

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE DU BILAN D'EAU ATMOSPHERIQUE SUR  
L'AMÉRIQUE DU NORD PAR DÉCOMPOSITION  
D'ÉCHELLE POUR LES CLIMATS PRÉSENT ET FUTUR,  
TELS QUE SIMULÉS PAR LE MODÈLE RÉGIONAL  
CANADIEN DU CLIMAT

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

RAPHAËL BRESSON

AOÛT 2009

# UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

Service des bibliothèques

## Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement n°8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Je voudrais tout d'abord remercier chaleureusement mon directeur de recherche Dr. René Laprise pour son encadrement de qualité et son efficacité. René a toujours été disponible pour répondre à mes nombreuses questions et me permettre d'avancer. J'ai pu profiter de son expérience pour prendre du recul sur mon projet. Je le remercie également pour son financement reçu tout au long de la Maîtrise.

Je remercie également Dr. Soline Bielli, qui s'est aventurée avant moi sur la voie de la décomposition d'échelle du bilan d'eau régional. Je lui suis reconnaissant de m'avoir introduit au sujet et aux outils et d'avoir ensuite été disponible pour discuter de certains résultats.

Je tiens également à remercier Mourad Labassi, Abderrahim Khaled et Georges Huard pour leur soutien informatique, ainsi que tous les membres de l'équipe Simulations Climatiques d'Ouranos pour leur développement du MRCC et des outils associés qui m'ont été bien utiles.

Je remercie le Consortium Ouranos pour les locaux mis à disposition pour effectuer ma recherche.

Je salue enfin toutes les personnes rencontrées durant ma maîtrise, en particulier les étudiants et professeurs de l'UQAM.

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES . . . . .	vii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES . . . . .	xi
LISTE DES SYMBOLES . . . . .	xiii
RÉSUMÉ . . . . .	xv
INTRODUCTION . . . . .	1
ABSTRACT . . . . .	15
1 Introduction . . . . .	17
2 Experimental framework . . . . .	21
2.1 The CRCM and CGCM models . . . . .	21
2.2 The CRCM simulations . . . . .	22
2.3 Methodology . . . . .	22
3 Current climate . . . . .	27
3.1 Winter season . . . . .	27
3.2 Summer season . . . . .	32
4 Future climate . . . . .	37
4.1 Winter season . . . . .	37
4.2 Summer season . . . . .	41
5 Summary and conclusion . . . . .	45
CONCLUSION . . . . .	81
RÉFÉRENCES . . . . .	89

## LISTE DES FIGURES

1	Topographic height over the domain used for diagnostics (m). . . . .	51
2	Part I : Climatological mean (top row), climatological intraseasonal standard deviation (middle row) and interannual seasonal standard deviation (bottom row) of precipitation (1 <sup>st</sup> column), evapotranspiration (2 <sup>nd</sup> column), vertically integrated atmospheric water flux divergence (3 <sup>rd</sup> column) and vertically integrated water vapour tendency (4 <sup>th</sup> column), calculated from the CRCM simulation for the winter season from December 1960 to February 1990. Units are in mm/day. . . . .	52
2	Part II. . . . .	53
3	Part I : Climatological intraseasonal variance of the total (top row), large-scale component (middle row) and small-scale component plus covariance (bottom row) of precipitation (1 <sup>st</sup> column), evapotranspiration (2 <sup>nd</sup> column), vertically integrated atmospheric water flux divergence (3 <sup>rd</sup> column) and vertically integrated water vapour tendency (4 <sup>th</sup> column), calculated from the CRCM simulation for the winter season from December 1960 to February 1990. Units are in mm <sup>2</sup> /day <sup>2</sup> . . . . .	54
3	Part II. . . . .	55

4	Climatological intraseasonal variance (1 <sup>st</sup> column) and interannual seasonal variance (2 <sup>nd</sup> column) of the total vertically integrated atmospheric water flux divergence (top row), its CGCM3-resolved contribution (middle row), and its CGCM3-unresolved contribution plus covariance (bottom row), calculated on pressure levels from the CRCM simulation for the winter season from December 1960 to February 1990. Units are in mm <sup>2</sup> /day <sup>2</sup> . . . . .	56
5	Climatological intraseasonal standard deviation of the nine interaction terms entering the vertically integrated atmospheric water flux divergence, calculated on pressure levels from the CRCM simulation for the winter season from December 1960 to February 1990. Units are in mm/day. . . . .	57
6	Part I : Same as 2 but for the summer season from June 1961 to August 1990. . . . .	58
6	Part II. . . . .	59
7	Part I : Same as 3 but for the summer season from June 1961 to August 1990. . . . .	60
7	Part II. . . . .	61
8	Same as 4 but for the summer season from June 1961 to August 1990. . . . .	62
9	Same as 5 but for the summer season from June 1961 to August 1990. . . . .	63
10	Part I : Changes in the climatological mean of precipitation (1 <sup>st</sup> panel), evapotranspiration (2 <sup>nd</sup> panel) and vertically integrated atmospheric water flux divergence (3 <sup>rd</sup> panel), and relative changes in the mean precipitation (4 <sup>th</sup> panel), calculated from the CRCM simulation for the winter season from December 2040 to February 2070. Units are in mm/day. . . . .	64
10	Part II. . . . .	65

11	Part I : Relative changes in the climatological intraseasonal standard deviation of precipitation (1 <sup>st</sup> panel), evapotranspiration (2 <sup>nd</sup> panel), vertically integrated atmospheric water flux divergence (3 <sup>rd</sup> panel) and vertically integrated water vapour tendency (4 <sup>th</sup> panel), calculated from the CRCM simulation for the winter season from December 2040 to February 2070. . . . .	66
11	Part II. . . . .	67
12	Part I : Changes in the climatological intraseasonal variance of the total (top row), large-scale component (middle row) and small-scale component plus covariance (bottom row) of precipitation (1 <sup>st</sup> column), evapotranspiration (2 <sup>nd</sup> column), vertically integrated atmospheric water flux divergence (3 <sup>rd</sup> column) and vertically integrated water vapour tendency (4 <sup>th</sup> column), calculated from the CRCM simulation for the winter season from December 2040 to February 2070. Units are in mm <sup>2</sup> /day <sup>2</sup> . . . . .	68
12	Part II. . . . .	69
13	Changes in the climatological intraseasonal variance of the total vertically integrated atmospheric water flux divergence (top row), its CGCM3-resolved contribution (middle row), and its CGCM3-unresolved contribution plus covariance (bottom row), calculated on pressure levels from the CRCM simulation for the winter season from December 2040 to February 2070. Units are in mm <sup>2</sup> /day <sup>2</sup> . . . . .	70
14	Relative changes in the climatological intraseasonal standard deviation of the nine interaction terms entering the vertically integrated atmospheric water flux divergence, calculated on pressure levels from the CRCM simulation for the winter season from December 2040 to February 2070. . .	71
15	Part I : Same as 10 but for the summer season from June 2041 to August 2070. . . . .	72

15	Part II. . . . .	73
16	Part I : Same as 11 but for the summer season from June 2041 to August 2070. . . . .	74
16	Part II. . . . .	75
17	Part I : Same as 12 but for the summer season from June 2041 to August 2070. . . . .	76
17	Part II. . . . .	77
18	Same as 13 but for the summer season from June 2041 to August 2070.	78
19	Same as 14 but for the summer season from June 2041 to August 2070.	79



## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

2D	Bidimensionnel
3D	Tridimensionnel
CFCAS	Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
CGCM(3/_3.1)	Coupled Global Climate Model (3 <sup>rd</sup> generation/version 3.1)
CRCM(_4/_4.2)	Canadian Regional Climate Model (version 4/4.2)
CRCMD	Canadian Regional Climate Modelling and Diagnostics
CRU	Climatic Research Unit
DCT	Discrete Cosine Transform
DJF	December - January - February
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
GCM	Global Climate Model
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JJA	June - July - August
MCCG3	Modèle Climatique Canadien Global (3 <sup>eme</sup> génération)
MCG	Modèle de Circulation Générale
MRC	Modèle Régional de Climat
MRCC	Modèle Régional Canadien du Climat
NAO	North Atlantic Oscillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
PNA	Pacific/North American teleconnection pattern
RCM	Regional Climate Model

SRES Special Report on Emissions Scenarios

UQAM Université du Québec à Montréal

## LISTE DES SYMBOLES

$\overline{(\cdot)}$	Intégration verticale
0	Indice des très grandes échelles
$a$	Indice d'échelle
$b$	Indice d'échelle
$\beta$	Masque de Boer
$cov(\cdot, \cdot)$	Covariance
$\partial_t(\cdot)$	Dérivée temporelle locale ( $s^{-1}$ )
$\Delta p_{1/2}$	Épaisseur d'une couche (Pa)
$\nabla \cdot (\cdot)$	Divergence horizontale ( $m^{-1}$ )
$E$	Évapotranspiration de surface ( $mm \cdot j^{-1}$ )
$\in$	Signe d'appartenance
$g$	Accélération de la gravité ( $m \cdot s^{-2}$ )
$i$	Indice de niveau de pression
$j$	Indice de pas de temps
$J$	Nombre de pas de temps
$L$	Indice des grandes échelles
$P$	Précipitation de surface ( $mm \cdot j^{-1}$ )
$q$	Humidité spécifique
$Q$	Flux horizontal d'humidité atmosphérique ( $m \cdot s^{-1}$ )
$R$	Indice du terme "CGCM3-resolved"
$S$	Indice des petites échelles
$\sigma_c$	Écart-type saisonnier climatologique
$\sigma_{cis}$	Écart-type intrasaisonnier climatologique
$\sigma_{ias}$	Écart-type interannuel saisonnier

$\Sigma$	Somme
$U$	Indice du terme "CGCM3-unresolved"
$\mathbf{V}$	Vent horizontal ( $\text{m.s}^{-1}$ )
$X$	Variable quelconque
$X_{j,y}$	Archive de la variable $X$ au pas de temps $j$ de l'année $y$
$X_y^J$	Moyenne saisonnière de la variable $X$ pour l'année $y$
$X^{J,Y}$	Moyenne saisonnière climatologique de la variable $X$
$y$	Indice d'année
$Y$	Nombre d'années

## RÉSUMÉ

L'eau est à la fois ressource et source de danger dans nos sociétés. Elle est aussi l'un des principaux acteurs du climat. Que ce soit pour la gestion des ressources en eau, la prévention des extrêmes climatiques ou une meilleure compréhension du climat, une bonne connaissance du cycle hydrologique est clairement indispensable.

Ce projet consiste en l'étude du bilan d'eau atmosphérique tel que simulé par le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) piloté par le Modèle Climatique Canadien Global (MCCG3) au-dessus de l'Amérique du nord. Deux simulations de 30 ans sont considérées, représentant pour l'une le climat actuel, et pour l'autre un climat futur plus chaud, selon le scénario A2 du Rapport Spécial sur les Scénarios d'Emission. La climatologie actuelle du bilan d'eau atmosphérique de ces deux climats est étudiée par le calcul de statistiques saisonnières pour les saisons d'été et d'hiver. Les variables du bilan d'eau sont de plus décomposées en trois échelles spatiales : une très grande échelle résolue par le MCCG3 et imposée au MRCC par le pilotage, une grande échelle résolue à la fois par le MRCC et le MCCG3, et une petite échelle résolue uniquement par le MRCC. La divergence horizontale du flux d'humidité atmosphérique est également décomposée de façon alternative en 9 termes d'interaction impliquant une des trois échelles de vent et d'humidité. Cette décomposition d'échelle permet d'une part d'explorer la contribution des différentes échelles à la climatologie du bilan d'eau atmosphérique, et d'autre part d'évaluer la valeur ajoutée des fines échelles du MRCC en les comparant aux plus grandes échelles du modèle.

Les résultats traduisent des climatologies distinctes du bilan d'eau atmosphérique pour la saison d'hiver, dominée par le passage des dépressions des moyennes latitudes, et la saison d'été, où davantage de convection se produit. La contribution des petites échelles à la moyenne saisonnière des variables du bilan d'eau apparaît très limitée. En revanche, elle s'avère être importante pour leur variabilité intrasaisonnière, suggérant une valeur ajoutée importante des petites échelles. La comparaison des deux simulations de climat révèle une intensification générale de la branche atmosphérique du cycle hydrologique dans le climat futur simulé par le MRCC, comparable en termes relatifs pour les champs de moyenne et de variabilité temporelle. Elle apparaît également plus forte en termes relatifs en hiver qu'en été. Les changements observés, ainsi que la contribution des différentes échelles à ces changements, présentent des patrons cohérents avec ceux des variables dans le climat présent et sont gradués en amplitude selon l'intensité des signaux du climat présent.

Mots clés : MRCC, décomposition d'échelle, bilan d'eau atmosphérique, changement climatique, valeur ajoutée.

## INTRODUCTION

Si la terre n'est pas la seule planète du système solaire à posséder de l'eau, l'abondance de celle-ci et la coexistence simultanée de ses trois phases font la particularité de notre planète (Webster, 1994). Seule la terre connaît un cycle hydrologique complet, par lequel d'importantes quantités d'eau sont échangées entre cinq réservoirs : les océans, la cryosphère, l'eau continentale (eau souterraine ou de surface dans les cours d'eau et les lacs), l'atmosphère, et la biosphère. Sous l'action directe ou indirecte du rayonnement solaire, l'eau est évapotranspirée depuis les océans ou les surfaces continentales, et stockée dans l'atmosphère. Elle y est transportée au gré des vents en phase vapeur, condensée ou congelée, et retombe finalement à la surface sous forme de précipitations liquides ou solides. Ceci constitue la branche atmosphérique du cycle hydrologique. L'eau précipitée à la surface peut s'infiltrer dans le sol, où elle alimente la biosphère ; elle contribue aussi au ruissellement, soit souterrain soit de surface, alimentant les cours d'eau et ultimement les océans. L'eau restée à la surface ou absorbée par les plantes est à nouveau évapotranspirée et le cycle se poursuit. Cette seconde branche est la branche terrestre du cycle hydrologique, reliée à la première par les processus de précipitation et d'évapotranspiration de surface. Ce cycle continu ne met toutefois en jeu qu'une quantité limitée des ressources en eau de la planète, le reste étant stocké plus ou moins longtemps dans les réservoirs (Peixoto et Oort, 1992).

Source de vie, parfois aussi cause de décès, l'eau, dans son manque comme son excès, peut avoir de lourdes conséquences sanitaires, socio-économiques et écologiques (World Water Assessment Programme, 2009). Que ce soit pour améliorer la gestion des ressources hydriques ou pour permettre l'anticipation des extrêmes climatiques, une connaissance approfondie du cycle hydrologique est indispensable. Mais pour le climatologue, bien plus qu'un indicateur du climat, le cycle hydrologique en est aussi l'un des

principaux acteurs. Une multitude de processus hydrologiques mettent en jeu des quantités d'énergie considérables qui modifient voire contrôlent le fonctionnement climatique. Ainsi les changements de phase génèrent des transferts de chaleur latente qui entrent en jeu dans les bilans énergétiques de l'atmosphère et de la surface. Ces transferts assurent une régulation du climat, en redistribuant l'énergie de la surface vers l'atmosphère, et des régions chaudes vers les régions froides. Sous toutes ses phases, dans l'atmosphère comme à la surface, l'eau intervient également dans le bilan radiatif de la terre. Principal gaz à effet de serre, la vapeur d'eau exerce une rétroaction positive majeure sur l'évolution de la température atmosphérique (Held et Soden, 2000). Les nuages, qui couvrent à chaque instant plus de la moitié du globe, contribuent également à l'effet de serre en interagissant avec le rayonnement terrestre infrarouge, mais compensent cet effet en augmentant généralement l'albédo de la planète. Leur forçage radiatif est la résultante complexe de ces deux effets opposés (Stephens, 1978; Stephens et Webster, 1981). À la surface continentale, l'eau diminue (eau liquide) ou augmente (glace, neige) l'albédo terrestre. Énormes réservoirs d'eau animés d'une dynamique interne, les océans stockent pour leur part des quantités importantes d'énergie solaire. En les redistribuant sur des échelles de temps bien plus longues que celles des processus atmosphériques, ils contribuent également à la régulation du climat. En modifiant localement la salinité des océans, les apports d'eau douce par les cours d'eau, la précipitation ou la fonte des glaces, modifient la dynamique océanique. Finalement, en tant que ressource, l'eau conditionne le développement de la biosphère, dont l'homme fait partie, et qui modifie le climat par son influence sur les caractéristiques de surface de la terre et la composition en gaz de l'atmosphère. Ainsi, compte tenu de la diversité et de la complexité des interactions reliant l'eau au système climatique, l'étude du climat passe indiscutablement par une analyse des processus hydrologiques.

Malgré leur importance, les variables du cycle hydrologique sont encore difficilement mesurées (voir GEWEX ; Lawford et al., 2004, 2007). Les mesures *in situ* de précipitation souffrent d'une couverture spatiale très irrégulière et d'imprécisions non négligeables, en situation de vent ou de précipitation de neige par exemple. Avant l'utili-

sation des satellites, le transport et le stockage d'humidité atmosphérique étaient évalués à partir de radiosondages réalisés deux fois par jour en un nombre très limité de stations seulement. Quant à l'évapotranspiration, elle n'est généralement pas mesurée, mais déduite des autres variables atmosphériques. À la surface, le stockage et le transport de l'eau sont également très difficiles à mesurer directement, mais peuvent être déduits de la connaissance de la précipitation et de l'évapotranspiration, elles-mêmes déterminées par l'étude de la branche atmosphérique du cycle hydrologique. Les études visant à évaluer le cycle hydrologique doivent ainsi souvent faire appel à plusieurs sources d'informations (données d'observations, réanalyses, modèles, etc.) afin de fermer le bilan en eau (Trenberth et al., 2007b). La modélisation numérique présente l'avantage de fournir l'information voulue avec des résolutions spatiale et temporelle que ne peuvent atteindre les observations. Véritables laboratoires numériques, flexibles et répétables à souhait, les simulations de climat peuvent ainsi se substituer aux observations pour l'étude du cycle hydrologique, sous réserve de s'être assuré de la fidélité de leur représentation du climat réel. Bien sûr, pour l'étude du climat futur, pour lequel aucune observation n'existe, l'utilisation de simulations numériques s'impose.

Si le réchauffement climatique en cours est aujourd'hui reconnu (Trenberth et al., 2007a), les modifications du cycle hydrologique qu'il entraînera pourraient avoir des répercussions bien plus importantes que la stricte hausse de la température atmosphérique souvent mentionnée. Les observations récentes (Huntington, 2006) comme les modèles (Christensen et al., 2007) suggèrent une intensification généralisée du cycle hydrologique. Il faut cependant bien distinguer l'évolution moyenne du cycle hydrologique de celle de sa variabilité, en amplitude comme en fréquence, à laquelle se réfère la question des extrêmes climatiques. L'intensification de l'effet de serre produira un chauffage additionnel à la surface. Une partie de ce chauffage alimentera l'évapotranspiration de surface. Globalement, plus d'évapotranspiration et, en conséquence, un cycle hydrologique en moyenne plus intense avec plus de précipitation sont donc appréhendés. L'autre partie de ce chauffage provoquera l'élévation moyenne de la température atmosphérique. La capacité hydrique de l'atmosphère augmentera selon la loi de Clausius-Clapeyron.



et, conjuguée à la plus forte évapotranspiration, conduira à l'augmentation de l'humidité spécifique. Les modèles suggèrent que l'humidité relative demeurera à peu près constante. Aussi l'humidité spécifique devrait-elle augmenter avec la température au même taux que la capacité hydrique. Comme les systèmes précipitants s'alimentent majoritairement de l'humidité déjà présente dans l'atmosphère, plutôt que de celle évaporée pendant leur durée de vie (Trenberth, 1998, 1999a), des précipitations plus intenses seront donc attendues dans le futur. Cependant il est important de remarquer que l'intensification générale du cycle hydrologique est fonction de la quantité d'énergie additionnelle disponible pour alimenter l'évapotranspiration, alors que l'intensification des événements précipitants dépend de la quantité d'humidité disponible dans l'atmosphère pour être condensée (Allen et Ingram, 2002; Trenberth, 1999b; Trenberth et al., 2003). Or la première augmenterait moins vite avec la température que la seconde, qui suit la loi exponentielle de Clausius-Clapeyron. L'intensification lente du cycle hydrologique moyen (précipitation moyenne) et celle plus rapide de l'amplitude des extrêmes devrait donc s'accompagner d'une diminution en intensité des événements peu précipitants et/ou d'une diminution en fréquence de l'ensemble des événements précipitants. On pourrait donc s'attendre dans le futur à des événements précipitants moins nombreux mais plus intenses.

