CGCM3_1	Run3	SRESA2	MIROC3_2_MEDRES	Run2	SRESB1
CCCMA_CGCM3_1	Run3	SRESB1	MIUB_ECHO_G	Run1	SRESA1B
CCCMA_CGCM3_1_t63	Run1	SRESA1B	MIUB_ECHO_G	Run1	SRESA2
CCCMA_CGCM3_1_t63	Run1	SRESB1	MIUB_ECHO_G	Run1	SRESB1
CNRM_CM3	Run1	SRESA1B	MIUB_ECHO_G	Run2	SRESA1B
CNRM_CM3	Run1	SRESA2	MIUB_ECHO_G	Run2	SRESA2
CNRM_CM3	Run1	SRESB1	MIUB_ECHO_G	Run2	SRESB1
CSIRO_MK3_0	Run1	SRESA1B	MIUB_ECHO_G	Run3	SRESA1B
CSIRO_MK3_0	Run1	SRESA2	MIUB_ECHO_G	Run3	SRESA2
CSIRO_MK3_0	Run1	SRESB1	MIUB_ECHO_G	Run3	SRESB1
CSIRO_MK3_5	Run1	SRESA1B	MPI_ECHAM5	Run1	SRESA2
CSIRO_MK3_5	Run1	SRESA2	MPI_ECHAM5	Run1	SRESB1
CSIRO_MK3_5	Run1	SRESB1	MPI_ECHAM5	Run4	SRESA1B
GFDL_CM2_0	Run1	SRESA1B	MRI_CGCM2_3_2A	Run1	SRESA1B
GFDL_CM2_0	Run1	SRESA2	MRI_CGCM2_3_2A	Run1	SRESA2
GFDL_CM2_0	Run1	SRESB1	MRI_CGCM2_3_2A	Run1	SRESB1
GISS_AOM	Run1	SRESA1B	MRI_CGCM2_3_2A	Run2	SRESA1B
GISS_AOM	Run1	SRESB1	MRI_CGCM2_3_2A	Run2	SRESA2
IAP_FGOALS1_0_G	Run1	SRESA1B	MRI_CGCM2_3_2A	Run2	SRESB1
IAP_FGOALS1_0_G	Run1	SRESB1	MRI_CGCM2_3_2A	Run3	SRESA1B
IAP_FGOALS1_0_G	Run2	SRESA1B	MRI_CGCM2_3_2A	Run3	SRESA2
IAP_FGOALS1_0_G	Run2	SRESB1	MRI_CGCM2_3_2A	Run3	SRESB1
IAP_FGOALS1_0_G	Run3	SRESA1B	MRI_CGCM2_3_2A	Run4	SRESA1B
IAP_FGOALS1_0_G	Run3	SRESB1	MRI_CGCM2_3_2A	Run4	SRESA2
INGV_ECHAM4	Run1	SRESA1B	MRI_CGCM2_3_2A	Run4	SRESB1
INGV_ECHAM4	Run1	SRESA2	MRI_CGCM2_3_2A	Run5	SRESA1B
IPSL_CM4	Run1	SRESA1B	MRI_CGCM2_3_2A	Run5	SRESA2
IPSL_CM4	Run1	SRESA2	MRI_CGCM2_3_2A	Run5	SRESB1
IPSL_CM4	Run1	SRESB1			

Tableau 2. Ensemble des simulations des modèles régionaux du climat sélectionnées pour l'atlas

MRC	*Domaine*	*Pilote*	*Membre*	*SRES*	*Source*
MRCC4.1.1	Qc	CGCM3	4	A2	OURANOS
MRCC4.1.1	Qc	CGCM3	5	A2	OURANOS
MRCC4.2.0	AMNO	CGCM2	3	A2	OURANOS
MRCC4.2.0	AMNO	CGCM3	4	A2	OURANOS
MRCC4.2.0	AMNO	CGCM3	5	A2	OURANOS
MRCC4.2.3	AMNO	CGCM3	1	A2	
MRCC4.2.3	AMNO	CGCM3	2	A2	OURANOS
MRCC4.2.3	AMNO	CGCM3	3	A2	OURANOS
MRCC4.2.3	AMNO	CGCM3	4	A2	OURANOS
MRCC4.2.3	AMNO	CGCM3	5	A2	OURANOS
MRCC4.2.3	Qc	CGCM3	4	A2	OURANOS
MRCC4.2.3	Qc	CGCM3	5	A2	OURANOS
MRCC4.2.3	AMNO	ECHAM5		A2	OURANOS
MRCC4.2.3	Qc	ECHAM5		A2	OURANOS
ARPEGE-CLIMAT/Ouranos	AMNO	NA	1	A2	OURANOS
ARPEGE-CLIMAT/Ouranos	AMNO	NA	2	A2	OURANOS
HRM3	NARCCAP	HADCM3		A2	NARCCAP
RCM3	NARCCAP	CGCM3		A2	NARCCAP

Note : Les simulations en bleu sont les huit simulations sélectionnées d'après l'analyse par grappe (voir section 2.1.3).

2.3 Sélection des variables d'intérêts

Une liste de variables et d'indices hydro-climatiques a été établie (Tableau 1) en accord avec les chercheurs du MRNF. Ces variables ont été choisies à la fois en fonction de leur pertinence sur la croissance et la productivité des forêts, mais aussi en fonction de la disponibilité des données nécessaires pour le calcul des variables et indices.

Il faut noter que pour les variables où les calculs étaient effectués sur plusieurs saisons, soit la température, les précipitations et les événements de gel-dégel, nous ne présentons que les saisons qui ont été jugées les plus pertinentes pour la croissance des forêts dans la partie principale de l'atlas. Par contre, les cartes de toutes les saisons ont été produites. Elles sont colligées dans les annexes à la fin du document.

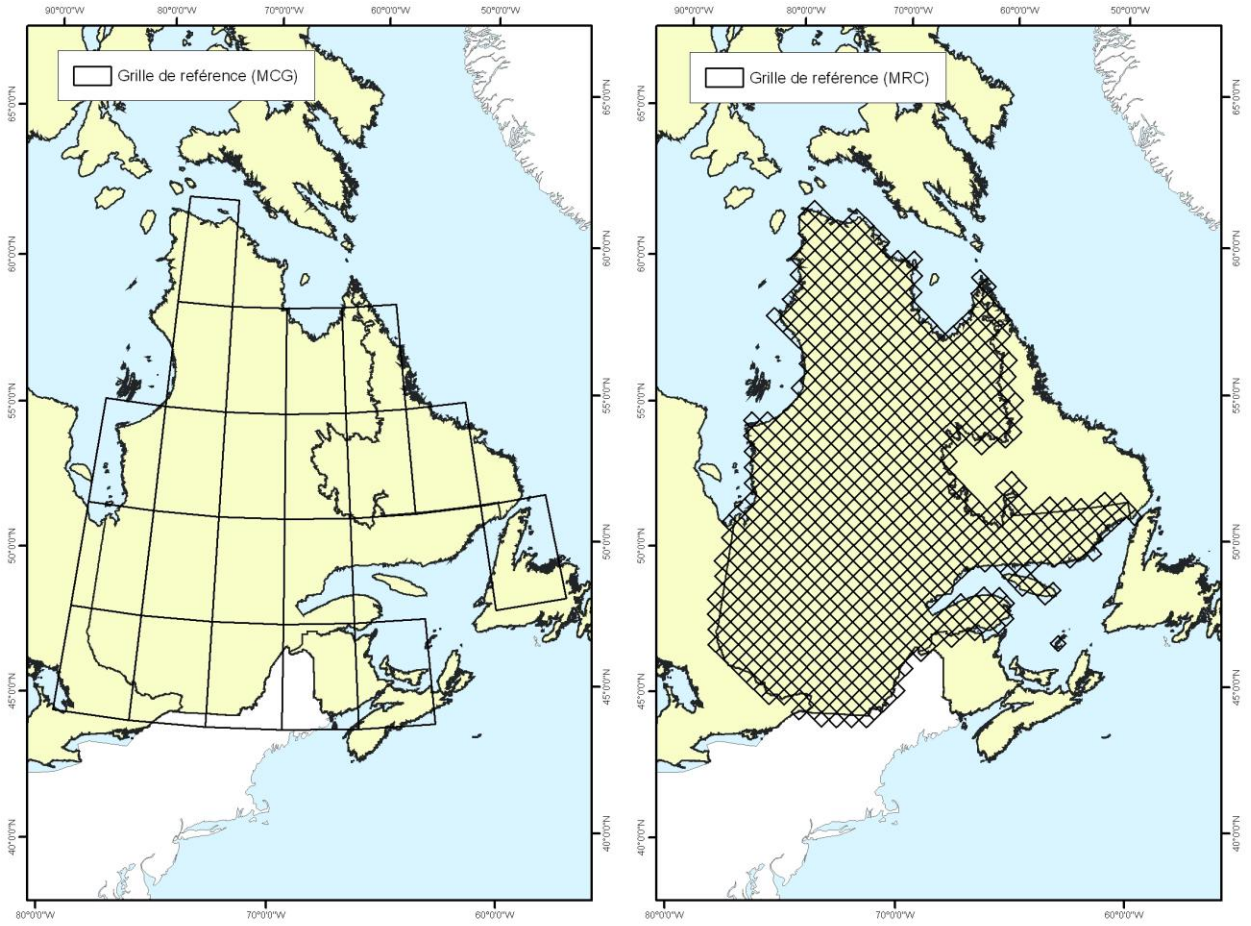
Tableau 3. Sommaire des variables et indices hydro-climatiques sélectionnées

Variable ou Indice	***Description***
Température moyenne	*La moyenne des températures calculée sur une base quotidienne.*
Température minimale[1]	*La température quotidienne minimale calculée sur une base quotidienne.*
Température maximale[1]	*La température quotidienne maximale calculée sur une base quotidienne*
Précipitations totales	*Les précipitations quotidiennes totales en millimètre qui tombent sous forme liquide et sous forme de neige.*
Précipitations sous forme de neige	*Les précipitations quotidiennes en millimètre qui tombent sous forme de neige.*
Événements de gel / dégel	*Les journées avec un événement de gel/dégel sont celles où la température oscille sous et en haut de 0˚C en 24 heures. Plus spécifiquement, un événement quotidien de gel-dégel est observé quand, dans une période de 24 heures, la Tmin enregistrée est inférieure à 0˚C et la Tmax enregistrée est supérieure à 0˚C.*
Degrés-jours de croissance	*L'écart, en degrés Celsius, qui sépare la température moyenne quotidienne d'une valeur de base de 5˚C. Si la valeur est égale ou inférieure à 5˚C, la journée a zéro degré-jour de croissance. Les valeurs quotidiennes de degré-jours sont cumulées sur une base annuelle.* *La valeur de 5˚C a été établie en fonction de la croissance et du développement des végétaux. L'hypothèse de base repose sur l'idée que les plantes vont croître uniquement si la température ambiante est supérieure à ce seuil minimum. On présume aussi qu'il existe une relation quasi linéaire entre l'augmentation de la croissance et la hausse de la température ou l'accumulation de l'énergie thermique (Schenk 1996; Loehle 1998; Bonhomme 2000).*
Longueur de la saison de croissance	*La saison de croissance débute lorsque la température quotidienne moyenne est égale ou supérieure à 5˚C pendant 5 jours consécutifs à partir du 1er mars et se termine quand la température quotidienne moyenne est inférieure à -2˚C à partir du 1er août. Cette définition est celle utilisée par Ressources Naturelles Canada.* *Il est important de préciser que la saison de croissance telle que définie ici est une saison de croissance potentielle, basée strictement sur un indice de température. Elle représente un gain potentiel de croissance qui ne correspond pas nécessairement avec la saison de croissance réelle d'une espèce donnée.*
Indice de sécheresse canadien	*L'indice de sécheresse canadien se veut une estimation empirique de la teneur moyenne en eau des sols forestiers. Il est calculé à partir du cumul des températures et des précipitations quotidiennes, du 1er avril au 31 octobre, selon la méthode proposée par Turner (1972).*

[1] Les résultats pour les changements de températures minimales et maximales sont présentés dans les annexes 1 à 3.

2.4 Sélection de la zone d'étude

Les modèles climatiques ont des grilles et des résolutions différentes les uns des autres. Il est donc nécessaire d'établir une zone d'étude commune et des grilles de référence pour pouvoir évaluer les variables produites par les modèles de façon cohérente (figure 2.2). Pour les MCG, la grille commune choisie constitue la portion de la grille du modèle global canadien (CGCM3 T47) qui couvre le Québec (figure 2.2a). Les variables de tous les modèles globaux sont donc interpolées (selon la méthode d'interpolation du plus proche voisin "nearest neighbour") sur cette grille. Pour les MRC, la grille commune constitue la portion de la grille du modèle régional canadien (Domaine AMNO) qui couvre le Québec (figure 2.2b). Ici aussi, les variables de tous les modèles régionaux sont interpolées (selon la méthode d'interpolation du plus proche voisin) sur cette grille. Dans les deux cas, seules les tuiles qui ont une surface incluant plus de 50 % de terre selon le masque terre-mer sont incluses. Enfin, pour cartographier les changements, la valeur au point de grille le plus proche du centroïde de la grille de référence est choisie.



a) *b)*

Figure 2.2 Grille de référence pour (a) les modèles de climat globaux (CGCM3 t47) et (b) les modèles régionaux de climat (MRCC4, domaine AMNO) sur le Québec. Seulement les points incluant plus de 50% terre sont conservés dans l'analyse.

2.5 Cartographie des normales climatiques observées

Le standard de l'Organisation météorologique mondiale (OMM) pour la définition des normales climatiques consiste en l'état moyen du climat sur une période de 30 ans. Pour la période de référence, la moyenne sur 1971 à 2000 est généralement utilisée. Les normales observées (qui ne proviennent pas d'un modèle climatique) fournissent aux usagers une base de référence sur laquelle l'ampleur des changements futurs projetés par les différents modèles est évaluée (voir section 2.8.3).

Pour calculer les normales, les données quotidiennes de température et de précipitation sont utilisées. Les données utilisées dans le présent atlas proviennent du SNITE (Service national d'information sur les terres et les eaux) et sont fournies sur une grille régulière ayant une résolution spatiale de 10 km par 10 km qui couvre le Canada au sud du 60°N. Les valeurs saisonnières de chacune des variables et indices d'intérêts sont calculées pour chaque point de grille et pour chaque année. Une cartographie de la valeur moyenne de 30 ans est ensuite produite. Un exemple des moyennes de température d'hiver et d'été est présenté à la figure 2.3.

2.6 Calcul des changements projetés

Les changements ou deltas (Δ), projetés par chaque simulation, sont calculés par une des deux façons suivantes, soit :

par la différence

$$\Delta_{diff} = valeur_{fut} - valeur_{ref} \quad (1)$$

ou par le pourcentage

$$\Delta_{prct} = 100(valeur_{fut} / valeur_{ref} - 1) \quad (2)$$

où $valeur_{fut}$ est la moyenne d'une variable pour la période future de 30 ans pour une simulation donnée et $valeur_{ref}$ représente la moyenne pour la période de référence de 30 ans de la même simulation.

Les changements des précipitations totales et sous forme de neige sont calculés selon l'équation (2) pour la partie principale de l'atlas (les changements en mm selon l'équation (1) sont disponibles dans l'annexe 3), tandis que les changements des autres indices sont calculés selon l'équation (1).

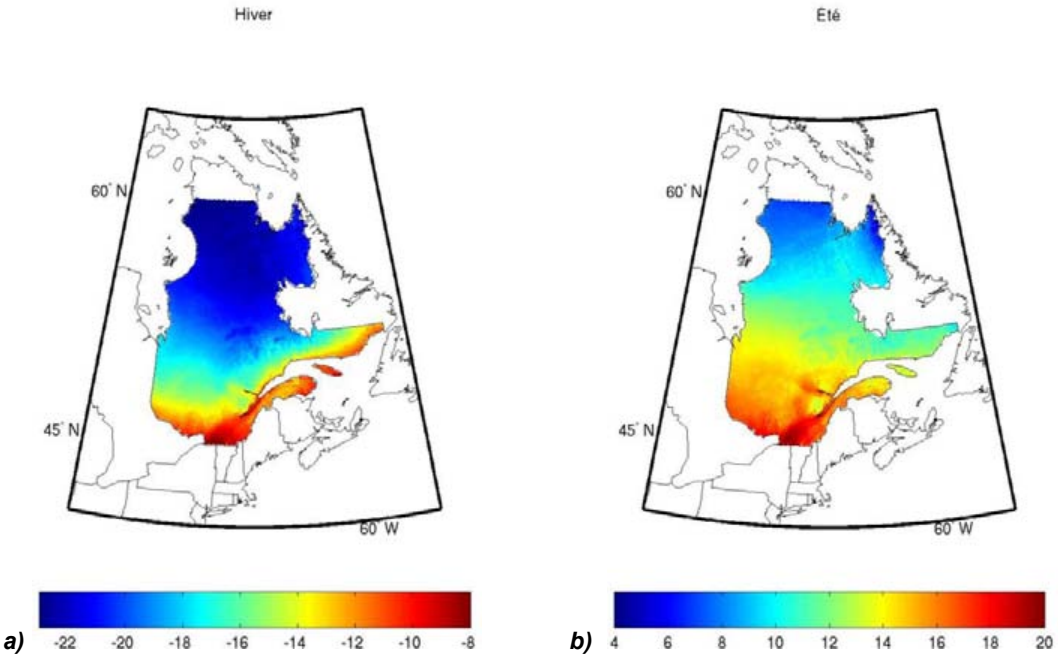


Figure 2.3 Normales des températures moyennes observées (en ˚C) pour la période de référence (1971-2000) pour les mois (a) d'hiver (DJF) et (b) d'été (JJA).

2.7 Évolution des anomalies

2.7.1 Calcul des anomalies

L'évolution des changements des variables dans le temps est fréquemment présentée sous forme d'anomalies. Les anomalies annuelles ou saisonnières d'une variable (*anom_diff*$_i$ ou *anom_prct*$_i$) sont calculées pour chaque simulation soit :

par la différence

$$anom_diff_i = valeur_i - valeur_{ref} \qquad (3)$$

ou par le pourcentage

$$anom_prct_i = 100\left(\frac{valeur_i - valeur_{ref}}{valeur_{ref}}\right) \qquad (4)$$

où *valeur*$_i$ est à la valeur de la variable pour une année ou une saison et *valeur*$_{ref}$ est la moyenne de la valeur pour la période de référence de 30 ans de la même simulation. Les valeurs représentent des moyennes pour toute la grille de référence du Québec.

2.7.2 Présentation graphique des anomalies

Dans le cas des MCG, la valeur médiane des anomalies des changements de l'ensemble des 71 simulations est calculée pour chaque année. Un intervalle de confiance autour de la médiane, représentant l'écart entre le 10ème et 90ème percentile des 71 valeurs pour chaque année, est aussi calculé. La figure 2.4 présente un exemple de l'évolution des anomalies de la température moyenne de l'hiver et de l'été pour la période 1971-2100.

Dans le cas des MRC, la valeur médiane des anomalies des huit simulations régionales est présentée sur la même figure (figure 2.4). Étant donné le nombre réduit de simulations disponibles pour les MRC, l'intervalle autour de la médiane n'est pas présenté. Il est à noter que ce plus petit nombre de simulations est responsable des fluctuations dans la courbe médiane des anomalies des MRC, qui sont plus grandes comparativement aux MCG. De plus, étant donné que le nombre des simulations est différent pour les deux types de modèles, on ne peut pas faire de comparaison statistique entre leurs médianes.

Néanmoins, on peut tout de même noter que pour la grande majorité des variables, les trajectoires des courbes des MCG et des MRC sont parallèles et que l'enveloppe de variabilité des MCG englobe les fluctuations des MRC. Par conséquent, bien que le document ne présente que les changements projetés par les MRC pour l'horizon 2050, les courbes MCG permettent de visualiser l'ampleur possible de la moyenne des changements des modèles régionaux pour l'horizon 2090.

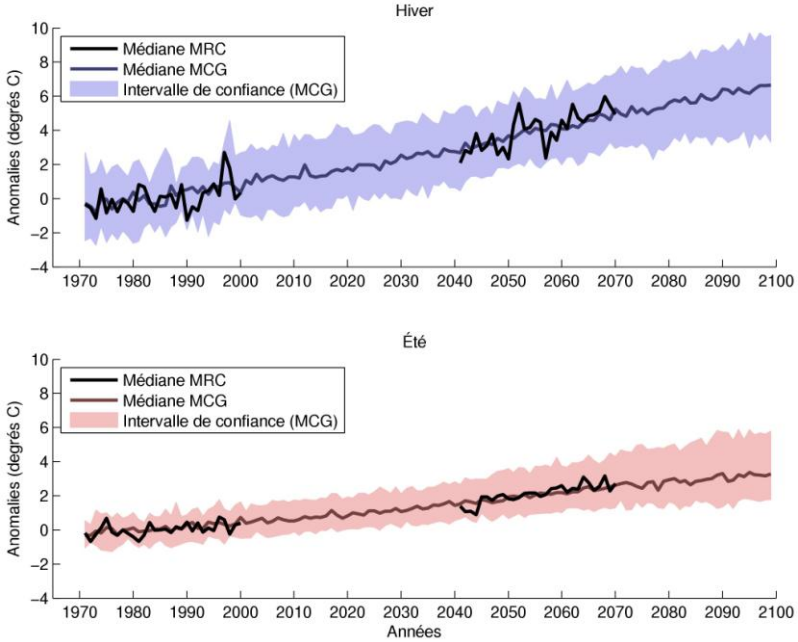


Figure 2.4 L'évolution des anomalies de la température moyenne de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

2.8 Cartographie des changements futurs

2.8.1 Cartographie de l'ensemble MCG

Pour chaque simulation, les indices et variables climatiques ont été calculés pour la période de référence et les horizons futurs. Ces calculs ont été faits pour chaque point de grille et les deltas moyens saisonniers de chaque simulation ont ensuite été calculés selon les équations (1) et (2). Finalement, ces deltas ont été reportés sur la grille de référence (figure 2.2a) pour la production des cartes.

Pour chaque tuile de la grille de référence MCG, la valeur médiane des changements de l'ensemble des simulations a été cartographiée pour les horizons 2050 et 2090. Afin d'illustrer l'incertitude associée aux projections de changements climatiques, deux cartes complémentaires montrant respectivement les $10^{ièmes}$ et le $90^{ièmes}$ percentiles des changements projetés sont également présentées.

2.8.2 Cartographie de l'ensemble MRC

Tout comme pour les MCG, la valeur médiane des changements est cartographiée pour chaque tuile de la grille de référence MRC (figure 2.2b) pour l'horizon 2050. Des cartes présentant les $10^{ièmes}$ et $90^{ièmes}$ percentiles des changements sont aussi présentées.

2.8.3 Interprétation des normales observées et des changements projetés

La figure 2.5 présente un exemple des normales observées des précipitations totales en hiver pour la période de référence et les changements médians des précipitations totales en hiver projetés sur l'horizon 2050 par les MRC. Noter que les normales observées sont présentées en millimètre tandis que les changements sont présentés sous forme de pourcentage (calculés selon l'équation (2)). Par conséquent, afin d'interpréter l'ampleur des changements médians projetés, les pourcentages doivent être convertis en mm. Par exemple, sur l'extrême sud du Québec, les normales observées varient de 200 mm (en jaune) à 250 mm (en bleu pâle). Pour la même région, les changements médians projetés sont de près de 20%. Donc, les cartes projettent des augmentations des précipitations totales de l'ordre de 40 à 50 mm pour l'horizon 2050 pour cette région.

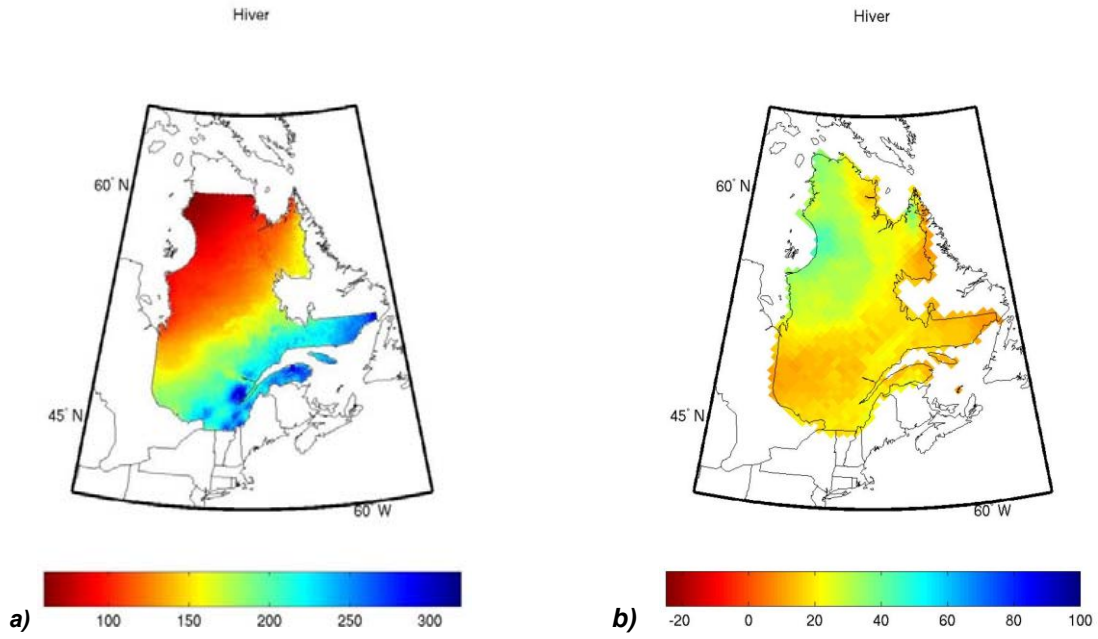
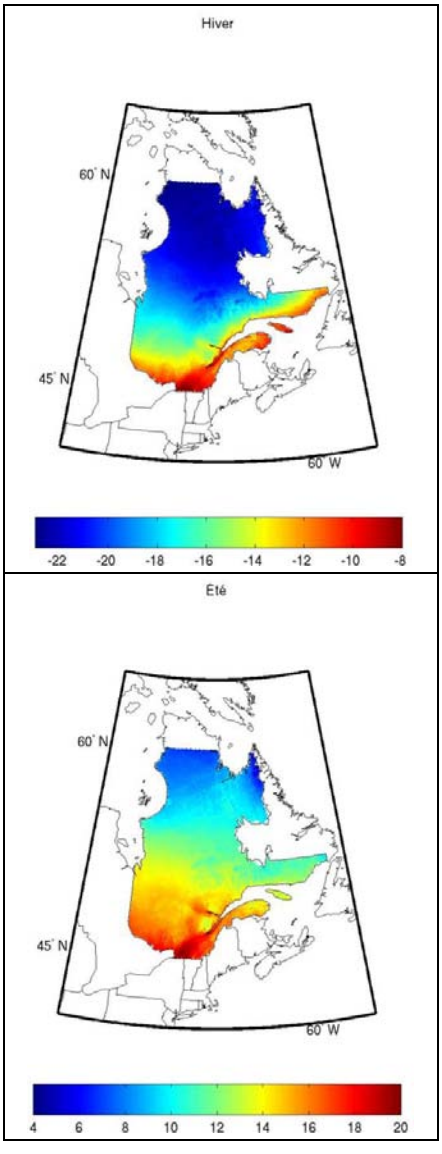


Figure 2.5 a) Normales des précipitations totales observées (en mm) en hiver pour la période de référence (1971-2000) et (b) changements des précipitations totales projetés (en pourcentage) en hiver pour l'horizon 2050 par les MRC .