Ces arguments n'ont cependant de validité qu'à l'échelle mondiale. À l'échelle régionale, l'évolution du cycle hydrologique sera nécessairement différente d'une région à l'autre, en subissant les influences locales de nombreux autres acteurs du climat. Ainsi on ne s'attend pas à ce que le champ d'humidité évolue de façon uniforme sur le globe : l'humidification de l'atmosphère devrait être supérieure dans les régions chaudes que froides, suite à la non-linéarité de la loi de Clausius-Clapeyron. Une importante partie de l'humidité gagnée par l'atmosphère resterait alors hors de portée des dépressions des moyennes latitudes, qui sont l'un des principaux moteurs de la précipitation. Des modifications de la dynamique atmosphérique seront susceptibles de se produire (concernant par exemple les modes d'oscillation de l'atmosphère NAO, PNA, ENSO, la localisation et l'intensité des dépressions des moyennes latitudes, ou encore les gradients verticaux

de température), en influençant également l'évolution régionale du cycle hydrologique. Les mécanismes mêmes qui régissent la précipitation pourraient être amenés à évoluer. Ainsi, les spécificités locales de l'évolution du cycle hydrologique sont bien plus difficiles à prévoir que son évolution à l'échelle mondiale. C'est pourtant cette information qu'il est nécessaire de connaître pour la mise en place de politiques régionales d'adaptation aux changements climatiques. D'après le quatrième rapport du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat ("Assessment Report 4" ; Christensen et al., 2007), l'Amérique du nord devrait connaître un renforcement et une migration vers le nord des systèmes synoptiques des moyennes latitudes, associés à un transport et une convergence d'humidité plus importants, ainsi que de l'anticyclone subtropical du Pacifique Est. Ceci résulterait en davantage de précipitation annuelle sur le Canada et le nord-est des États-Unis mais en une réduction annuelle de la précipitation sur le sud-ouest du continent, avec une frontière entre ces deux régions orientée approximativement est-ouest et située plus au nord en été qu'en hiver. Les tendances saisonnières les plus probables seraient la hausse de précipitation sur le nord du continent en hiver et la baisse sur le sud en été.

Les Modèles de Circulation Générale (MCG) atmosphérique, couplés à d'autres composantes (modèles de circulation générale océanique, modèles hydrologiques, etc.), sont l'outil idéal pour représenter les caractéristiques du climat de grande échelle sur l'ensemble du globe. Toutefois, en raison de leur grande complexité, du besoin de les intégrer sur de très longues périodes (jusqu'à plusieurs siècles) et de celui d'effectuer un ensemble de simulations pour distinguer le signal de changement de celui de la variabilité naturelle caractéristique des systèmes chaotiques, leur résolution reste plutôt lâche, de plusieurs centaines de kilomètres, pour garantir un temps de calcul raisonnable, même sur les plus puissants ordinateurs. Aussi les MCG ne peuvent-ils pas capturer les échelles d'intérêt des études d'impact ou d'adaptation aux changements climatiques, puisque celles-ci demeurent inférieures à leur résolution horizontale. En particulier un certain nombre de processus hydrologiques ne peuvent être résolus par les MCG. Afin d'obtenir de l'information à plus petite échelle, deux techniques, dites de descente d'échelle

(“downscaling” en anglais), ont été développées. La descente en échelle statistique utilise des relations statistiques empiriques afin de relier les variables à différentes échelles spatiales. Elle permet de déduire de l’information à petite échelle de l’information à grande échelle fournie par les MCG ou réanalyses mondiales. La descente en échelle dynamique repose quant à elle sur l’utilisation de modèles présentant une résolution horizontale fine, mais sur une partie du globe seulement afin de respecter l’éternelle contrainte du temps de calcul. Certains de ces modèles peuvent couvrir le globe en présentant une résolution variable, qui est raffinée sur la zone d’intérêt. D’autres modèles, de plus en plus utilisés, couvrent une région seulement du globe, avec une résolution fine constante : ce sont les Modèles Régionaux de Climat (MRC). Ces modèles à aire limitée sont pilotés à leurs frontières par des MCG ou des réanalyses mondiales de faible résolution. Leur objectif est de générer des structures de fine échelle réalistes, fruit de l’interaction de la dynamique de grande échelle qui leur est imposée et des détails physiographiques et interactions non linéaires de petite échelle dont ils tiennent compte (Denis et al., 2002b). Cette faculté devrait être particulièrement perceptible pour les processus hydrologiques, puisque ceux-ci dépendent beaucoup des caractéristiques de surface (relief, contraste terre-mer, utilisation des sols, etc.) et des circulations atmosphériques de fine échelle, qui sont généralement mieux représentées avec une résolution accrue.

La valeur ajoutée d’un MRC peut être définie comme son aptitude à générer des détails de petite échelle pertinents, tout en reproduisant fidèlement les champs de grande échelle qui lui sont imposés par le pilotage. On attend bien sûr une valeur ajoutée positive, résultant de l’ensemble des avantages que procure la haute résolution horizontale d’un MRC : une discrétisation plus fine des équations, la résolution de davantage de petites échelles et en conséquence de davantage d’interactions non linéaires entre échelles, et bien sûr la représentation plus précise des caractéristiques de surface. Néanmoins l’utilisation d’un domaine d’intégration limité pose un certain nombre de difficultés relatives au pilotage du modèle, et susceptibles de contribuer négativement à la valeur ajoutée. Un saut de résolution trop grand entre le MRC et le modèle qui le pilote, des paramétrages physiques incompatibles entre les deux modèles, ou encore

une méthode de rappel mal formulée des champs du MRC vers ceux du modèle pilote peuvent générer des artefacts numériques. La taille et la localisation du domaine d'un MRC doivent également permettre de trouver un équilibre entre le contrôle du MRC par le modèle pilote et la liberté qui lui est laissée pour développer ses propres structures de fine échelle (Leduc et Laprise, 2009; Seth et Giorgi, 1998). Enfin, la qualité des données pilotes fournies en entrée à un MRC peut aussi grandement altérer ses performances (Diaconescu et al., 2007). L'importance des questions relatives au pilotage d'un MRC a d'ailleurs conduit à la mise en place d'un protocole idéalisé, dit du Grand Frère, afin d'isoler les effets du pilotage d'autres sources d'erreurs ("Big-Brother Experiment" ; Denis et al., 2002b).

Puisque l'intérêt des MRC réside dans leur résolution horizontale fine, on cherchera naturellement leur valeur ajoutée dans les plus petites échelles, qui ne sont résolues que par les MRC, ou dans les échelles moyennes, résolues à la fois par les MRC et les modèles mondiaux, mais souvent mal résolues et/ou atténuées par la diffusion numérique dans ces derniers car elles se situent proche de leur fréquence de coupure (Laprise, 2003). Une approche souvent adoptée pour étudier la valeur ajoutée d'un MRC consiste à inspecter les échelles intermédiaires, résolues à la fois par le MRC et son modèle pilote, en les comparant aux observations (Feser, 2006). Ceci permet d'évaluer objectivement si le modèle à haute résolution présente plus de réalisme que son pilote pour ces échelles-là, en leur attribuant une réelle valeur ajoutée le cas échéant. Une approche alternative peut être de s'intéresser aux plus fines échelles, résolues exclusivement par le MRC et de considérer leur importance par rapport aux échelles plus grandes simulées par le MRC (Van Tuyl et Errico, 1989; Bielli et Laprise, 2006, 2007). Cependant la comparaison avec le MCG n'est plus possible puisque celui-ci ne présente pas de si petite échelle, et des observations à haute résolution sont rarement disponibles. L'importance des plus petites échelles par rapport aux échelles plus grandes du MRC peut ainsi être évaluée, mais leur réalisme ne peut pas être vérifié. Cette approche ne peut donc permettre de conclure au mieux qu'à une valeur ajoutée potentielle des petites échelles du MRC.

Dans tous les cas, une décomposition d'échelle doit être appliquée aux champs du modèle afin d'isoler les échelles d'intérêt. L'analyse spectrale comme outil de décomposition d'échelle a été largement appliquée en sortie de modèles mondiaux (Boer et Shepherd, 1983; Boer, 1994). Elle réalise la décomposition des champs en termes d'harmoniques sphériques en profitant de la périodicité naturelle des champs sur la sphère terrestre. En revanche l'application de la décomposition spectrale en sortie de modèles à aire limitée est plus malaisée. Le caractère fini du domaine d'un modèle régional ainsi que la non-périodicité de ses champs rendent l'approche inexacte (Laprise, 2003). Les champs sont souvent dominés par des signaux de longueurs d'onde supérieures à la taille du domaine, qui se replient sur les plus petites échelles lorsque l'on en calcule le spectre de Fourier. Ceci se manifeste par un surplus de puissance associé aux petites échelles, qui ne provient pas de signaux réels présents à l'intérieur du domaine mais résulte de la nécessité de faire correspondre la transformée de Fourier des champs avec les conditions aux frontières latérales. Un certain nombre de moyens pratiques ont toutefois été proposés pour parer à ce problème. Errico (1985) a entrepris de soustraire aux champs des modèles à aire limitée un terme de tendance (défini comme la tendance linéaire dans les deux directions horizontales) qui représente ces échelles trop grandes pour être résolues ("detrending" en anglais). Ceci évite leur repliement sur les plus petites échelles et rend les champs ainsi traités périodiques afin d'y appliquer une double transformée de Fourier discrète. Par la suite, d'autres auteurs ont avancé diverses formulations de la tendance à soustraire. Cette technique présente cependant des inconvénients, parmi lesquels une dégradation des grandes échelles des champs traités. Une autre approche, appelée fenêtrage ("windowing" en anglais), consiste à multiplier les champs par une fonction de poids avant l'application d'une transformée de Fourier discrète (Turner, 1994). Cette fonction de poids vaut 1 à l'intérieur du domaine et tend vers 0 proche des frontières latérales, rendant le champ ainsi traité périodique. Plus douce que la méthode d'Errico (1985), cette méthode dégrade tout de même le champ initial. En particulier, elle modifie le spectre d'un champ déjà périodique. Plus récemment, Denis et al. (2002a) ont utilisé la transformée en cosinus discrète (DCT pour "Discrete Cosine Transform" en anglais) pour analyser spectralement les champs en sortie de modèles régionaux.

Cette technique revient à former un champ périodique par une symétrie du champ de base dans les deux dimensions horizontales, et à y appliquer une double transformée de Fourier discrète. Les composantes en sinus de la série de Fourier disparaissent et la procédure s'assimile à une transformée en cosinus du champ de base. Contrairement aux techniques précédentes, cette méthode présente l'avantage de ne pas dégrader le signal présent dans le champ de base du modèle régional. Elle contourne le problème de l'apériodicité des champs, mais l'apériodicité de leurs dérivées reste susceptible de générer du bruit dans les petites échelles. Notons enfin que l'analyse spectrale n'a pas été la seule voie explorée pour décomposer les champs en sortie de modèles à aire limitée. D'autres chercheurs ont par exemple proposé des décompositions basées sur des filtres digitaux (Feser et von Storch, 2005) ou sur la transformée en ondelettes (Casati et Wilson, 2007).

S'appuyant sur l'outil de décomposition d'échelle DCT de Denis et al. (2002a), Bielli et Laprise (2006) ont proposé une méthodologie pour décomposer les quatre variables du bilan régional d'eau atmosphérique en plusieurs échelles spatiales. Ils l'ont illustré sur une simulation d'un mois d'hiver du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC ; Caya et Laprise, 1999) piloté par les réanalyses NCEP-NCAR. La décomposition retenue séparait trois échelles : une très grande échelle résolue par les réanalyses et imposée au MRCC par le pilotage, une grande échelle résolue à la fois par le MRCC et les réanalyses pilotes, et une petite échelle résolue exclusivement par le MRCC. Un traitement particulier était appliqué à la divergence du flux horizontal d'humidité, qui fait intervenir le produit des champs de vent et d'humidité spécifique. En décomposant également en trois échelles spatiales les champs de vent et d'humidité, ils se sont intéressés aux interactions entre chaque échelle de chaque champ (neuf termes) pour y rechercher une information sur la valeur ajoutée du MRCC. Bielli et Laprise (2007) ont appliqué cette méthodologie à une simulation du MRCC piloté par les réanalyses NCEP-NCAR sur 25 ans (1975-1999) sur l'Amérique du nord, en s'intéressant à la moyenne et à la variabilité temporelles des champs du bilan d'eau atmosphérique, pour les saisons d'hiver et d'été. L'objectif principal de ces deux études était de rechercher

la valeur ajoutée des petites échelles du MRCC dans le cas particulier du bilan d'eau atmosphérique. Très peu présentes dans la moyenne des champs, les petites échelles apportaient toutefois une contribution non discutable à leur variabilité temporelle : comparables aux grandes échelles en hiver, elles les dominaient parfois en été.

Le travail présenté ici applique la méthodologie de Bielli et Laprise (2006, 2007) et élargit les objectifs. Deux simulations du MRCC pilotées par le Modèle Climatique Canadien Global (MCCG3; McFarlane et al., 2005) sont considérées. La première représente le climat présent (1961–1990), la seconde un climat futur (2041–2070) plus chaud, selon le scénario A2 du Rapport Spécial sur les Scénarios d'Émissions (SRES; Nakicenovic et Swart, 2000). Le scénario A2 décrit un monde futur très hétérogène où le développement des économies régionales prime sur les questions environnementales. Pratiquement, cela correspond à une croissance maintenue de l'utilisation des énergies fossiles et des émissions de carbone dans l'atmosphère. Dans cette étude, la décomposition d'échelle de Bielli et Laprise (2006) est de nouveau appliquée aux variables du bilan d'eau atmosphérique et des statistiques saisonnières sont calculées pour les saisons d'hiver et d'été. L'étude est menée sur un domaine couvrant l'Amérique du Nord, plus large que celui utilisé par Bielli et Laprise (2006, 2007), avec trois objectifs :

1. Poursuivre l'étude de la branche atmosphérique du cycle hydrologique sur l'Amérique du nord en profitant de la décomposition d'échelle. La comparaison des résultats avec ceux obtenus par Bielli et Laprise (2007) sera réalisée pour évaluer la capacité du MRCC à reproduire le climat présent lorsqu'il est piloté par des conditions aux frontières provenant du MCCG3.
2. Évaluer les changements que pourrait connaître le cycle hydrologique sur l'Amérique du nord, en lien avec un réchauffement du climat.
3. Poursuivre l'étude de la valeur ajoutée des petites échelles du MRCC, qui ne sont pas résolues par le modèle pilote.

Le corps de ce mémoire est présenté sous forme d'un article qui a été soumis à la revue *Climate Dynamics*. Après une brève introduction, la méthodologie employée

dans cette étude y est décrite en détails. La première partie des résultats présente la climatologie du bilan d'eau atmosphérique pour les saisons d'hiver et d'été du climat présent, ainsi que les contributions des différentes échelles. La seconde partie suit la même démarche en se penchant sur le climat futur. Tout au long de l'étude, la question de la valeur ajoutée des petites échelles dans le MRCC est abordée. Suite à la conclusion de l'article, une conclusion plus complète vient clore ce mémoire.



Scale-decomposed atmospheric water budget over North  
America as simulated by the Canadian Regional Climate  
Model for current and future climates

by

Raphaël Bresson and René Laprise

*Université du Québec à Montréal*

*Canadian Regional Climate Modelling and Diagnostics (CRCMD) Network*

Submitted to Climate Dynamics (May 22, 2009)

Corresponding author's address:

Raphaël Bresson

UQAM/Ouranos

550 Sherbrooke St West, 19<sup>th</sup> floor, West Tower

Montréal, QC, Canada, H3A 1B9

Tel: +1 (514) 282 6464 ext. 275

E-mail: bresson@sca.uqam.ca

## ABSTRACT

Through its various radiative effects and latent heat release, water plays a major role in the maintenance of climate. Therefore to better understand climate and climate changes requires a better understanding of the hydrological cycle. This study investigates the atmospheric water budget over North America as simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM) driven by the Canadian Coupled Global Climate Model (CGCM3) under the current and SRES A2 scenarios.

A Discrete Cosine Transform is applied to the atmospheric water budget variables in order to separate small scales that are resolved exclusively by the high-resolution CRCM, from larger scales resolved by both the CRCM and low-resolution driving CGCM3. Special attention is paid to moisture flux divergence, which is decomposed in terms of three scales of wind and humidity to provide nine interaction terms. Statistics of these fields are calculated for winter and summer seasons, and the contribution of each scale band to the water budget climatology is investigated. By comparing current and future simulated climates, the changes in the atmospheric water budget that accompany a projected warmer climate are also assessed. Finally the issue of the potential added value in CRCM's simulated fields is addressed.

Results show distinct climate dynamics, with winter being controlled by mid-latitude synoptic systems and summer where convection dominates over the continent. The contribution of small scales is very limited for the time-mean part of the water budget; for the time variability on the other hand, the contribution of small scales is significant in winter and even dominant in summer. An overall intensification of the hydrological cycle is noted for the projected warmer climate, both in the time mean and the time variability of the water budget variables. In relative terms, this intensification is larger for winter.

Keywords: Regional climate model, scale decomposition, atmospheric water budget, climate change, added value.

## 1 Introduction

Water plays a major role in the climate system. Through evaporative cooling at the surface and latent heat release heating the atmosphere, water contributes to heat transport from warm regions with excess evapotranspiration over precipitation, to cold regions with excess precipitation over evapotranspiration. Water also strongly affects solar and terrestrial radiation transfers with its radiative properties that change widely with its phases (in the atmosphere as water vapour, cloud water droplets and ice crystals of various sizes, and at the surface with open water, ice and snow). River runoff influences the salinity of coastal water and constitutes a fresh-water forcing that affects ocean currents. Several water-related feedbacks appear to be of primary importance in the maintenance of climate. Therefore a good understanding of the hydrological cycle is essential for a proper representation of the current climate and its future evolution (e.g., GEWEX, Lawford et al., 2004, 2007).

Besides, the atmospheric and terrestrial branches of the hydrological cycle are linked by precipitation and evapotranspiration (Peixoto and Oort, 1992). The closure of the surface hydrological budget with atmospheric variables can thus be quite useful to estimate surface variables that are poorly known because they are difficult, sometimes nearly impossible, to measure with sufficient resolution and accuracy (Music and Caya, 2007, 2009).

In spite of their importance, several basic atmospheric hydrological variables are still quite poorly observed. *In situ* precipitation measurements are taken at irregular and sometimes widely spaced locations and they suffer from several inaccuracies (windy weather, snow precipitation). Before satellites, atmospheric moisture storage and transport were calculated from widely spaced radiosonde measurements. Evapotranspiration is not routinely measured but it is deduced from other variables. Thus observations can fail at providing the relevant information required with sufficient space and time resolution. High-resolution climate models can possibly constitute a tool to generate information about hydrological cycle components that are difficult to measure (e.g., Laprise, 2008).

Under scenarios of increased greenhouse gases, climate models project an overall intensification of the hydrological cycle (Trenberth, 1999b; Trenberth et al., 2003; Allen and Ingram, 2002; Christensen et al., 2007). This in part results from the increased water-holding capacity with temperature following the Clausius-Clapeyron relationship, and from the fact that models indicate that relative humidity would remain nearly constant. Under increased specific humidity and given that precipitating systems exhibit a tendency for feeding mostly on the moisture present in the atmosphere rather than on evapotranspiration (Trenberth, 1998, 1999a), average precipitation increase as well as more intense rainfall events are thus to be expected and climate extremes are likely to be more frequent in the future (Christensen et al., 2007). On the other hand, an overall decrease in intensity of lower rainfall events and/or a decrease in frequency of all rainfall events is also projected (Trenberth et al., 2003).

These arguments however only hold on global scales. Locally many factors could influence the evolution of the precipitation pattern, such as changes in the main oscillation modes of the climate system, changes in the location and intensity of storm tracks or a modification of the vertical temperature profile induced by the radiative effects of greenhouse gases. Regional climate modelling offers the potential for addressing the local specificities of the projected evolution of the hydrological cycle.

Indeed, considering that hydrological processes strongly rely on surface processes, topography and atmospheric mesoscale circulations, their representation can be expected to improve with higher resolution (Iorio et al., 2004). Yet this is not straightforward as pointed out by Giorgi and Marinucci (1996) who showed that sensitivity of subgrid-scale parameterizations to spatial resolution could cancel the benefits of higher resolution unless the parameterizations are suitably adapted.

The potential added value of Regional Climate Models (RCM) can thus be defined as their ability to simulate finer scale details while reproducing correctly the large-scale fields provided by the driving Global Climate Models (GCM) or Global Analyses. The added value of RCMs depends on several factors: the nesting technique, the quality of lateral boundary conditions, the numerical discretization and truncation, the nonlinear

interactions between different scales, the improved representation of topography and physiographic fields, and the performance of subgrid-scale parameterization. It is expected that the main RCM added value will be found in medium to fine scales that are poorly resolved, or even not resolved at all, by low-resolution GCMs (Laprise, 2003).

A usual way of looking for RCM added value has been to focus on medium scales that are commonly resolved by both RCMs and GCMs, and to compare them to observations (e.g., Feser, 2006). This permits to state objectively whether RCM's fields have been improved relative to GCM's. A second approach would be to consider the smaller scales that are resolved exclusively by RCMs, and to study their importance relative to larger scales (e.g., Van Tuyl and Errico, 1989; Bielli and Laprise, 2006, 2007). But these smaller scales cannot be compared to GCM-simulated fields and their comparison with high-resolution observations is often difficult. Should the smaller scales be found important, no more than the existence of potential added value could be concluded out of it. The present study will focus on the nonlinear interactions involving the medium and smaller scales in the atmospheric water budget as simulated by an RCM driven by a GCM.

A scale-decomposition tool is required to separate the scales of interest from the others. Spectral analysis as a scale-decomposition tool has been widely used with global models (Boer and Shepherd, 1983; Boer, 1994). However on limited-area domains, there is no rigorous way of applying spectral transforms to non-periodic fields (Laprise, 2003). Yet several relatively successful attempts have been made so far and could legitimate the method (Boyd, 2005). Errico (1985) proposed removing a linear trend from the fields to make them periodic before applying a Fourier transform; this trend has since then been defined differently by several authors. More recently Denis et al. (2002a) used a Discrete Cosine Transform (DCT) to spectrally analyze fields without subtracting any component; this is equivalent to assuming two-dimensional symmetry of the fields and applying a discrete Fourier transform to them.

Bielli and Laprise (2006) proposed a methodology to decompose the regional-scale atmospheric water budget into different spatial scales. They applied it to a simulation

of a single winter month over North America with the Canadian Regional Climate Model (CRCM; Caya and Laprise, 1999) driven by NCEP-NCAR reanalyses, and they focused their study on the time-mean budget. Bielli and Laprise (2007) generalized their previous results with a 25-year CRCM simulation (1975-1999) also driven by NCEP-NCAR reanalyses. They considered the winter and summer seasons and also analyzed the time variability of each term of the atmospheric water budget. The contribution of small scales appeared to be important, especially for the time variability of the fields.

The present study applies the methodology of Bielli and Laprise (2006, 2007) to two 30-year simulations over North America performed with the CRCM driven by the Canadian Coupled Global Climate Model (CGCM3; McFarlane et al., 2005). The first simulation corresponds to the current climate (1961-1990), while the second corresponds to a future one (2041-2070) following the IPCC SRES A2 scenario (Nakicenovic and Swart, 2000). The present study aims: 1) to better understand the atmospheric water budget as simulated by an RCM, taking advantage of a scale-decomposition tool, 2) to investigate the changes in the atmospheric water budget that accompany a projected warmer climate, and also 3) to assess the potential added value of fine scales that are resolved in the CRCM but absent in the driving CGCM3. Section 2 presents the experimental framework. Section 3 focuses on the current climate. Comparison will be made with the results of Bielli and Laprise (2007) in order to evaluate the sensitivity of the CRCM to driving data in simulating the current climate. Section 4 addresses the evolution of the water budget terms in the future climate. Finally section 5 summarizes the results and discusses future work.

## 2 Experimental framework

The simulations were performed with the Canadian Regional Climate Model (CRCM4.2; see Music and Caya, 2007, for CRCM4 description), driven by the Canadian Coupled Global Climate Model (CGCM3.1; Scinocca and McFarlane, 2004; McFarlane et al., 2005).

### 2.1 The CRCM and CGCM models

The CRCM is a limited-area nested model based on the fully elastic non-hydrostatic Euler equations, solved with a semi-implicit semi-Lagrangian scheme. CRCM atmospheric variables are discretized in the horizontal on an Arakawa C-type staggered grid (Arakawa and Lamb, 1977), on a polar-stereographic projection. A complete description of the dynamical formulation of the CRCM can be found in Bergeron et al. (1994), Caya and Laprise (1999) and Laprise et al. (1997). For this experiment the model was run with a 45-km grid mesh (true a 60°N), a 15-min time step and 29 Gal-Chen terrain-following levels in the vertical (Gal-Chen and Somerville, 1975) with top computational level at 29 km. The lateral boundary conditions are provided through a one-way nesting method inspired of Davies (1976) and refined by Yakimiw and Robert (1990). For this experiment the nesting data were provided by the CGCM3.1. Nested variables are atmospheric variables (sea-level pressure, wind components, humidity and temperature); surface geophysical fields of orography, soil and vegetation properties, sea-surface temperature and sea-ice are also prescribed. On the edges of the domain a 9-grid point sponge zone is applied to gradually relax the wind components to the driving data. A spectral nudging technique of large-scale winds is also applied (Riette and Caya, 2002). The physical parameterization package is mostly based on the CGCM3.1 (Scinocca and McFarlane, 2004), except for moist convection that follows Bechtold-Kain-Fritsch's parameterization (Kain and Fritsch, 1990; Paquin and Caya, 2000; Bechtold et al., 2001).

The CGCM3.1 (hereafter CGCM3) is a spectral model with a 47-wave triangu-

larly truncated spherical harmonic expansion in the horizontal. The vertical representation is in terms of rectangular finite elements defined on a hybrid vertical coordinate, as described by Laprise and Girard (1990). In the vertical, 32 levels span from the surface to approximately 50-km height. A description of the atmospheric and ocean components can be found in McFarlane et al. (2005) and Flato et al. (2000), respectively.

## 2.2 The CRCM simulations

The current climate simulation was performed following the observed greenhouse and aerosols distributions, while the future climate one followed the IPCC SRES A2 scenario (Nakicenovic and Swart, 2000). They were started for forcing conditions corresponding to 1st January 1958 and 1st January 2038, respectively. Both simulations were run for 33 years; the first three years were discarded as spin-up period, and the diagnostics were performed for the periods 1961 to 1990 and 2041 to 2070, respectively. Both simulations were driven by the CGCM3 atmospheric fields that were archived every 6 hours and linearly interpolated in time at the CRCM time steps (15 min). Sea surface temperature and sea ice were interpolated from daily CGCM3 values to the CRCM time steps. Spectral nudging was applied to horizontal winds with length scales larger than 1400 km, with increasing strength with height, starting just above 500 hPa and reaching a characteristic relaxation time of 10 hours at the model top ( $\sim 10$  hPa). The regional domain, centred over Canada, contains 200 by 192 grid points. In the following, all fields will be analysed on a 172 by 172 grid-point central domain (the square domain facilitating the Fourier transform application). Figure 1 represents the model topography over that domain.

## 2.3 Methodology

The methodology employed follows that of Bielli and Laprise (2006, 2007). Let us consider the vertically integrated atmospheric water budget as defined by Peixoto and Oort (1992):

$$\partial_t \bar{q} = -\nabla \cdot \bar{\mathbf{Q}} + E - P$$



where  $q$  is the specific humidity,  $\mathbf{Q} = \mathbf{V}q$  the horizontal atmospheric water vapour flux,  $E$  the surface evapotranspiration,  $P$  the precipitation reaching the surface, and the overbar represents the mass-weighted vertical integration. In the following, each of the four terms of the water budget equation will be presented in units of millimeters per day.

The model-simulated variables were archived at six hourly intervals on Gal-Chen levels. Precipitation and evapotranspiration amounts were accumulated between archival times during the integration of the model. The moisture flux  $\mathbf{Q} = \mathbf{V}q$  was vertically integrated on Gal-Chen levels at each time step during the integration of the model, and also accumulated between archival times. The time- and vertically-integrated moisture flux divergence  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}}$  was then calculated with centred finite differences at each archival time. Finally specific humidity was sampled and vertically integrated at each archival time, and the vertically-integrated water vapour tendency  $\partial_t \bar{q}$  was evaluated as a finite difference between two instantaneous archival data.

Moreover in order to decompose the moisture flux divergence into interaction terms of wind and humidity, the horizontal wind and specific humidity instantaneous fields,  $\mathbf{V}$  and  $q$ , were also sampled every 6 hours and interpolated on 30 pressure levels in the vertical. This was a necessary step in order to proceed with the scale decomposition on quasi-horizontal pressure surfaces rather than on Gal-Chen terrain-following levels. Then the moisture flux and its divergence were computed for various wave bands, and vertically integrated in pressure. We note that 23 of the 30 pressure levels were used below 700 hPa to have a good vertical resolution in the lower troposphere, where atmospheric water vapour is concentrated; Bielli and Laprise (2006) showed the importance of a sufficient vertical resolution in the lower troposphere to reduce interpolation errors.

### 2.3.1 Scale decomposition

Each variable  $X$  of the water budget (2D-fields), as well as the horizontal wind and humidity 3D-fields (on pressure levels), were decomposed into three spatial scales

as follows:  $X = X_0 + X_L + X_S$ . Here  $X_0$  represents the very large scales that are resolved by the CGCM3 and transferred to the CRCM by the lateral driving; these were approximated as the domain-mean value.  $X_L$  represents the large scales resolved by both the CRCM and the driving CGCM3. Finally  $X_S$  represents the small scales resolved exclusively by the CRCM. The scale decomposition was performed by using the DCT tool of Denis et al. (2002a). Following Bielli and Laprise (2006)'s choice, all scales larger than 1000 km were kept in the large-scale term exclusively, and all scales smaller than 600 km were kept in the small-scale term exclusively, with a smooth transition as a cosine square in the intermediate range from 600 to 1000 km to reduce Gibbs effects. Considering the effective resolution of the driving spectral model as twice its equivalent resolution, which is defined in various ways by Laprise (1992), the effective resolution of the CGCM3 would reside roughly in the intermediate range from 600 to 1000 km used here for the scale decomposition.

The three scales of horizontal winds and specific humidity were combined to provide nine interaction terms of the form  $\mathbf{V}_a q_b$ ,  $(a, b) \in (0, L, S)$ . Those terms were vertically integrated on pressure levels using a numerical quadrature as follows:

$$\overline{\mathbf{V}_a q_b} = \frac{1}{g} \sum_{i=1}^{30} \beta^i \mathbf{V}_a^i q_b^i \Delta p_{1/2}^i$$

where the superscript  $i$  refers to the values of the fields at the  $i^{th}$  pressure level and  $\Delta p_{1/2}^i$  is the pressure thickness of the layer. In this summation, use was made of Boer (1982)'s mask  $\beta$  in order to adequately account for topography while integrating on all pressure levels; this allows handling more easily statistics of fields interpolated on pressure levels.

Finally calculating the divergence of these terms with centred finite differences on the polar-stereographic grid provided the following decomposition of the total moisture flux divergence:

$$\nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}} = \left( \nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}} \right)_R + \left( \nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}} \right)_U \quad (1)$$

with

$$\left(\nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}}\right)_R = \nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{0q0}} + \nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{0qL}} + \nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{Lq0}} + \nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LqL}} \quad (1a)$$

and

$$\left(\nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}}\right)_U = \nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{0qS}} + \nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{Sq0}} + \nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LqS}} + \nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{SqL}} + \nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{SqS}}. \quad (1b)$$

In the following, the nine components will be referred to as the interaction terms. These nine terms contained in  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}}$  will sometimes be gathered to form a CGCM3-resolved term  $\left(\nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}}\right)_R$  and a CGCM3-unresolved term  $\left(\nabla \cdot \overline{\mathbf{Q}}\right)_U$ . The CGCM3-resolved term involves interactions of scales that are present in both the CRCM and the CGCM3, while the CGCM3-unresolved term involves interactions comprising at least one component whose scale is too small to be resolved by the CGCM3. It is important to note that the product of any two scales will project on scales that are larger and smaller; therefore the CGCM3-resolved and CGCM3-unresolved terms should not be confused with large- and small-scale terms.

### 2.3.2 Statistics

The diagnostics fields were computed for the simulated winter (DJF) and summer (JJA) seasons by means of several statistics. Over North America, the water budget balance is expected to differ markedly between seasons due to more vigorous mid-latitude synoptic systems in winter and more convection in summer.

Let us denote by  $X_{j,y}$  the archive of variable  $X$ , where the subscript  $j$  refers to the time step within the season and  $y$  refers to the year, and by  $X_y^J = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J X_{j,y}$  its seasonal average for year  $y$ , with  $J$  the number of time steps within a season. With  $Y$  representing the number of years analyzed, we can then define the following climatological statistics:

- the seasonal mean

$$X^{J,Y} = \frac{1}{Y \cdot J} \sum_{y=1}^Y \sum_{j=1}^J X_{j,y},$$

- the total seasonal variance

$$\sigma_c^2 = \frac{1}{Y \cdot J} \sum_{y=1}^Y \sum_{j=1}^J (X_{j,y} - X^{J,Y})^2,$$

- the intraseasonal variance

$$\sigma_{cis}^2 = \frac{1}{Y \cdot J} \sum_{y=1}^Y \sum_{j=1}^J (X_{j,y} - X_y^J)^2,$$

- the interannual seasonal variance

$$\sigma_{ias}^2 = \frac{1}{Y \cdot J} \sum_{y=1}^Y (X_y^J - X^{J,Y})^2,$$

such as

$$\sigma_c^2 = \sigma_{cis}^2 + \sigma_{ias}^2. \quad (2)$$

Finally, when combining spatial and temporal decompositions, covariance terms arise in the calculation of temporal variability. For example, if we consider the field  $X = X_L + X_S$  decomposed in terms of its large-scale  $X_L$  and small-scale  $X_S$  components, any of its variances can be expressed as

$$\sigma_c^2(X) = \sigma_c^2(X_L) + \sigma_c^2(X_S) + cov(X_L, X_S). \quad (3)$$

Small scales appear in the sum  $\sigma_c^2(X_S) + cov(X_L, X_S)$ , which represents the “potential added value” of the RCM in the time variability relative to the coarser-resolution driving model. The same could also be applied to the case of the recomposed moisture flux divergence  $X = X_R + X_U$ , for a CGCM3-resolved term  $X_R$  and a CGCM3-unresolved term  $X_U$ .

### 3 Current climate

#### 3.1 Winter season

##### 3.1.1 Climatology of the atmospheric water budget

Before proceeding with the scale decomposition, it is instructive to look at the climatology of the vertically integrated atmospheric water budget in the simulation. Figure 2 presents the climatological mean (top row), the climatological intraseasonal standard deviation (middle row) and the interannual seasonal standard deviation (bottom row) of the water budget terms for the 30 simulated winters under current forcing conditions.

A balance is noted between the climatological means of precipitation (1<sup>st</sup> column), evapotranspiration (2<sup>nd</sup> column) and horizontal moisture flux divergence (3<sup>rd</sup> column). The mean water vapour tendency (4<sup>th</sup> column) plays a negligible role (note that the field has been multiplied by 100). Precipitation presents maxima over and off the West Coast of North America and over the western Atlantic Ocean, while it is weaker over the continent. Evapotranspiration occurs essentially over water, especially over southern oceans, while it is very small over the continent. Maximum evapotranspiration over the western Atlantic Ocean is associated with excursions of cold dry continental air masses, which are dynamically linked to the maximum of precipitation in the same area. Atmospheric water flux convergence occurs over the northern oceans and the coastal regions of North America, where it essentially balances precipitation. Atmospheric water flux divergence occurs essentially over southern oceans where evapotranspiration is large. The mean water vapour tendency is small; its negative sign reveals the contribution of the annual cycle during the winter period (DJF).

The intraseasonal and interannual variances add up to form the total seasonal variance (Eq. 2). The 2<sup>nd</sup> and 3<sup>rd</sup> rows of Figure 2 show that the interannual variability is much smaller than the intraseasonal one for all the variables (note the different

scales). Thus most of the climatological seasonal variability resides in the intraseasonal variability for the atmospheric water budget terms. The moisture flux divergence and water vapour tendency show the largest intraseasonal variability, and their standard deviations also exceed their climatological means. Both fields present a similar pattern where time variability dominates over the mid-latitude storm tracks over the oceans and is small inland with a minimum over the dry western mountainous part of the continent. The intraseasonal variability of precipitation is smaller than that of moisture flux divergence and water vapour tendency and its standard deviation is similar in pattern but larger than its climatological mean. Evapotranspiration presents an even smaller variability, which also follows its climatological mean pattern.

The interannual variability of precipitation is largest where the climatological mean and intraseasonal variability are largest. The pattern and amplitude of interannual variability of moisture flux divergence resemble those of precipitation. The interannual variability of evapotranspiration and water vapour tendency remains very small.

Finally it is interesting to compare this climatology of the water budget to the one that Bielli and Laprise (2007) obtained from a 25-year simulation run over North America with the CRCM driven by NCEP-NCAR reanalyses for the period 1975-1999, as well as to observations. The climatological means of all variables are very similar for both simulations, in pattern and amplitude. Bielli and Laprise (2007) compared the precipitation field to CRU observations over the continent, and found a reasonable agreement. The present precipitation field does a little better by capturing the dry area over the central United States displayed by the observations. In spite of very similar patterns, the time variability displays more differences in amplitude. The present fields show an overall smaller variability for all variables except for precipitation that remains unchanged. However a larger variability for atmospheric water flux divergence over the Pacific and North Atlantic Oceans is noted. In spite of these differences, the good agreement between both simulations shows the ability of the CRCM to simulate a reasonable climate under altered driving conditions.

### 3.1.2 Scale decomposition of the water budget terms

Bielli and Laprise (2006) have shown that the contribution of small scales to the climatological mean budget is quite modest. The small-scale contributions are confined near complex topographic features (for precipitation and water vapour flux divergence) or land-sea contrasts (for evapotranspiration); they contribute to locally modify the gradients generated by the large-scale components, but never exceed them in amplitude. Thus large scales are mainly responsible for the maintenance of the time mean.

The contribution of small scales to time variability is much more important. Figure 3 presents the intraseasonal variance of the total (top row), large-scale component (middle row) and small-scale component plus the covariance between both terms (bottom row, Eq. 3) of the water budget variables for the 30 winter months. Here and in similar figures, the large-scale component comprises large and very large scales of the water budget variables, which have been recombined after the scale decomposition. The contributions of small scales are important for all the fields, except for evapotranspiration for which they are confined along the coasts, thus contributing to better resolving a near-discontinuity at the shore line. For the other three variables small scales exhibit patterns similar to the large-scale ones. They contribute to the spatial modulation of the time variability over the western mountainous part of the continent. Small-scale contributions are generally smaller than large scales ones, but they exceed them locally, such as west of the Rocky Mountains for precipitation for example. Note also that the small-scale variability dominates along the Pacific coast for moisture flux divergence and water vapour tendency, while the variability is larger off the Pacific Coast for large scales. Negative values along topographic features for the small-scale components arise from the covariance term (Eq. 3). They imply that large and small scales interact to reduce time variability locally. However this artefact stems from the scale-decomposition method and its physical relevance has yet to be determined.

Inspection of the time-mean part of the fields could only reveal the presence of stationary small scales. It showed that these presented a negligible contribution relative

to large scales, except maybe near topographic features. On the other hand, inspection of the time-variability part highlights the contribution from all transient small scales, which largely cancel upon time averaging and therefore are not seen in the time-mean part. The extent and amplitude of the small-scale variability fields emphasize their importance to climate. Unlike stationary small scales, transient small scales are not necessarily linked to stationary forcings such as topography; they are related to mid-latitude synoptic systems along the storm tracks in winter.

### 3.1.3 Decomposed temporal variability of the moisture flux divergence

The 3<sup>rd</sup> column of Figure 3 showed the moisture flux divergence and its decomposition into its large- and small-scale components. It is however more revealing to look at the scale decomposition of the wind and humidity fields that enter the moisture flux divergence, which allows to study the scale interactions in such a quadratic term. To this effect the moisture flux divergence was re-evaluated from six hourly archives of wind and specific humidity fields, which were interpolated on pressure levels and scale-decomposed to separate scales resolved and unresolved by the CGCM3. Then the moisture flux was vertically integrated in pressure coordinates and its divergence was computed. The 1<sup>st</sup> column of Figure 4 shows the intraseasonal variance of the total moisture flux divergence (top row), its CGCM3-resolved contribution (middle row, Eq. 1a), and its CGCM3-unresolved contribution (Eq. 1b) plus the covariance between both terms (bottom row, Eq. 3). In the following the CGCM3-unresolved and covariance terms will always be considered together under the name of CGCM3-unresolved term.