Chapitre 3. Température moyenne
3.1 Fiche descriptive

DÉFINITION	**FORMULE**
La température quotidienne moyenne.	$\text{Tmoy}_{sai} = \frac{\sum_{i}^{Nsai} Tmoy_i}{Nsai}$ Tmoy_{sai} : Température moyenne de la saison (sai) Tmoy_i : Température moyenne de la journée (i) i : une journée donnée Nsai : le nombre total de jours dans une saison



IMPACTS SUR LES ÉCOSYSTÈMES FORESTIERS

- Métabolisme et croissance
- Phénologie
- Distribution et migration
- Fréquence des perturbations naturelles
- Cycles biogéochimiques

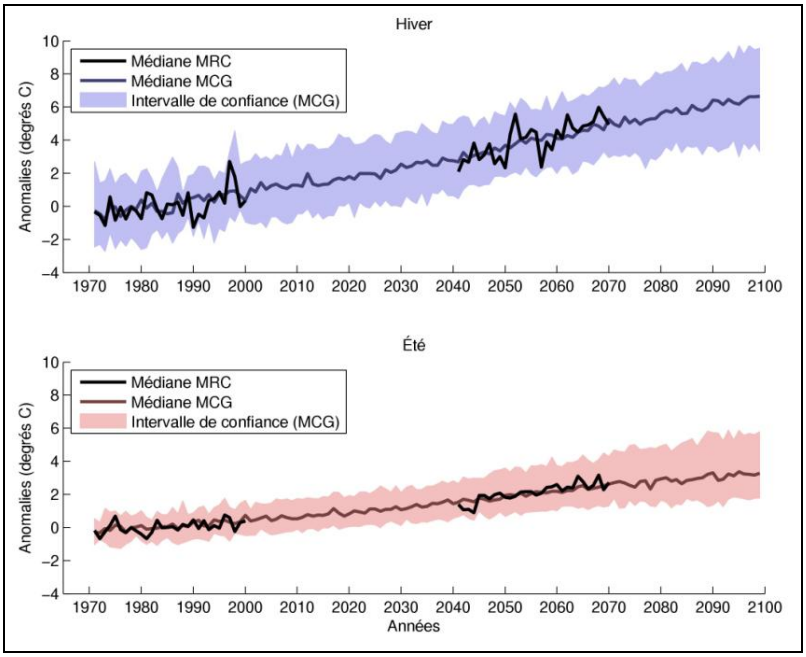


Figure 3.2 L'évolution des anomalies (voir section 2.7) de la température moyenne de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

Noter que le petit nombre de simulations MRC est responsable des plus grandes fluctuations dans leur courbe médiane. De plus, étant donné que le nombre de simulations entre les MRC et les MCG est différent, on ne peut pas faire de comparaison statistique entre les médianes.

Figure 3.1 Normales des températures moyennes observées (en °C) pour la période de référence (1971-2000) pour l'hiver (DJF) et l'été (JJA). Les valeurs ont été calculées à partir des données provenant du SNITE.

3.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers

La température est la variable climatique la plus utilisée pour décrire les changements environnementaux appréhendés dans le futur. Plusieurs études ont démontré qu'une hausse globale des températures aura un impact sur un grand nombre d'écosystèmes terrestres (p. ex. Walther et al. 2002, Parmesan et Yohe 2003; Woodward et al. 2004; Hamann et Wang 2006, Parmesan 2006; Millar et al. 2007; Canadell and Raupach 2008; Allen et al. 2010).

Différentes raisons expliquent l'utilisation fréquente de la température. Premièrement, la variable température est l'une des plus intuitives. Deuxièmement, les données de température sont relativement simples à obtenir et ce, souvent sur de longues périodes. De plus, la température est souvent directement corrélée à d'autres indices du climat qui peuvent être plus difficiles à quantifier et à conceptualiser (comme les degrés jours de croissance ou l'indice de sécheresse).

La température a une influence directe sur plusieurs processus biologiques, notamment sur le métabolisme et la croissance des espèces (Myneni et al. 1997; Coulombe et al. 2009; Leblanc et Terrell 2009; Deslauriers et al. 2008; Huang et al. 2010). Par exemple, des études sur les conifères de la forêt boréale démontrent une corrélation significative entre la température et les précipitations et plusieurs indices de croissance, soient la production de cellules, la croissance annuelle et la productivité des forêts (Bonan et Shugart 1989; Brooks et al. 1998; Wang et al. 2002; Wilmking et al. 2004; Danby et Hik 2007; Briffa et al. 2008; Kurtz et al. 2008).

La température a un impact certain sur la phénologie, influençant le moment du bourgeonnement et la date de la floraison de même que la durée de cette dernière (Menzel et al. 2003; Root et al. 2003; Parmesan 2006). L'impact de la température s'exerce principalement à travers l'accumulation de degrés-jours de croissance, déterminant un seuil à partir duquel certains événements phénologiques peuvent se produire.

L'influence directe de la température sur la croissance et la phénologie des espèces a des impacts sur les mécanismes de compétition. Ceci pourrait influencer la distribution et la migration des végétaux (Lescop-Sinclair et Payette 1995; Kullman 2001; Shafer et al. 2001; Root et al. 2003; Woodward et al. 2004; Thuiller et al. 2005; Parmesan 2006; Boisvenue et Running 2006; Harsch et al. 2009). Par exemple, à la limite sud des aires de distribution, certaines modifications pourraient survenir dans la répartition et la composition de la forêt car les espèces migrant vers le nord devaient être mieux adaptées aux nouvelles températures et pourraient remplacer certaines espèces en place. Par contre, la concrétisation de ces modifications est incertaine car plusieurs facteurs entrent en jeu, dont la distance et la vitesse de dispersion, la fréquence des perturbations naturelles ainsi que les caractéristiques des sols (Loehle 1998; Goldblum et Rigg 2005)

L'influence de la température est plus claire à la limite nord des aires de distribution. Plusieurs études dendrochronologiques démontrent qu'à la limite nordique des distributions, la croissance des arbres est corrélée de façon significative avec la température moyenne de la saison de croissance (Garfinkel et Brubaker 1980; Briffa et al. 2008; McDonald et al. 2008). Cette corrélation entre la croissance des arbres et la température suggère que la limite nordique des arbres de la forêt boréale soit limitée par la température et qu'une augmentation des températures résulterait en une meilleure croissance et survie des individus et même en une migration des arbres vers le nord (MacDonald et al. 2000; Kullman 2001; MacDonald et al. 2008; Harsch et al. 2009). De récentes études, basées sur des scénarios climatiques futurs, projettent aussi un déplacement nordique généralisé de la distribution de plusieurs espèces de l'Amérique du Nord (Sturm et al. 2001; Haman et Wang 2006; McKenney et al. 2007).

Par contre, bien que la température moyenne ait augmenté globalement durant la dernière décennie, un déplacement de la limite nordique des arbres n'est pas observé partout (Wilmking et al. 2004; Harsch et al. 2009). Certaines communautés ont certes migré mais d'autres ne se sont pas déplacées ou ont même connu un léger recul vers le sud (Harsch et al. 2009). Cette situation est due en partie au fait que le changement de la température locale peut être différent du changement de la température moyenne. En effet, la température peut varier sur une échelle spatiale régionale. De plus, bien que la température soit en partie responsable de la migration des espèces, plusieurs autres facteurs,

tels que les précipitations, la géologie et les perturbations naturelles, peuvent aussi influencer la réponse et la migration des arbres (Larsen et MacDonald 1995; Lescop-Sinclair et Payette 1995; Brooks et al. 1998; Lloyd 2005; Wang et al. 2006). Les reculs de population vers le sud sont, par exemple, souvent associés à des perturbations tels que les feux de forêts et les épidémies d'insectes (Harsch et al. 2009). C'est le cas de l'épinette blanche au Québec où la limite des arbres situés sur la côte du Labrador s'est déplacée vers le nord en raison d'une hausse des températures tandis que la limite des arbres situés plus au centre de la province, où la fréquence des feux était élevée, s'est rétractée vers le sud (Payette 2007).

Une modification des températures a aussi des impacts sur la fréquence et l'intensité des perturbations naturelles tels que les insectes ravageurs et les feux (Stocks et al. 1998, Logan et al. 2003; Battisti et al. 2005; Flannigan et al. 2005, Woods et al. 2005; Hamann et Wang 2006; Westerling et al. 2006; Kurtz et al. 2008; Lindner et al. 2010). Pour ce qui est des insectes, une augmentation des températures explique en partie plusieurs épidémies récentes. C'est le cas, par exemple, du dendroctone du pin en Colombie-Britannique où une augmentation de la température moyenne contribue à favoriser le développement et la dispersion de l'espèce alors que l'absence de température très basse en hiver favorise la survie des larves (Hamann et Wang 2006).

La température pourrait également influencer les feux de plusieurs façons. Premièrement, des études démontrent qu'à l'échelle du Canada, une hausse des températures est associée à une augmentation de la superficie brûlée annuellement (Gillett et al. 2004; Flannigan et al. 2005; Girardin et al. 2006b). Ces études suggèrent, qu'à long terme, la température soit le meilleur prédicteur de la superficie brulée annuellement. De plus, une hausse générale des températures pourrait être corrélée avec une plus longue saison des feux, particulièrement si cette hausse est corrélée avec une diminution des précipitations hivernales et une augmentation de la sécheresse au sol (Wotton et Flannigan 1993; Wotton et al. 2003). Par contre, il faut noter que les feux sont aussi grandement influencés par les précipitations et que l'interaction entre les deux variables peut être complexe. Par exemple, au Québec, des études démontrent qu'une hausse des précipitations dans les derniers 150 ans semble avoir contrecarré l'effet de la hausse simultanée des températures, résultant en une diminution de la fréquence des feux (Bergeron et Archambault 1993; Bergeron et al. 2001; Flannigan et al. 2005).

Finalement, une hausse des températures aura une influence sur le cycle du carbone même si l'impact réel est difficile à prévoir. D'une part, une hausse de la croissance des arbres et de la productivité des écosystèmes forestiers ainsi que la migration des arbres vers le nord (en remplacement de la toundra) aideraient à augmenter le stockage de carbone à l'échelle planétaire (Koerner 2000; Kurtz et al. 2008; MacDonald et al. 2008). Par contre, s'il y avait une augmentation des feux de forêt, provoquant une perte d'écosystèmes forestiers, cela conduirait à une diminution du stockage de carbone (Kurtz et al. 2008). Il est aussi intéressant de noter que les différents processus peuvent avoir des effets opposés sur le réchauffement du climat. D'un côté, une hausse de la croissance des arbres et une augmentation du stockage de carbone devraient ralentir le réchauffement. Par contre, une perte de surfaces forestières et une perte de stockage pourraient accélérer le réchauffement du climat (Foley et al. 2003).

3.3. Résultats des températures moyennes

3.3.1 Cartographie des normales et des anomalies

La figure 3.1 présente les normales des températures moyennes observées (en °C) pour la période de référence (1971-2000) pour l'hiver (DJF) et l'été (JJA). La figure 3.2 présente l'évolution des anomalies (voir section 2.7) de la température moyenne de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

3.3.2 Cartographie des changements

Hiver (DJF)

La figure 3.3 illustre les changements projetés de la température moyenne en hiver par l'ensemble des MRC pour l'horizon 2050 et par l'ensemble des MCG pour les horizons 2050 et 2090. On note un réchauffement plus important sur la portion centre et nord de la province sur les deux horizons pour les MRC et les MCG.

Plus spécifiquement, le changement médian des températures moyennes projeté pour l'horizon 2050 par les MRC et les MCG (Figure 3.3a, b) varie entre 3 °C et 5 °C. On note un réchauffement légèrement plus important autour de la Baie d'Hudson. Les valeurs des 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles des MCG sont plus élevées que celles des MRC.

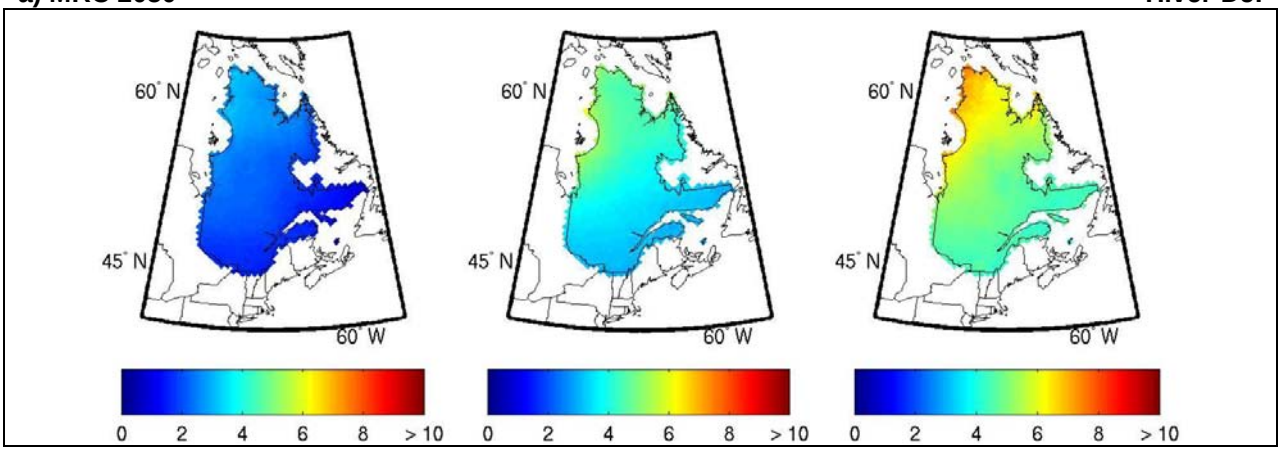
Pour l'horizon 2090 (figure 3.3c), les MCG projettent un changement médian de température moyenne de 5 °C à 9 °C. Le réchauffement présente un gradient sud-nord avec des valeurs plus importantes dans le nord du Québec.

Été (JJA)

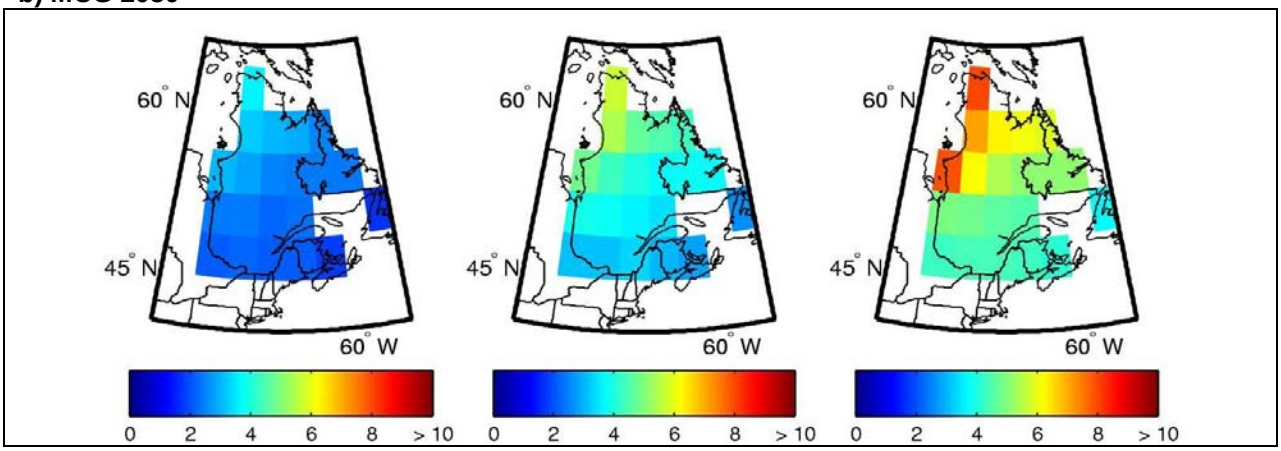
Les changements médians des températures durant les mois d'été pour l'horizon 2050 sont plus uniformes et varient entre 1.8 °C et 2.7 °C d'après les modèles régionaux (figure 3.4a) et de 1.7 °C et 2.2 °C d'après les modèles globaux (figure 3.4b). Le gradient de température est l'inverse de celui projeté pour la saison hivernale avec des valeurs légèrement plus importantes au sud du Québec pour les deux horizons.

Pour l'horizon 2090 (figure 3.4c), le changement des températures médian projeté par les MCG est de 2 à 3.5 °C. Un gradient nord-sud est également observé avec des valeurs supérieures au sud.

a) MRC 2050 **Hiver-DJF**



b) MCG 2050



c) MCG 2090

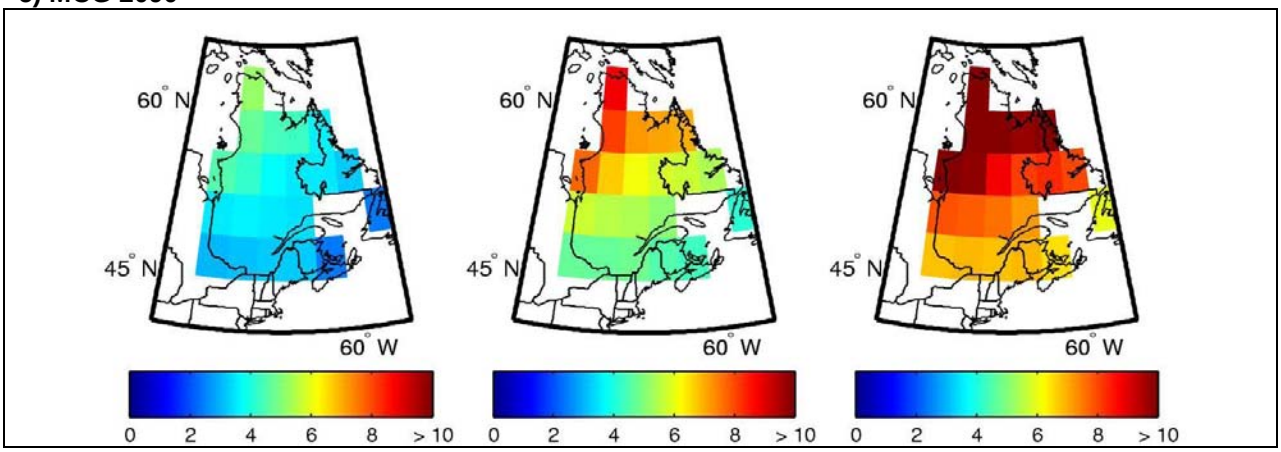
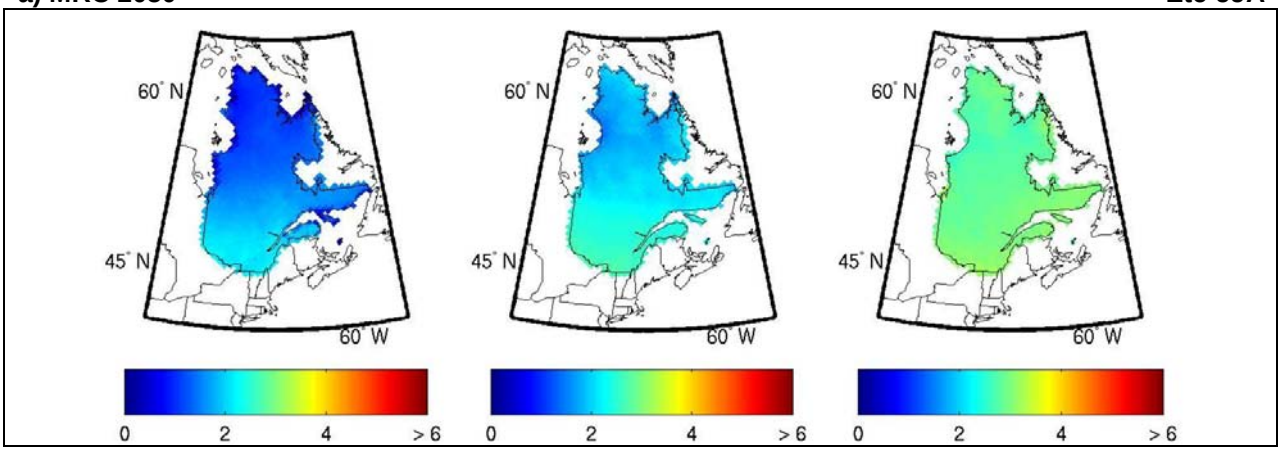
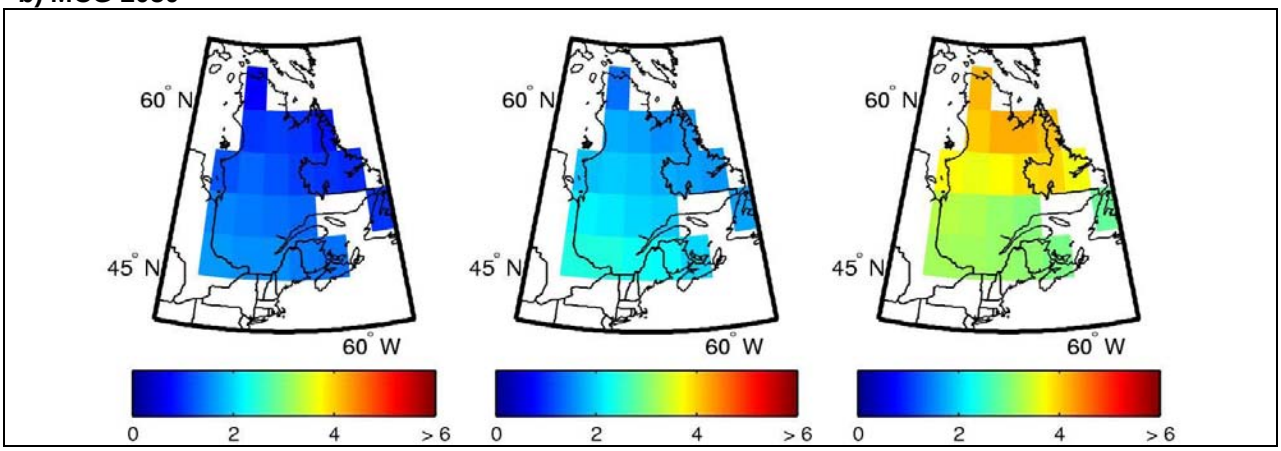


Figure 3.3 Changement de la température quotidienne moyenne en hiver (en °C) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les $10^{ièmes}$ et $90^{ièmes}$ percentiles, respectivement.

a) MRC 2050 **Été-JJA**



b) MCG 2050



c) MCG 2090

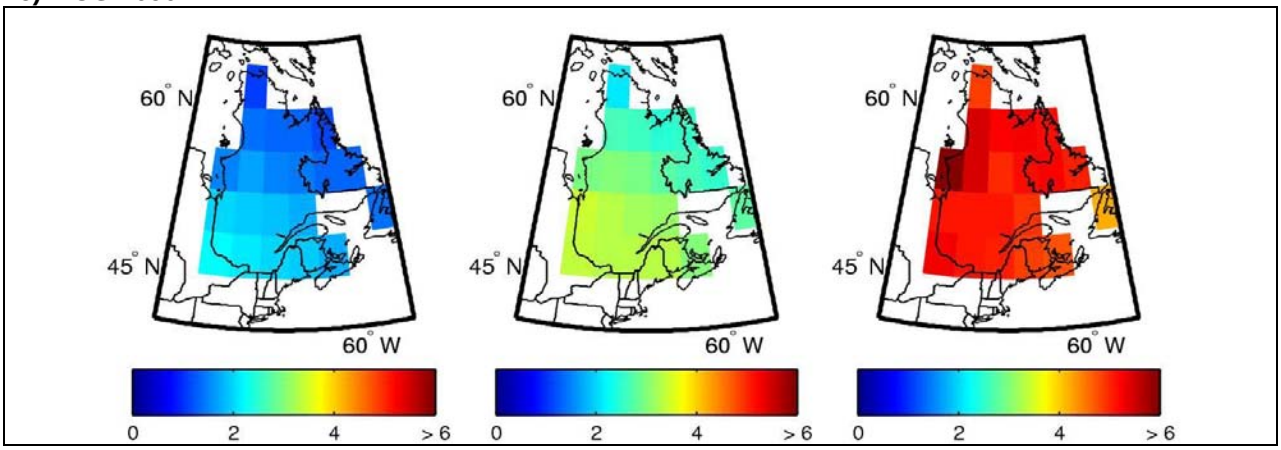
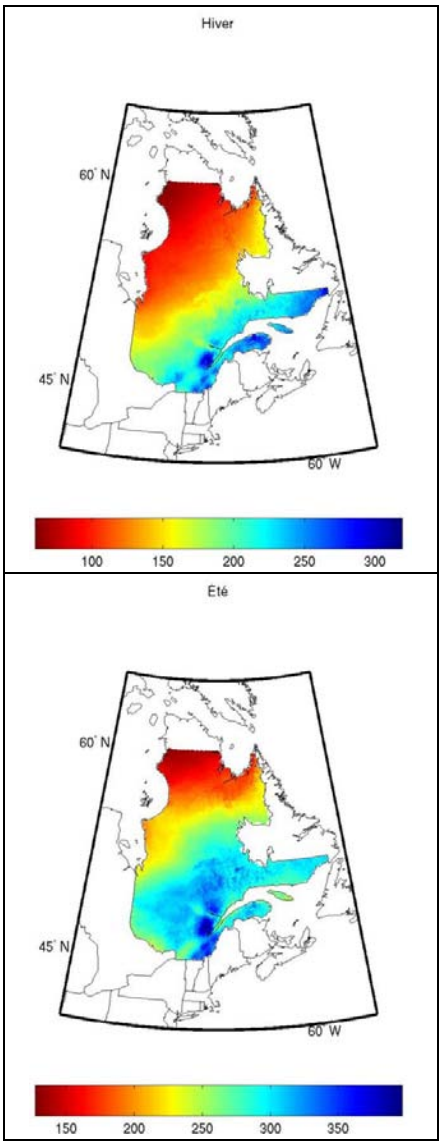


Figure 3.4 Changement de la température quotidienne moyenne en été (en °C) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les $10^{ièmes}$ et $90^{ièmes}$ percentiles, respectivement.