In principle the total moisture flux divergence variability in Figure 4 should be identical to that in Figure 3. We note however that it is somewhat larger in Figure 4 than in Figure 3. Figure 3's divergence was computed from fields that had been vertically integrated on Gal-Chen levels and accumulated for six hourly periods during the running of the model, whereas Figure 4's divergence was calculated from six hourly sampled fields vertically integrated on pressure levels. Bielli and Laprise (2006, Fig. 15; 2007, Fig. 18) investigated the role of vertical pressure interpolation and time sampling



vs time averaging in causing this difference of variability. Their results suggested that time variability would have been underestimated by the six hourly time average, while the time sampling and vertical interpolation would have induced less error. This underestimation should be more pronounced for small scales, which are associated with shorter time scales, while large scales would remain less affected.

Let us keep in mind that the CGCM3-resolved (R) and CGCM3-unresolved (U) terms (Fig. 4) are not projections of the moisture flux divergence onto large or small scales. They rather indicate which part of the moisture flux divergence variability can be ascribed to scale interactions that can be resolved by the low-resolution CGCM3 and which part to interactions that can only be resolved by the high-resolution CRCM. This is expected to give more interesting information on the potential added value of the CRCM. The 1<sup>st</sup> column of Figure 4 shows that both R and U terms are equally important to the time variability. They are comparable over the Pacific Ocean, R dominates U over the southeastern United States, but U appears to dominate R over northern Atlantic Ocean, the Caribbean Sea and the north of the continent. Therefore, part of the large-scale variability of the moisture flux divergence displayed in Figure 3 could be ascribed to interactions involving at least one component whose scale cannot be resolved by the low-resolution CGCM3. However caution is required in comparing scale contributions in Figures 3 and 4, since the time average (Fig. 3) could involve more small-scale damping than the time sampling (Fig. 4). In any case, although no validation of the U term can be done, it suggests a substantial potential added value of the CRCM that can resolve more scales involved in the interaction terms.

To gain a better insight into the contribution of each scale, Figure 5 presents the intraseasonal standard deviation of each of the nine interaction terms (Eq. 1a and 1b). The four upper left panels of the figure arise from interactions between large- and very large-scale terms and thus contribute to R, while the other five panels arise from interactions that involve at least one small-scale variable and thus contribute to U. The term  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_L q_L}$  dominates large-scale interactions whereas the term  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_L q_S}$  dominates small-scale interactions. The other terms present less variability. The term  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_0 q_0}$  is

smaller than the others; it essentially shows the variability of the gradient of Boer’s mask since very large-scale fields have been defined as spatial means. The small-scale term  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{SQS}}$  also displays a smaller variability than the others. Terms involving the very large scales of wind exhibit more variability over oceans, whereas terms involving the small scales of wind display more variability over topographic features. Terms involving the small scales of humidity also show more variability over oceans.

Even though the interannual variability of water budget variables is smaller than the intraseasonal one, it still provides some information relevant to scale processes. The 2<sup>nd</sup> column of Figure 4 shows the interannual variance of the total moisture flux divergence (top row), its CGCM3-resolved contribution (middle row, Eq. 1a), and its CGCM3-unresolved contribution (Eq. 1b) plus the covariance between both terms (bottom row, Eq. 3). While both resolved and unresolved components in the interannual variance are comparable over the Pacific Ocean, the unresolved term clearly dominates over the western North Atlantic Ocean. An inspection of the contribution of the interaction terms (not shown) reveals that the small-scale interaction term  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LQS}}$  is the only one that presents variability over that area. It may appear surprising that the interannual variability is linked to a term involving small scales; however these small scales may be generated by larger scale flows and thus this variability may actually arise from changes in large-scale variables.

## 3.2 Summer season

### 3.2.1 Climatology of the atmospheric water budget

Let us now turn to the simulated summer water budget climatology. Figure 6 shows the climatological mean (top row), the climatological intraseasonal standard deviation (middle row) and the interannual seasonal standard deviation (bottom row) of the water budget terms for the 30 simulated summers.

As in winter, the climatological mean of the water vapour tendency is small and

a balance is noted between the other three variables. Relative to winter, precipitation is weaker everywhere over the oceans with the exception of the Caribbean Sea. On the other hand, it is generally stronger over the continent, especially in the north, but it is weaker over the West Coast and the region to the north of the Gulf of Mexico. Compared to winter evapotranspiration is also weaker over the oceans but stronger over most of the continent with a maximum in the east of the United States. The moisture flux convergence is now widespread in the north where precipitation exceeds evapotranspiration, while its divergence spreads over the United States and the Pacific Ocean but is weaker over the southern Atlantic and Caribbean Sea compared to winter. Substantial small-scale noise is present in the mean moisture flux divergence, whether computed on Gal-Chen or on pressure levels; we speculate that this comes from the centred finite-difference scheme employed to calculate the divergence.

The 2<sup>nd</sup> and 3<sup>rd</sup> row of Figure 6 show that the intraseasonal variability is responsible for most of the climatological variability for any of the water budget variables, as was the case in winter. For precipitation and evapotranspiration, the same differences relative to winter are noted for the intraseasonal variability as for their mean. The time variability of evapotranspiration remains much smaller than that of the other variables. The time variability of atmospheric water flux divergence and water vapour tendency shows little difference of pattern relative to winter, but a northward shift and amplitude changes. Their variability is clearly larger over the Atlantic Ocean and the continent, while smaller and opposite differences are noted for both variables over the Pacific Ocean. As in winter their variability is small over the western mountainous part of the continent.

Finally the interannual variability pattern still follows that of the intraseasonal one for precipitation, atmospheric water flux divergence, as well as evapotranspiration. The interannual variability of water vapour tendency remains smaller.

In summer more than in winter, large differences with the results of Bielli and Laprise (2007) are noted. The time-mean part of the fields now displays large discrepancies between the simulations, with less precipitation, evapotranspiration and moisture

flux convergence over the eastern part of the continent in our results. This comes with an overall reduced variability over the continent compared to the simulations of Bielli and Laprise (2007), especially over the eastern United States. However, as in winter, the variability of moisture flux divergence remains larger over the oceans in the present simulation. Precipitation and water vapour tendency also display larger variability over the North Atlantic Ocean in the present simulation. The present mean precipitation field is closer to CRU observations than Bielli and Laprise (2007)'s one, which was over-estimated. This is speculated to result in part from the use here of a more advanced and more comprehensive land-surface model, the Canadian Land Surface Scheme (CLASS; Verseghy 1991; Verseghy et al. 1993), instead of the original bucket model in use in the CRCM at the time of their study (Music and Caya, 2007).

### 3.2.2 Scale decomposition of the water budget terms

The contribution of small scales to the water budget terms is expected to be larger in summer due to the more convective nature of precipitation during that season. Indeed, while their contribution to the time mean remains limited as in winter (not shown), their contribution to the time-variability part is larger. Figure 7 presents the intraseasonal variance of the total (top row), large-scale component (middle row) and small-scale component plus the covariance between both terms (bottom row) of the water budget variables for the 30 summer months. As in winter, the small-scale contribution to intraseasonal variability is important for all fields except for evapotranspiration, for which they remain very limited. For the other three variables, small scales now dominate over most of the continent, part of the Atlantic Ocean and the Caribbean Sea. This is probably due to more convection occurring over the continent and the Caribbean Sea. For both large- and small-scale components, the relative increase in variability in summer with respect to winter is much larger over the continent than over the oceans (not shown). Large scales still dominate over the Pacific Ocean and a few thousands km-width band extending eastward from eastern Canada. This band could correspond to the storm tracks where large-scale phenomena would remain

predominant.

Thus, in summer as in winter, transient small scales are much more present than stationary small scales. But compared to winter, summer small scales are more related to convection occurring over the continent during that season, where a substantial evapotranspiration is now noted.

### 3.2.3 Decomposed temporal variability of the moisture flux divergence

The 1<sup>st</sup> column of Figure 8 shows the intraseasonal variance of the total moisture flux divergence (top row), its CGCM3-resolved contribution (R, middle row) and its CGCM3-unresolved contribution plus the covariance between both terms (U, bottom row). As discussed for the winter case, the moisture flux divergence variability is here again larger than in Figure 7. The variability of both CGCM3-resolved and CGCM3-unresolved components shows a northward shift and is overall larger than in winter, except over the Pacific Ocean where it is smaller. U now dominates R everywhere except over the Pacific Ocean where both are of comparable amplitude. In particular U exhibits more variability than R over the band extending eastward from eastern Canada, where large scales have been seen to dominate in section 3.2.2 (Fig. 7). Thus here again, while large scales present more variability in that area, this variability would be ascribed to interactions involving small scales that are not resolved by the low-resolution CGCM3. Clearly the importance to correctly resolve small-scale interactions is enhanced in summer.

Figure 9 presents the intraseasonal standard deviation of each of the nine interaction terms. The same terms as in winter are responsible for most of the summer variability of the CGCM3-resolved and CGCM3-unresolved terms:  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LqL}}$  and  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LqS}}$ , respectively. The variability of almost all interaction terms is larger in summer than in winter over the whole domain, except over the Pacific Ocean. The relative increase in variability in summer with respect to winter is larger for small-scale interaction terms (not shown); the summer variability reaches more than three times its winter value for

these terms. Only for the term  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{0qL}}$  the variability seems overall smaller in summer than in winter; this could be linked to weaker mid-latitude synoptic systems in summer.

Finally the 2<sup>nd</sup> column of Figure 8 presents the interannual variance of the total moisture flux divergence (top row), its CGCM3-resolved contribution (middle row) and its CGCM3-unresolved contribution plus the covariance between both terms (bottom row). It shows similar differences relative to winter for both components: a smaller variability over the Pacific Ocean and a larger variability over the continent and part of the western North Atlantic Ocean. As in winter the interannual variability over the North Atlantic Ocean is mostly ascribed to the CGCM3-unresolved term, in particular to the interaction term  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LqS}}$ .

## 4 Future climate

We will now turn our attention to the future climate projection in which we repeat the preceding analysis. In order to highlight the changes in the water budget components, we will present fields of differences, either in the form of absolute difference “Future minus Current” simulated climates, or in the form of relative differences with respect to reference current climate simulation.

### 4.1 Winter season

#### 4.1.1 Climatology of the atmospheric water budget

Simulated fields in the future climate exhibit patterns similar to the current climate ones, but with a generalised intensification of the hydrological cycle.

The first three panels of Figure 10 present the changes in the mean precipitation, evapotranspiration, and atmospheric water flux divergence; the fourth panel shows the relative change in precipitation. Precipitation exhibits a generalised increase over most of the domain, except the southernmost part, some parts of the US Rocky Mountains and western North Atlantic Ocean. The largest relative changes generally occur where precipitation amounts are small, such as the dry subtropics and cold Arctic regions. This precipitation change pattern is in fairly good agreement with the 21-model averaged mean precipitation change reported in the IPCC 4<sup>th</sup> Assessment Report (Christensen et al., 2007). To a large extent, the increase in precipitation appears to result from an increase in the atmospheric water flux convergence (shown as a negative change of divergence in Figure 10). Similarly the reduction of precipitation over the subtropical oceans appears to result from a decrease in the atmospheric water flux convergence. The reduction of precipitation over Mexico however is mainly related to a reduction of evapotranspiration there. Somewhat paradoxically, the reduction of precipitation over western North Atlantic Ocean coincides with a region of enhanced atmospheric water flux convergence; but the reduction of evapotranspiration over the same region appears

to dominate. Evapotranspiration shows a more complicated pattern, with an increase over the southern oceans, Hudson Bay and the United States, but a decrease over the northern part of the continent, Mexico and North Atlantic Ocean. While only small changes in evapotranspiration are noted over the north of the continent and the Arctic Ocean, these correspond to substantial relative changes above 20% over a large part of these regions (not shown).

We now turn our attention to the changes in variability of the atmospheric water budget variables, focussing on the larger intraseasonal variability. Figure 11 shows the relative changes in the intraseasonal variability of precipitation, evapotranspiration, atmospheric water flux divergence and water vapour tendency, whereas Figure 12 presents their actual changes (top row). Overall the figures depict an increase in the variability of all the variables, and the amplitude of the changes generally scales with that of the current climate variability. Two areas exhibit a decrease in variability: one around the south headland of Greenland, and the other in the southwest of the domain. Unsurprisingly the precipitation variability change pattern resembles the mean change pattern, with a similarly located zero-change line (Fig. 12). The magnitude of the evapotranspiration variability change is much smaller than that of the other variables (note the different scale), although it is comparable, and even locally larger, in terms of relative change. It shows a pattern rather similar to the mean change pattern, with an increased variability over the oceans especially, except over the western North Atlantic Ocean where a large decrease is noted. There is also a noteworthy relative increase in evapotranspiration variability over northern Canada and the Arctic Ocean. Moisture flux divergence and water vapour tendency present an increased variability almost everywhere, with maximum increase over the oceans. As was seen for the mean, the relative changes in the variability of each variable clearly dominate over the north of the continent and the Arctic Ocean, where they reach 50% (Fig. 11). The relative changes in the standard deviations are overall comparable in magnitude to the relative changes in the means.



### 4.1.2 Scale decomposition of the water budget terms

We saw in previous sections that small scales did not contribute much to the time mean of the atmospheric water budget. Consequently small scales do not contribute much to the time-mean changes either, and hence we will not show them. We saw however that small scales did contribute sometimes importantly to the time variability; we will hence study their contribution to the changes in variability.

Figure 12 shows the changes in the intraseasonal variance of the total (top row), large-scale component (middle row) and small-scale component plus the covariance between both terms (bottom row) of the atmospheric water budget variables. The choice has been made to show actual rather than relative changes in order to compare the contribution of each component to the total change in variance. Except for evapotranspiration, the large- and small-scale components show similar change patterns. However the large-scale contribution overall dominates. This is not surprising since large scales were seen to dominate the winter variability in the current climate. The decrease in variability in the southwest of the domain for all variables but evapotranspiration and the decrease in variability over the western North Atlantic for evapotranspiration are related to large scales essentially. As expected, the small-scale contribution to evapotranspiration variability remains confined along the coast (note the different scale used for evapotranspiration variance changes). Inspection of the relative changes of moisture flux divergence and water vapour tendency shows quite similar patterns and amplitudes for the large- and small-scale components, except over the Caribbean Sea where the relative increase in variability is larger for large scales (not shown). The relative changes in small-scale precipitation are larger than for large scales over scattered continental areas.

### 4.1.3 Decomposed temporal variability of the moisture flux divergence

Figure 13 shows the changes in the intraseasonal variance of the total atmospheric water flux divergence (top row), its CGCM3-resolved contribution (R, middle

row) and its CGCM3-unresolved contribution plus the covariance between both terms (U, bottom row). Overall both components present similar increase patterns with comparable amplitudes. However the increase in variability over the Caribbean Sea is larger for R, although U displayed more variability over that region in the current climate. An inspection of the relative variability changes (not shown) reveals indeed a much stronger signal over the Caribbean Sea for the CGCM3-resolved term. The variability increase over Canada is dominated by U, which is consistent with the current climate patterns. Over Canada, both components show comparable relative increases (not shown). Consistently with the current climate variability patterns, the variability increase of U over the Pacific is larger along the coast, while it dominates off the coast for R. The decrease in variability over the southwest of the domain appears to involve only large and very large scales of wind and humidity.

Figure 14 presents the relative changes in the intraseasonal standard deviation of each of the nine interaction terms. We note that relative changes that can reach 50% occur in all terms (note that the same scale is used for all panels). Interestingly terms showing the largest relative increase involve either the very large scales of wind or the small scales of humidity. This could be linked to stronger synoptic mid-latitude systems in the future winters (Christensen et al., 2007). The maximum relative increase is located over the north of the continent. However the actual amount of increase in variability (not shown) is of course larger for terms  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LQ_L}}$  and  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LQ_S}}$  that presented a larger variability in the current climate (Fig. 5). The relative decrease in variability over the southwest of the domain is particularly important for the term  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{0Q_L}}$ . However when inspecting the actual amount of decrease, this term does not contribute more than the others. Decreases in variability over the northern oceans are essentially noted for terms involving the small scales of wind.

## 4.2 Summer season

### 4.2.1 Climatology of the atmospheric water budget

Figure 15 presents the simulated climate changes for summer in the fields of the mean precipitation, evapotranspiration and atmospheric water flux divergence, and the relative change in precipitation. A zero-change line clearly separates the northern increase and southern decrease in precipitation; it is located further north than in winter, and now lies roughly along the Canada-USA border, which is in fairly good agreement with the 21-model mean reported in the 4<sup>th</sup> Assessment Report of the IPCC (Christensen et al., 2007). As in winter, the changes in precipitation over the oceans appear to result largely from those in the atmospheric water flux convergence, whereas over the continent there is more contribution from evapotranspiration changes. In particular a large reduction of precipitation occurs over the western Atlantic Ocean; it results from a combination of reduced atmospheric water flux convergence and reduced evapotranspiration in that region. The simulated climate changes in evapotranspiration are more pronounced over the continent in summer than in winter, with a zero-change line located in the middle of the conterminous United States separating an increase in the north and a decrease in the south. Evapotranspiration changes over the oceans are overall smaller than in winter, although the reduction of evapotranspiration over the western North Atlantic Ocean is comparable in magnitude to that in winter. The change in atmospheric water vapour flux divergence is again very noisy over the continent as a result of the subtraction of two noisy fields. While in winter moisture flux convergence dominated the changes over most of the continent except the southwest, in summer moisture flux divergence dominates over most of the continent. For all variables less change is noted in summer over the Pacific Ocean than in winter. The relative increase in precipitation over the northern part of the continent is smaller than in winter, while the relative decrease in the south is much larger. Large relative changes are associated with small actual changes over the Arctic Ocean for precipitation and evapotranspiration (not shown).

Figure 16 shows the relative changes in the intraseasonal variability of the water budget variables, whereas Figure 17 presents their actual changes (top row). The changes in precipitation and evapotranspiration variability show similar patterns to those of their means, with the same zero-change lines over the continent (Fig. 17). Like its mean, the variability of precipitation exhibits a large decrease area over the western Atlantic Ocean. Consistently with the current climate variability patterns, the changes in evapotranspiration variability are smaller over the oceans in summer than in winter, but much larger over the continent. Moisture flux divergence and water vapour tendency still show a generalised increase in variability, except over two areas: one in the southwest of the domain, and the other in the central east states and western Atlantic Ocean, in relation to the precipitation variability decrease over that region. In summer the patterns of relative change (Fig. 16) are more similar to the actual change ones than in winter. The maxima of relative variability increase are again located over the north of the continent. As for winter the relative changes in the standard deviations are comparable in amplitude to the relative changes in the means. However the relative increase in variability is generally smaller in summer than in winter for every variable, whereas the relative decrease in variability covers a larger area.

#### 4.2.2 Scale decomposition of the water budget terms

As for winter, small scales do not contribute much to the mean climate change in summer, except over some rather specific regions such as along the coasts of the Caribbean Sea for precipitation (not shown) where their amplitude is comparable to that of large scales.

The contribution of small scales to the change in variability in summer is however enhanced compared to winter. Figure 17 shows the changes in the intraseasonal variance of the total (top row), large-scale component (middle row) and small-scale component plus the covariance between both terms (bottom row) of the atmospheric water budget variables. Overall change patterns are similar for large and small scales. Contrary to winter, the summer small-scale variability changes often exceed the large-scale changes

for precipitation. For evapotranspiration, small-scale changes remain confined over the continent, along coasts and topographic features, but are of comparable amplitude to large scales. For the atmospheric water flux divergence and water vapour tendency, the increase in variability arises principally from large scales in regions where the largest variability was found in the current climate: over the North Pacific Ocean and over a band extending from eastern Canada eastward in the Atlantic Ocean. Unsurprisingly these are also the regions where the large-scale variability dominated in the current climate. But the contributions of small scales to increased variability are larger than those of large scales over the western Arctic Ocean, the Caribbean Sea and most of the continent. The earlier mentioned decreases in variability in the southwest of the domain and in the central east states and western Atlantic Ocean now arise from both small- and large-scale components. The relative change patterns of moisture flux divergence and water vapour tendency are quite similar for both components. But interestingly, the relative increase in variability is dominated by large scales over the northern part of the domain and by small scales over the southeastern portion of the domain (not shown). This could be linked to mid-latitude synoptic systems shifting to the north and more convection occurring in the southeast of the domain.