Chapitre 4. Précipitations totales
4.1 Fiche descriptive

DÉFINITION	**FORMULE**
L'accumulation de précipitations quotidiennes totales en millimètre qui tombent sous forme liquide ou sous forme de neige.	$Ptotales_{sai} = \sum_{i}^{Nsai} Pt_i$ $Ptotales_{sai}$: Précipitations totales en mm qui tombent sous forme de pluie et de neige pendant une saison Pt_i : Précipitations quotidiennes totales en mm qui tombent sous forme de pluie et de neige i : une journée donnée Nsai : le nombre total de jours dans une saison



IMPACTS SUR LES ÉCOSYSTÈMES FORESTIERS

- Métabolisme et croissance
- Phénologie
- Distribution et migration
- Fréquence des perturbations naturelles
- Cycles biogéochimiques

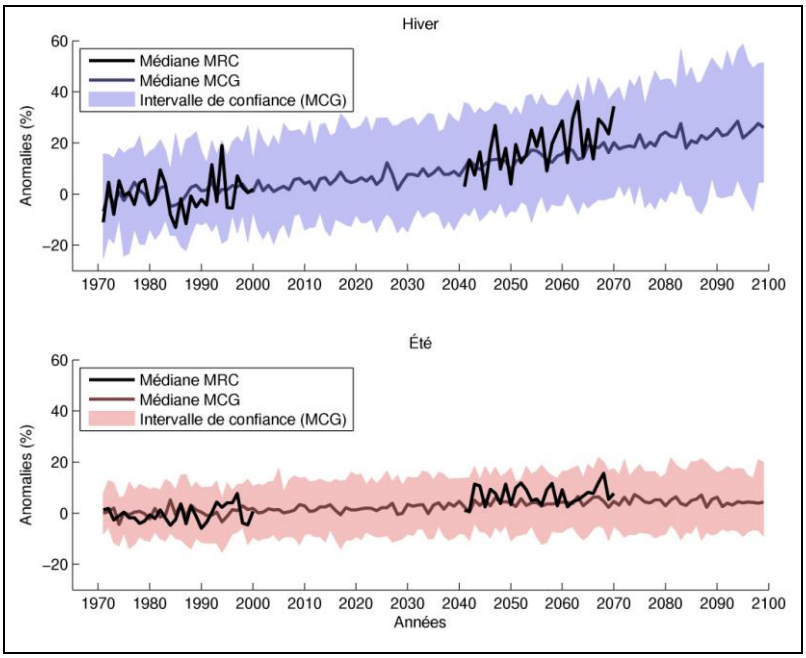


Figure 4.2 L'évolution des anomalies (voir section 2.7) des précipitations totales de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

Noter que le petit nombre de simulations MRC est responsable des plus grandes fluctuations dans leur courbe médiane. De plus, étant donné que le nombre de simulations entre les MRC et les MCG est différent, on ne peut pas faire de comparaison statistique entre les médianes.

Figure 4.1 Normales des précipitations totales observées (en mm) pour la période de référence (1971-2000) pour l'hiver (DJF) et l'été (JJA). Les valeurs ont été calculées à partir de données provenant du SNITE.

4.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers

Tout comme la température, les précipitations ont une influence sur la distribution et la croissance des plantes. Par conséquent, ces deux variables sont souvent utilisées conjointement dans les études portant sur les impacts des changements climatiques (Bakkenes et al. 2002; Woodward et al. 2004).

La saisonnalité des précipitations est cruciale. Dans un climat tempéré, où la saison de croissance est relativement courte, un apport adéquat en précipitations durant l'été aura une incidence positive sur la croissance et la survie des plantes. L'impact des précipitations est particulièrement évident sur la croissance des plantes en début de saison où une carence en précipitations liquides causera un ralentissement ou même un arrêt de la croissance (Hoffer et Tardif 2009; Leblanc et Terrell 2009). Cette étroite corrélation est relativement facile à étudier grâce aux patrons annuels de largeur et de densité des cernes de croissance des arbres. À partir de ces informations, les chercheurs peuvent inférer des séquences historiques de précipitations, et plus particulièrement, retracer les épisodes de sécheresse (Fritz 2001; Tardif et Bergeron 1997; Hoffer et Tardif 2009; Girardin et al. 2004a, b, 2006b).

À l'inverse, durant la saison hivernale, de trop importantes quantités de précipitations liquides, généralement corrélées avec des températures plus douces, peuvent avoir un impact négatif sur la survie des plantes. Cet impact est relié au fait que les pluies augmentent la quantité d'eau dans les sols, rendant ainsi les sols plus vulnérables au gel particulièrement dans le cas où l'isolation thermique par le couvert nival est faible (Henry 2008; Zhang et al.2008; Morgner et al. 2010). Le gel du sol peut causer des dommages aux racines des plantes, notamment à celles des jeunes semis et des essences dont l'enracinement est peu profond (Tierney et al. 2001; Cleavitt et al. 2008, Auclair et al. 2010).

La distribution spatiale des espèces est en partie corrélée avec les précipitations bien que la température joue aussi un rôle important sur l'étendue des aires de distribution (Dang et Lieffers 1989; Flannigan et Woodward 1994; Briffa et al. 2008). En effet, l'importance relative des précipitations et de la température peut être difficile à estimer et peut varier selon l'environnement ou l'espèce. Par exemple, une étude sur le pin d'Oregon (*Pseudotsuga menziesii*) en Colombie-Britannique démontre que la réponse au climat varie au sein de la même espèce selon les conditions locales dans lesquelles les individus d'une population se trouvent. Ainsi, les populations croissant sous un climat relativement chaud et sec ont des patrons de croissance corrélés avec les précipitations annuelles. À l'inverse, les populations croissant à haute altitude dans un climat plus humide et froid ont des patrons de croissance qui sont corrélés avec les précipitations sous forme de neige et les températures hivernales et annuelles. (Greisbauer et Green 2010). De plus, dans un même environnement, une même espèce peut avoir une réponse différente aux changements de températures et de précipitations. Dans la forêt boréale, par exemple, la croissance radiale de l'épinette noire est, dans certains milieux, surtout corrélée avec les précipitations totales (Dang et Lieffers 1989; Brooks et al. 1998) et dans d'autres plus corrélée à la température (Hoffer et Tardif 2009).

Les précipitations ont aussi une influence sur la fréquence et la durée des feux de forêts. Dans l'ouest canadien, plusieurs études démontrent qu'une diminution des précipitations, combinée avec une augmentation des températures, augmentent la longueur de la saison des feux et causent une importante augmentation de la superficie brûlée annuellement en forêt boréale (Stocks et al. 1998, Gillett et al. 2004, Flannigan et al. 2005). Dans l'est du Canada, notamment au Québec, une augmentation des précipitations semble responsable d'une diminution de la fréquence des feux et de la superficie brûlée depuis la fin du petit âge glaciaire (~1850) (Bergeron et Archambault 1993; Bergeron et al. 2001; Bergeron et al. 2006). Bien que les patrons de fréquences de feux varient selon les régions, toutes les études montrent un lien direct entre les feux et les précipitations.

Des changements dans le régime des feux de forêt pourraient avoir d'importantes conséquences sur les écosystèmes de la forêt boréale dont une réduction des forêts anciennes, une perte des espèces de fin de succession et une augmentation de la fragmentation des habitats. Tous ces impacts auraient des conséquences négatives sur l'assemblage et la biodiversité des communautés végétales (Weber et Flannigan 1997; Flannigan et al. 2001).

Flannigan et al. (2001) suggèrent même que les changements dans la fréquence et l'intensité des feux pourraient être plus importants que les impacts directs d'un changement de climat sur la distribution, la migration et l'extinction des espèces de la forêt boréale. Par exemple, à la limite sud de la forêt boréale dans l'est canadien, une hausse des températures pourrait susciter la migration vers le nord d'espèces de la forêt mixte de la vallée du St-Laurent. Une augmentation de la fréquence des feux augmenterait le nombre de sites perturbés et pourrait faciliter cette migration et le remplacement d'espèces de la forêt boréale par ces nouveaux arrivants (Flannigan et al. 2001).

Une augmentation de la fréquence des feux et des superficies brûlées pourrait aussi diminuer de façon significative le potentiel de stockage de carbone de la forêt boréale (Stocks et al. 1998). Des études suggèrent que les changements de la fréquence des feux et de la superficie brûlée seraient tels que la forêt boréale canadienne perdrait une partie de sa réserve de carbone et deviendrait une source de carbone jusqu'à l'atteinte d'un nouvel équilibre (Stocks et al. 1998; Stocks et al. 2003).

4.3 Résultats des précipitations totales

4.3.1 Cartographie des normales et des anomalies

La figure 4.1 présente les normales des précipitations totales observées (en mm) pour la période de référence (1971-2000) pour l'hiver (DJF) et l'été (JJA) La figure 4.2 présente l'évolution des anomalies (voir section 2.7) des précipitations totales de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

4.3.2 Cartographie des changements

Noter que les changements projetés sont présentés ici en pourcentages, les changements en mm peuvent être consultés à l'annexe 3.

Hiver

La figure 4.3 illustre les changements dans les précipitations totales projetés par l'ensemble des modèles globaux et régionaux pour les horizons 2050 et 2090 pour la saison d'hiver. Le changement médian prévu par les MRC pour l'horizon 2050 est une augmentation de 10 à 20 % au sud et centre du Québec et de 25 à 45 % pour la région nord, spécifiquement autour de la Baie d'Hudson (figure 4.3a). Les valeurs projetées par les MCG sont sensiblement les mêmes que celles des MRC pour cet horizon (figure 4.3b). Par contre, les résultats des MRC, avec leurs plus grandes résolutions spatiales, accentuent les gradients des changements, notamment autour de la Baie d'Hudson (figure 4.3a). On note de grands écarts entre les 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles des changements projetés par les deux types de modèles. Les 10^{ièmes} percentiles projettent des diminutions tandis que les 90^{ièmes} percentiles projettent des hausses de précipitations.

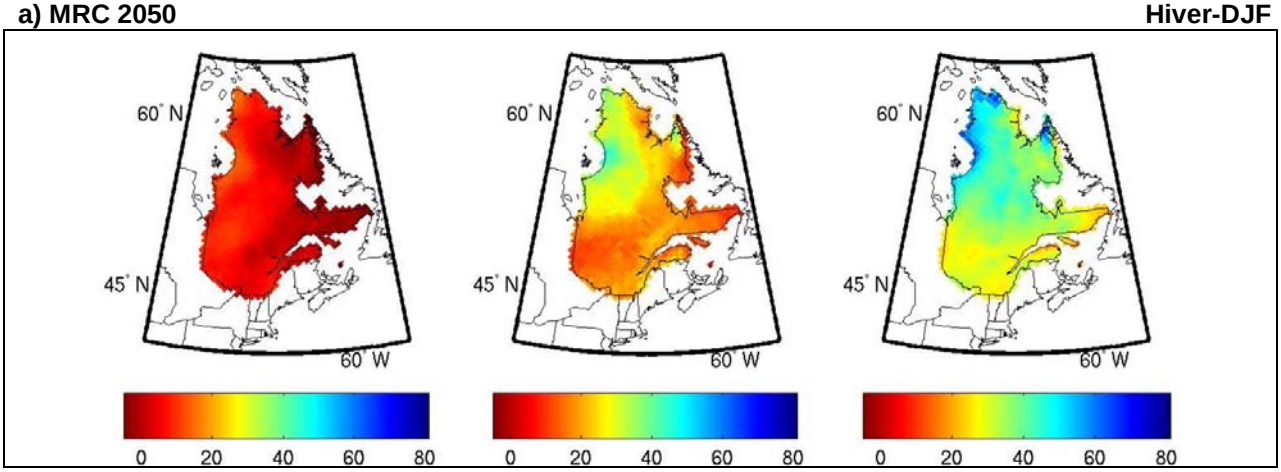
Pour l'horizon 2090, les MCG projettent des précipitations totales plus élevées au nord et au centre du territoire (figure 4.3c), soit une augmentation de 30 à 45 % au nord versus 25 % au sud. Là aussi on note que les écarts entre les 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles des changements projetés sont importants.

Été

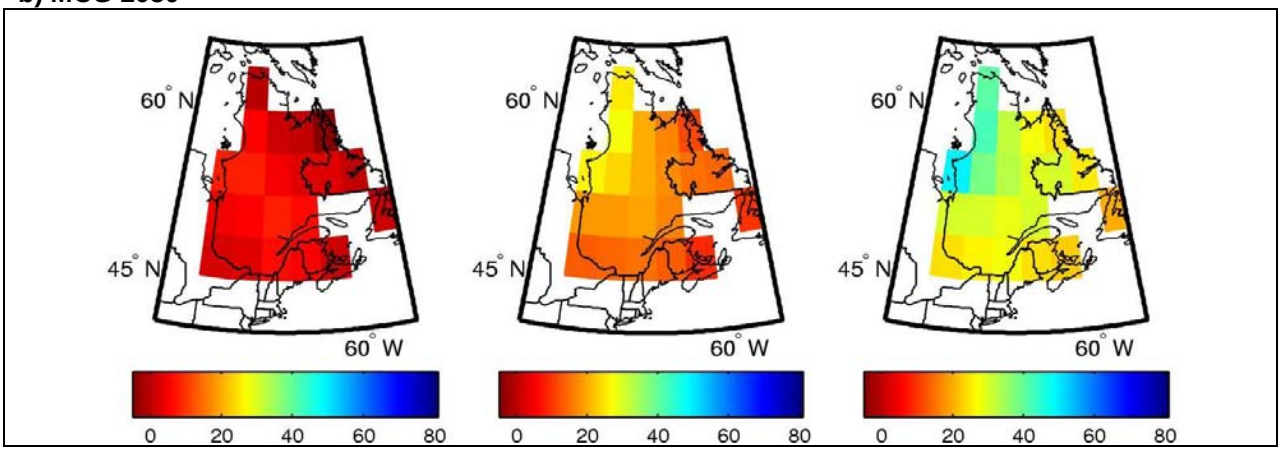
Les patrons des changements projetés pour l'été montrent des valeurs moins importantes que celles projetées pour l'hiver mais le sens du gradient des précipitations est le même que celui de la saison hivernale avec des valeurs plus importantes au nord qu'au sud du Québec (figure 4.4). Pour l'horizon 2050, les MRC (figure 4.4a) projettent une augmentation médiane de -5 à 10 % dans le sud tandis que les MCG (figure 4.4b) projettent une médiane de 0 à 5 %. Pour le centre et le nord, la valeur médiane prévue est de 10 à 20 % selon les MRC et de 0 à 5 % selon les MCG. La valeur des 10^{ièmes} percentiles des MRC et des MCG montrent des valeurs entre -10 et 0 % sur l'ensemble du territoire, tandis que les 90^{ièmes} percentiles projettent des hausses atteignant 30 %.

Les changements projetés par les MCG pour l'horizon 2090 ne sont que légèrement plus élevées que ceux de l'horizon 2050 (figure 4.4c). L'augmentation des précipitations totales projetée pour le sud du Québec est de 0 à 5 %, tandis que les valeurs pour la portion centre et nord du Québec sont sujettes à des augmentations de 5 à 15 %.

a) MRC 2050 **Hiver-DJF**



b) MCG 2050



c) MCG 2090

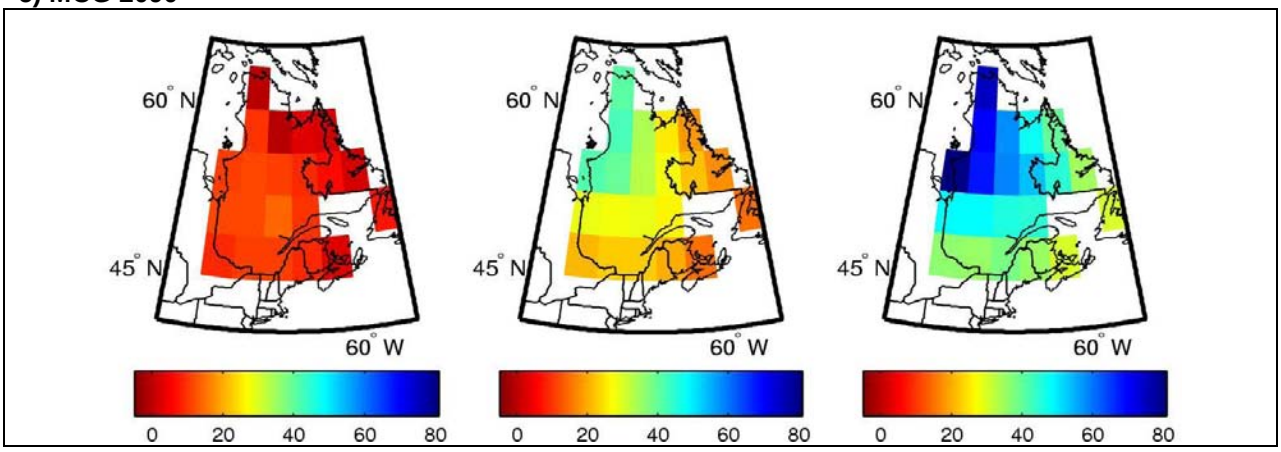
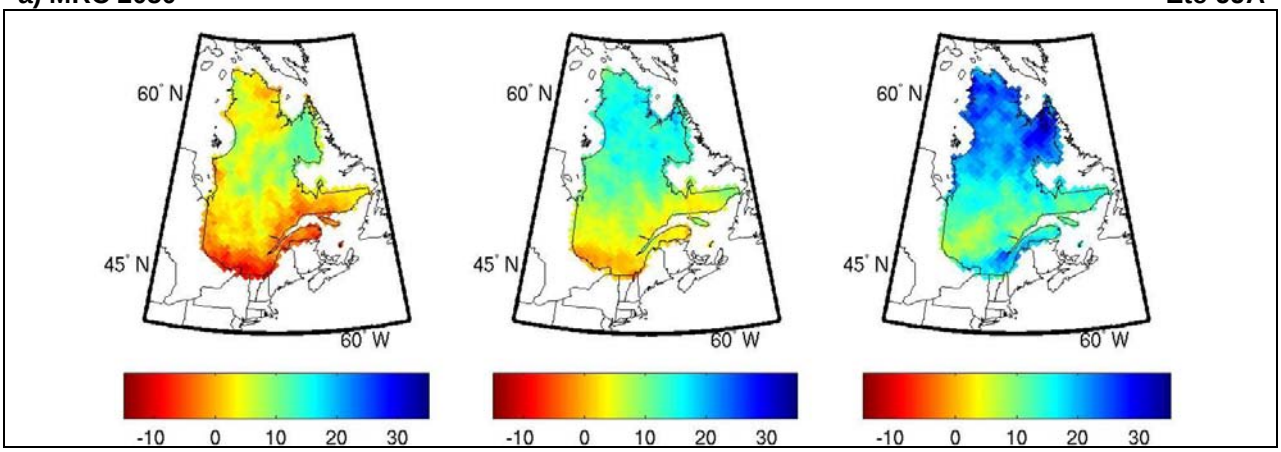
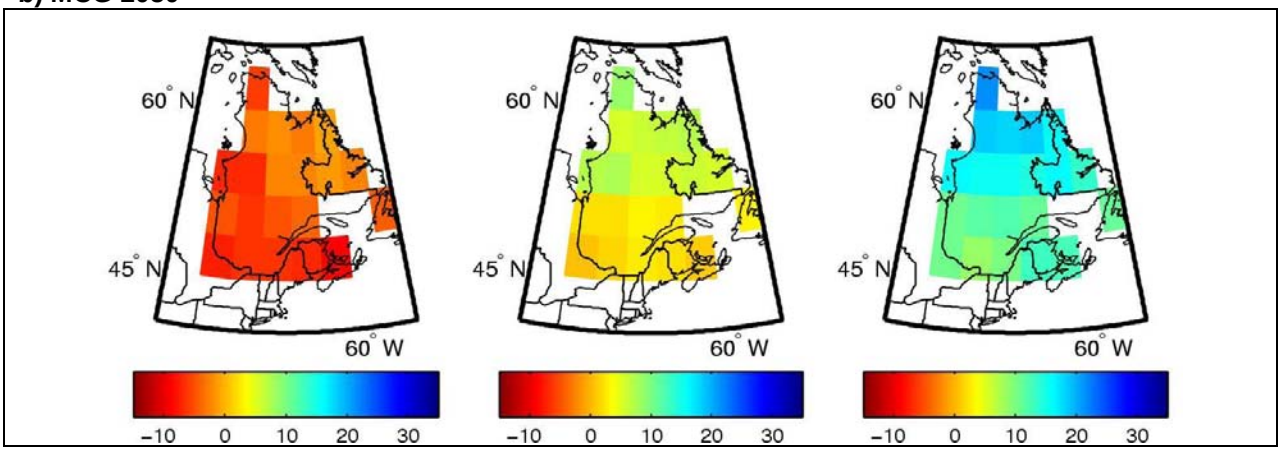


Figure 4.3 Changement des précipitations totales quotidiennes en hiver (en pourcentage) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les $10^{ièmes}$ et $90^{ièmes}$ percentiles, respectivement.

a) MRC 2050 **Été-JJA**



b) MCG 2050



c) MCG 2090

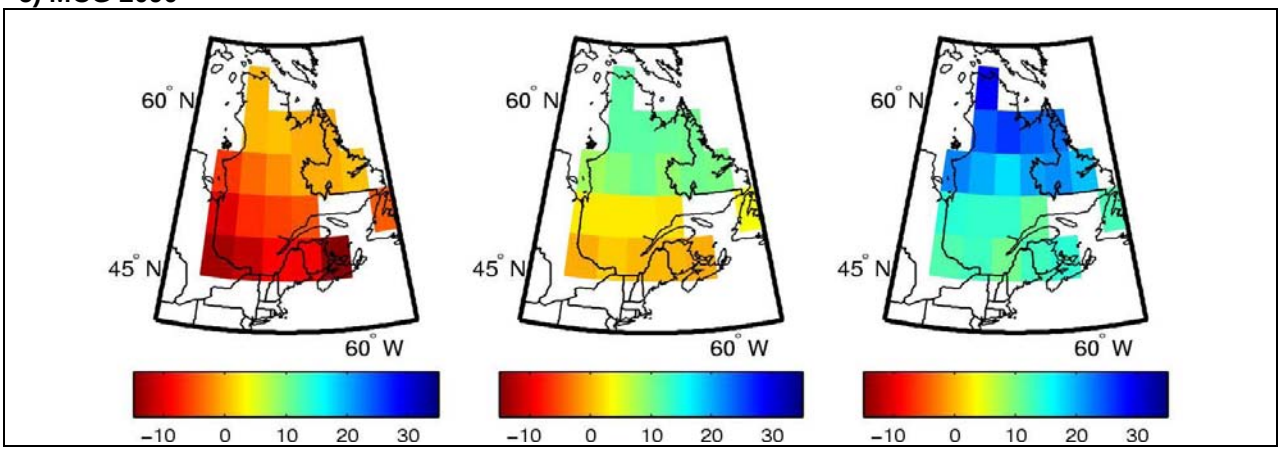
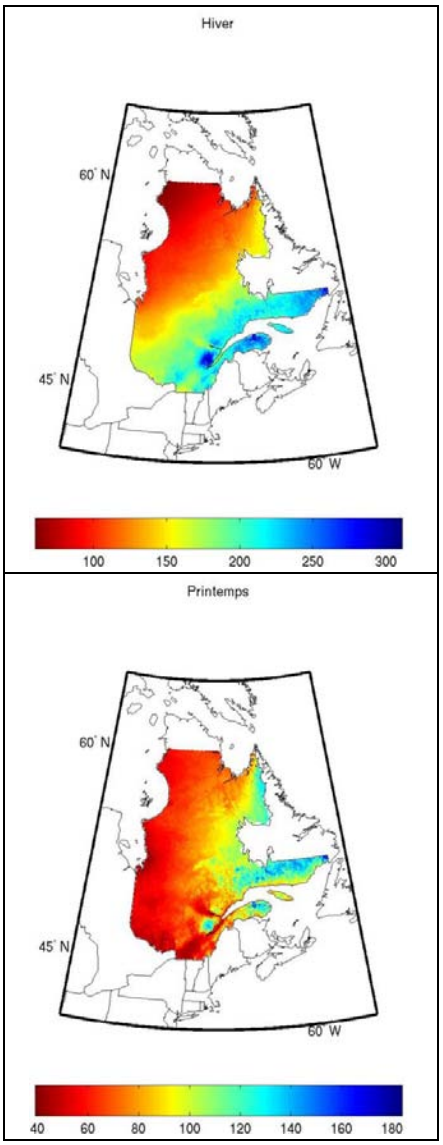


Figure 4.4 Changement des précipitations totales quotidiennes en été (en pourcentage) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les $10^{ièmes}$ et $90^{ièmes}$ percentiles, respectivement.

Chapitre 5. Précipitations sous forme de neige
5.1 Fiche descriptive

DÉFINITION	**FORMULE**
L'accumulation des précipitations quotidiennes totales en millimètre qui tombent sous forme de neige.	$Pneige_{sai} = \sum_{i}^{Nsai} Pn_i$ $Pneige_{sai}$:Précipitations totales en mm qui tombent sous forme de neige pendant une saison Pn_i : Précipitations quotidiennes totales en mm qui tombent sous forme de neige i : une journée donnée Nsai : le nombre total de jours dans une saison



IMPACTS SUR LES ÉCOSYSTÈMES FORESTIERS

- Métabolisme et croissance
- Cycles biogéochimiques

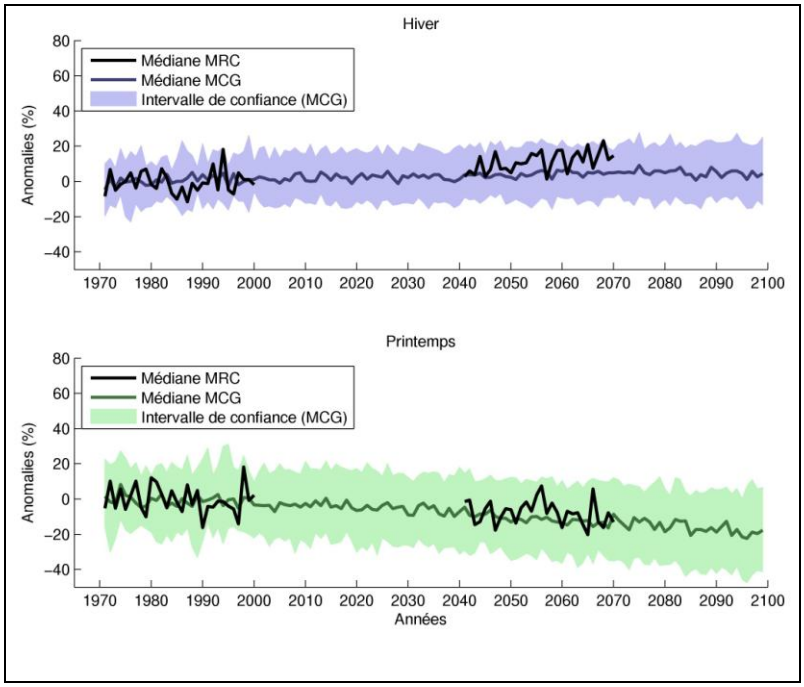


Figure 5.2 L'évolution des anomalies (voir section 2.7) des précipitations sous forme de neige de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

Noter que le petit nombre de simulations MRC est responsable des plus grandes fluctuations dans leur courbe médiane. De plus, étant donné que le nombre de simulations entre les MRC et les MCG est différent, on ne peut pas faire de comparaison statistique entre les médianes.

Figure 5.1 Normales des précipitations sous forme de neige observées (en mm) pour la période de référence (1971-2000) pour l'hiver (DJF) et le printemps (MAM). Les valeurs ont été calculées à partir de données provenant du SNITE.

5.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers

À l'instar de l'importance des précipitations sous forme liquide, pendant la saison de croissance, les précipitations sous forme de neige sont toutes aussi importantes pour les écosystèmes des climats tempérés et nordiques.

Premièrement, le couvert de neige peut avoir d'importants impacts indirects sur la croissance des arbres. Le couvert de neige agit comme un isolant, ce qui a pour effet de contrôler la température du sol et de réduire les événements de gel au sol (Decker et al. 2003; Cambpell et al. 2005; Zhang et al. 2008; Auclair et al. 2010). Cet effet d'isolation est important pour la survie des arbres. Des études expérimentales ont démontré que l'enlèvement de neige durant toute la période hivernale augmentait le gel au sol, ce qui cause des dommages importants aux racines (Robitaille et al. 1995; Weih et Karlsson 2002), une mortalité partielle de la canopée (Boutin et Robitaille 1995; Robitaille et al. 1995) et une diminution des communautés des micro-organismes du sol (Sulkava et Huhta 2003). Aussi, la survie des larves d'insectes dans le sol peut être compromise par un faible couvert de neige, qui engendre une baisse des températures et une augmentation des événements de gel-dégel (Bale et Hayward 2010).

Les taux de précipitations sous forme de neige peuvent aussi avoir un impact négatif sur la teneur en eau des sols au printemps, une période cruciale pour le début de la croissance des plantes. Les précipitations sous forme de neige peuvent être une source importante d'eau dans le sol durant la fonte printanière. Un manque d'eau durant cette période peut retarder le début de la saison de croissance ou diminuer la croissance (Hoffer et Tardif 2009; Leblanc et Terrell 2009). De plus, la teneur en eau des sols au printemps a une incidence sur l'indice de sécheresse des sols et par conséquent, influence le risque des feux de forêt. Un faible couvert de neige peut devancer et allonger la saison des feux (Girardin et al 2006a, b).

Le couvert de neige et en particulier son pouvoir isolant peuvent aussi avoir des impacts importants sur les cycles biogéochimiques des écosystèmes, comme ceux de l'azote et du carbone. Par contre, ces impacts sont complexes et mitigés. Un des impacts directs d'une augmentation du couvert de neige est une meilleure isolation du sol, ce qui provoque une hausse de la température du sol (Monson et al. 2006; Morgner et al. 2010). Cette augmentation de la température du sol cause une augmentation de la respiration des organismes vivants du sol et donc du carbone qui est relâché par le système. Certaines études suggèrent, qu'une perte du couvert de neige dans les milieux nordiques comme la toundra, pourrait transformer ces écosystèmes en d'importantes sources de CO_2 (Morgner et al. 2010). Par contre, des températures plus clémentes peuvent aussi provoquer une transformation de la neige en un couvert de glace, particulièrement si les précipitations sous forme liquide sont aussi accrues. Cette glace peut empêcher, à court terme, l'évacuation du carbone des écosystèmes (Morgner et al. 2010). De plus, une diminution du couvert de neige et l'augmentation de gel au sol sont aussi associées à des perturbations du cycle de l'azote dont les pertes par lessivage sous forme de nitrate (NO_3^-) hors de la zone racinaire (Boutin et Robitaille 1995; Robitaille et al. 1995; Brooks et al. 1998; Tierney et al. 2001). Ce lessivage est expliqué en partie par le fait que la fonte du couvert de neige augmente l'apport en eau au sol ce qui entraîne les nitrates hors de la zone des racines (Groffman et al. 2001; Joseph et Henry 2008). De plus, la mort des racines, en lien avec le gel au sol, provoque une diminution de la consommation du nitrate par les plantes et augmente aussi les taux de perte d'azote de la zone racinaire (Boutin et Robitaille 1995; Tierney et al. 2001).

5.3 Résultats des précipitations sous forme de neige

5.3.1 Cartographies des normales et des anomalies

La figure 5.1 présente les normales des précipitations sous forme de neige observées (en mm) pour la période de référence (1971-2000) pour l'hiver (DJF) et le printemps (MAM). La figure 5.2 présente l'évolution des anomalies (voir section 2.7) des précipitations sous forme de neige de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

5.3.2 Cartographies des changements

Noter que les changements projetés sont présentés ici en pourcentages, les changements en mm peuvent être consultés à l'annexe 3.

Hiver

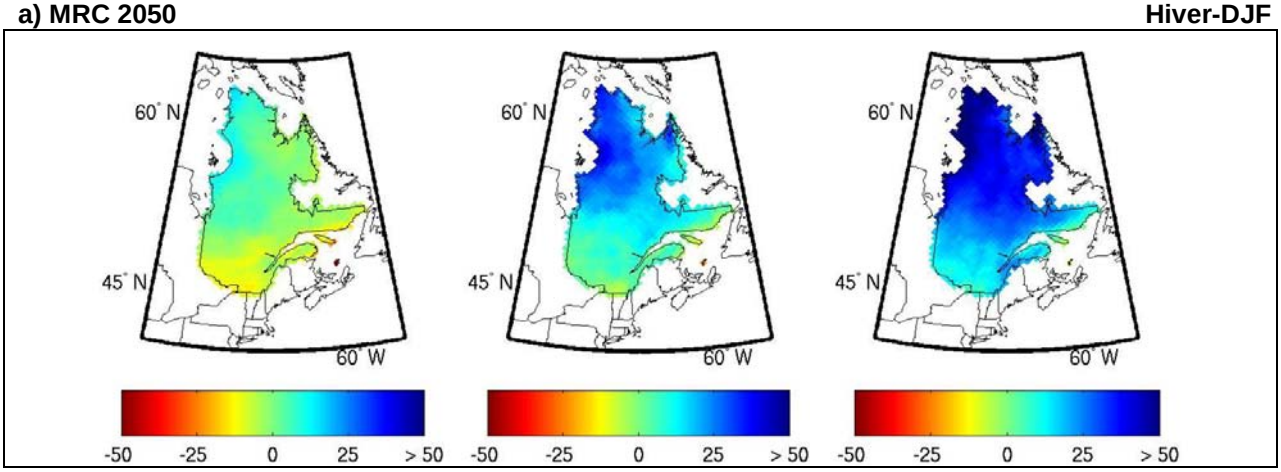
La figure 5.3 illustre les changements projetés des précipitations sous forme de neige par l'ensemble des modèles globaux et régionaux pour les horizons 2050 et 2090 en hiver. Pour cette saison, les deux types de modèles climatiques projettent des augmentations de neige plus importantes au centre et au nord de la province, tandis qu'un très faible signal apparaît au sud. La médiane des MRC varie de -10 à 10 % au sud et de 15 à 50 % au nord (figure 5.3a). Les valeurs des MCG pour l'horizon 2050 sont similaires (figure 5.3b) à celles des MRC. Par contre, étant donné la plus grande résolution des MRC, les cartes issues de ces modèles permettent de mieux visualiser certains gradients de précipitations sous forme de neige, comme par exemple le gradient autour de la Baie d'Hudson, qui peut résulter de la convection prenant place sur la baie d'Hudson lorsque la couverture de glace est incomplète. Les écarts entre les valeurs des 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles (donc la variabilité inter-modèle) pour les MCG (pour les horizons 2050 et 2090) sont plus élevés que ceux des MRC, particulièrement pour la portion sud du Québec. Sur le sud du Québec, les 10^{ièmes} percentiles des MCG projettent d'importantes diminutions des précipitations sous forme de neige.

Printemps

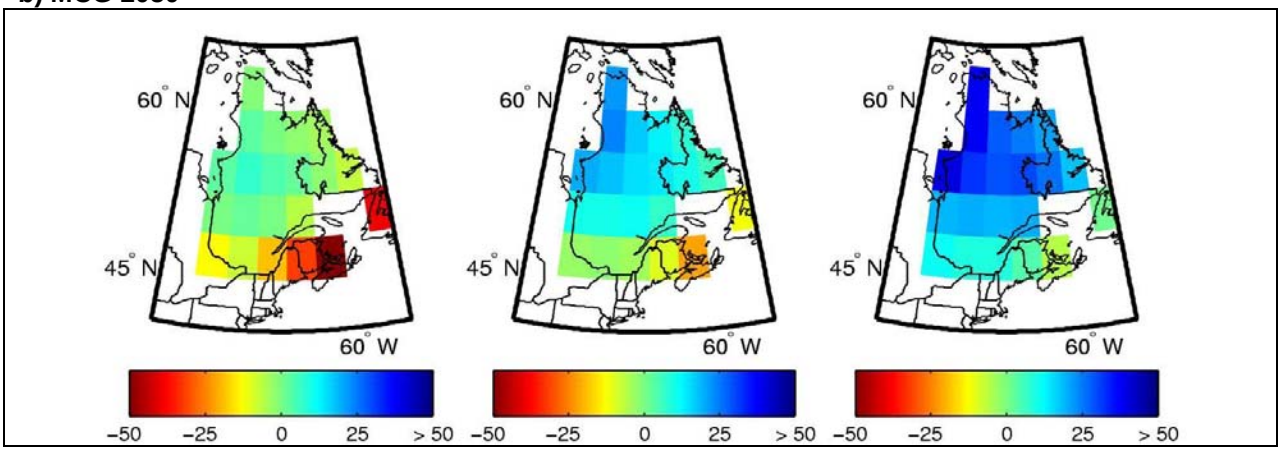
La figure 5.4 montre une diminution des précipitations sous forme de neige au printemps sur le centre et sud du Québec, tandis qu'au nord, les modèles ne projettent que de très faibles augmentations. Pour l'horizon 2050, la médiane prévue par les MRC et les MCG est de 0 à -25 % pour le centre du Québec (figure 5.4 a, b). Pour la vallée du Saint-Laurent, plus au sud, les diminutions atteignent les -40 %, tandis qu'au nord, les hausses sont de l'ordre de 0 à 5 %.

Pour l'horizon 2090 (figure 5.4c), les diminutions prévues sur le sud du Québec sont plus importantes que celles prévues en 2050 par les MRC et les MCG, avec une médiane projetée de -25 à -50 %. Par contre, les valeurs projetées pour le centre et le nord du territoire en 2090 sont sensiblement les mêmes que les valeurs projetées en 2050 sur ces régions. Les écarts entre les 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles sont par contre plus importants.

a) MRC 2050 **Hiver-DJF**



b) MCG 2050



c) MCG 2090

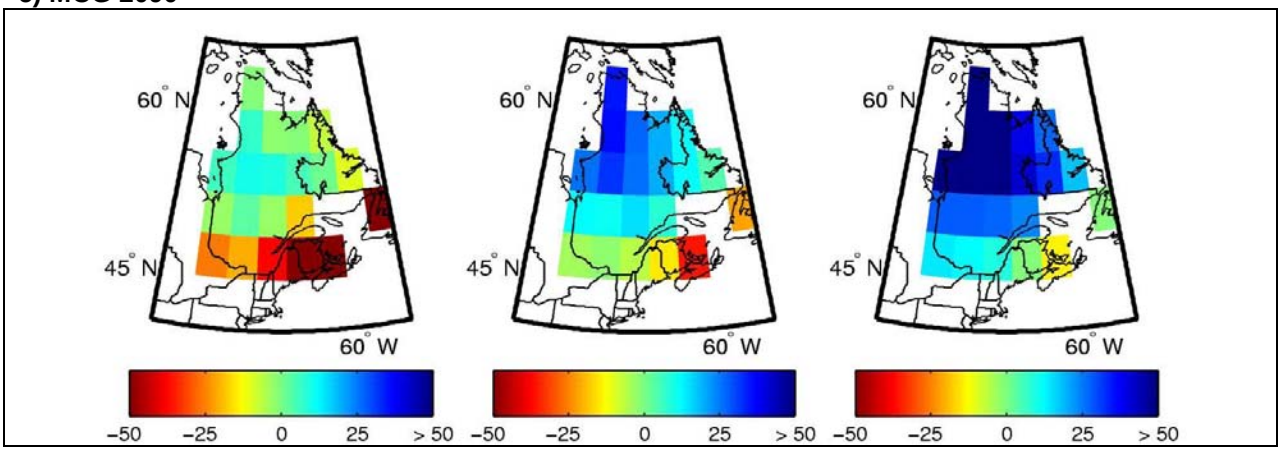
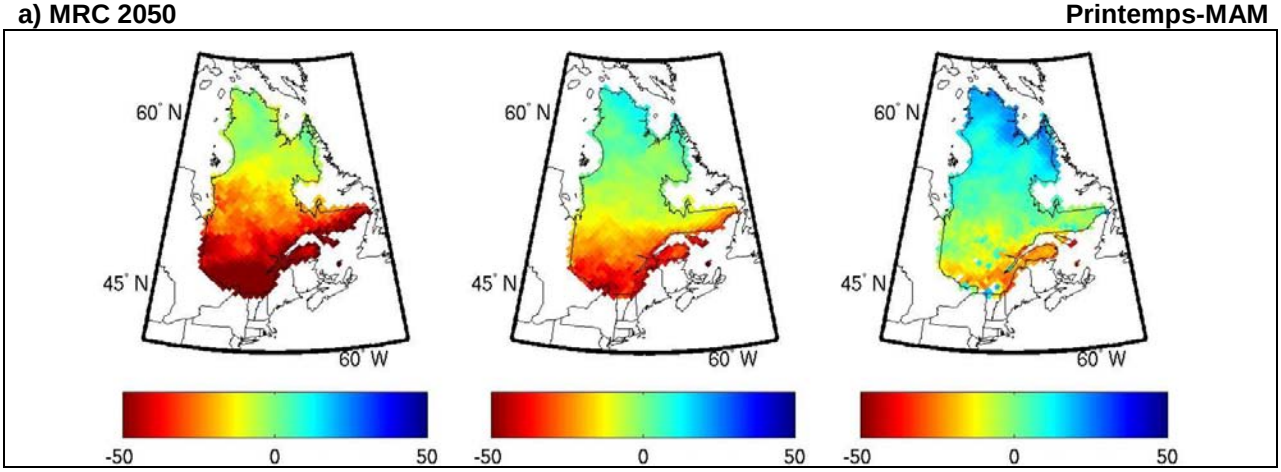


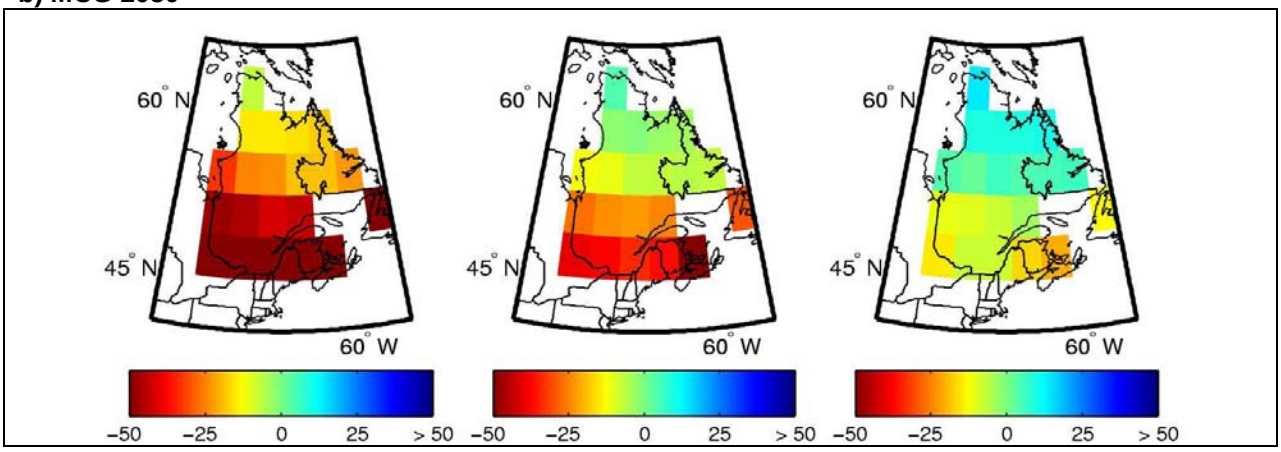
Figure 5.3 Changement des précipitations sous forme de neige quotidiennes en hiver (en pourcentage) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles, respectivement.

.

a) MRC 2050 **Printemps-MAM**



b) MCG 2050



c) MCG 2090

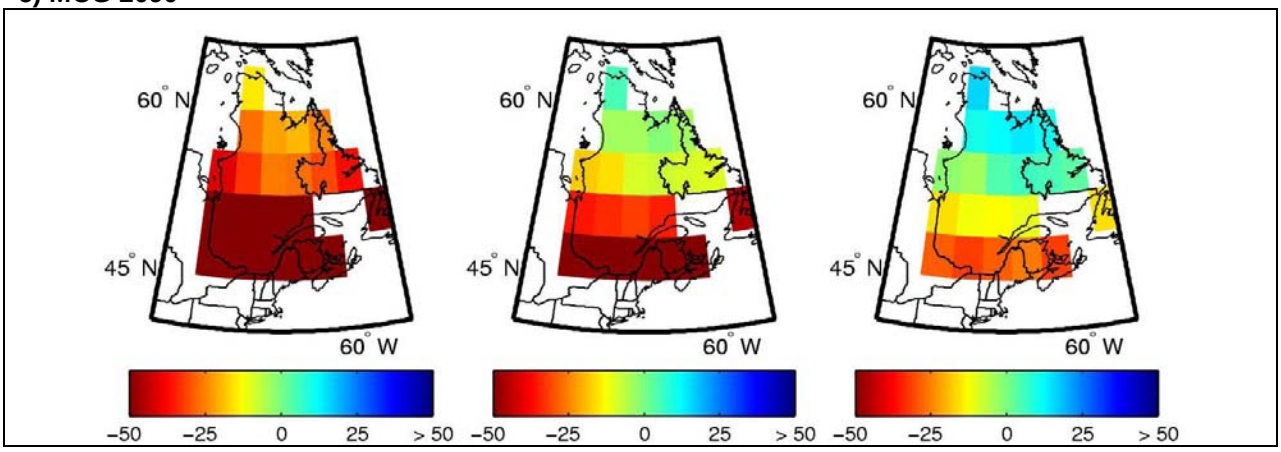


Figure 5.4 Changement des précipitations sous forme de neige quotidiennes au printemps (en pourcentage) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles, respectivement.

Chapitre 6. Événements de gel-dégel

6.1 Fiche descriptive

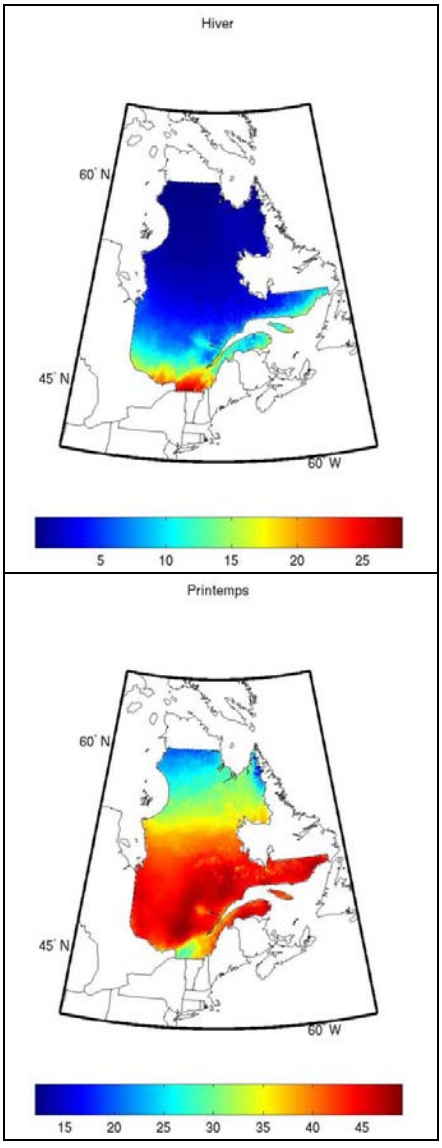
DÉFINITION

Les journées avec un événement de gel/dégel sont celles où la température oscille sous et en haut de 0˚C en 24 heures. Plus spécifiquement, un événement quotidien de gel-dégel est observé quand la Tmin de la journée est inférieure à 0˚C et quand la Tmax de la même journée est supérieure à 0˚C.

FORMULE

$$\text{Gel-Dégel} = \sum_{i=1}^{Nsai} (Tx_i > 0°\text{C}) et (Tn_i < 0°\text{C})$$

Gel-Dégel : Le nombre de journées avec un événement de gel-dégel dans une saison
Tx_i : La température maximum quotidienne pour une période de 24 heures
Tn_i : La température minimum quotidienne pour une période de 24 heures
i : une journée donnée
Nsai : le nombre total de jours dans une saison



IMPACTS SUR LES ÉCOSYSTÈMES FORESTIERS

- Métabolisme et croissance
- Phénologie
- Distribution et migration
- Cycles biogéochimiques

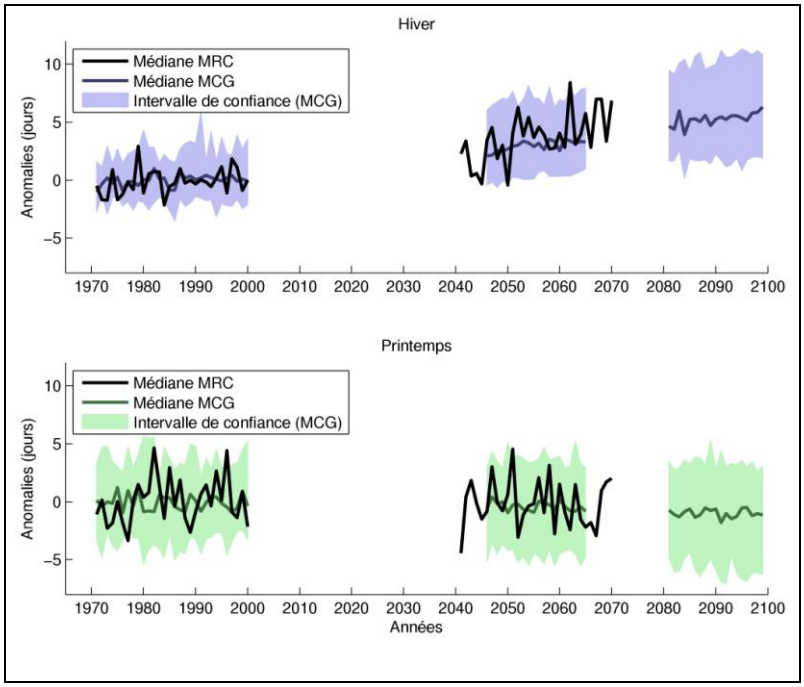


Figure 6.2 L'évolution des anomalies (voir section 2.7) du nombre d'événements de gel-dégel de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

Noter que le petit nombre de simulations MRC est responsable des plus grandes fluctuations dans leur courbe médiane. De plus, étant donné que le nombre de simulations entre les MRC et les MCG est différent, on ne peut pas faire de comparaison statistique entre les médianes.