#### 4.2.3 Decomposed temporal variability of the moisture flux divergence

Figure 18 shows the changes in the intraseasonal variance of the total atmospheric water flux divergence (top row), its CGCM3-resolved contribution (R, middle row) and its CGCM3-unresolved contribution plus the covariance between both terms (U, bottom row). Both components present similar increase patterns. However the variability increase is larger for the CGCM3-unresolved term everywhere except over the Pacific Ocean. In particular, and consistently with the current climate variability patterns, the variability increase of U is larger than that of R over the band extending from eastern Canada to the North Atlantic Ocean, where large-scale changes were seen to dominate in section 4.2.2 (Fig. 17). The decrease in variability over the western Atlantic Ocean arises from both R and U, while the decrease over the southwestern of the domain seems

more pronounced for the CGCM3-resolved term. In terms of relative variability changes (not shown), the changes in R overall dominate over the North Pacific Ocean and the north of the continent, whereas the variability increase of U dominates over the south of the continent and the Caribbean Sea.

Figure 19 presents the relative changes in the intraseasonal standard deviation of each of the nine interaction terms. While the largest actual changes are clearly those arising from the terms  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LqL}}$  and  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LqS}}$  (not shown), the relative changes are comparable for most of the interaction terms. The actual changes in variability in summer seem to be larger than in winter for terms involving the small-scale wind and smaller for terms involving the large-scale wind (not shown). However the summer relative changes are smaller than the winter ones for all the interaction terms. Terms involving the very large scales of wind show a larger relative increase in variability over the north of the continent. Terms involving the small scales of humidity present a more pronounced increase in variability over the Caribbean Sea. The term  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{SqS}}$  in particular exhibits a large relative change in that area. The western Atlantic relative decrease in variability can be seen for all terms involving large and small scales of wind, while the southwestern relative decrease concerns more the small scales of wind.

## 5 Summary and conclusion

This paper investigated the atmospheric water budget in the current climate (1961-1990) and in a projected warmer one (2041-2070) for winter and summer seasons, as simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM) driven by the Canadian Coupled Global Climate Model (CGCM3) over North America. Use was made of Denis et al. (2002a)'s decomposition tool to decompose the water budget variables into very large scales, resolved by the CGCM3 and transferred to the CRCM by the lateral driving, large scales that are resolved by both the CRCM and driving CGCM3, and small scales that are resolved exclusively by the CRCM. Special attention was paid to the quadratic term of atmospheric water flux divergence, which was decomposed into nine interaction terms, involving the three scales of wind and humidity. Those interaction terms were also gathered to form a CGCM3-resolved term, involving interactions of scales that are all resolved by the CGCM3, and a CGCM3-unresolved term involving interactions comprising at least one component whose scale is too small to be resolved by the CGCM3. The water budget variables and interaction terms were also decomposed into their time-mean and time-variability parts, and seasonal statistics were computed out of them. The comparison of the two CRCM simulations enabled assessing the atmospheric water budget change in a warmer climate. Finally this study also addressed the issue of potential added value of fine scales resolved in the CRCM but absent in the low-resolution driving CGCM3. This potential added value was looked for in the small-scale components, some of the interaction terms and the CGCM3-unresolved term.

The time-mean climatology results in a balance between precipitation, evapotranspiration and moisture flux divergence, whereas the mean water vapour tendency is much smaller. On the other hand the time variability of evapotranspiration is small, while those of the other three variables are comparable and exceed their means. Most of the climatological variability arises from the intraseasonal one, which dominates over the storm tracks. Unlike moisture flux divergence and water vapour tendency, precipitation and evapotranspiration exhibit time-variability patterns very similar to the

time-mean patterns. The inspection of the small scales shows that their contribution to the time-mean parts is confined near topographic features and limited. However their contribution to the time variability is much more important, except for evapotranspiration. For the atmospheric water flux divergence, the CGCM3-unresolved contribution to time variability is always comparable to, and sometimes larger than, the CGCM3-resolved contribution. For both seasons, two interaction terms are responsible for most of the variability of the moisture flux divergence:  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LQ_L}}$  for the large-scale interactions and  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LQ_S}}$  for the small-scale interactions.

The winter and summer seasons differ as a result of different precipitation regimes: stratiform in winter with more vigorous mid-latitude synoptic systems and convective in summer with more convection over the continent. In winter maximum precipitation and evapotranspiration, as well as the maximum variability of the water budget terms, are located essentially over the oceans and the storm tracks. While still significant, the contribution of small scales to the time variability of all variables remains smaller than that of large scales everywhere. However for the moisture flux divergence the variability of the CGCM3-unresolved term is larger than that of the CGCM3-resolved term over part of the continent and the easterly oceans. In summer precipitation, evapotranspiration and their variability are much more important over the continent, especially over the southeastern region, and less over oceans. Moisture flux divergence and water vapour tendency patterns are shifted to the north and their variability is clearly larger over the continent and the easterly oceans than in winter. Small-scale variability dominates over most of the domain except over the storm tracks, where large-scale phenomena are still predominant. For the moisture flux divergence the variability of the CGCM3-unresolved term dominates over most of the domain. The eastern Pacific Ocean is the only area where variability is not larger and where small scales do not dominate large scales in summer. Almost all interaction terms show an overall larger variability in summer than in winter.

In the simulated future climate, water budget variables present patterns similar to those of the current climate but exhibit an overall intensification of the hydrological



cycle, both in their time-mean and time-variability parts. In relative terms, this intensification is smaller in summer than in winter; this is noted for all variables as well as for the interaction terms. Overall changes occur consistently with the current climate patterns and scale with the current climate amplitudes. Relative changes in the time mean and time variability are comparable in amplitude. Small changes can correspond to large relative ones over dry or cold regions, especially over the northern continent and Arctic Ocean, where the largest relative changes are noted. Thus winter change patterns, which dominate over the oceans, seem very different to relative change ones, whereas both are similar in summer. Two regions of decreased variability are noted for both seasons: the southwest of the domain and western North Atlantic Ocean. A third one is noted for summer over the western Atlantic Ocean. Contributions of the large and small scales to variability changes, as well as that of the CGCM3-resolved and CGCM3-unresolved terms for the moisture flux divergence, also scale overall with their contributions in the current climate. In summer they suggest stronger synoptic systems over the north of the domain and more convection in the southeast. For moisture flux divergence, the interaction terms with the largest relative change in variability are not the same as those that exhibited the largest variability in the current climate. In winter, they all present relative increases up to 50%; but interactions involving the very large scales of wind or the small scales of humidity show larger relative changes. In summer, all interaction terms are comparable in amplitude, but smaller than in winter.

While the contribution of small scales is quite limited for the time-mean part of the water budget variables, their contribution to time variability is significant in winter, and even dominant in summer. This points to the importance of transient small scales rather than stationary small scales to the maintenance of climate. Those transient small scales are associated with synoptic systems in winter and also convection in summer, rather than topographic forcing, and span a large area. Properly resolving small scales hence appears necessary for a proper projection of changes in the hydrological extremes related to anthropogenic forcing. The finding that part of the large-scale variability could be ascribed to interactions involving small scales that cannot be resolved by the

low-resolution CGCM3 illustrates the interest of studying scale interactions in nonlinear terms, besides the scale decomposition of total fields. However those small scales should be compared to observed ones when possible to check their relevance to the observed climate. For now we can only infer a potential added value from the acknowledgement of their importance relative to large scales. The great similarity of large- and small-scale patterns inspire confidence in the simulated small-scale fields though.

The methodology used in this study is quite recent. Its positive results encourage to generalize it to other variables and budgets, such as the enstrophy or energy budgets, to gain more insight into the contribution of small scales to the maintenance of climate. While the small-scale contribution was important for the water budget variables, it might not be the case for other variables such as sea-level pressure or geopotential height (Feser, 2006).

### *Acknowledgments.*

This research was done as part of the Master project of the first author and as a project within the Canadian Regional Climate Modelling and Diagnostics (CRCMD) Network, funded by the Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences (CFCAS) and the Ouranos Consortium for Regional Climatology and Adaptation to Climate Change. Ouranos also provided office space. We would like to thank Mr Mourad Labassi for maintaining a user-friendly local computing facility. Thanks are also extended to the Ouranos Climate Simulation Team for their support of the CRCM software and for providing access to the climate simulations analysed here. Discussions with Dr Soline Bielli have also been deeply appreciated.

## FIGURES

*NOTE : pour des raisons de lisibilité, afin de rendre la lecture des figures plus agréable, elles ont été agrandies par rapport à celles de l'article constituant le corps de ce mémoire. En conséquence, certaines d'entre elles ont été divisées en deux parties (Part I et Part II) et présentées sur deux pages en vis à vis.*

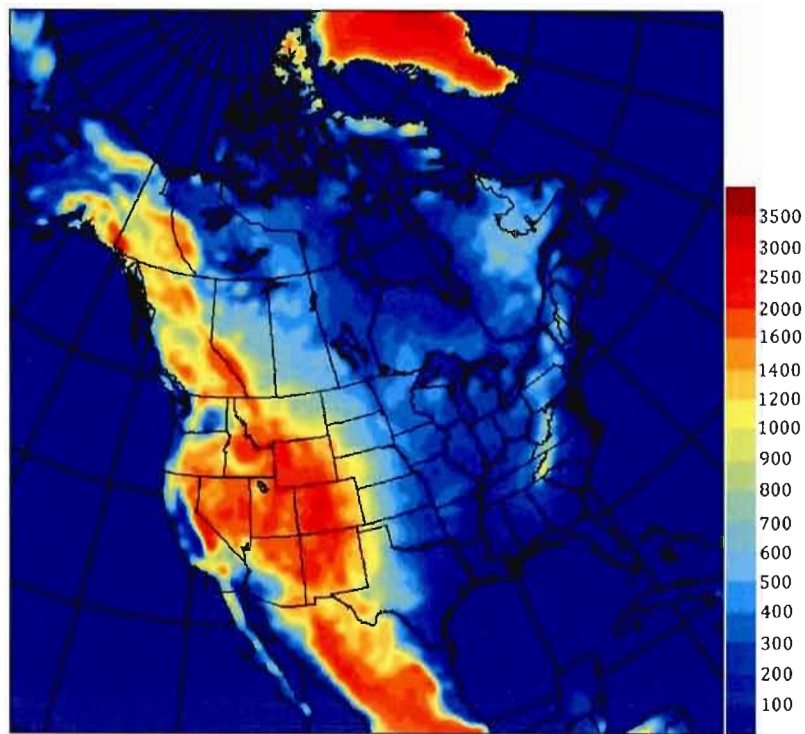
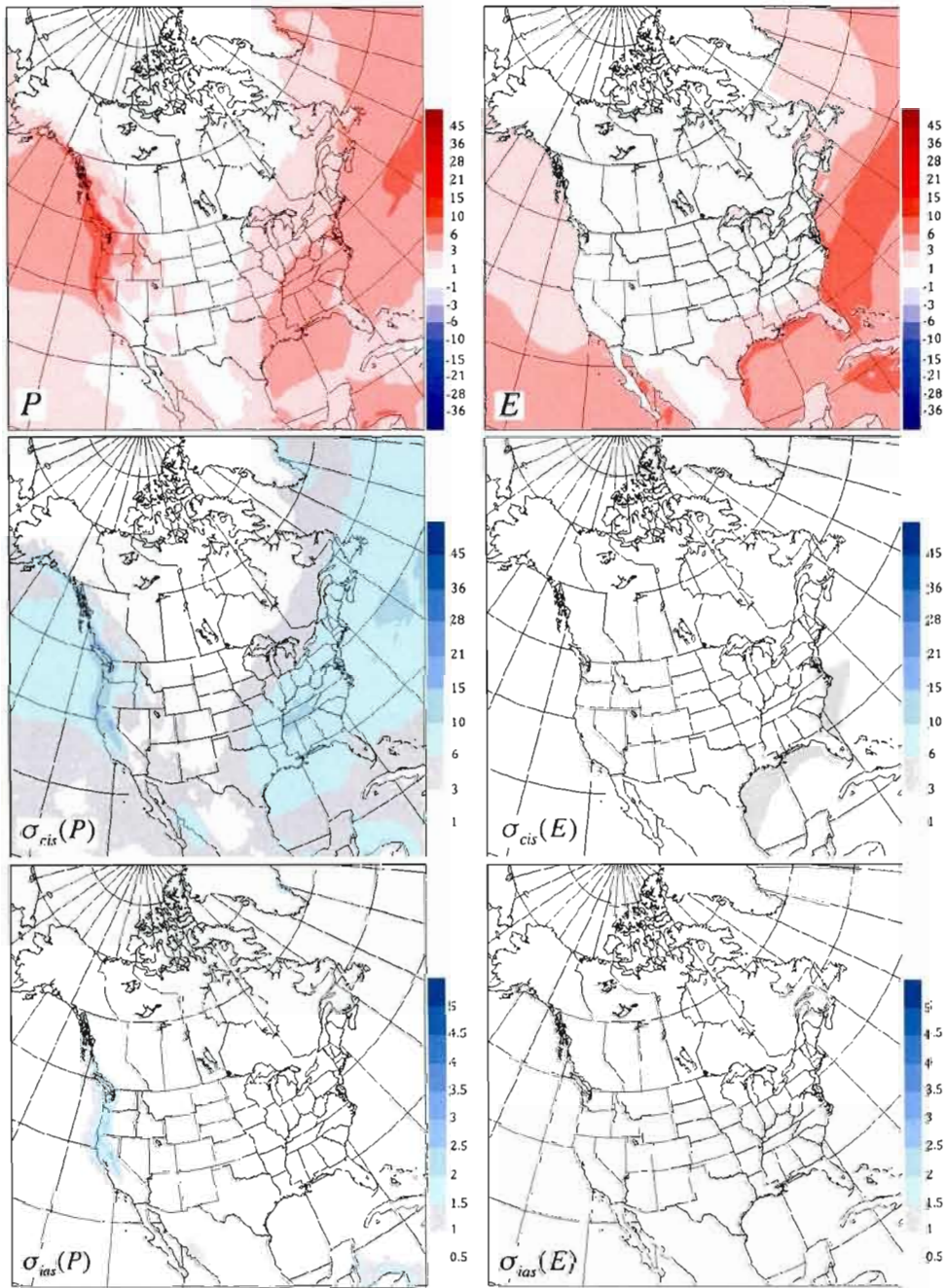


Figure 1 Topographic height over the domain used for diagnostics (m).



**Figure 2 Part I** Climatological mean (top row), climatological intraseasonal standard deviation (middle row) and interannual seasonal standard deviation (bottom row) of precipitation (1<sup>st</sup> column), evapotranspiration (2<sup>nd</sup> column), vertically integrated atmospheric water flux divergence (3<sup>rd</sup> column) and vertically integrated water vapour tendency (4<sup>th</sup> column), calculated from the CRCM simulation for the winter season from December 1960 to February 1990. Mean water vapour tendency is multiplied by 100. Units are in mm/day.



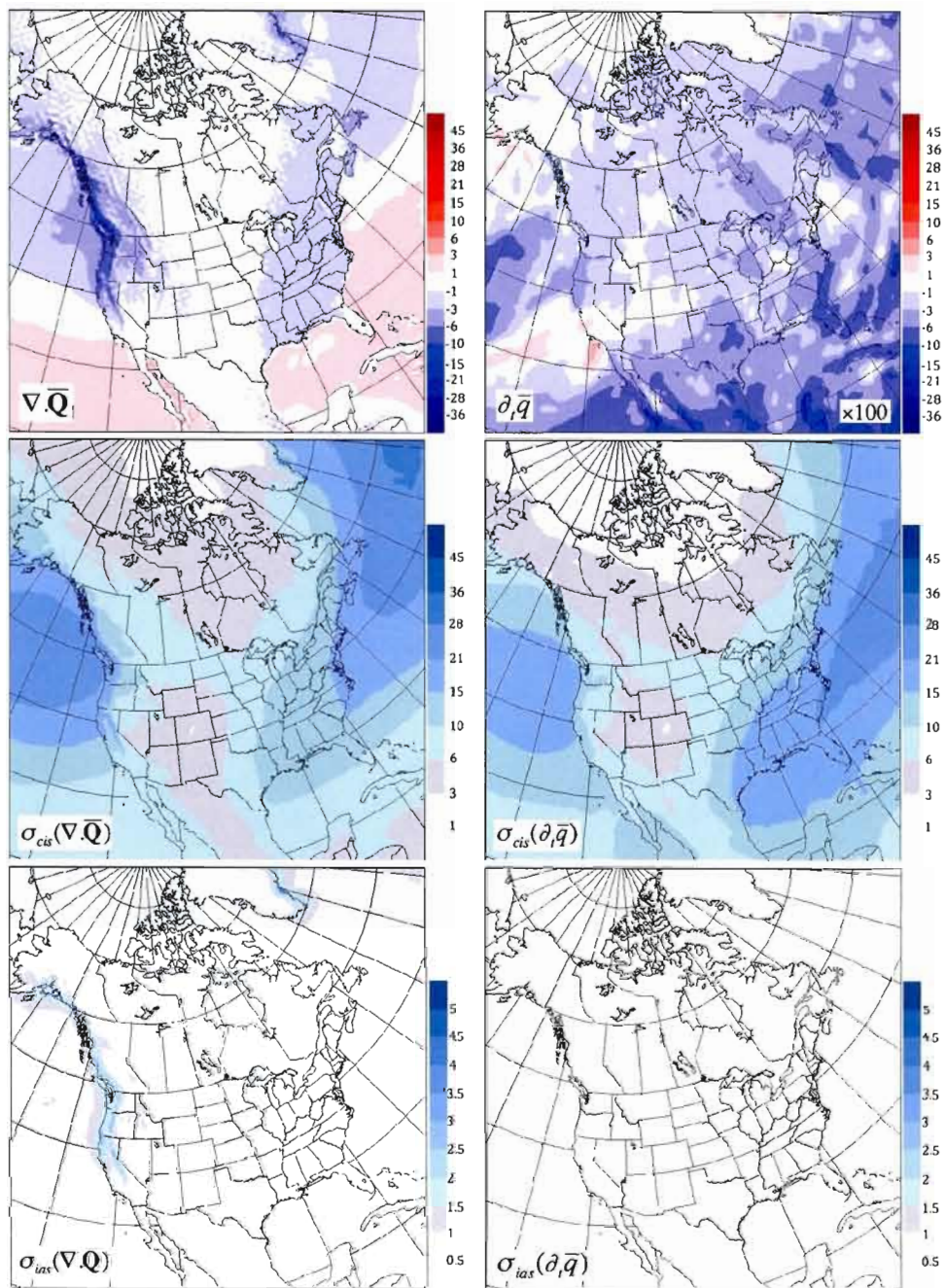
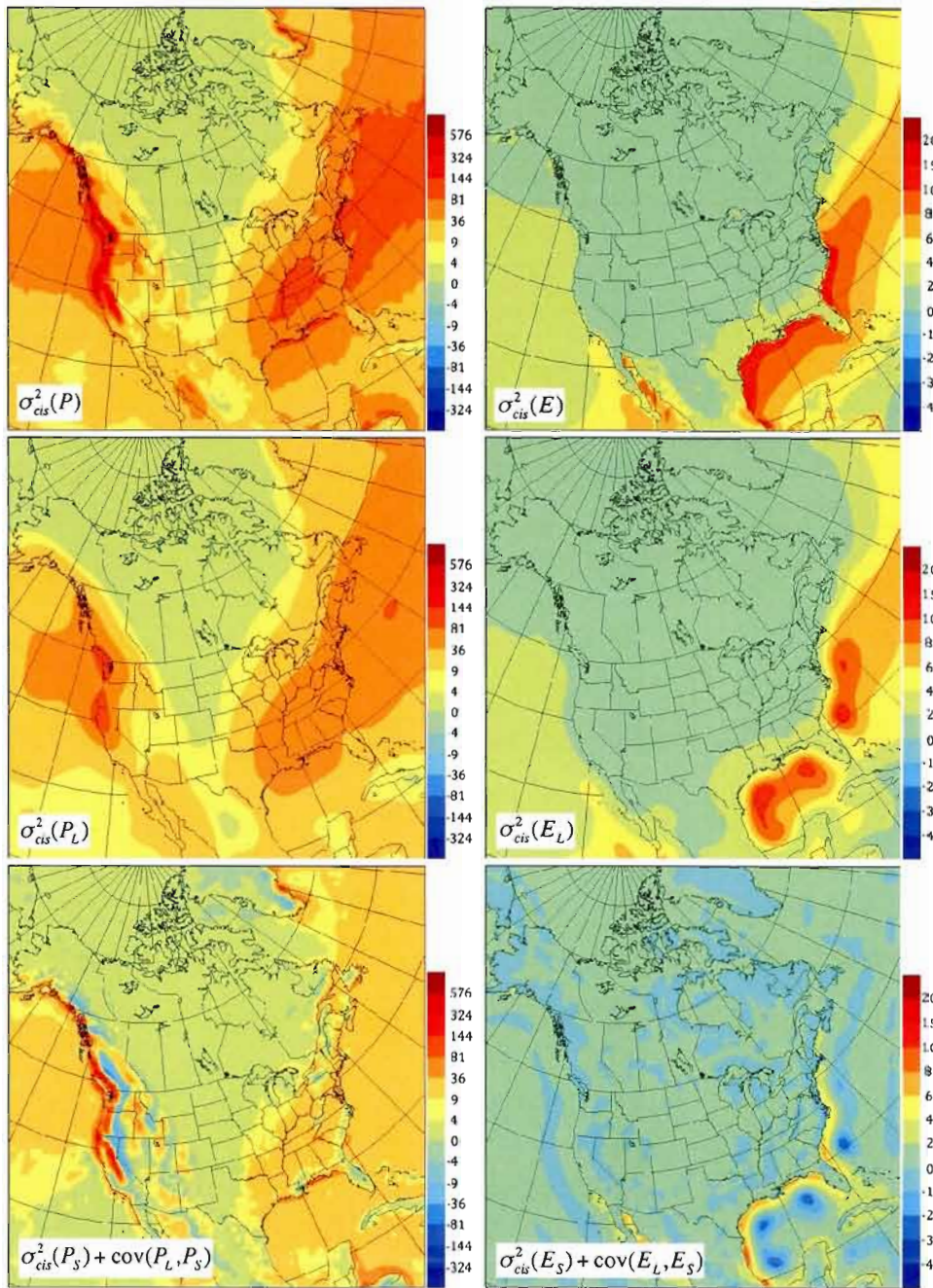


Figure 2 Part II.