Figure 6.1 Normales du nombre d'événements de gel-dégel observés (en jours) pour la période de référence (1971-2000), pour l'hiver (DJF) et le printemps (MAM). Les valeurs ont été calculées à partir de données provenant du SNITE.

6.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers

Les impacts des événements de gel-dégel, qui sont définis ici comme un événement où la température de l'air passe sous et au-dessus de 0°C dans une journée, sont sans aucun doute les plus complexes et difficiles à quantifier et ce pour plusieurs raisons. Premièrement, les impacts des événements de gel-dégel sur les plantes sont grandement influencés par les caractéristiques du couvert nival. Deuxièmement, ils auront différents impacts sur les arbres selon la période de l'année durant laquelle ils se produisent (en période de dormance profonde ou au début de la saison de croissance par exemple). Troisièmement, la durée pendant laquelle la température passera sous ou au dessus de zéro ainsi que l'écart absolu de température avec la valeur de zéro dicteront l'ampleur des impacts. Tous ces facteurs sont parfois difficiles à dissocier dans la littérature.

Les épisodes de gel-dégel ont une incidence importante sur la vigueur et la mortalité des arbres bien que cette relation peut être difficile à quantifier puisque les seuils de tolérance au gel des diverses espèces sont très variables. Néanmoins, il est certain que pour les arbres, la faculté d'obtenir et de maintenir un niveau adéquat de résistance au gel à la fin de l'automne, en hiver et au printemps est crucial. De plus, un changement dans la fréquence des événements de gel-dégel semble être la cause première d'une perte de résistance au froid chez plusieurs espèces. Par exemple, chez l'épinette noire, une augmentation de la fréquence des événements de gel ainsi que leur intensité est corrélée à une diminution de la photosynthèse (Gaumont-Guay et al. 2003).

Plusieurs études menées au Québec ont démontré l'importance des événements de gel-dégel et de la perte de tolérance au froid de deux espèces particulièrement susceptibles à ces phénomènes, soit l'épinette rouge et le bouleau jaune (Schaberg et al. 2000; Zhu et al. 2000, 2001, 2002; Lazarus et al. 2004; Bourque et al. 2005; Dumais et Prévost 2007). En effet, une augmentation de la fréquence des épisodes de dégel hivernaux et une augmentation de la longueur des dégels sont bien corrélées avec une diminution de la tolérance au gel de l'épinette rouge et du bouleau jaune (Lund et Livingston 1998; Schaberg et al. 2000; Zhu et al. 2000, 2002). De plus, la perte de résistance au froid semble aussi être influencée positivement par une augmentation des dépôts atmosphériques acides (Hamburg et Cogbill 1988; Schaberg et al. 2000; Zhu et al. 2002; Hawley et al. 2006). Ce phénomène est si important chez l'épinette rouge qu'on le tient en grande partie responsable du déclin des populations de cette espèce dans le nord-est américain (Hamburg et Cogbill 1988; Schaberg et al. 2000; Hawley et al. 2006).

Chez l'épinette rouge, la perte de résistance au froid est corrélée avec des dommages cellulaires, une mortalité des aiguilles et un dépérissement de la cime (Lazarus et al. 2004; Hawley et al. 2006; Dumais et Prévost 2007). Cette perte de la canopée se manifeste ensuite par une perte d'assimilation de carbone et une diminution de la croissance (Schaberg et al. 2000; Lazarus et al. 2004). Chez le bouleau jaune, une perte de résistance au froid cause des dommages aux racines et aux branches (Zhu et al. 2000, 2002). Ces dommages se traduisent ensuite par une diminution de la croissance et une perte significative d'absorption et de pression racinaire. Étant donné qu'au printemps une pression racinaire suffisante est nécessaire pour remplir les embolies causées par la cavitation hivernale des vaisseaux, une perte de pression racinaire causée par le gel augmente le risque de mortalité de la cime (Zhu et al. 2001, 2002).

Enfin, pour l'épinette rouge et le bouleau jaune, la période durant laquelle les épisodes de gel-dégel se produisent est aussi déterminante. La tolérance au gel de l'épinette rouge se développe lentement durant la saison froide, si bien qu'elle atteint son maximum au milieu de l'hiver (Dumais et Prévost 2007). Une augmentation des épisodes de gel-dégel avant cette période pourrait, par conséquent, avoir une incidence négative sur la survie de l'épinette rouge. De plus, la dormance d'hiver de l'épinette rouge n'est pas très profonde comparativement à celle d'autres conifères (Major et al. 2003). Un déplacement des événements de gel-dégel durant la période hivernale pourrait donc aussi avoir des impacts sur la survie de l'épinette rouge. La sensibilité de l'espèce au froid et au gel semble fortement limiter sa distribution spatiale (Arris et Eagleson 1989). De même, le bouleau jaune perd sa résistance au froid très rapidement avec l'augmentation des températures au printemps et cette espèce serait particulièrement affectée par une augmentation des épisodes de gel-dégel à la fin de l'hiver et au printemps (Braathe 1995; Zhu et al. 2002). La résistance au

froid du bouleau jaune semble suffisante pour maintenir sa distribution spatiale face au climat présent mais une perte de résistance au froid, due à des changements dans les événements de gel-dégel, pourrait se traduire par une réduction de sa compétitivité (Zhu et al. 2002).

Les dommages associés aux événements de gel-dégel sont importants pour plusieurs autres essences. Notamment, l'érable à sucre, une espèce commerciale très importante au Québec, est fortement influencé par l'intensité des événements de gel-dégel et par la période où ces épisodes se produisent. Premièrement, les blessures dues au gel du sol en hiver peuvent influencer négativement la santé de l'arbre, l'écoulement de la sève, la production totale de sève et la quantité de sucre produite par arbre au printemps (Robitaille et al. 1995). Une étude récente démontre que la production de sirop d'érable par entaille au Québec a généralement diminuée entre 1985 et 2006 (Duchesne et al. 2009). Les variations de production annuelle ont été largement expliquées par un modèle prédictif basé sur le climat. À partir de scénarios climatiques du futur, ces chercheurs prévoient une diminution de la production de sirop d'érable par entaille de 15-20%. On sait depuis longtemps que l'écoulement maximal de l'érable à sucre au printemps est synchronisé avec les périodes caractérisées par des fluctuations diurnes de température autour de 0°C (Pothier 1995). Ainsi, la diminution escomptée de production de sirop par entaille pourra être annulée si la coulée se déplace dans le temps avec les événements de gel-dégel qui se produisent plus tôt au printemps et possiblement en hiver

En plus d'influencer la végétation directement, les cycles de gel-dégel peuvent avoir plusieurs impacts indirects sur les sols et les végétaux par leurs influences sur la fonte du couvert nival. Premièrement, une période de dégel suffisamment longue peut être associée à des événements de fonte prolongés. Ces épisodes sont importants puisqu'ils occasionnent un apport accru en eau dans le sol qui peut à son tour occasionner un transfert plus important et plus rapide des nutriments comme le nitrate et autres cations basiques (Lehrsch et al. 1991; Wang et Bettany 1993; Ferrick et Gatto 2005; Henry 2008). Si ces nutriments ne sont pas absorbés par les végétaux, ils sont lessivés hors de la zone de racines des arbres (Robitaille et al. 1995; Weih et Karlsonn 2002; Campbell et al. 2005; Henry 2008). Ce phénomène se produit en hiver lors de la période de dormance des arbres et est souvent associé à une augmentation des processus de nitrification et de production du cation H^+. Ces facteurs peuvent causer une acidification significative du sol. (Boutin et Robitaille 1995). De plus, ce lessivage accru d'hiver, en période de dormance, implique que les concentrations de nutriments disponibles seront plus faibles au printemps, une période de croissance cruciale chez les arbres (Lehrsch et al. 1991).

Deuxièmement, une fonte partielle de la neige, due à des températures au-dessus de zéro, peut occasionner la formation de masses de glace au niveau du sol (Fortin 2010). Cette glace peut augmenter la conductivité thermique du couvert nival, ce qui augmente les risques de gel du sol (Andrews 1996; Fortin 2010), modifiant du coup le rôle écologique de la neige ainsi que les échanges gazeux et hydrologiques entre le sol, la neige et l'atmosphère (Tranter et Jones 2001; Larsen et al. 2002; Mikan et al. 2002; Campbell et al. 2005). Par exemple, bien qu'on associe souvent une période de dégel et de fonte de neige à une augmentation de la teneur en eau du sol (p. ex. Joseph et Henry 2008), la formation de glace peut, en fait, causer l'effet contraire soit une réduction de l'infiltration d'eau dans le sol (Zheng et Flerchinger 2001; Henry 2008). Finalement, une perte totale de neige en hiver peut causer une augmentation du nombre d'événements de gel et une augmentation de la durée du gel du sol. Ces augmentations peuvent avoir d'importants impacts sur la survie des racines et l'absorption des nutriments qui se traduisent à leur tour par des pertes de survie des cimes (Robitaille et al. 1995; Tierney et al. 2001; Auclair et al. 2010).

6.3 Résultats des événements de gel-dégel

6.3.1 Cartographie des normales et des anomalies

La figure 6.1 présente les normales du nombre d'événements de gel-dégel observés (en jours) pour la période de référence (1971-2000), pour l'hiver (DJF) et le printemps (MAM). La figure 6.2 présente l'évolution des anomalies (voir section 2.7) du nombre d'événements de gel-dégel de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

6.3.2. Cartographie des changements

Hiver

La figure 6.3 illustre les changements projetés du nombre d'événements de gel/dégel par l'ensemble des MRC et MCG pour les horizons 2050 et 2090. L'ensemble de simulations projette une légère augmentation du nombre d'événements de gel-dégel sur le sud du territoire québécois, tandis que dans le nord, le changement est nul. Pour l'horizon 2050, les modèles globaux et régionaux projettent des changements similaires pour le centre et le nord du Québec, avec une médiane de 0 à 2 jours. Par contre, pour la portion sud, les MRC (figure 6.3a) projettent une augmentation de 5 à 13 jours, ce qui est légèrement supérieure aux valeurs projetées par les MCG (figure 6.3b), qui sont de 5 à 8 jours.

Les résultats des modèles globaux pour l'horizon 2090 (figure 6.3c) illustrent aussi un gradient nord-sud avec une hausse du nombre d'événements de l'ordre de 10 à 15 jours sur la portion sud et une médiane autour de 0 jour pour la portion nord du Québec.

Printemps

Pour le printemps, tous les modèles projettent de faibles augmentations du nombre d'événements de gel-dégel au nord, un nombre presque constant au centre et une diminution du nombre d'événements dans le sud (figure 6.4). Les médianes de changement pour l'horizon 2050, projetées par les modèles régionaux et globaux, sont de 3 à 5 jours au nord, de -1 à 3 au centre, et de -5 à -10 jours au sud (figure 6.4 a, b). Les $10^{ièmes}$ percentiles projettent des diminutions importantes au sud du Québec, tandis que les $90^{ièmes}$ percentiles projettent un gradient sud-nord similaire à ceux des valeurs médianes.

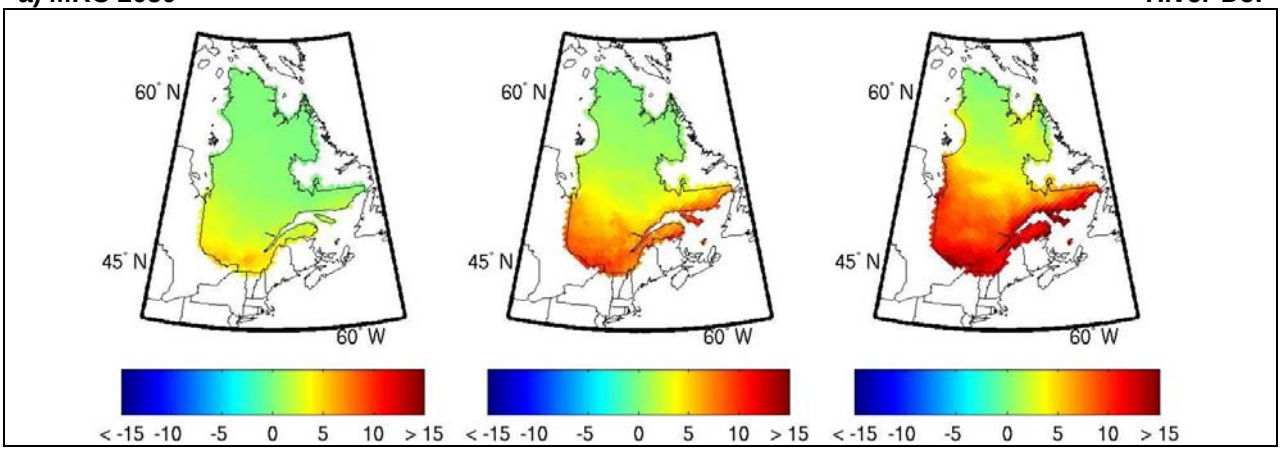
Les valeurs projetées pour l'horizon 2090 par les MCG (figure 6.4c) sont sensiblement les mêmes que celles projetées par les MRC et MCG pour l'horizon 2050, avec des diminutions des événements au sud et une faible hausse d'événements au nord. Par contre, on note un plus grand écart entre les $10^{ièmes}$ et $90^{ièmes}$ percentiles pour l'horizon 2090.

Annuel

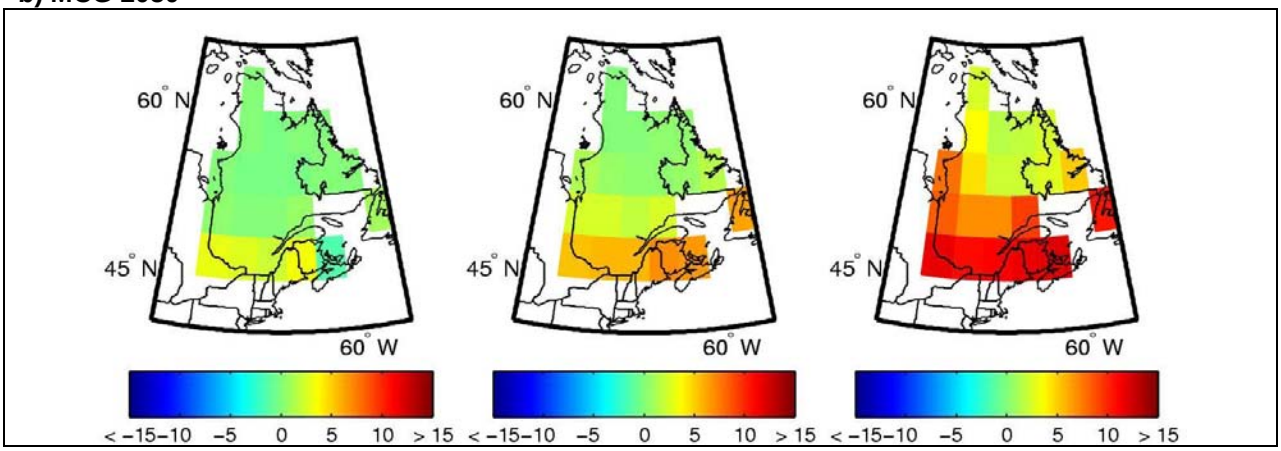
La figure 6.5 illustre les changements projetés du nombre annuel d'événements de gel/dégel par l'ensemble des MRC et MCG pour les horizons 2050 et 2090. Les changements projetés du nombre d'événements de gel/dégel sont faibles. En effet, la médiane projetée par les MRC et les MCG sur les deux horizons est de -5 à -10 jours. Les $10^{ièmes}$ percentiles projettent une diminution du nombre d'événements d'environ -10 jours, tandis que les $90^{ièmes}$ percentiles ne projettent aucun changement (0 jour).

Les changements présentés sur une base annuelle permettent une meilleure mise en contexte de l'augmentation projetée pour l'hiver (figure 6.3) et de la baisse du nombre d'événements projeté au printemps (figure 6.4) dans le sud du Québec. En effet, l'augmentation du nombre d'événements en hiver est due à un déplacement dans le temps des événements au printemps et en automne en climat actuel (annexe 3). Ce déplacement des événements dans le temps sera tout aussi important, sinon plus, pour la végétation que le changement du nombre total d'événements de gel/dégel. Les projections de l'atlas démontrent que les changements attendus pour les événements de gel/dégel sont complexes et méritent d'être explorés de façon plus approfondie.

a) MRC 2050 **Hiver-DJF**



b) MCG 2050



c) MCG 2090

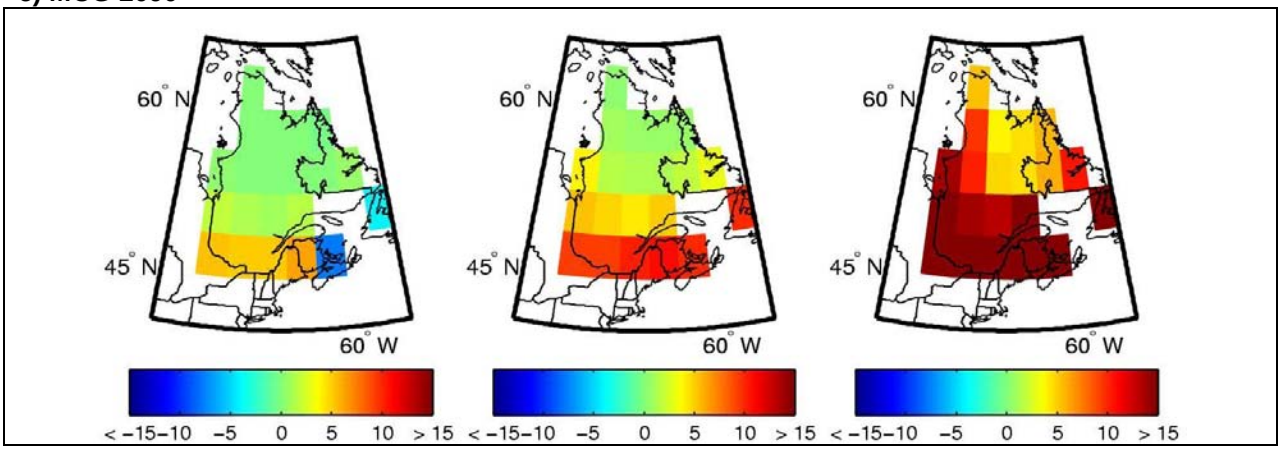
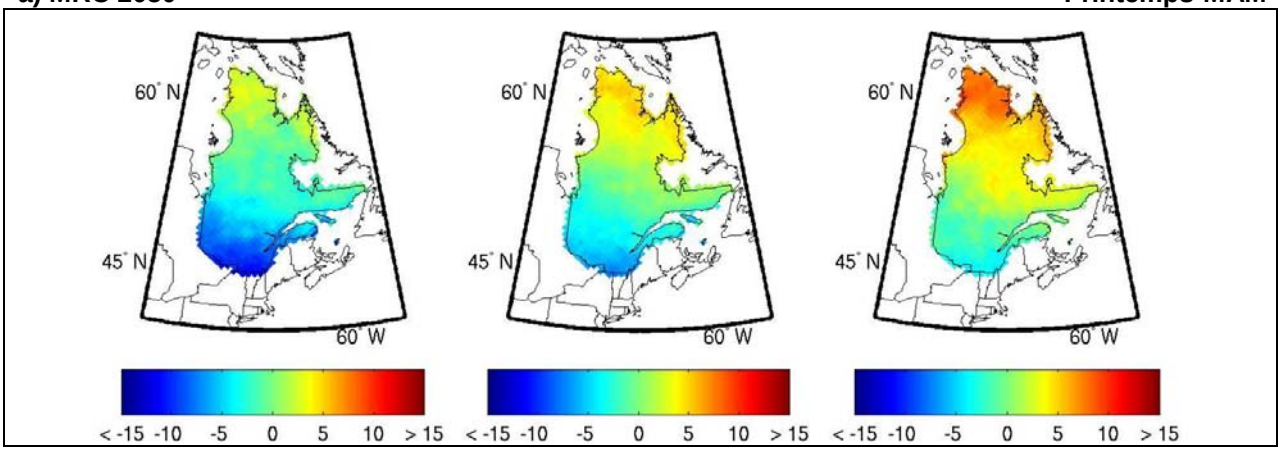
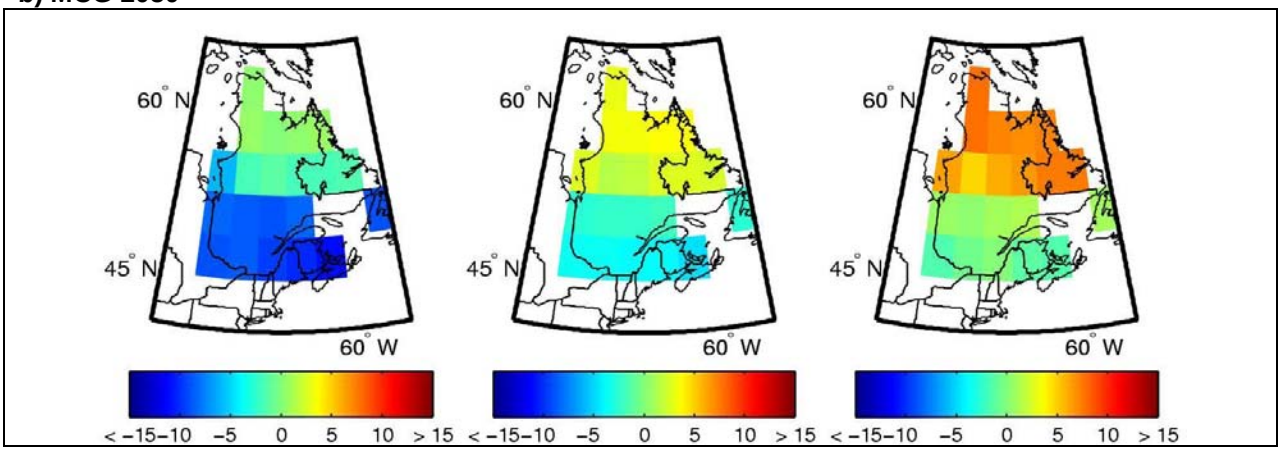


Figure 6.3 Changement du nombre d'événements de gel-dégel en hiver (jours) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les $10^{ièmes}$ et $90^{ièmes}$ percentiles, respectivement.

a) MRC 2050 **Printemps-MAM**



b) MCG 2050



c) MCG 2090

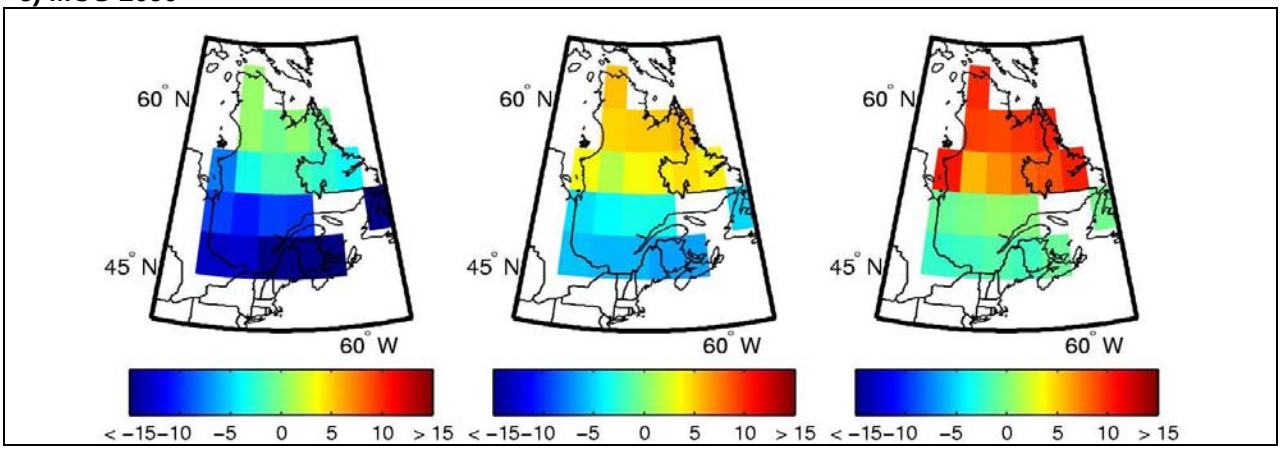
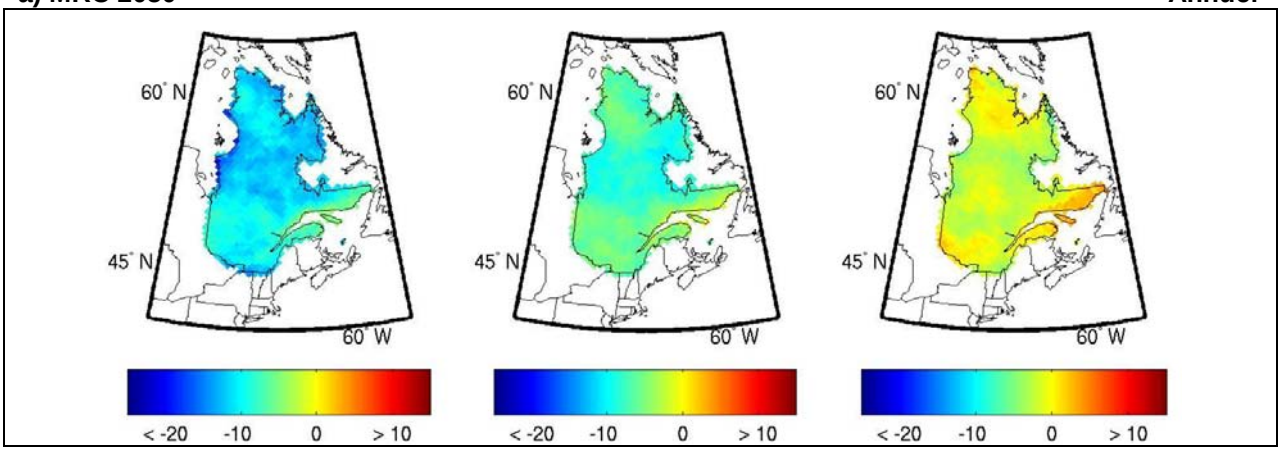
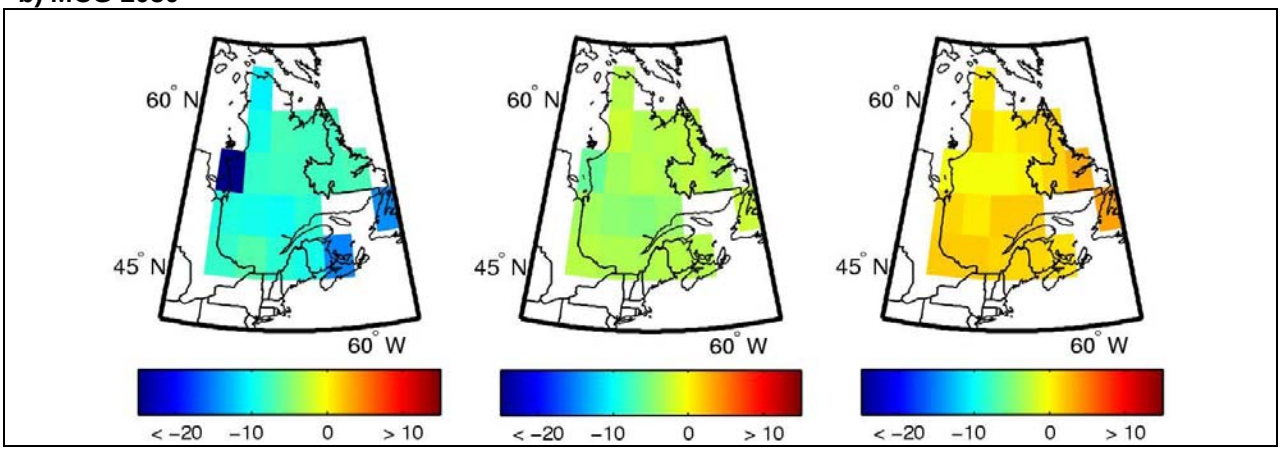