**Figure 3 Part I** Climatological intraseasonal variance of the total (top row), large-scale component (middle row) and small-scale component plus covariance (bottom row) of precipitation (1<sup>st</sup> column), evapotranspiration (2<sup>nd</sup> column), vertically integrated atmospheric water flux divergence (3<sup>rd</sup> column) and vertically integrated water vapour tendency (4<sup>th</sup> column), calculated from the CRCM simulation for the winter season from December 1960 to February 1990. Units are in  $\text{mm}^2/\text{day}^2$ .



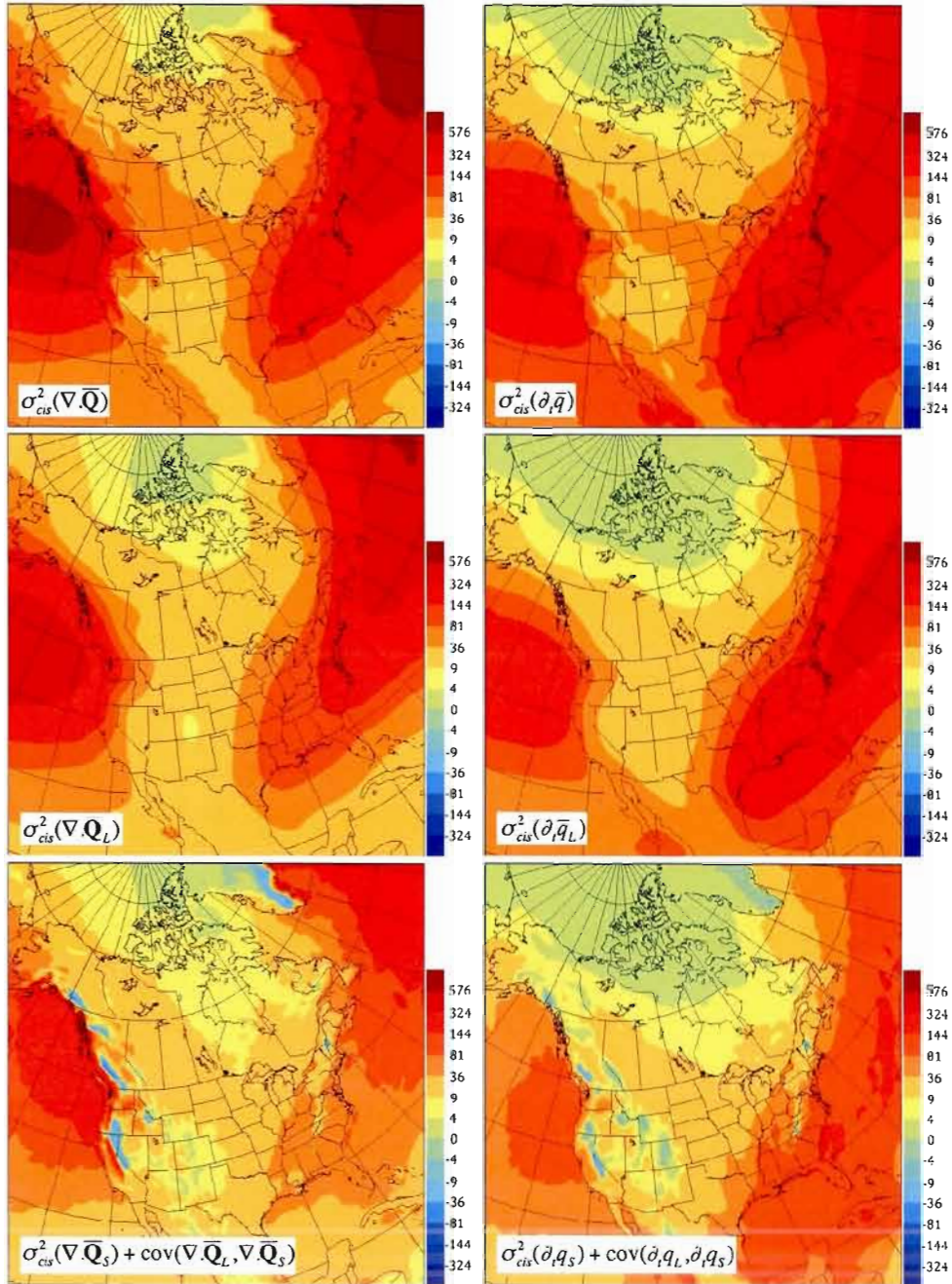
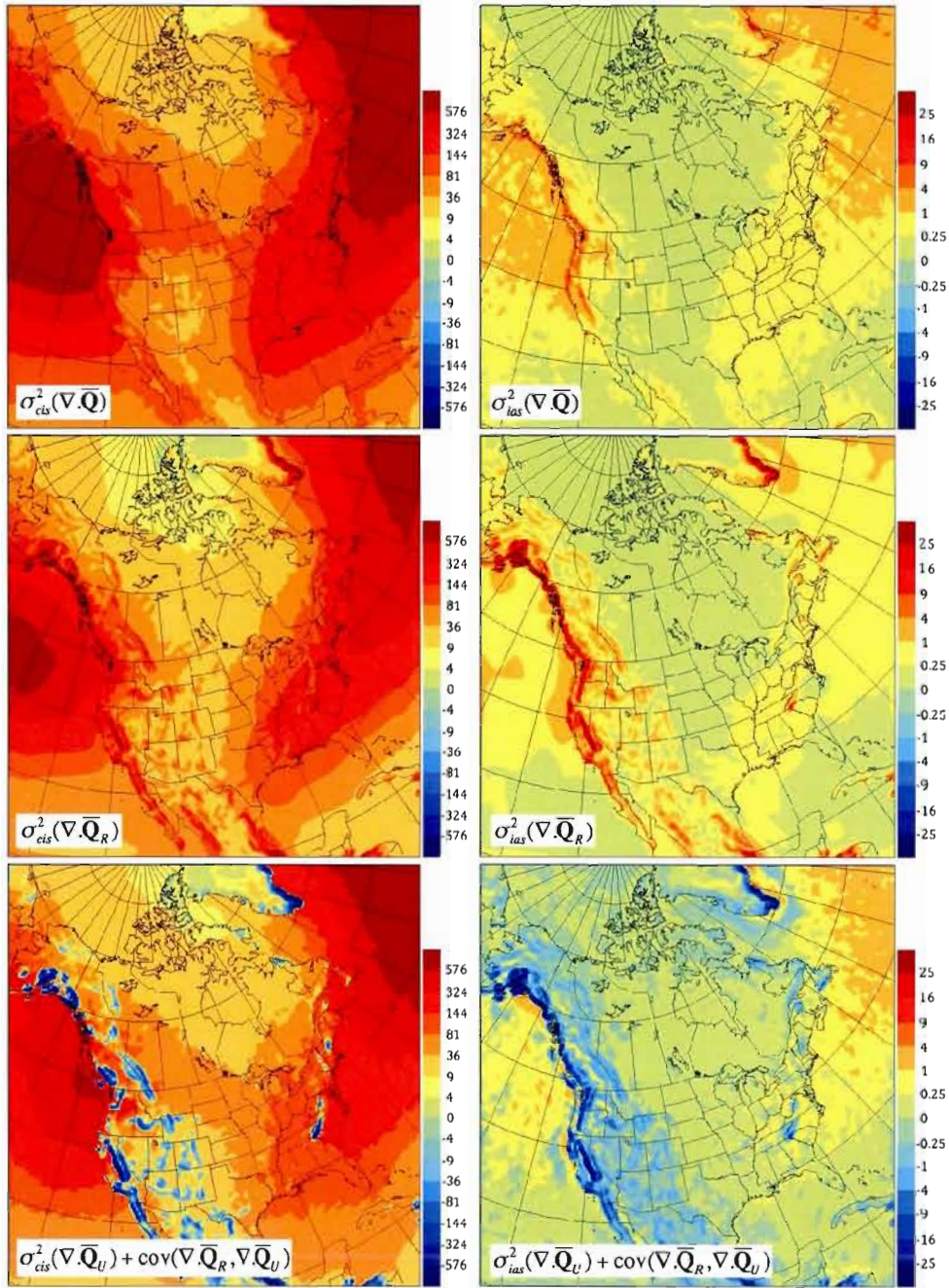
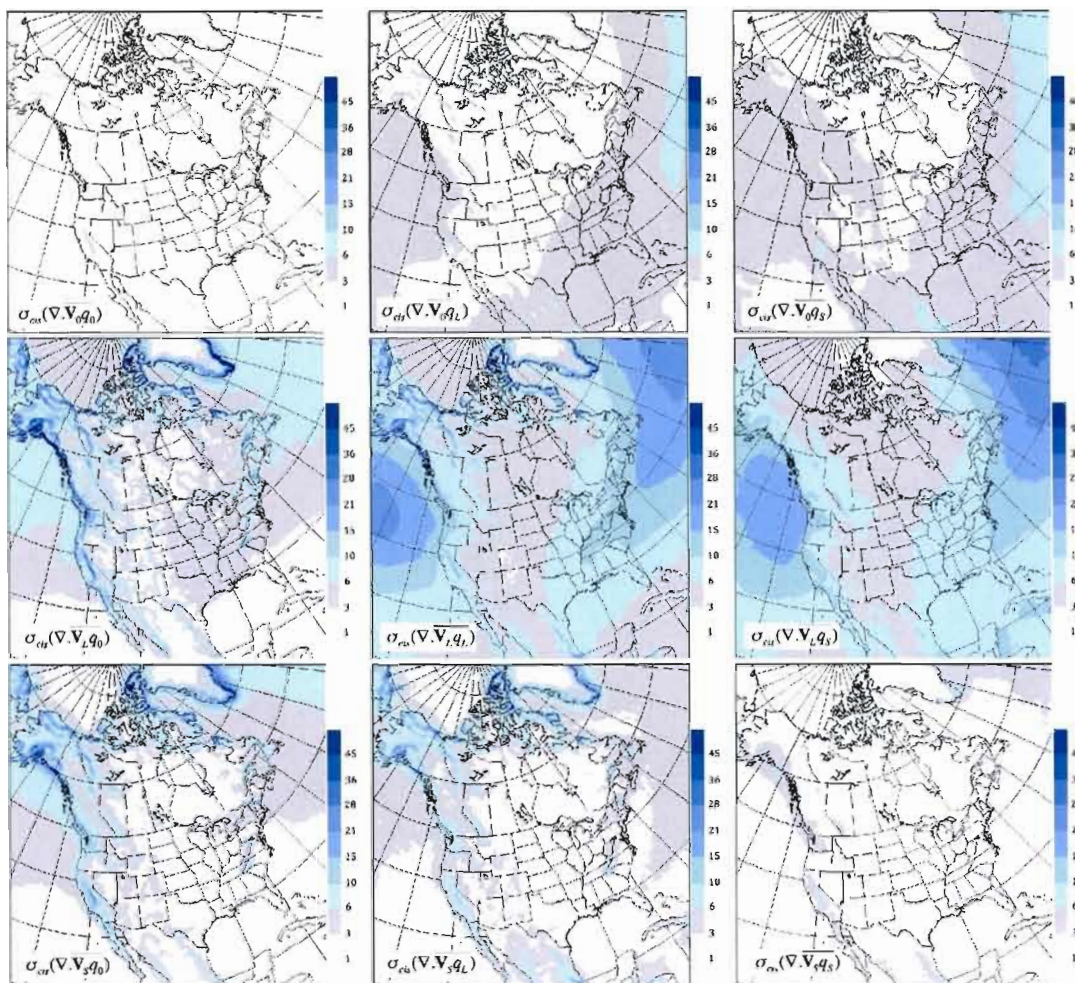


Figure 3 Part II.





**Figure 4** Climatological intraseasonal variance (1<sup>st</sup> column) and interannual seasonal variance (2<sup>nd</sup> column) of the total vertically integrated atmospheric water flux divergence (top row), its CGCM3-resolved contribution (middle row), and its CGCM3-unresolved contribution plus covariance (bottom row), calculated on pressure levels from the CRCM simulation for the winter season from December 1960 to February 1990. Units are in mm<sup>2</sup>/day<sup>2</sup>.



**Figure 5** Climatological intraseasonal standard deviation of the nine interaction terms entering the vertically integrated atmospheric water flux divergence, calculated on pressure levels from the CRCM simulation for the winter season from December 1960 to February 1990. Units are in mm/day.



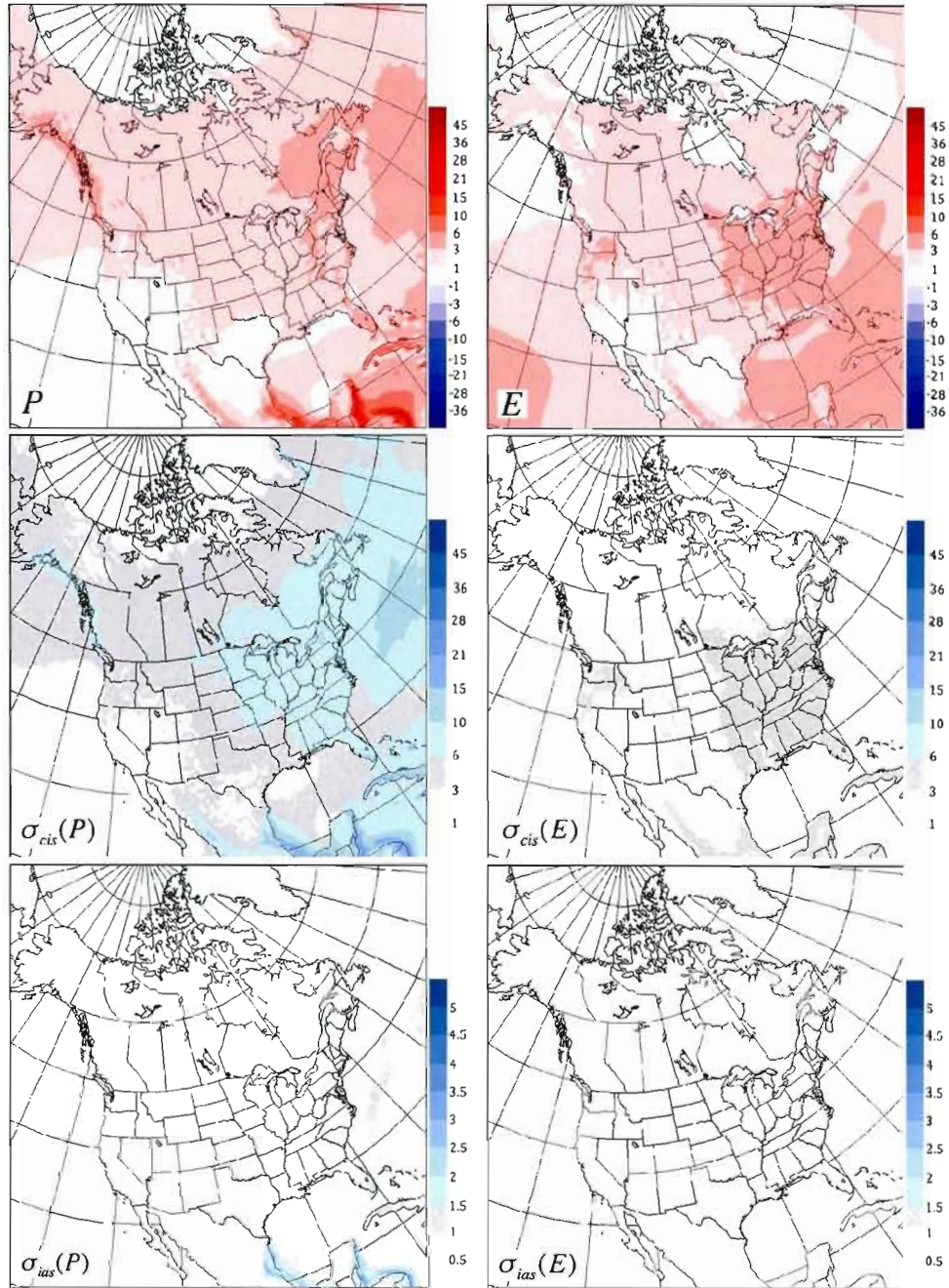


Figure 6 Part I Same as 2 but for the summer season from June 1961 to August 1990.

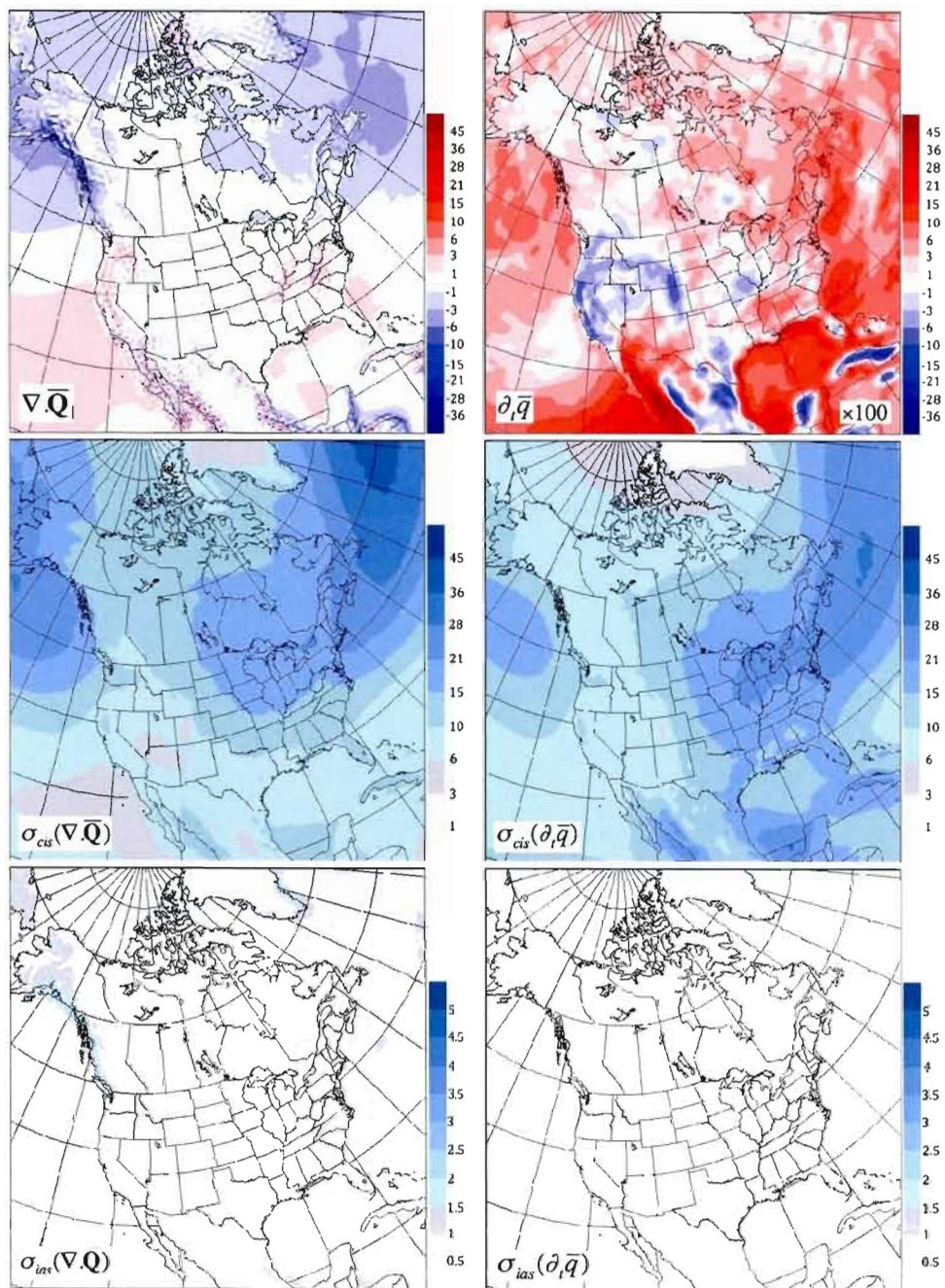


Figure 6 Part II.