Figure 6.4 Changement du nombre d'événements de gel-dégel au printemps (jours) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les $10^{ièmes}$ et $90^{ièmes}$ percentiles, respectivement.

a) MRC 2050 **Annuel**



b) MCG 2050



c) MCG 2090

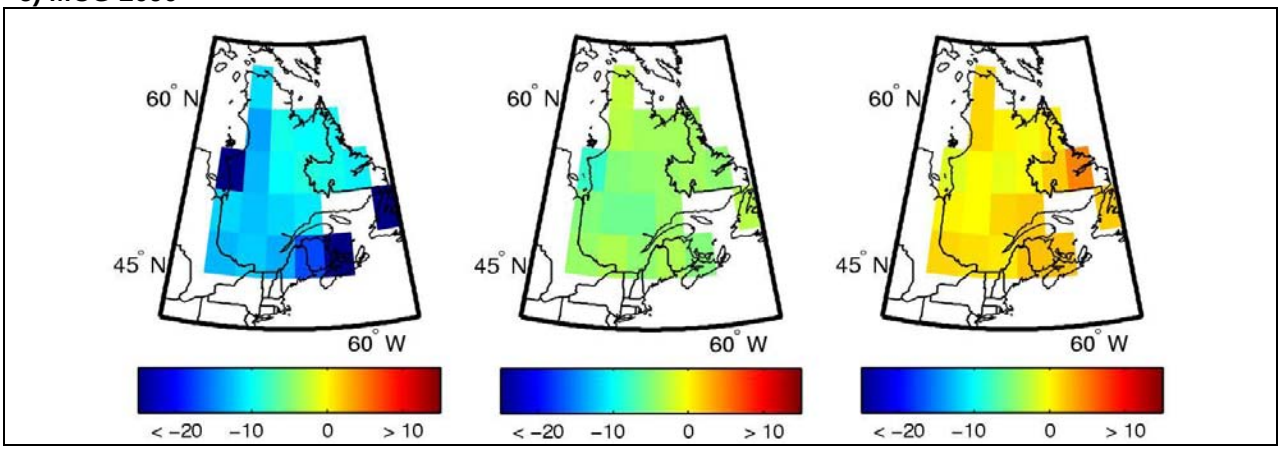


Figure 6.5 Changement du nombre d'événements de gel-dégel annuel entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles, respectivement.

Chapitre 7. Degrés-jours de croissance
7.1 Fiche descriptive

DÉFINITION

L'écart, en degrés Celsius, qui sépare la température moyenne quotidienne d'une valeur de base de 5˚C. Si la valeur est égale ou inférieure à 5˚C, la journée a zéro degré-jour de croissance. Les valeurs quotidiennes de degré-jours sont cumulées sur une base annuelle.

La valeur de 5˚C a été établie en fonction de la croissance et du développement des végétaux. L'hypothèse de base repose sur l'idée que les plantes vont croître uniquement si la température ambiante est supérieure à ce seuil minimum. On présume aussi qu'il existe une relation quasi linéaire entre l'augmentation de la croissance et la hausse de la température ou l'accumulation de l'énergie thermique (Schenk 1996; Loehle 1998; Bonhomme 2000)

FORMULE

$$DJC = \sum_{i=1}^{365} Max(Tmoy_i - Tbase, 0)$$

DJC : Le nombre total de degrés-jours de croissance par année
$Tmoy_i$: La température moyenne du jour i
Tbase : La température de base de 5°C
i : une journée donnée

IMPACTS SUR LES ÉCOSYSTÈMES FORESTIERS

- Phénologie
- Interaction entre les espèces
- Distribution et migration des espèces

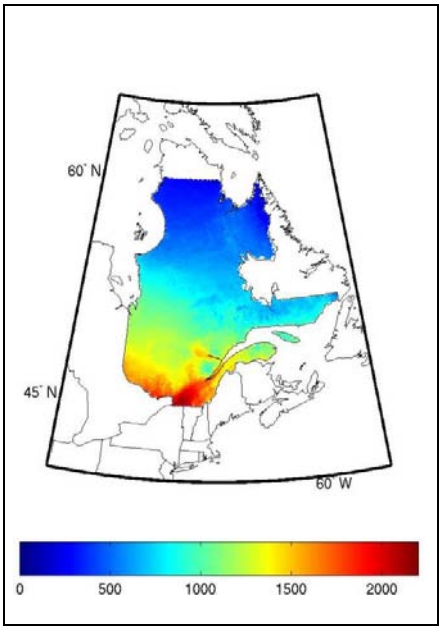


Figure 7.1 Normales du nombre de degrés-jours de croissance annuel observés pour la période de référence (1971-2000). Les valeurs ont été calculées à partir de données provenant du SNITE.

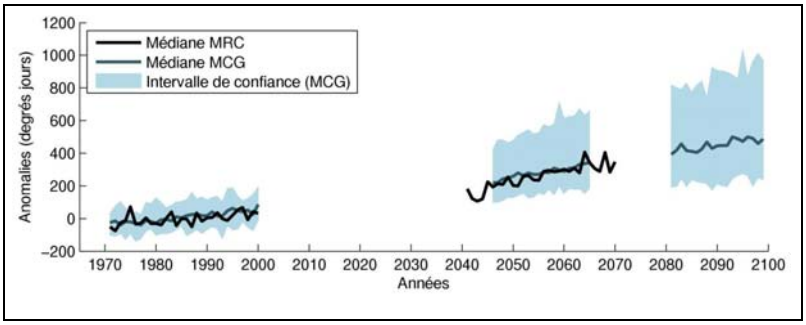


Figure 7.2 L'évolution des anomalies (voir section 2.7) du nombre de degrés-jours de croissance annuel de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

Noter que le petit nombre de simulations MRC est responsable des plus grandes fluctuations dans leur courbe médiane. De plus, étant donné que le nombre de simulations entre les MRC et les MCG est différent, on ne peut pas faire de comparaison statistique entre les médianes.

7.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers

Le plus grand impact d'un changement dans les degrés-jours de croissance (DJC) est sur la phénologie des espèces. Notamment, une accumulation des DJC au-delà d'un certain seuil devance les événements phénologiques des plantes tels que le débourrement, la feuillaison et la date du début ou de la fin de la floraison (Aber et al. 1995; Arora et Boer 2005). En agriculture, cette corrélation entre les DJC et les étapes du développement des plantes est particulièrement importante car elle permet d'estimer les étapes d'une saison de récolte.

Étant donné qu'une augmentation des DJC permet l'apparition plus hâtive de feuilles chez certaines espèces décidues, elle occasionne un devancement du début de la saison de croissance contribuant à allonger cette dernière (Bradley et al. 1999; Parmesan 2006). Ce devancement peut être significatif pour la productivité des forêts. Par exemple, Myneni et al. (1997) ont estimé qu'une différence de quelques jours seulement dans l'apparition de la canopée pouvait causer une augmentation de l'ordre de 20% dans le taux de photosynthèse d'une forêt du nord-est de l'Amérique du Nord.

Une réponse individuelle des espèces en terme de devancement d'événements phénologiques pourrait causer des modifications dans la composition de certaines communautés végétales (Goldblum et Rigg 2005; Williams et al. 2007) et pourrait perturber plusieurs interactions entre les espèces (Parmesan 2006). Ces perturbations pourraient, par exemple, signifier une perte de synchronisme entre les cycles de vie des insectes herbivores et leurs plantes hôtes ou entre certaines plantes et leurs pollinisateurs (Harrington et al. 1999; Pearson et Dawson 2003; Visser et Both 2005). L'importance d'une bonne synchronie entre l'éclosion printanière des bourgeons des feuillus et l'éclosion d'insectes herbivores (p. ex. les lépidoptères), a été démontrée chez plusieurs espèces comme le peuplier et le chêne (Hunter et Elkinton 2000; Tikkanen et Julkunen-Tiitto 2003).

L'influence des degrés-jours sur la distribution et la migration des espèces est complexe. La limite nord de la distribution d'une espèce peut être contrainte par un faible nombre de DJC quand, par exemple, le nombre de DJC est insuffisant pour la complétion de certaines fonctions biologiques de base, qui occasionne aussi une diminution de la compétitivité (Shafer et al. 2001). Ainsi, la migration vers le nord et l'apparition d'une nouvelle espèce sont possibles si le changement dans les DJC répond maintenant aux critères biologiques de celle-ci et lui confère un avantage compétitif sur les espèces déjà en place et qui seraient moins biens adaptées aux nouveaux DJC (Shafer et al. 2001). Par contre, les DJC n'influencent généralement pas la distribution des espèces à la limite sud de leurs distributions.

7.3 Résultats des degrés-jours de croissance

7.3.1 Cartographie des normales et des anomalies

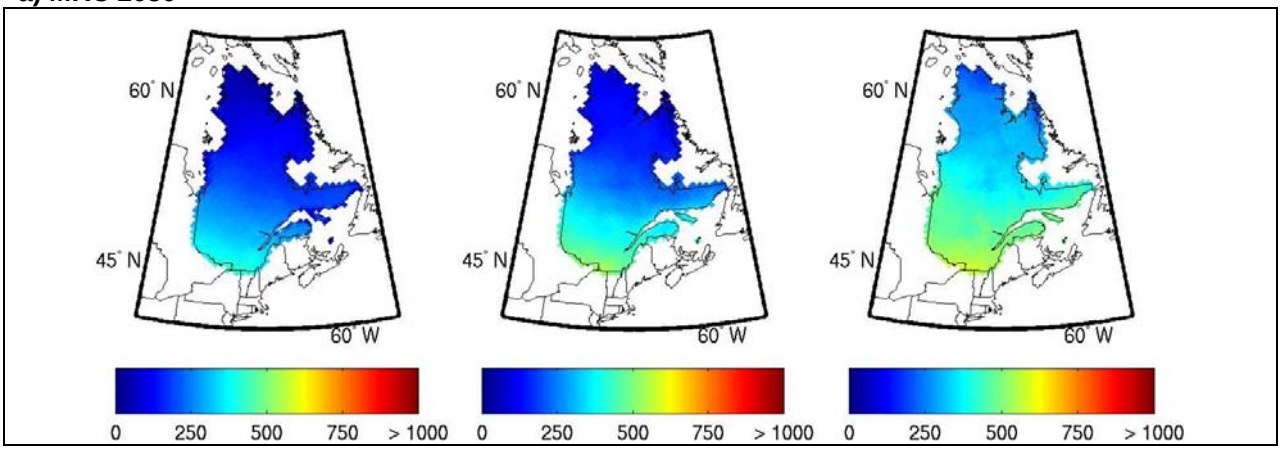
La figure 7.1 présente les normales du nombre de degrés-jours de croissance annuel observés pour la période de référence (1971-2000). La figure 7.2 présente l'évolution des anomalies (voir section 2.7) du nombre de degrés-jours de croissance annuel de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

7.3.2 Cartographies des changements

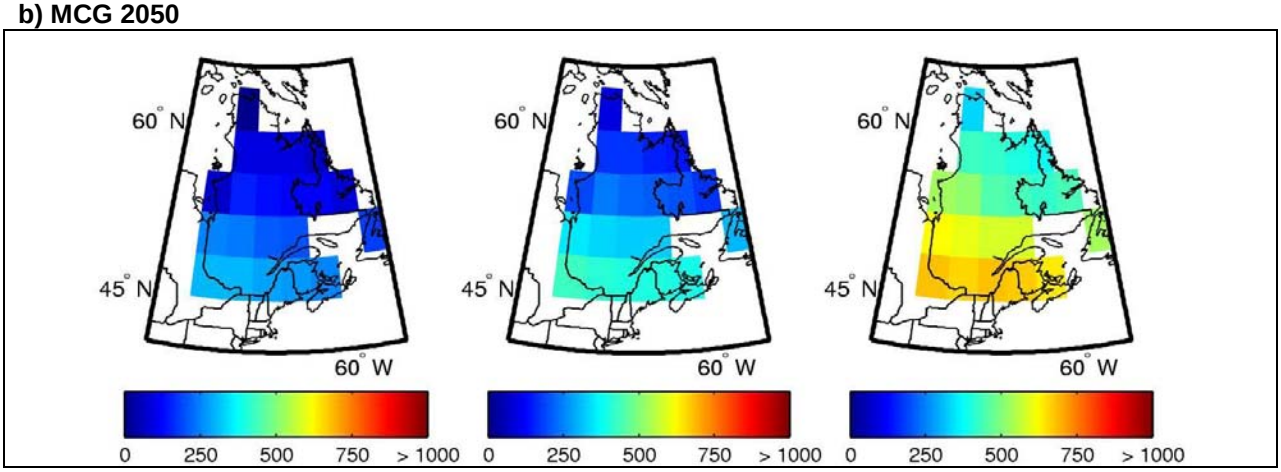
La figure 7.3 illustre les changements projetés du nombre de degrés-jours de croissance annuel par l'ensemble des MCG et MCG sur les horizons 2050 et 2090. On note un gradient latitudinal nord-sud avec de fortes augmentations dans le sud et aucun changement projeté dans le centre et nord du Québec. En 2050, selon les modèles régionaux du climat, l'augmentation médiane varie de plus de 600 degrés jours au sud, tandis qu'au centre et au nord, le changement projeté est 0 degré-jour (figure 7.3a). Les valeurs médianes projetées par les modèles globaux (figure 7.3b) du climat sont sensiblement les mêmes, à l'exception de l'extrême sud du Québec où les MCG projettent une hausse moins importante des degrés-jours de croissance que les MRC (400 versus 600 degrés-jours).

Les valeurs projetées pour l'horizon 2090 selon les MCG (figure 7.3c) sont plus élevées que celles pour l'horizon 2050 et varient de 125 degrés-jours au nord à 600 degrés-jours au sud. Les valeurs des 90^{ièmes} percentiles pour cet horizon sont aussi nettement plus élevées que celles de l'horizon 2050.

a) MRC 2050



b) MCG 2050



c) MCG 2090

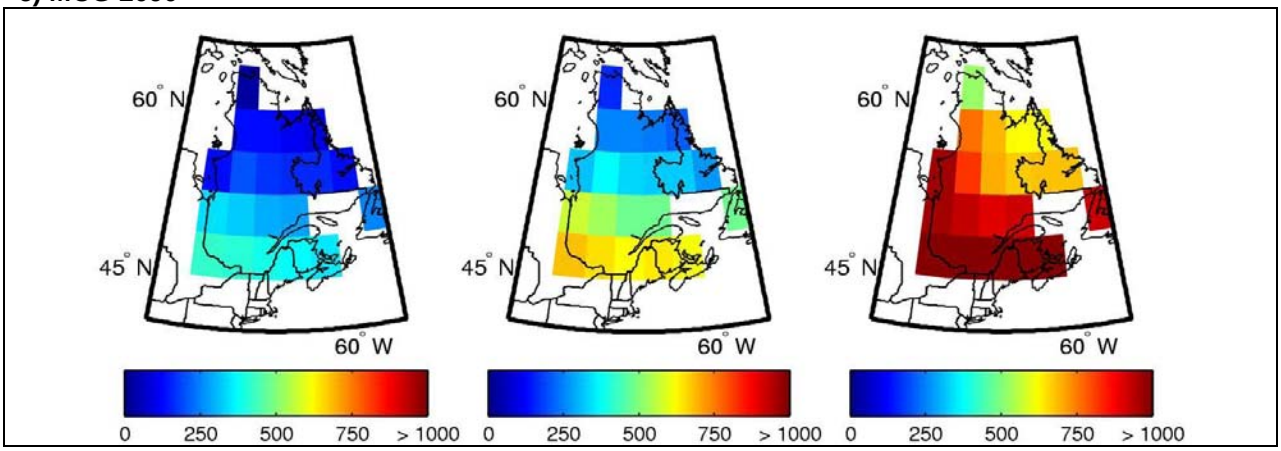


Figure 7.3 Changement du nombre de degrés-jours de croissance entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles, respectivement.

Chapitre 8. Saison de croissance
8.1 Fiche descriptive

DÉFINITION

La saison de croissance débute lorsque la température quotidienne moyenne est égale ou supérieure à 5˚C pendant 5 jours consécutifs à partir du 1er mars et se termine quand la température quotidienne moyenne est inférieure à - 2˚C à partir du 1er août. Cette définition est celle utilisée par Ressources Naturelles Canada.

Il est important de préciser que la saison de croissance telle que définie ici est une saison de croissance potentielle, basée strictement sur un indice de température. Elle représente un gain potentiel de croissance qui ne correspond pas nécessairement avec la saison de croissance réelle d'une espèce donnée.

FORMULE

$$LSC = \sum_{j=i}^{k} 1$$

$(T_{j,\ j=i,\ i+5} > 5°C)$
$(i \geq 60)$
$(k \geq 213)$
$(T_k < -2°C)$

LSC : La longueur de la saison de croissance
T_j : La température moyenne au jour j
T_k : La température moyenne au jour k
i : jour julien 60
k : jour julien 213

IMPACTS SUR LES ÉCOSYSTÈMES FORESTIERS

- Métabolisme et croissance
- Phénologie
- Interactions entre les espèces
- Cycles biogéochimiques

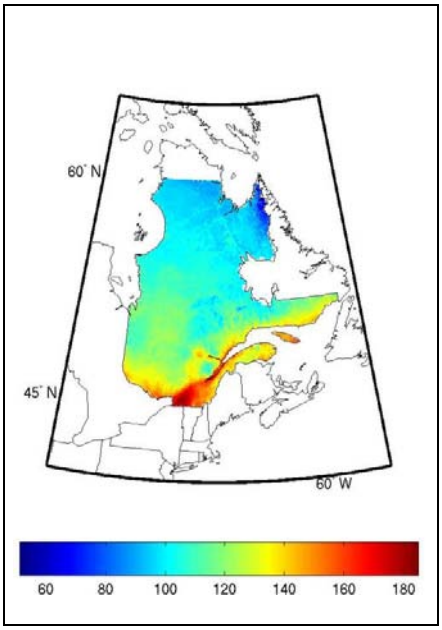


Figure 8.1 Normales de la longueur de la saison de croissance observée (en jours) pour la période de référence (1971-2000). Les valeurs ont été calculées à partir de données provenant du SNITE.

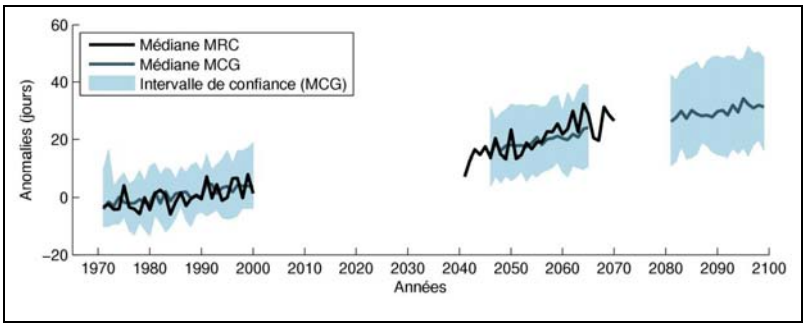


Figure 8.2 L'évolution des anomalies (voir section 2.7) de la longueur de la saison de croissance de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

Noter que le petit nombre de simulations MRC est responsable des plus grandes fluctuations dans leur courbe médiane. De plus, étant donné que le nombre de simulations entre les MRC et les MCG est différent, on ne peut pas faire de comparaison statistique entre les médianes.

8.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers

Plusieurs études récentes rapportent une augmentation des températures de l'air au printemps provoquant un début de saison de croissance plus hâtif et une augmentation de la longueur de la saison de croissance à travers l'Amérique du Nord (Keeling et al. 1996; Myneni et al. 1997; Keyser 2000; McCarthy 2001; Walther et al. 2002; Root et al. 2003; Christidis et al. 2007).

Cette augmentation de la longueur de la saison de croissance est bien corrélée avec une hausse des taux de croissance et de biomasse des plantes car la production de cellules débute plus tôt en saison (Myneni et al. 1997; Menzel et Fabian 1999; Bachelet et al.2001; Kaufmann et al. 2004; Deslauriers et al. 2008). Ce phénomène peut avoir des conséquences positives sur les écosystèmes, notamment sur la productivité forestière (Deslauriers et al. 2003; Deslauriers et al. 2008).

L'augmentation de la saison de croissance est surtout observée au printemps et est corrélée avec le devancement d'événements phénologiques tels que l'apparition des feuilles (Bradley et al. 1999; Menzel et Fabian 1999; Beaubien et Freeland 2000; Keyser et al. 2000; Menzel 2000; Walther et al. 2002; Menzel 2003; Parmesan et Yohe 2003; Chmielweski et al. 2004; Wolfe et al. 2005; Yang et Rudolf 2010). À l'automne, les changements dans la phénologie sont moins prononcés et plus variables (Bradley et al. 1999; Walther et al. 2002; Menzel et al. 2003; Linderholm 2006; Yang et Rudolf 2010).

Une augmentation des températures et de la saison de croissance influence la compétitivité et la capacité d'adaptation des arbres et pourrait donc avoir des conséquences sur la distribution des espèces, la composition et l'organisation des communautés ainsi que sur la migration des espèces (Iverson et Prasad 2001; Walther et al. 2002; Kimball et al. 2004; Parmesan 2006; Gienapp et al. 2008).

Finalement, les variations de la longueur de la saison de croissance sont aussi associées à des variations dans l'amplitude des cycles de CO_2 (Keeling et al. 1996; Keyser et al. 2000). En augmentant le rendement de la photosynthèse, la croissance et la biomasse des plantes, une prolongation de la saison de croissance aura le pouvoir d'augmenter la capacité de stockage du carbone d'un écosystème (Myneni et al. 1997; Bradley et al. 1999; Menzel et Fabian 1999; Hughes 2000; Bachelet et al. 2001; Sturm et al. 2001; Kaufmann et al. 2004; Kimball et al. 2004).

8.3 Résultats de la longueur de la saison de croissance

8.3.1 Cartographie des normales et des anomalies

La figure 8.1 présente les normales de la longueur de la saison de croissance observée (en jours) pour la période de référence (1971-2000). La figure 8.2 présente l'évolution des anomalies (voir section 2.7) de la longueur de la saison de croissance de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

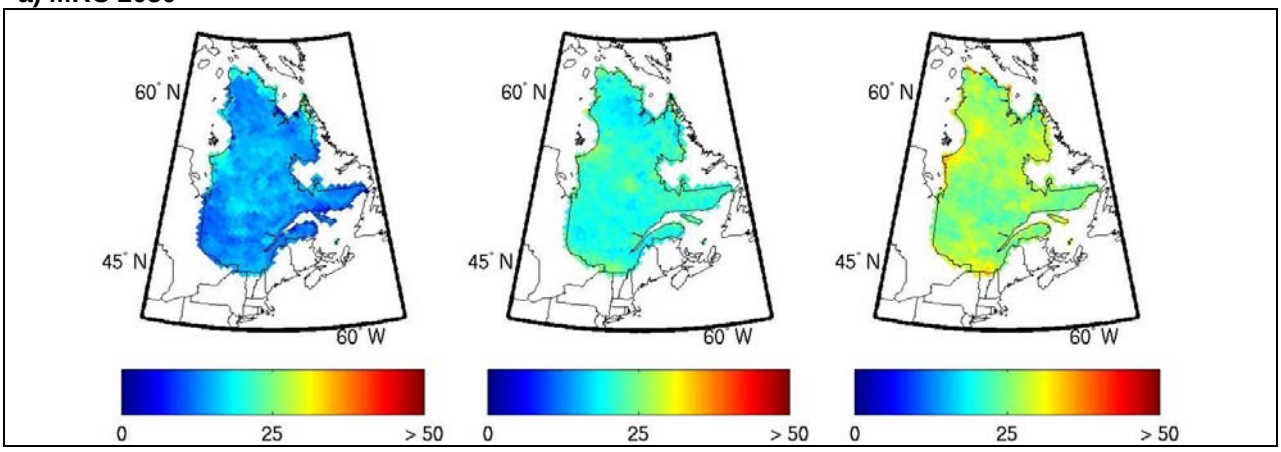
8.3.2 Cartographie des changements

La figure 8.3 illustre les changements projetés dans la longueur de la saison de croissance par l'ensemble des MRC et MCG pour les horizons 2050 et 2090. On note que contrairement à certains autres indices du climat, on ne discerne pas d'importants gradients de changements à travers le territoire du Québec. Pour l'horizon 2050, l'ensemble de simulations régionales et globales (figure 8.3a, b) projette un changement médian dans la longueur de la saison de croissance de +20 à +27 jours.