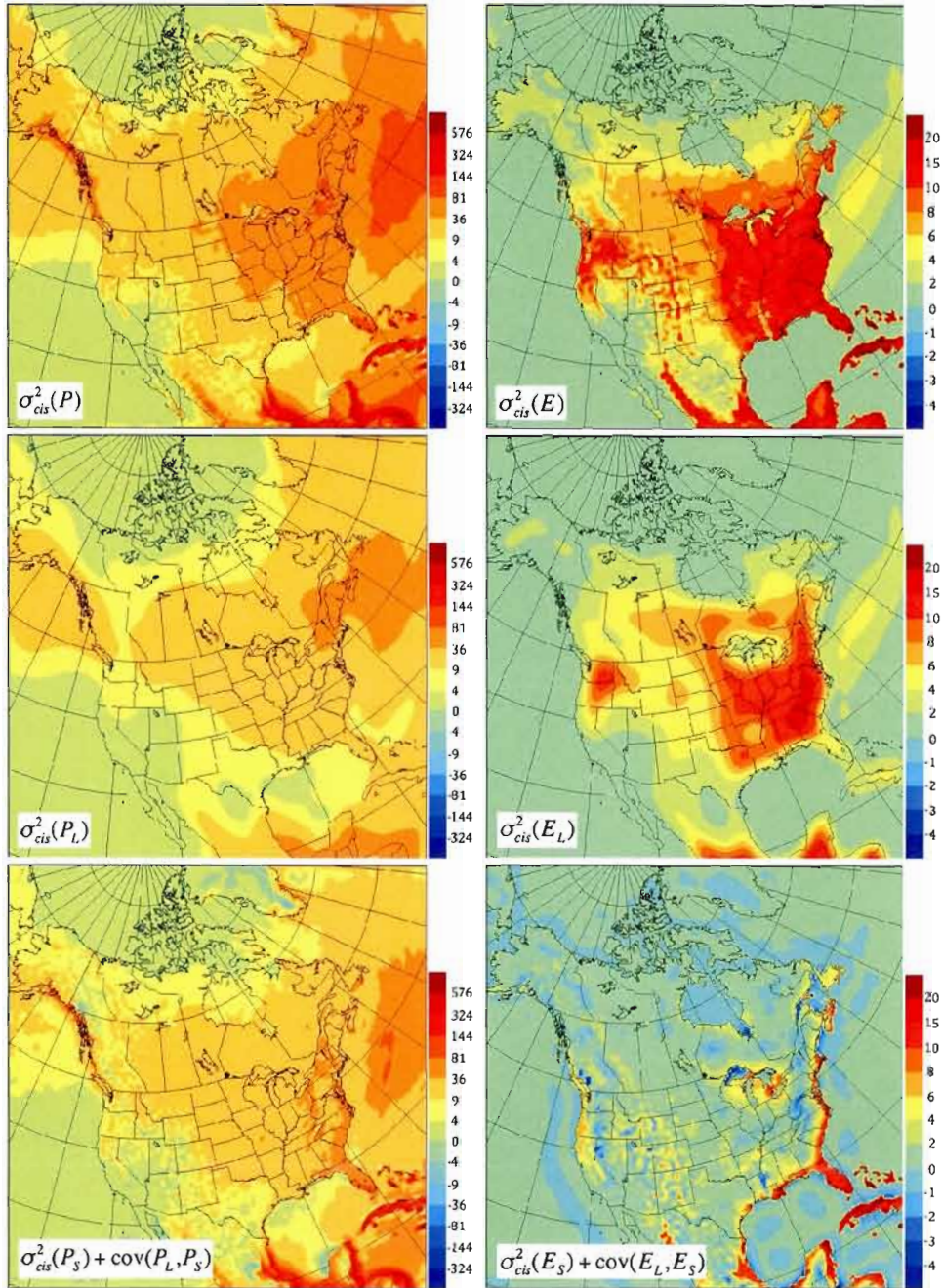


Figure 7 Part I Same as 3 but for the summer season from June 1961 to August 1990.

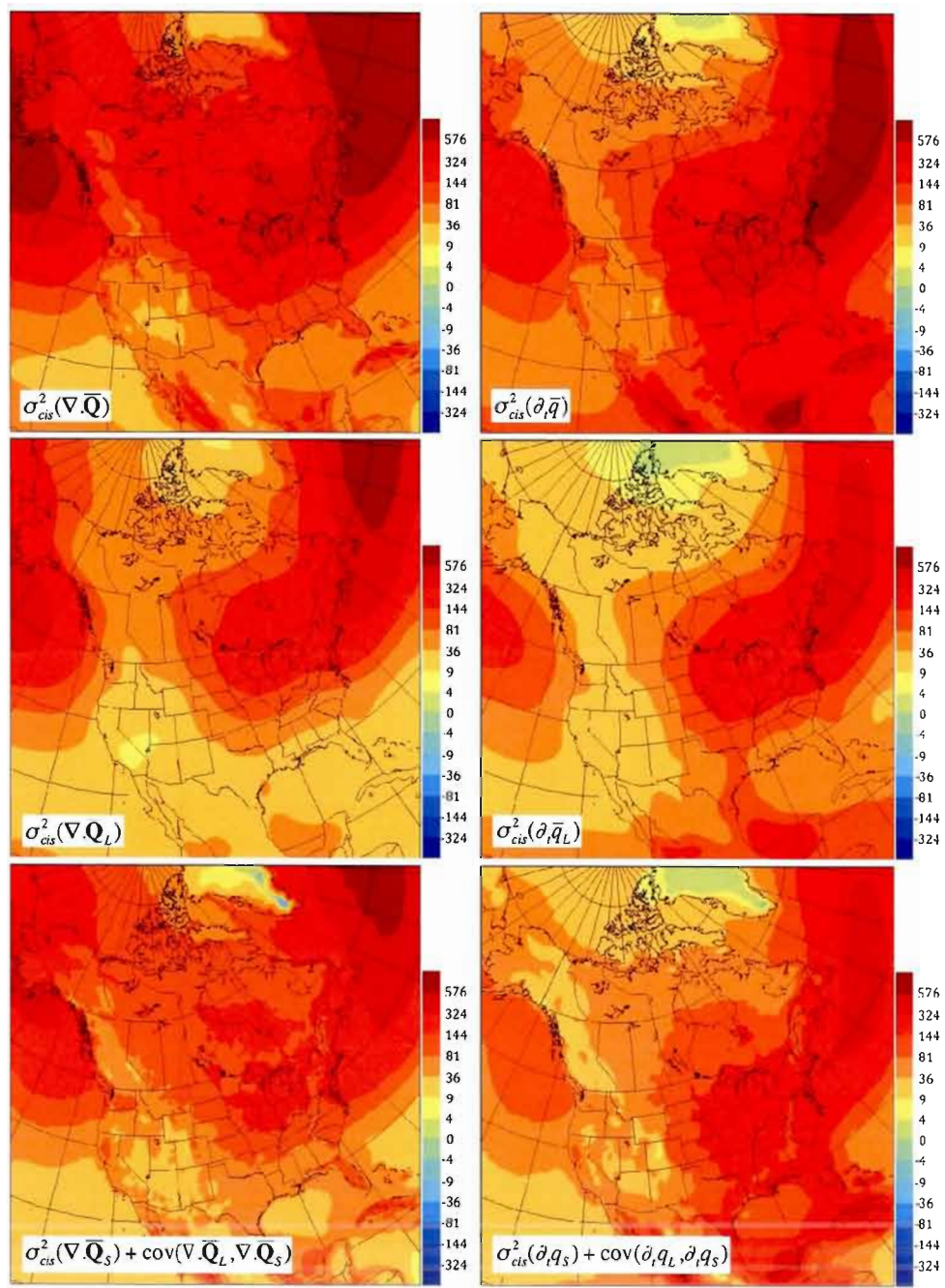


Figure 7 Part II.



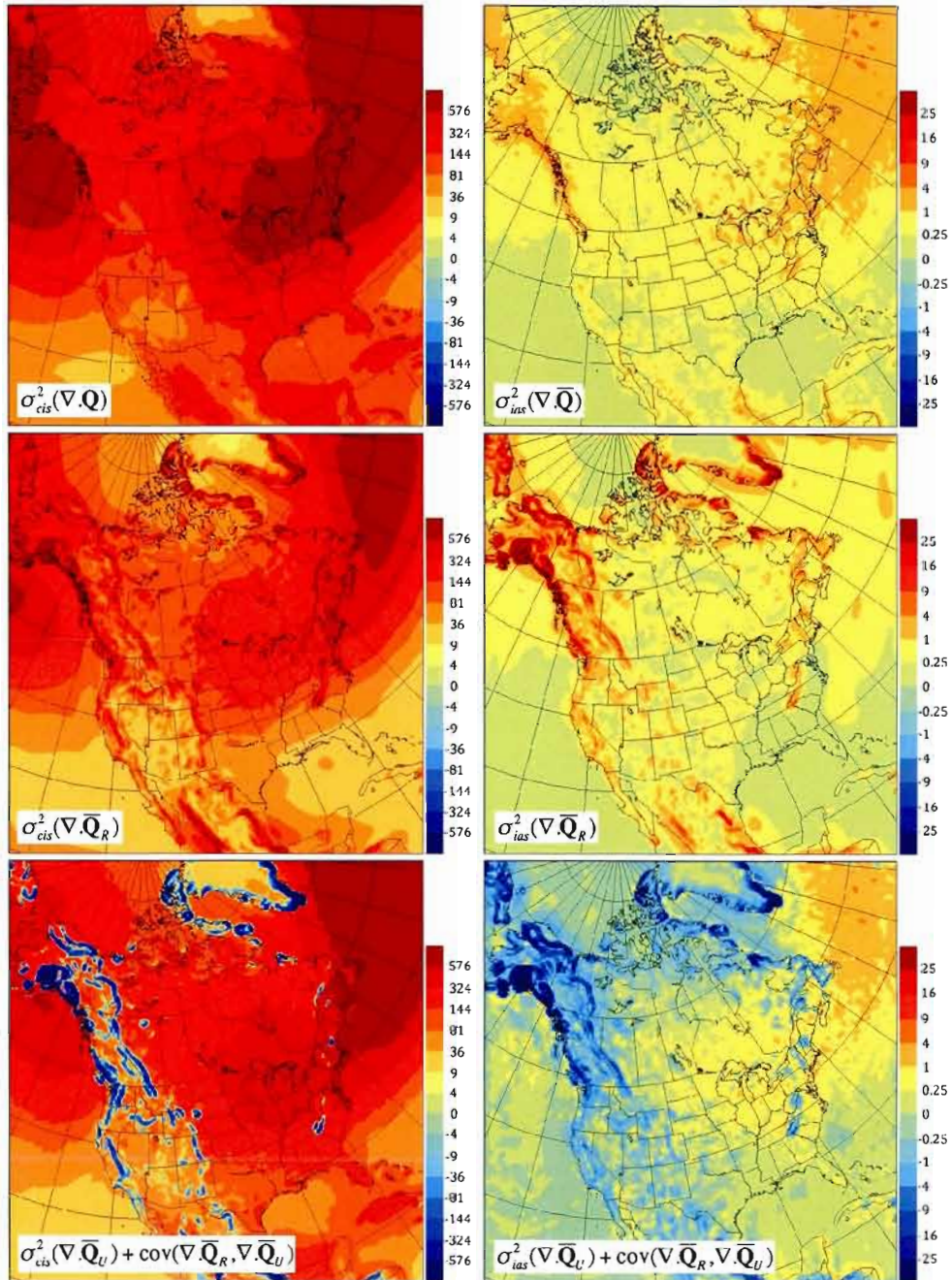


Figure 8 Same as 4 but for the summer season from June 1961 to August 1990.

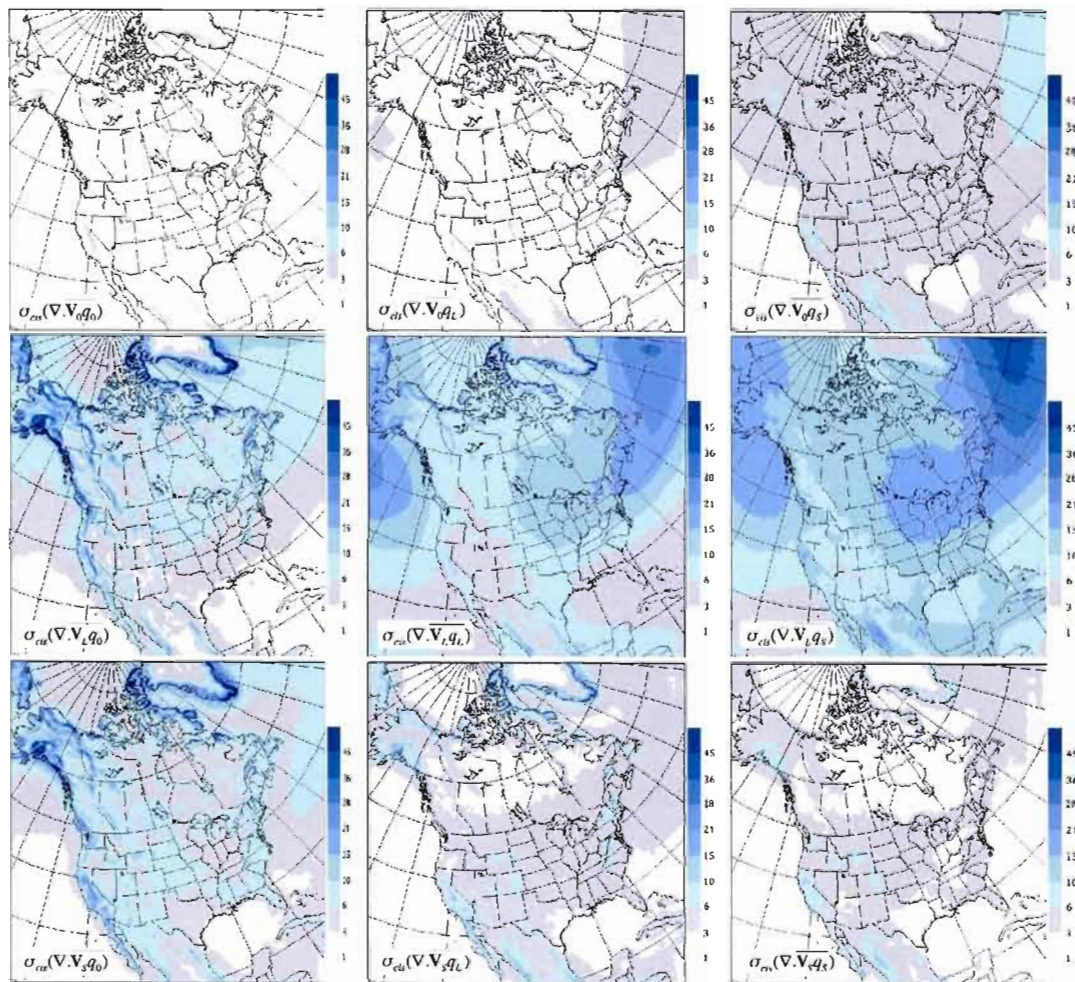
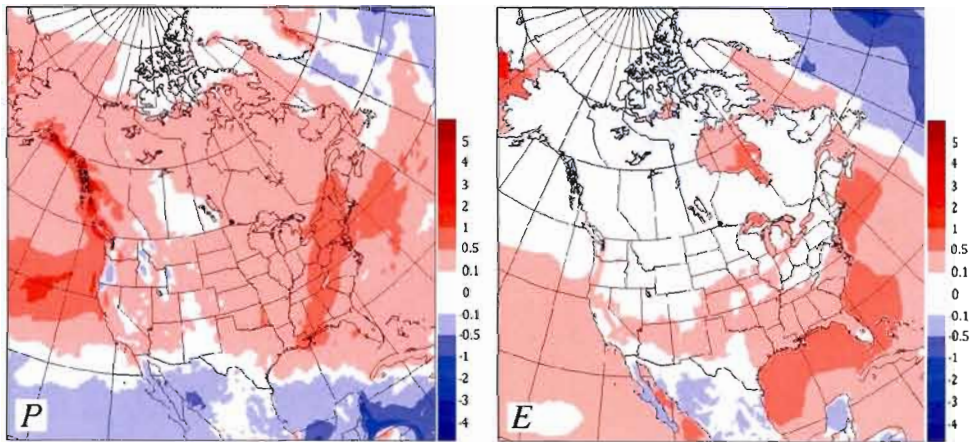


Figure 9 Same as 5 but for the summer season from June 1961 to August 1990.





**Figure 10 Part I** Changes in the climatological mean of precipitation (1<sup>st</sup> panel), evapotranspiration (2<sup>nd</sup> panel) and vertically integrated atmospheric water flux divergence (3<sup>rd</sup> panel), and relative changes in the mean precipitation (4<sup>th</sup> panel), calculated from the CRCM simulation for the winter season from December 2040 to February 2070. Units are in mm/day.

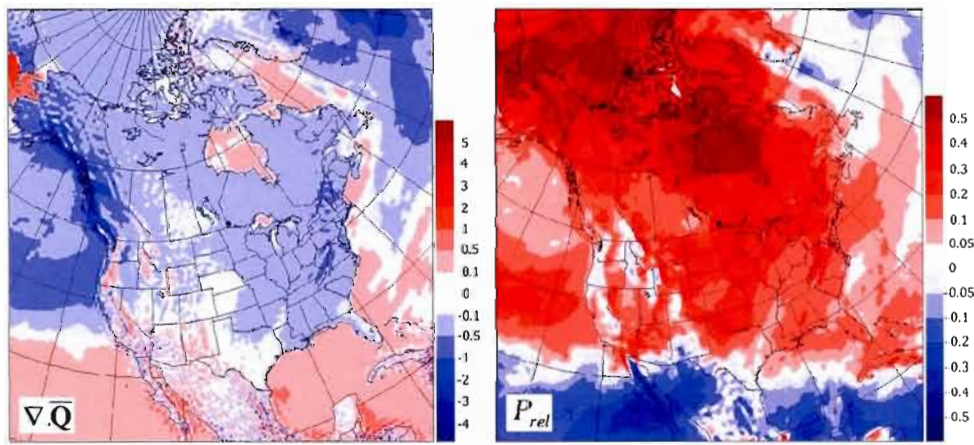
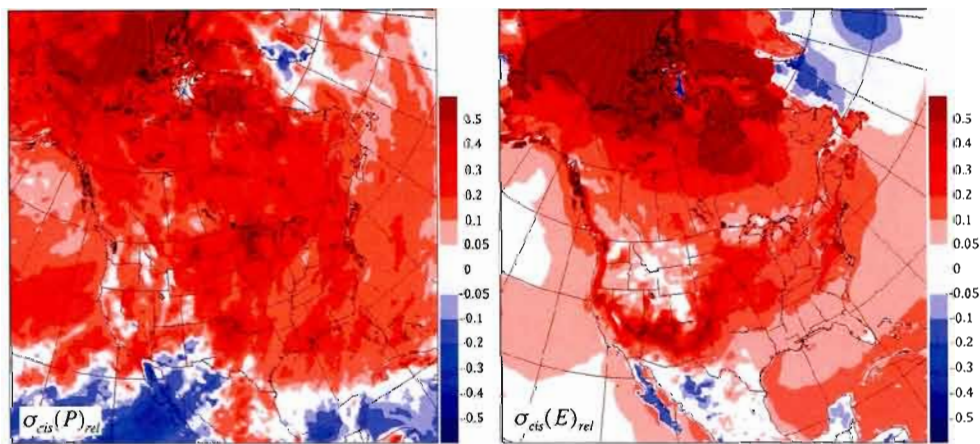


Figure 10 Part II.