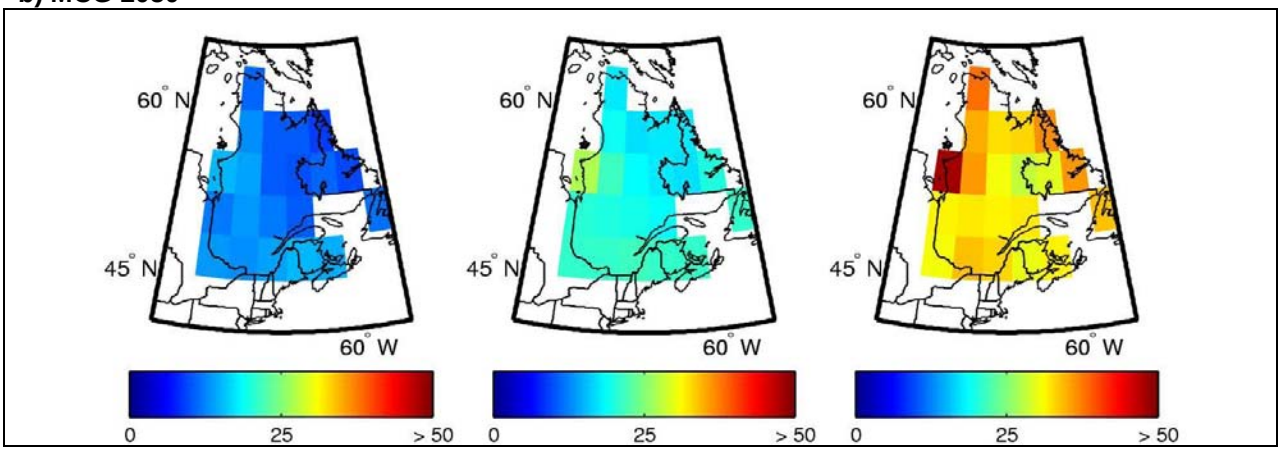
Les résultats des MCG pour l'horizon 2090 illustrent des changements médians qui sont plus élevés que ceux prévus en 2050 (figure 8.3c), soit de +22 à +35 jours.

Pour les deux horizons, on note que les $10^{ièmes}$ et $90^{ièmes}$ percentiles de tous les modèles climatiques projettent des hausses de la longueur de la saison de croissance. De plus, les valeurs médianes et les écarts entre les $10^{ièmes}$ et $90^{ièmes}$ percentiles nettement plus élevés aux abords de la Baie James.

a) MRC 2050



b) MCG 2050



c) MCG 2090

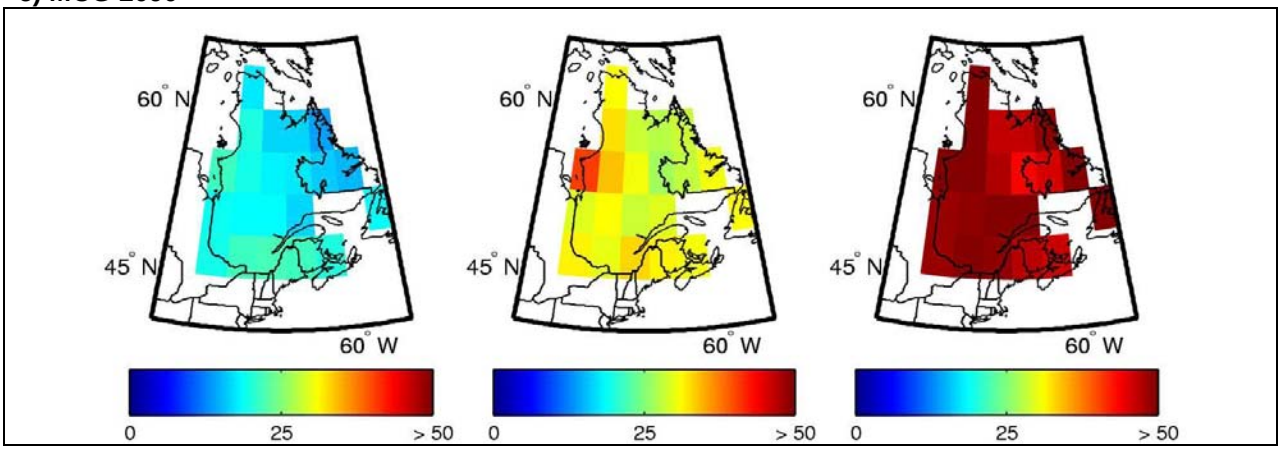


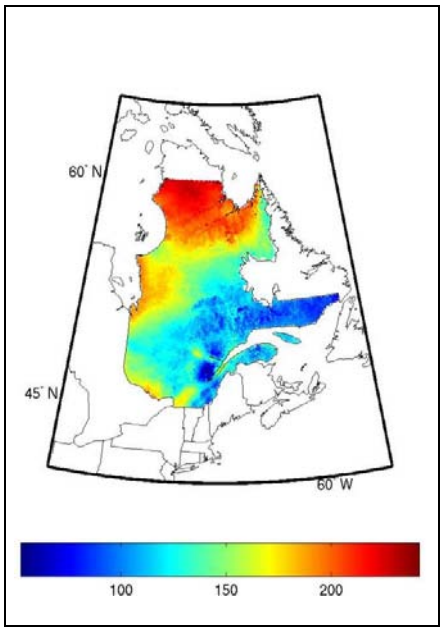
Figure 8.3 Changement de la longueur de la saison de croissance (en jours) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles, respectivement.

Chapitre 9. Indice de sécheresse canadien
9.1 Fiche descriptive

DÉFINITION	**FORMULE**
L'indice de sécheresse canadien se veut une estimation empirique de la teneur moyenne en eau des sols forestiers. Il est calculé à partir du cumul des températures et des précipitations quotidiennes, du 1er avril au 31 octobre, selon la méthode proposée par Turner (1972).	RP= (800/exp(CDC_{d-1}/400) +3.937ER ER = 0.83P -1.27 D= 400In (800/RP) PET= 0.36T + L CDC= D +0.5PET CDC : Indice de sécheresse canadien RP : L'équivalent en eau après la pluie d : une journée donnée ER : Précipitation effective P : La précipitation quotidienne au-dessus de 2.80 mm D : Sécheresse actuelle PET : L'évapotranspiration potentielle L : Un ajustement saisonnier de la longueur de la journée (Voir Turner 1972 pour plus d'information)

IMPACTS SUR LES ÉCOSYSTÈMES FORESTIERS

- Métabolisme et croissance
- Fréquence des perturbations naturelles



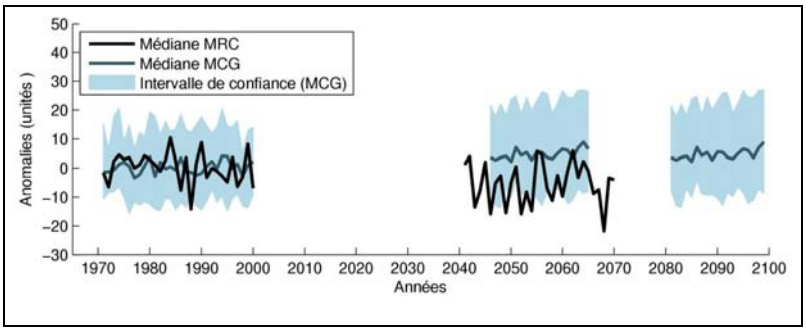


Figure 9.2 L'évolution des anomalies (voir section 2.7) de l'indice de sécheresse de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

Noter que le petit nombre de simulations MRC est responsable des plus grandes fluctuations dans leur courbe médiane. De plus, étant donné que le nombre de simulations entre les MRC et les MCG est différent, on ne peut pas faire de comparaison statistique entre les médianes.

Figure 9.1 Normales de l'indice de sécheresse observé pour la période de référence (1971-2000) pour les mois d'avril à octobre. Les valeurs ont été calculées à partir de données provenant du SNITE.

9.2 Impacts sur les écosystèmes forestiers

L'indice de sécheresse est une composante importante de l'Indice forêt météo (IFM). Au Canada, l'IFM est utilisé pour estimer le risque et le comportement des feux. Cet indice est calculé à partir de plusieurs variables climatiques et non-climatiques, soient la température, la précipitation, l'humidité, la radiation solaire, l'agent de combustion et le vent (Van Wagner 1987; Flannigan et Harrington 1988).

L'IFM comporte six composantes ou indices, dont trois sont reliés à la teneur en eau des combustibles. Des trois indices reliés à la teneur en eau des combustibles, l'indice de sécheresse est probablement le plus souvent utilisé pour étudier l'influence du climat sur les feux car il est un bon estimateur de l'impact d'un changement de l'évapotranspiration et de la précipitation sur la diminution de la teneur en eau du sol. Il est, par conséquent corrélé avec plusieurs statistiques de feux telles que la fréquence des feux et la variation annuelle de la superficie brûlée (Larsen et MacDonald 1995; Girardin et al. 2004a, b; Ronnie et al. 2008; Girardin et Wotton 2009; Girardin et al. 2009). Les feux sont plus nombreux et se propagent plus rapidement lorsque le climat est chaud et sec et que l'indice de sécheresse est élevé (Johnson et Larsen 1991; Johnson 1992; Bessie et Johnson 1995; Skinner et al. 1999; Westerling et al. 2003).

De plus, plusieurs études ont démontré une bonne corrélation entre l'indice de sécheresse et les variations annuelles de croissance des arbres, et cette corrélation est souvent utilisée pour reconstruire la fréquence passée des événements de sécheresse (Bergeron et Archambault 1993; Tardif et Bergeron 1997; Girardin et al. 2006a, b; Tardif et Conciatori 2006; Giradin et Mudalsee 2008). Les taux de croissance des arbres se trouvent diminués lors des périodes où l'indice de sécheresse est élevé.

9.3 Résultats : cartographie des changements

9.3.1 Cartographie des normales et des anomalies

La figure 9.1 présente les normales de l'indice de sécheresse observé pour la période de référence (1971-2000) pour les mois d'avril à octobre. La figure 9.2 présente l'évolution des anomalies (voir section 2.7) de l'indice de sécheresse de 1971 à 2100 calculée sur un ensemble sélectionné de simulations globales (n_{MCG}=71) et régionales (n_{MRC}=8).

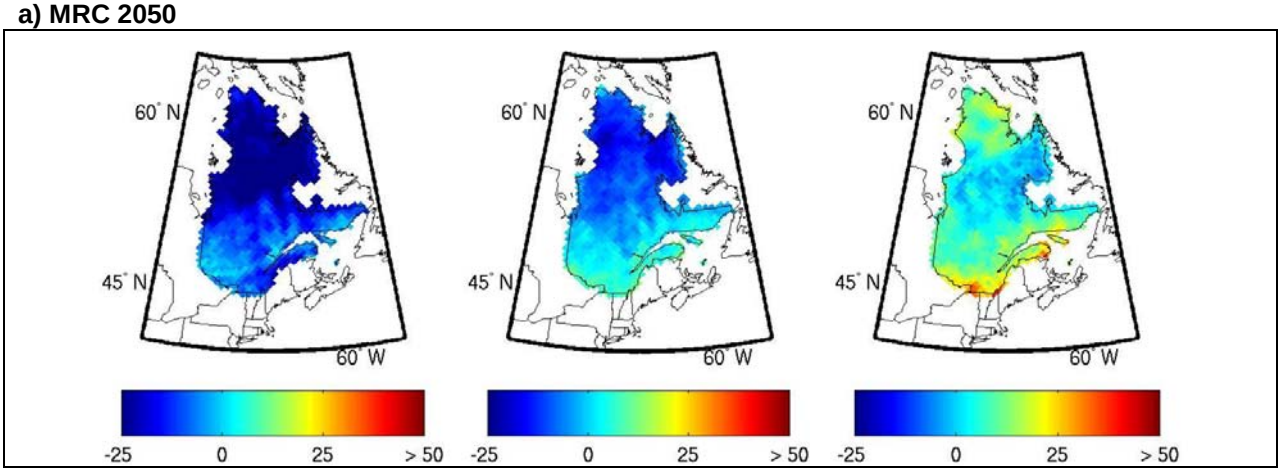
9.3.2 Cartographie des changements

La figure 9.3 illustre les changements projetés pour l'indice de sécheresse canadien par l'ensemble des MCG et MCG pour les horizons 2050 et 2090. Les résultats représentent le changement moyen durant la saison de feu, soit du 1er avril jusqu'au 31 octobre. L'ensemble de simulations climatiques régionales (figure 9.3a) projette un gradient nord-sud avec une légère diminution de l'indice de sécheresse sur la portion centre et nord, où la médiane est de -20 à 0 unités, et une légère augmentation au sud avec une médiane projetée de 15 unités. Les MCG projettent un changement plus uniforme sur le territoire avec une légère augmentation de l'ordre de 0 à 12 unités sur l'ensemble du Québec (figure 9.3b). Pour ces deux modèles les 10^{ièmes} percentiles projettent une diminution de l'indice sur tout le Québec. Par contre, les projections des 90^{ièmes} percentiles sont plus partagées, avec des augmentations sur l'ensemble du Québec selon les MGC, mais des hausses au sud et des baisses au nord selon les MRC.

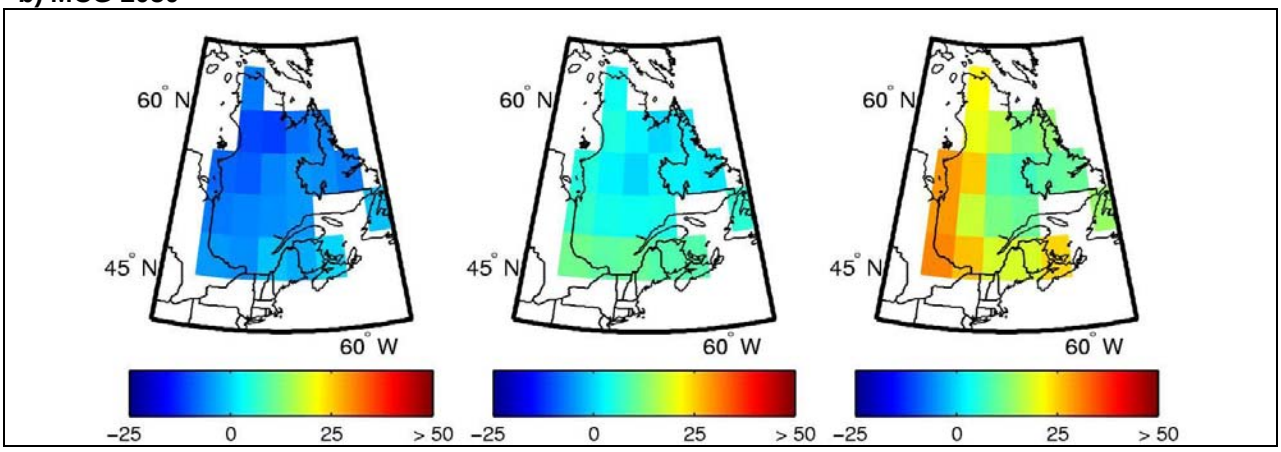
Les résultats des MCG pour l'horizon 2090 (figure 9.3c) illustrent des changements qui sont comparables aux valeurs des MCG pour l'horizon 2050 sur le centre et nord du Québec, soit une hausse de l'ordre de 5 à 15 unités. Par contre, pour le sud, le changement médian est légèrement supérieur avec une médiane de 10 à 22 unités.

Mentionnons que les valeurs observées de l'indice dans la saison de feu peuvent varier de 0 (très faibles) jusqu'à 400 ou plus (conditions extrêmement sèches). Au Québec, la valeur moyenne observée pour la saison de feu (avril à octobre) est d'environ 80 à 160 unités (figure 9.1), ce qui est parmi les régions du Canada avec les valeurs les plus faibles. Il est important de noter que le changement n'est pas distribué également à l'intérieur de la saison de feu. Les changements maximaux projetés par les simulations globales et régionales sont de l'ordre de 25 unités sur le territoire québécois, ce qui semble indiquer que les changements ne seront pas significatifs.

a) MRC 2050



b) MCG 2050



c) MCG 2090

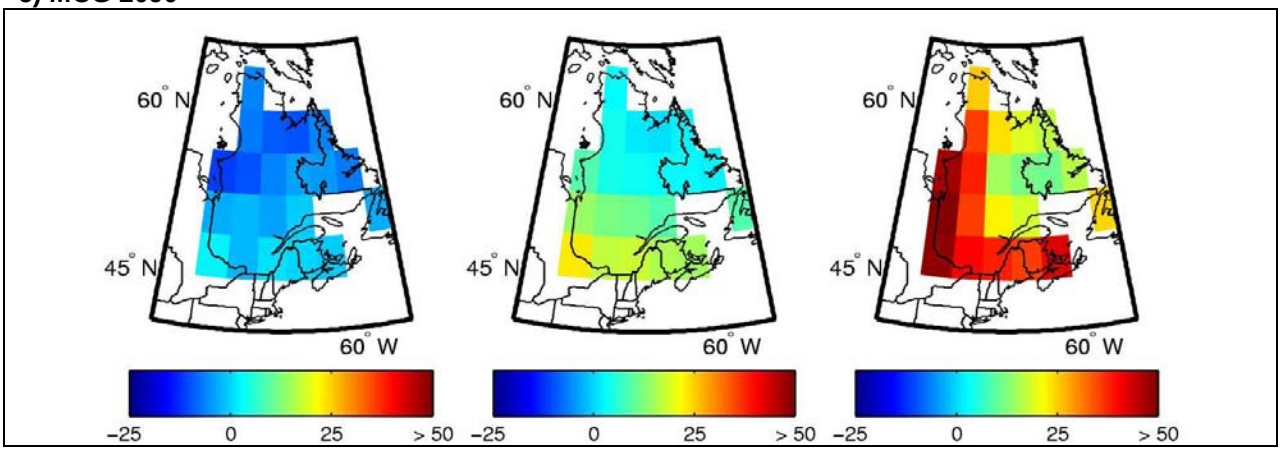


Figure 9.3 Changement de l'indice de sécheresse canadien pour les mois d'avril à octobre entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement tandis que les premières et dernières colonnes représentent les 10^{ièmes} et 90^{ièmes} percentiles, respectivement.

Conclusions

L'atlas dresse le portrait des changements attendus pour plusieurs variables et indices climatiques d'intérêts pour la forêt québécoise. Ces changements sont basés sur un large ensemble de simulations climatiques globales provenant du PCMDI et de l'ensemble des simulations régionales produites par Ouranos disponibles au moment de la rédaction du présent document (automne 2010). Le recours aux deux sources d'information a permis d'une part, de mieux explorer les sources d'incertitudes associées aux projections climatiques et d'autre part, d'améliorer la représentation de la structure spatiale des signaux de changements régionaux. Les cartes présentées dans l'atlas pourront servir à la planification de projets sur les écosystèmes forestiers du Québec et plus généralement sur les écosystèmes terrestres, notamment en matière d'adaptation aux changements climatiques.

Les principales conclusions en termes de changements attendus pour les variables choisies pour les horizons 2050 et 2090 sont les suivantes:

Température moyenne

Les modèles projettent une hausse plus importantes des températures moyennes dans le nord du Québec en hiver, tandis qu'en été, la hausse projetée des températures moyennes est plus importante au sud.

Précipitations totales

En hiver, les modèles projettent un gradient nord-sud sur le Québec avec des hausses de précipitations totales plus importantes sur la portion nord du territoire. Plus précisément, la hausse la plus marquée est aux abords de la Baie d'Hudson. En été, les hausses projetées de précipitations totales au nord sont faibles et les modèles projettent une absence de changement dans les précipitations pour la portion sud du Québec.

Précipitations sous forme de neige

En hiver, les modèles climatiques projettent des augmentations de neige plus importantes sur la portion nord du Québec comparativement au sud où peu de changements sont projetés. Au printemps, les modèles projettent des diminutions marquées de précipitations sous forme de neige au sud et peu de changement sous forme neige au nord.

Événements de gel-dégel

En hiver, les modèles projettent une faible hausse du nombre d'événements de gel-dégel sur la portion sud du Québec, tandis que le nombre d'événements au centre et au nord est stable. Au printemps, le gradient est inversé, avec une faible augmentation du nombre d'événements de gel-dégel au nord et une diminution du nombre d'événements au sud. Le changement projeté dans le nombre d'événements annuellement est faible. Une analyse plus approfondie de cette variable s'impose, notamment pour déterminer l'ampleur du déplacement de l'intensité des cycles dans le temps.

Degrés-jours de croissance

Un changement du nombre de degrés-jours de croissance annuel est projeté seulement sur la portion sud du territoire québécois avec une augmentation des degrés-jours. Les modèles ne projettent aucun changement pour le nord du Québec.

Longueur de la saison de croissance

Les modèles projettent une augmentation de la saison de croissance sur l'ensemble du territoire québécois. On note que contrairement à certains autres indices du climat, on ne discerne pas d'importants gradients de changements à travers le territoire.

Indice de sécheresse

Les modèles projettent des augmentations très faibles de l'indice de sécheresse sur le Québec. Étant donné qu'au Québec, les valeurs moyennes observées pour la saison de feu (avril à octobre) sont parmi les plus faibles du Canada, les faibles augmentations projetées semblent indiquer que les changements ne seront pas significatifs.

Références

Aber JD, Ollinger SV, Federer CA, Reich PB, Goulden ML, Kicklighter DW, Melillo JM, Lathrop RG Jr. 1995. Predicting the effects of climate change on water yield and forest production in the northeastern United States. *Clim. Res*. 5: 207-222.

Allen CD, Macalady AK, Chenchouni H, Bachelet D, McDowell N, Vennetier M, Kitzberger T, Rigling A, Breshears DD, Hogg EH, Gonzalez P, Fensham R, Zhang Z, Castro J, Demidova N, Lim J-H, Allard G, Running SW, Semerci A, Cobb N. 2010. A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forest. *For. Ecol. Manag.* 259: 660-684.

Andrews CJ. 1996. How do plants survive ice? *Annals Bot*. 78: 529-536.

Arora VK, Boer GJ. 2005. A parameterization of leaf phenology for the terrestrial ecosystem component of climate models. *Glob. Change Bio*. 11: 39-59.

Arris LL, Eagleson PS. 1989. Evidence for a physiological basis for the boreal-deciduous forest ecotone in North America. *Vegetatio* 82: 55-58.

Auclair AND, Heilman WE, Brinkman B. 2010. Predicting forest dieback in Maine, USA: a simple model based on soil frost and drought. *Can. J. For. Res*. 40: 687-702.

Bachelet D, Neilson RP, Lenihan JT, Drapek RJ. 2001. Climate change effects on vegetation distribution and carbon budget in the United States. *Ecosystems* 4: 164-185.

Bakkenes M, Alkemade JRM, Ihle F, Leemans R, Latour JB. 2002. Assessing the effects of forecasted climate change on the diversity and distribution of European higher plants for 2050. *Glob. Change Bio*. 8: 390-407.

Bale JS, Hayward SAL. 2010. Insect overwintering in a changing climate. *J. Exp. Bio*. 213: 980-994.

Battisti A, Stastny M, Netherer S, Robinet C, Schopf A, Roques A, Larsson S. 2005. Expansion of geographic range in the pine processionary moth caused by increased winter temperatures. *Ecol. Appl*. 15: 2084-2096.

Beaubien EG, Freeland HJ. 2000. Spring phenology trends in Alberta, Canada: links to ocean temperature. *Int. J. Biometeorol*. 44: 53-59.

Bergeron Y, Archambault S. 1993. Decreasing frequency of forest fires in the southern boreal zone of Québec and its relation to global warming since the end of the 'Little Ice Age'. *Holocene* 3: 255-259.

Bergeron Y, Gauthier S, Kafka V, Lefort P, Lessieur D. 2001. Natural fire frequency for the eastern Canadian boreal forest: consequences for sustainable forestry. *Can. J. For. Res*. 31: 384-391.

Bergeron Y, Cyr D, Drever CR, Flannigan M, Gauthier S, Kneeshaw D, Lauzon E, Leduc A, Le Goff H, Lesieur D, Logan K. 2006. Past, current, and future fire frequencies in Quebec's commercial forests: implications for the cumulative effects of harvesting and fire on age-class structure and natural disturbance-based management. *Can. J. For. Res*. 36: 2737-2744.

Bessie WC, Johnson EA. 1995. The relative importance of fuels and weather on fire behaviour in subalpine forests. *Ecology* 76: 747-762.

Boisvenue C, Running SW. 2006. Impacts of climate change on natural forest productivity-evidence since the middle of the 20th century. *Glob. Change Bio*. 12: 868-882.

Bonan GB, Shugart HH. 1989. Environmental factors and ecological processes in boreal forests. *Annu. Rev. Ecol. Syst.*20: 1-28.

Bonhomme R. 2000. Bases and limits to using 'degree.day' units. *Europ. J. Agronomy* 13: 1-10.

Bourque CP-A, Cox RM, Allen DJ, Arp PA, Meng F-R. 2005. Spatial extent of winter thaw events in eastern North America: historical weather records in relation to yellow birch decline. *Glob. Change Bio*. 11: 1477-1492.

Boutin R, Robitaille G. 1995. Increased soil nitrate losses under mature sugar maple trees affected by experimentally induced deep frost. *Can. J. For. Res*. 25: 588-602.

Braathe P. 1995. Birch dieback: caused by prolonged early spring thaws and subsequent frost. *Norw. J. Agric. Sci.* Suppl. 20.

Bradley NL, Leopold AC, Ross J, Huffaker W. 1999. Phenological changes reflect climate change in Wisconsin. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 96: 9701-9704.

Briffa KR, Shishov VV, Melvin TM, Vaganov EA, Grudd H, Hantemirov RM, Eronen M, Naurzbaev MM. 2008. Trends in recent temperature and radial tree growth spanning 2000 years across northwest Eurasia. *Phil Trans. R. Soc. B* 363: 2269-2282.

Brooks JR, Flanagan LB, Ehleringer JR. 1998. Responses of boreal conifers to climate fluctuations: indications from tree-ring widths and carbon isotope analyses. *Can. J. For. Res*. 28: 524-533.

Campbell JL, Mitchell MJ, Groffman PM, Christenson LM, Hardy JP. 2005. Winter in northeastern North

America: a critical period for ecological processes. *Front. Ecol. Environ*. 3: 314-322.

Canadell JG, Raupach MR. 2008. Managing forests for climate change mitigation. Science 320: 1456-1457.

Caya D, Laprise. 1999. A semi-implicit semi-lagrangian regional climate model. Monthly Weather Review 127: 341-362

Chmielewski F-M, Müller A, Bruns E. 2004. Climate change and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961-2000. *Agricul. Forest Meteorol*. 121: 69-78.

Christidis N, Stott PA, Brown S, Karoly DJ, Caesar J. 2007. Human contribution to the lengthening of the growing season during 1950-99. *J. Climate* 20: 5441-5454.

Cleavitt NL, Fahey TJ, Groffman PM, Hardy JP, Henry KS, Driscoll CT. 2008. Effects of soil freezing on fine roots in a northern hardwood forest. *Can. J. For. Res*. 38: 82-91.

Coulombe S, Bernier PY, Raulier F. 2009. Uncertainty in detecting climate change impact on the projected yield of black spruce (Picea mariana). *For. Ecol. Manag*. 259: 730-738.

Danby RK, Hik DS. 2007. Responses of white spruce (*Picea glauca*) to experimental warming at a subarctic alpine treeline. *Glob. C. Bio*. 13: 437-451.

Dang QL, Lieffers VJ. 1989. Climate and annual ring growth of black spruce in some Alberta peatlands. *Can. J. Bot*. 67: 1885-1889.

Decker KLM, Wand D, Waite C, Scherbatskoy T. 2003. Snow removal and ambient air temperature effects on forest soil temperatures in Northern Vermont. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 1234-1243.

Deslauriers A, Morin H, Urbinati C, Carrer M. 2003. Daily weather responses of balsam fir (*Abies balsamea* (L.) Mill.) stem radius increment from dendrometer analysis in the boreal forests of Québec (Canada). *Trees* 17: 477-484.

Deslauriers A, Rossi S, Anfodillo T, Saracino A. 2008. Cambial phenology, wood formation and temperature thresholds in two contrasting years at high altitude in southern Italy. *Tree Physiol*. 28: 863-871.

Duchesne L, Houle D, Côté M-A, Logan T. 2009. Modelling the effect of climate on maple syrup production in Québec, Canada. *For. Ecol. Manage*. 258: 2683-2689.

Dumais D, Prévost M. 2007. Management for red spruce conservation in Québec: The importance of some physiological and ecological characteristics-A review. *For. Chron*. 83: 378-392.

Ferrick MG. Gatto LW. 2005. Quantifying the effect of a freeze-thaw cycle on soil erosion: laboratory experiments. *Earth Surf. Proc. Land*. 30: 1305-1326.

Flannigan MD, Woodward FI. 1994. Red pine abundance: current climatic control and responses to future warming. *Can. J. For. Res*. 24: 1166-1175.

Flannigan MD, Harrington JB. 1988. A study of the relation of meteorological variables to monthly provincial area burned by wildfire in Canada 1953-80. *J. Appl. Meteorol*. 27: 441-452.

Flannigan M, Campbell I, Wotton M, Carcaillet C, Richard P, Bergeron Y. 2001. Future fire in Canada's boreal forest: paleoecology results and general circulation model-regional climate model simulations. *Can. J. For. Res. 31*: 854-864.

Flannigan MD, Logan KA, Amiro BD, Skinner WR, Stocks BJ. 2005. Future area burned in Canada. *Clim. Change* 72: 1-16.

Foley JA, Costa MH, Delire C, Ramankutty N, Snyder P. 2003. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. *Front. Ecol. Environ*. 1 : 38-44.

Fortin G. 2010. Variabilité et fréquence des cycles de gel-dégel dans la région de Québec, 1977-2006. *Can. Geog*. 54: 196-208.

Fritz HC. 2001. Tree rings and climate. Caldwell, New Jersey: Blackburn Press. 567 pp.

Garfinkel HL, Brubaker LB. 1980. Modern climate-tree growth relationships and climate reconstruction in subarctic Alaska. *Nature* 286: 872-874.

Gaumont-Guay D, Margolis BA, Bigras FJ, Raulier F. 2003. Characterizing the frost sensitivity of black spruce photosynthesis during cold acclimation. *Tree Physiol.* 23: 301-311

Gienapp P, Teplitsky C, Alho JS, Mills JA, Merilä J. 2008. Climate change and evolution: disentangling environmental and genetic responses. *Mol. Ecol*. 17: 167-178.

Gillett NP, Weaver AJ, Zwiers FW, Flannigan M. 2004. Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires. *Geophys. Res. Letters* 31: 1-4.

Girardin MP, Wotton BM. 2009. Summer moisture and wildfire risks across Canada. *J. appl. Meteorol. Climatology* 48: 517-533.

Girardin MP, Mudelsee. 2008. Past and future changes in Canadian boreal wildfire activity. *Ecol. Appl*. 18: 391-406.

Girardin MP, Ali AA, Carcaillet C, Mudelsee M, Drobyshev I, Hély C, Bergeron Y. 2009. Heterogeneous response of circumboreal wildfire risk to climate change since the early 1900s. *Glob. Chang. Biol*. 15: 2751-2769.

Girardin MP, Tardif JC, Flannigan M, Bergeron Y. 2006a. Forest fire-conductive drought variability in the southern Canadian boreal forest and associated climatology inferred from tree rings. *Can. Water Res. J.* 31: 275-296.

Girardin MP, Tardif J, Flannigan MD. 2006b. Temporal variability in area burned for the province of Ontario, Canada, during the past 200 years inferred from tree rings. *J. Geophys. Res*. 111: 1-10.

Girardin MP, Tardif J, Flannigan MD, Bergeron Y. 2004a. Multicentury reconstruction of the Canadian Drought Code from eastern Canada and its relationship with paleoclimatic indices of atmospheric circulation. *Climate Dyn*. 23: 99-115.

Girardin MP, Tardif J, Flannigan MD, Wotton BM, Bergeron Y. 2004b. Trends and periodicities in the Canadian Drought Code and their relationships with atmospheric circulation for the southern Canadian boreal forest. *Can. J. For. Res*. 34: 103-119.

Glecker PJ, Taylor KE, Doutriaux C. 2008. Performance metrics for climate models. *J. Geophys. Res*. 113: D06104.

Goldblum D, Rigg LS. 2005. Tree growth response to climate change at the deciduous-boreal forest ecotone, Ontario, Canada. *Can. J. For. Res*. 35: 2709-2718.

Griesbauer HP, Green DS. 2010. Regional and ecological patterns in interior Douglas-fir climate-growth relationships in British Columbia, Canada. *Can. J. For. Res*. 40: 308-321.

Groffman PM, Driscoll, CT, Fahey TJ, Hardy JP, Fitzhugh RD, Tierney GL. 2001. Colder soils in a warmer world: a snow manipulation study in a northern hardwood forest ecosystem. *Biogeochem*. 56: 135-150.

Hamann A, Wang T. 2006. Potential effects of climate change on ecosystem and tree species distribution in British Columbia. *Ecology* 87: 2773-2786.

Hamburg SP, Cogbill CV. 1988. Historical decline of red spruce populations and climatic warming. *Nature* 331: 428-431.

Harrington R, Woiwod I, Sparks T. 1999. Climate change and trophic interactions. *Trends Ecol Evol.* 14: 146-150.

Harsch MA, Hulme PE, McGlone MS, Duncan RP. 2009. Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline responses to climate warming. *Ecol. Letters* 12: 1040-1049.

Hawley GJ, Schaberg PG, Eagar C, Borer CH. 2006. Calcium addition at the Hubbard Brook Experimental Forest reduced winter injury to red spruce in a high-injury year. *Can. J. For. Res*. 36: 2544-2549.

Henry HAL. 2008. Climate change and soil freezing dynamics: historical trends and projected changes. *Clim. Change* 87: 421-434.

Hoffer M, Tardif JC. 2009. False rings in jack pine and black spruce trees from eastern Manitoba as indicators of dry summers. *Can. J. For. Res*. 39: 1722-1736.

Huang J, Tardif JC, Bergeron Y, Denneler B, Berninger F, Girardin MP. 2010. Radial growth response of four dominant boreal tree species to climate along a latitudinal gradient in the eastern Canadian boreal forest. *Glob. Change Bio*. 16: 711-731.

Hughes L. 2000. Biological consequences of global warming: is the signal already apparent? *Trends Ecol. Evol*. 15: 56-61.

Hunter AF, Elkinton JS. 2000. Effects of synchrony with host plant on population of a spring-feeding lepidopteran. *Ecology* 81: 1248-1261.

Iverson LR, Prasad AM. 2001. Potential changes in tree species richness and forest community types following climate change. *Ecosystems* 4: 186-199.

Johnson EA. 1992. Fire and vegetation dynamics: studies from the North-American boreal forest. Cambridge Univ. Press, New York.

Johnson EA, Larsen CPS. 1991. Climatically induced change in fire frequency in the southern Canadian Rockies. *Ecology* 72: 194-201.

Joseph G, Henry HAL. 2008. Soil nitrogen leaching losses in response to freeze-thaw cycles and pulsed warming in a temperate old field. *Soil Biol. Biochem*. 40: 1947-1953.

Kaufmann RK, D'Arrigo RD, Laskowski C, Myneni RB, Zhou L, Davi NK. 2004. The effect of growing season and summer greenness on northern forests. *Geophys. Res. Lett.* 31: 1-4.

Keeling CD, Chin JFS, Whorf TP. 1996. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO2 measurements. *Nature* 382: 146-149.

Keyser AR, Kimball JS, Nemani S, Running SW. 2000. Simulating the effects of climate change on the carbon

balance of North American high-latitude forests. *Glob. Chang. Biol*. 6: 185-195.

Kimball JS, McDonald KC, Running SW, Frolking SE. 2004. Satellite radar remote sensing of seasonal growing seasons for boreal and subalpine evergreen forests. *Remote Sensing of Environment* 90: 243-258.

Koerner C. 2000. Bioshpere responses to CO_2 enrichment. *Ecol. App*. 10: 1590-1619.

Kullman L. 2001. 20th century climate warming and tree-limit rise in the southern Scandes of Sweden. *Ambio* 30: 72-80.

Kurtz WA, Stinson G, Rampley G. 2008. Could increased boreal forest ecosystem productivity offset carbon losses from increases disturbances? *Phil. Trans. R. Soc. B* 363: 2259-2268.

Larsen CPS, MacDonald GM. 1995. Relations between tree-rind widths, climate, and annual area burned in the boreal forest of Alberta. *Can. J. For. Res*. 25: 1746-1755.

Larsen KS, Jonasson S, Michelsen A. 2002. Repeated freeze-thaw cycles and their effects on biological processes in two arctic ecosystem types. *Appl. Soil Ecol*. 21: 187-195.

Lazarus BE, Schaberg PG, DeHayes DH, Hawley. 2004. Severe red spruce winter injury in 2003 creates unusual ecological event in the northeastern United States. *Can. J. For. Res*. 34: 1784-1788.

Leblanc DC, Terrell MA. 2009. Radial growth response of white oak to climate in eastern North America. *Can. J. For. Res*. 39: 2180-2192.

Lehrsch GA, Sojka RE, Carter DL, Jolley PM. 1991. Freezing effects on aggregate stability affected by texture, mineralogy, and organic matter. *Soil Sc. Soc. Am. J*. 55: 1401-1406.

Lescop-Sinclair K, Payette S. 1995. Recent advance of the Arctic treeline along the eastern coast of Hudson Bay. *J. Ecol*. 83: 929-936.

Linderholm HW. 2006. Growing season changes in the last century. *Agric. Forest Meteorol*. 137: 1-14.

Lindner M, Maroschek M, Netherer S, Kremer A, Barbati A, Garcia-Gonzalo J, Seidl R, Delzon S, Corona P, Kolström, Lexer MJ, Marchetti M. 2010. Climate change impacts, adaptive capacity, and vulnerability of European forest ecosystems. *For. Ecol. Manag*. 259: 698-709.

Lloyd AH. 2005. Ecological histories from Alaskan tree lines provide insight into future change. *Ecology* 86: 1687-1695.

Loehle C. 1998. Height growth rate tradeoffs determine northern and southern range limits for trees. *J. Biogeogr*. 25: 735-742.

Logan T, Bourgages L, Huard D, Chaumont D. 2010. Sélection objective des scénarios climatiques pour l'analyse d'impacts et l'adaptation aux changements climatiques. Affiche présentée au 4e Symposium scientifique d'Ouranos, Novembre 2010.

Logan JA, Réginère J, Powell JA. 2003. Assessing the impacts of global warming on forest pest dynamics. *Front. Ecol. Environ*. 1: 130-137.

Lund A, Livingston WH. 1998. Freezing cycles enhance winter injury in *Picea rubens*. *Tree Physiol*. 19: 65-69.

MacDonald GM, Kremenetski KV, Beilman DW. 2008. Climate change and the northern Russian treeline zone. *Phil Trans. R. Soc. B* 363: 2283-2299.

MacDonal GM, et al. 2000. Holocene tree line history and climate change across northern Eurasia. *Quat. Res*. 53: 302-311.

Major JE, Barsi DC, Mosseler A, Campbell M, Rajora OP. 2003. Light-energy processing and freezing-tolerance traits in red spruce and black spruce: species and seed-source variation. *Tree Physiol*. 23: 685-694.

McCarty JP. 2001. Ecological consequences of recent climate change. *Conserv. Bio*. 15: 320-331.

McKenney DW, Pedlar JH, Lawrence K, Campbell K, Hutchinson MF. 2007. Potential impacts of climate change on the distribution of North American trees. *Bioscience* 57: 939-948.

Meehl GA, Covey C, Delworth T, Latif M, McAyaney B, Mitchell JFB, Stouffer RJ. Taylor KE. 2007. The WCRP CMIP3 multimodel dataset-A new era in climate change research. *Bull. Am. Meteor. Soc*. 88: 1383-1394.

Menzel A. 2000. Trends in phenological phases in Europe between 1951 and 1996. *Int. J. Biometeorol.* 44: 76-81.

Menzel A. 2003. Plant phonological anomalies in Germany and their relation to air temperature and NAO. *Clim. Change* 57: 243-263.

Menzel A, Fabian P. 1999. Growing season extended in Europe. *Nature* 397: 659.

Menzel A, Jakobi G, Ahas R, Scheifinger H, Estrella N. 2003. Variations of the climatological growing season (1951-2000) in Germany compared with other countries. *Int. J. Climatol*. 23: 793-812.

Mikan C, Schimel J, Doyle A. 2002. Temperature controls of microbial respiration above and below freezing in Arctic tundra soils. *Soil Biol. Biochem*. 34: 1785-1795

Millar CI, Stephenson NL, Stephens SL. 2007. Climate change and forests of the future: managing in the face of uncertainty. *Ecol. Appl*. 17: 2145-2151.

Monson RK, Lipson DL, Burns SP, Turnipseed AA, Delany AC, Williams MW, Schmidt SK. 2006. Winter forest soil respiration controlled by climate and microbial community composition. *Nature* 439:711-714.

Morgner E, Elberling B, Strebel D, Cooper EJ. 2010. The importance of winter in annual ecosystem respiration in the High Arctic: effects of snow depth in two vegetation types. *Polar Res*. 29: 58-74.

Murphy JM, Sexton DMH, Barnett DN, Jones GS, Webb MJ, Collins M, Stainforth DA. 2004. Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature* 430: 768-772.

Music B, Caya D. 2007. Evaluation of the hydrological cycle over the Mississippi River basin as simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *J. Hydrometeo*. 8: 969-988.

Myneni RB, Keeling CD, Tucker CJ, Asrar G, Nemani RR. 1997. Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature* 386: 698-702.

Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, deVries B, Fenhann J, Gaffin S, Gregory K, Grübler A, Jung TY, Kram T, La Rovere EL, Michaelis L, Mori S, Morita T, Pepper W, Pitcher H, Price L, Raihi K, Roehrl A, Rogner H-H, Sankovski A, Schlesinger M, Shukla P, Smith S, Swart R, van Roojjen S, Victor N, Dadi Z. 2000. Emissions scenarios. Special report by Working group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 599pp.

Parmesan C. 2006. Ecological and evolutionary responses to recent climate change. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.* 37: 637-669.

Parmesan C, Yohe G. 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature* 421: 37-42.

Payette, S. 2007. Contrasted dynamics of northern Labrador tree lines caused by climate change and migrational lag. *Ecology* 88: 770-780.

Pearson RG, Dawson TP. 2003. Predicting the impacts of climate change on the distribution of species: are bioclimate envelope models useful? *Glob. Ecol. Biogeogr*. 12: 361-371.

Pothier D. 1995. Effets des coupes d'éclaircie et des variations climatiques inter-annuelles sur la production et la teneur en sucre de la sève d'une érablière. *Can. J. For. Res*. 25: 1815-1820.

Robitaille G, Boutin R, Lachance D. 1995. Effects of soil freezing stress on sap flow and sugar content of mature sugar maples (*Acer saccharum*). C*an. J. For. Res*. 25: 577-587.

Ronnie DC, Drever MC, Messier C, Bergeron Y, Flannigan M. 2008. Fire and the relative roles of weather, climate and landscape characteristics in the Great Lakes-St. Lawrence forest of Canada. *J. Veg. Sci*. 19: 57-66.

Root TL, Price JT, Hall KR, Schneider SH, Rosenzweig C, Pounds JA. 2003. Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature* 421: 57-60.

Schaberg PG, DeHayes DH, Hawley GJ, Strimbeck GR, Cummin JR, Murakami PF, Borer CH. 2000. Acid mist and soil Ca and Al alter the mineral nutrition and physiology of red spruce. *Tree Physiol.* 20: 73-85.

Schenk HJ. 1996. Modeling the effects of temperature on growth and persistence of tree species: a critical review of tree population models. *Ecol. Model*. 92: 1-32.

Shafer SL, Bartlein PJ, Thompson RS. 2001. Potential changes in the distributions of Western North American tree and shrub taxa under future climate scenarios. *Ecosystems* 4: 200-215.

Skinner WR, Flannigan M, Stocks BJ, Martell DL, Wotton BM, Todd JB, Mason JA, Logan KA, Bosch EM. 1999. A 500hPa synoptic wildland climatology for large Canadian Forest Fires, 1959-1996. *Theor. Appl. Climatol.* 71: 157-169.

Sulkava P, Huhta V. 2003. Effects of hard frost and freeze-thaw cycles on decomposer communities and N mineralisation in boreal forest soil. *Appl. Soil Ecol*. 22: 225-239

Stocks BJ, Frosberg MA, Lynham TJ, Mearns L, Wotton BM, Yang Q, Jin J-Z, Lawrence K, Hartley GR, Mason JA, McKenney DW. 1998. Climate change and forest fire potential in Russian and Canadian boreal forests. *Clim. Change* 38: 1-13.

Stocks BJ, Mason JA, Todd JB, Bosch EM, Wotton BM, Amiro BD, Flannigan MD, Hirsch KG, Logan KA, Martell DL, Skinner WR. 2003. *J. Geophys. Res*. 108: DI 1849.

Sturm M, Racine C, Tape K. 2001. Increasing shrub abundance in the Arctic. *Nature* 411: 546-547.

Tardif, J. and Bergeron, Y. 1997. Ice-flood history reconstructed with tree-rings from the southern boreal forest limit, western Quebec. *Holocene* 7: 291-300. *Can. J. For. Res*. 36: 2317-2330.

Tardif JC, Conciatori F. 2006. Influence of climate on tree rings and vessel features in red oak and white oak growing near their northern distribution limit, southwester Quebec, Canada. *Can. J. For. Res*. 36: 2317-2330.

Thuiller W, Lavorel S, Araújo. 2005. Niche properties and geographical extent as predictors of species sensitivity to climate change. *Glob. Ecol. Biogeogr*. 14: 347-357.

Tierney GL, Fahey TL, Groffman PM, Hardy JP, Fitzhugh RD, Driscoll CT. 2001. Soil freezing alters fine root dynamics in a northern hardwood forest. *Biogeochem*. 56: 175-190.

Tikkanen O-P, Julkunen-Titto R. 2003. Phenological variation as protection against defoliating insects: the case of *Quercus robur* and *Operophtera brumata*. *Oecologia* 136: 244-251.

Tranter M, Jones HG. 2001. The chemistry of snow: Processes and nutrient cycling. In Snow Ecology: An interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems. Eds. Jones HG, Pomeroy JW, Walker DA, Homan RW. Cambridge: Cambridge University Press, 127-167.

Turner JA. 1972. The drought code component of the Canadian Forest Fire Behaviour System. Environment Canada, Canadian Forest Service Publication 1316, Ottawa, ON, Canada, 14pp.

Van Wagner CE. 1987. Development and structure of the Canadian Forest Fire Weather Index System. Forestry Tech. Rep. 35. Canadian Forest Service, Ottawa, ON, Canada, 37pp.

Visser ME, Both C. 2005. Shifts in phenology due to global climate change: the need for a yardstick. *Proc. R. Soc. B.* 272: 2561-2569.

Walther GR, Post E, Convery P, Menzel A, Parmesan C, Beebee TJC, Fromentin J-M, Hoegh-Guldberg O, Bairlein F. 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature* 416: 389-395.

Wang FL, Bettany JR. 1993. Influence of freeze-thaw and flooding on the loss of soluble organic-carbon and carbon-dioxide from soil. *J. Environ. Qual*. 22: 709-714.

Wang L, Payette S, Bégin Y. 2002. Relationships between anatomical and densitometric characteristics of black spruce and summer temperature at tree line in northern Quebec. *Can. J. For. Res*. 32: 477-486.

Wang T, Hamann A, Spittlehouse DL, Aitken SN. 2006. Development of scale-free climate data for western Canada for use in resource management. *Int. J. Climatol*. 26: 383-397.

Weber MG, Flannigan M. 1997. Canadian boreal forest ecosystem structure and function in a changing climate: impact on fire regime. *Environ. Rev*. 5: 145-166.

Weih M, Karlsson PS. 2002. Low winter soil temperature affects summertime nutrient uptake capacity and growth rate of mountain birch seedlings in the subarctic, Swedish lapland. *Arct. Antarct. Alp. Res*. 34: 434-439.

Westerling AL, Gershunov A, Brown TJ, Cayan DR, Dettinger MD. 2003. Climate and wildfire in the Western United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc*. 84: 595-604.

Westerling AL, Hidalgo HG, Cayan DR, Swetnam TW. 2006. Warming and earlier spring increase western U.S. forest wildfire activity. *Science* 313: 940-943.

Williams JW, Jackson ST, Kutzbach JE. 2007. Projected distributions of novel and disappearing climates by 2100 AD. *Proc. Nat. Ac. Sci*. 104: 5738-5742.

Wilmking M, Juday GP, Barber VA, Zald HSJ. 2004. Recent climate warming forces contrasting growth responses of white spruce at treeline in Alaska through temperature thresholds. *Glob. C. Bio*. 10: 1724-1736.

Wolfe DW, Schwartz MD, Lakso AN, Otsuki Y, Pool RM, Shaulis NJ. 2005. Climate change and shifts in spring phenology of three horticultural woody perennials in northeastern USA. *Int. J. Biometeorol*. 49: 303-309

Woods A, Coates KD, Hamman A. 2005. Is an unprecedented Dothistroma needle blight epidemic related to climate change? *Bioscience* 55:761-769.

Woodward FI, Lomas MR, Kelly CK. 2004. Global climate and the distribution of plant biomes. *Phil. Trans. R. Soc. Lon. B* 359: 1465-1476.

Wotton BM, Flannigan MD. 1993. Length of the fire season in a changing climate. *For. Chron*. 69: 187-192.

Wotton BM, Martell DL, Logan KA. 2003. Climate change and people-caused forest fire occurrence in Ontario. *Climate Change* 60: 275-295.

Yang LH, Rudolf VHM. 2010. Phenology, ontogeny and the effects of climate change on the timing of species interactions. *Ecology Letters* 13: 1-10.

Zhang Y, Wang S, Barr AG, Black TA. 2008. Impact of snow cover on soil temperature and its simulation in a

boreal aspen forest. *Cold Reg. Sci. Technol*. 52: 355-370.

Zheng XQ, Flerchinger GN. 2001. Infiltration into freezing and thawing soil under different field treatments. *J. Irrig. Drain*. 127: 176-182.

Zhu XB, Cox RM, Arp PA. 2000. Effects of xylem cavitation and freezing injury on dieback of yellow birch (*Betual alleghaniensis*) in relation to a simulated winter thaw. *Tree Physiol*. 20: 541-547.

Zhu XB, Cox RM, Meng F-R, Arp PA. 2001. Responses of xylem cavitation, freezing injury and shoot dieback to a simulated winter thaw in yellow birch seedlings growing in different nursery culture regimes. *For. Ecol. Manage*, 145: 243-253.

Zhu, XB, Cox RM, Bourque C-PA, Arp PA. 2002. Thaw effects on cold-hardiness parameters in yellow birch. *Can. J. Bot*. 80: 390-398.