**Figure 11 Part I** Relative changes in the climatological intraseasonal standard deviation of precipitation (1<sup>st</sup> panel), evapotranspiration (2<sup>nd</sup> panel), vertically integrated atmospheric water flux divergence (3<sup>rd</sup> panel) and vertically integrated water vapour tendency (4<sup>th</sup> panel), calculated from the CRCM simulation for the winter season from December 2040 to February 2070.

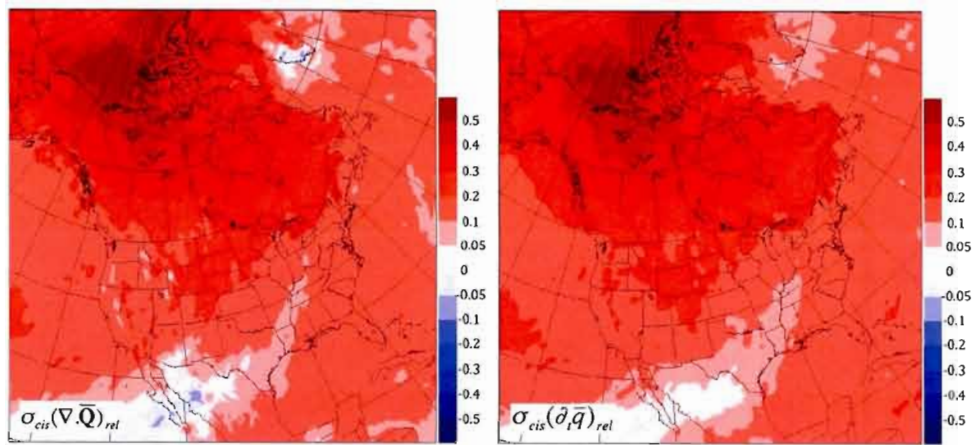
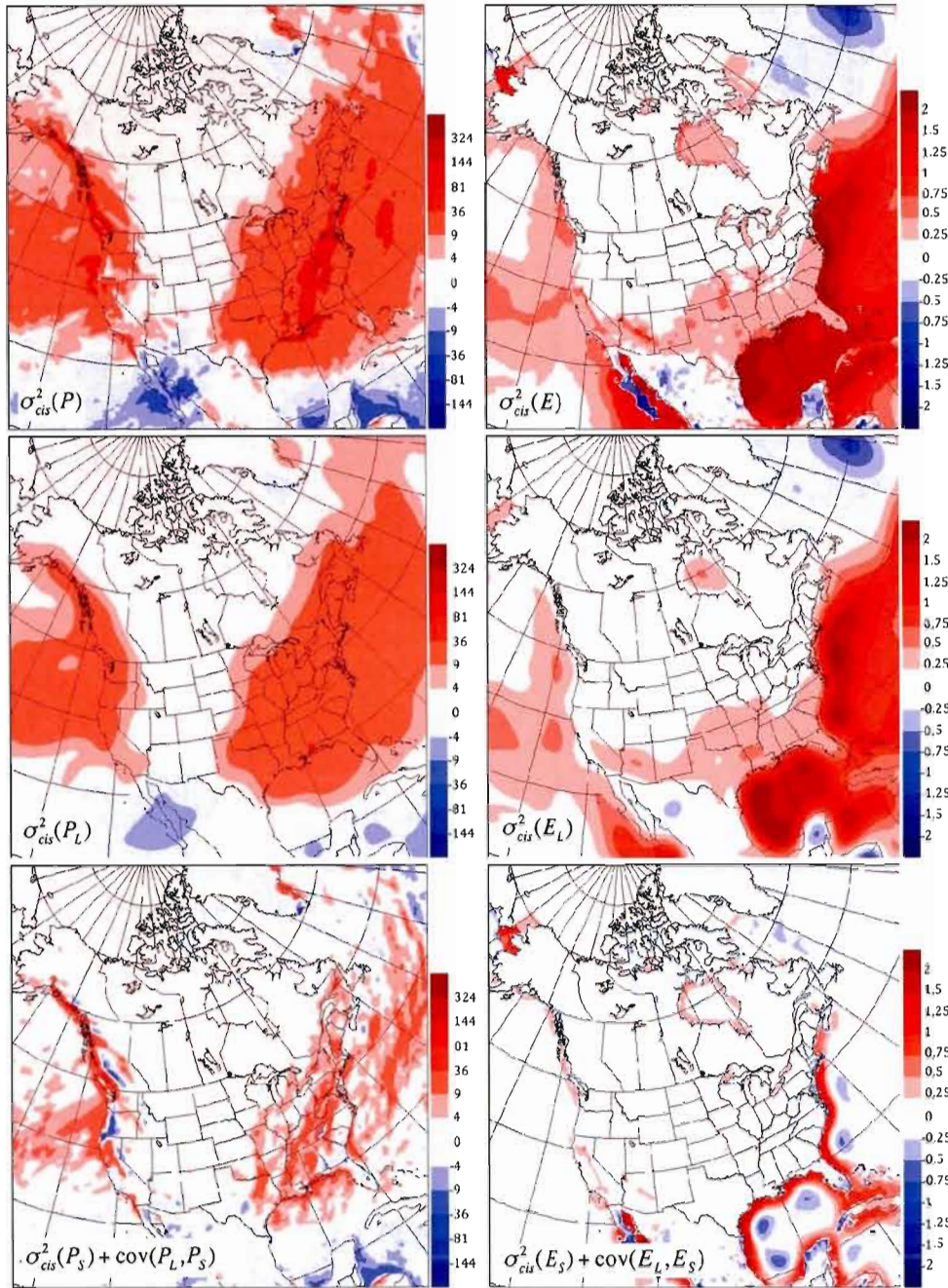


Figure 11 Part II.





**Figure 12 Part I** Changes in the climatological intraseasonal variance of the total (top row), large-scale component (middle row) and small-scale component plus covariance (bottom row) of precipitation (1<sup>st</sup> column), evapotranspiration (2<sup>nd</sup> column), vertically integrated atmospheric water flux divergence (3<sup>rd</sup> column) and vertically integrated water vapour tendency (4<sup>th</sup> column), calculated from the CRCM simulation for the winter season from December 2040 to February 2070. Units are in  $\text{mm}^2/\text{day}^2$ .

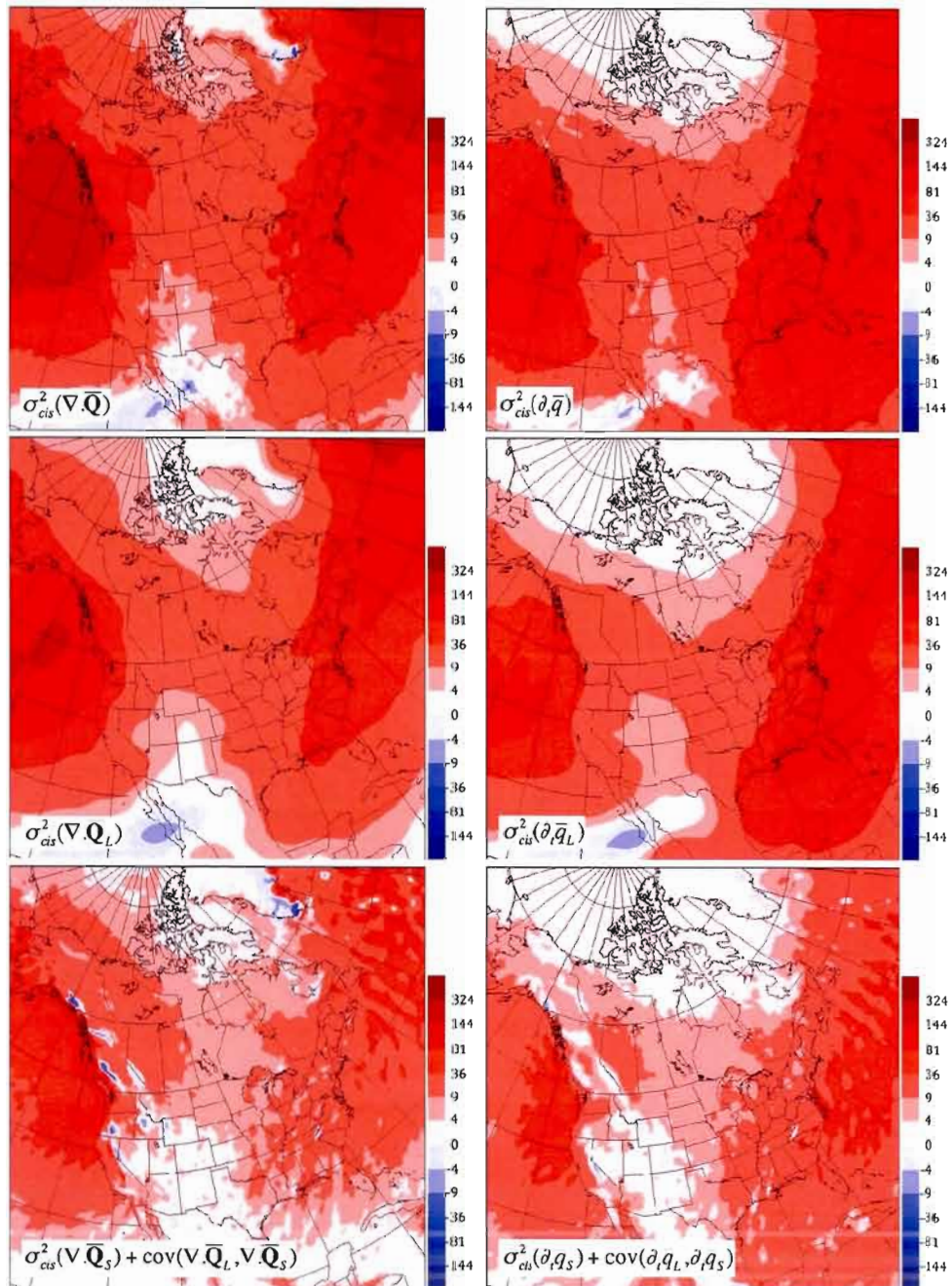
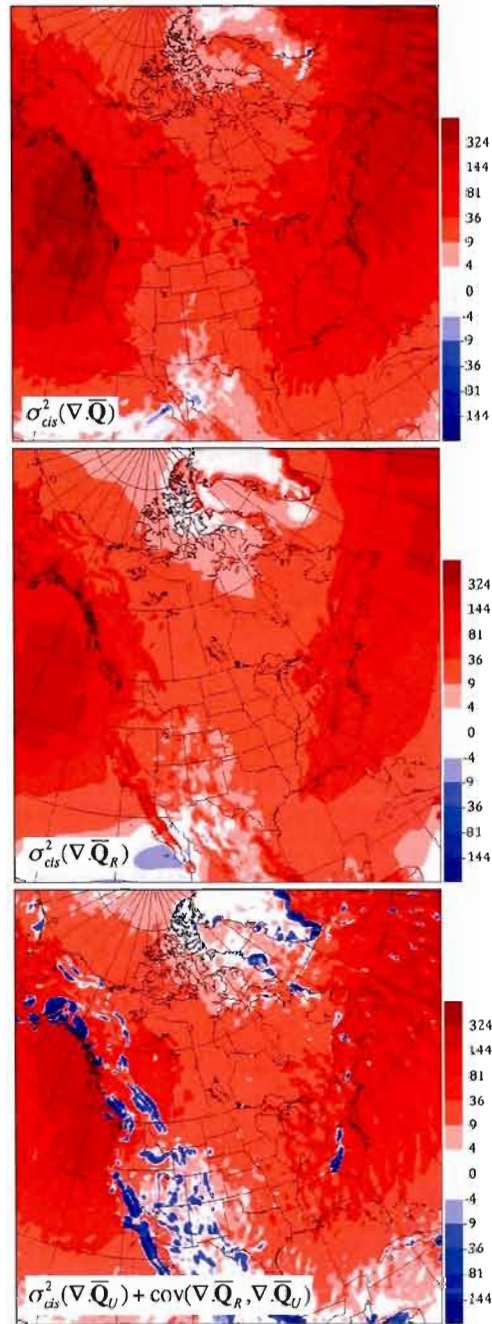


Figure 12 Part II.





**Figure 13** Changes in the climatological intraseasonal variance of the total vertically integrated atmospheric water flux divergence (top row), its CGCM3-resolved contribution (middle row), and its CGCM3-unresolved contribution plus covariance (bottom row), calculated on pressure levels from the CRCM simulation for the winter season from December 2040 to February 2070. Units are in  $\text{mm}^2/\text{day}^2$ .

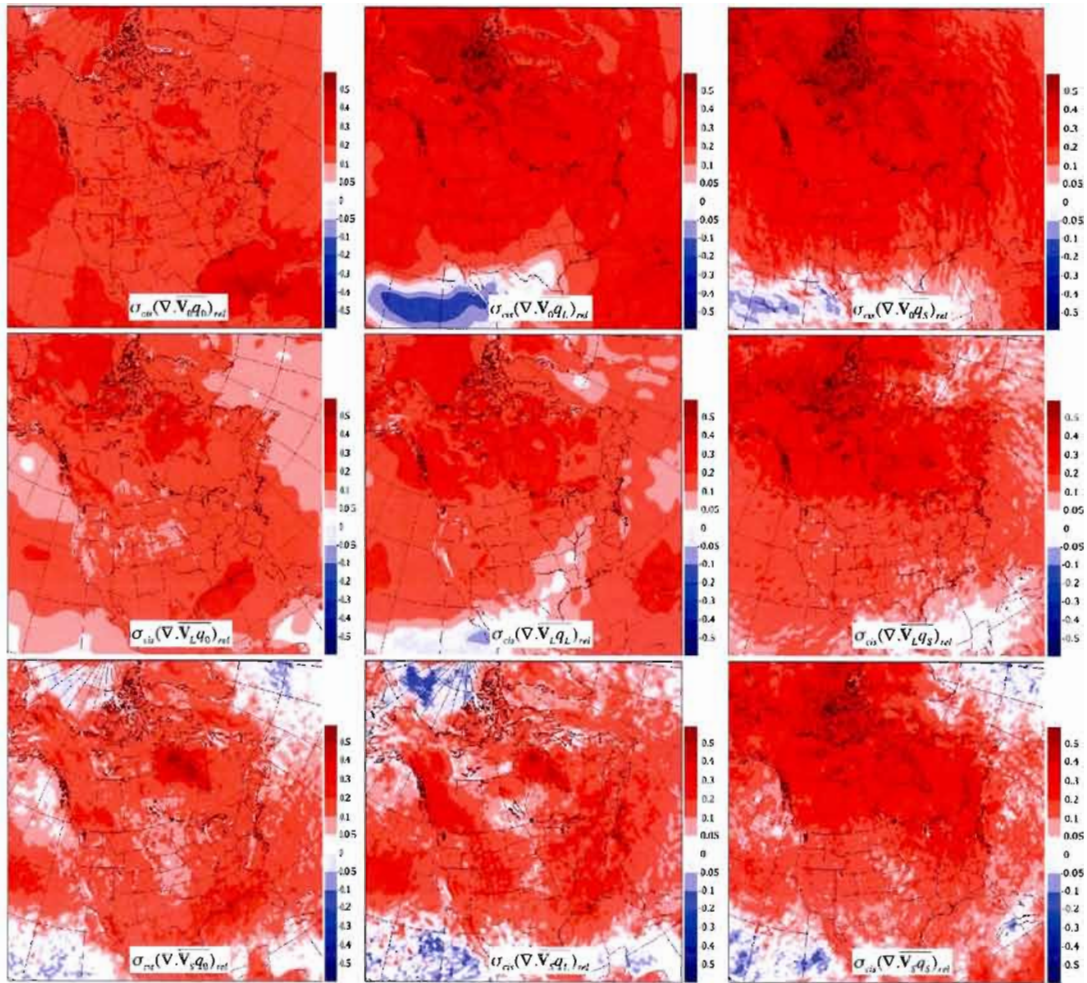
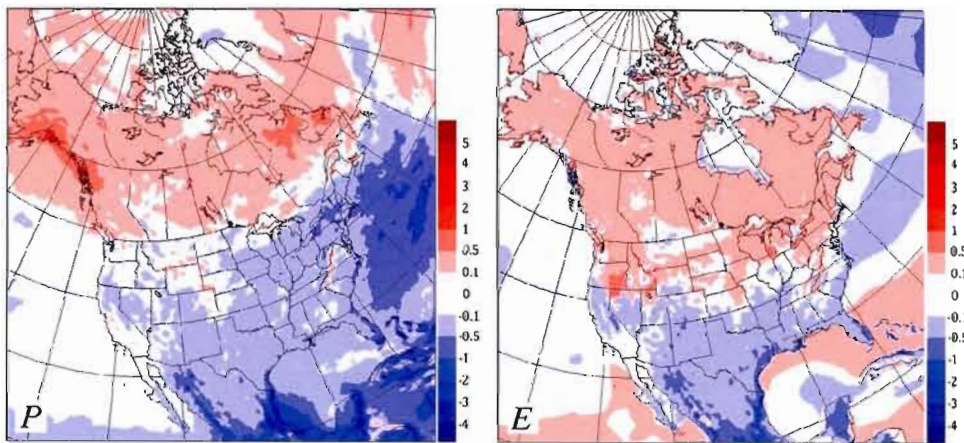


Figure 14 Relative changes in the climatological intraseasonal standard deviation of the nine interaction terms entering the vertically integrated atmospheric water flux divergence, calculated on pressure levels from the CRCM simulation for the winter season from December 2040 to February 2070.





**Figure 15 Part I** Same as 10 but for the summer season from June 2041 to August 2070.

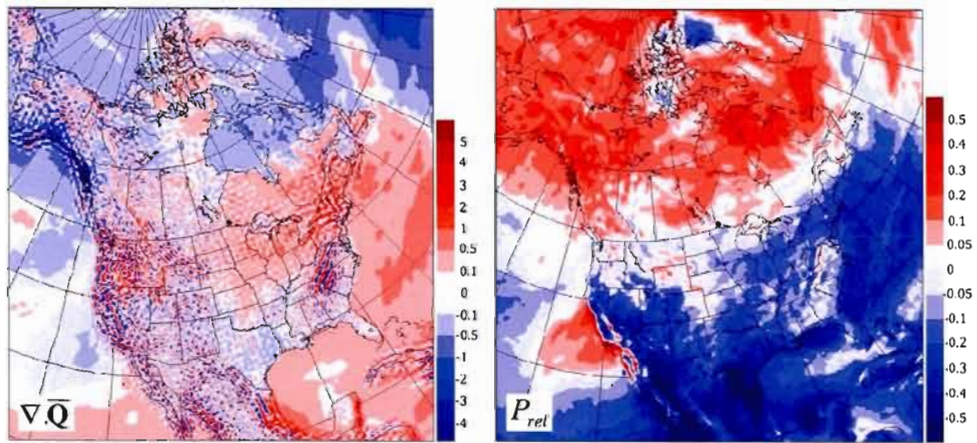


Figure 15 Part II.

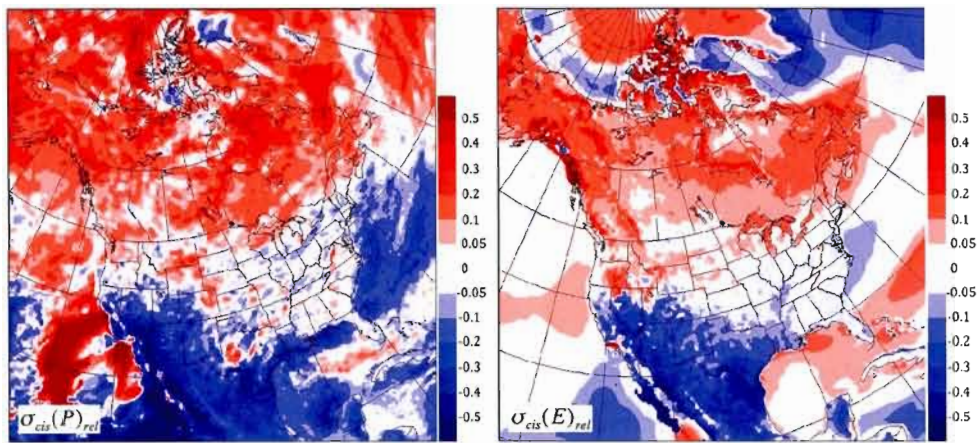


Figure 16 Part I Same as 11 but for the summer season from June 2041 to August 2070.

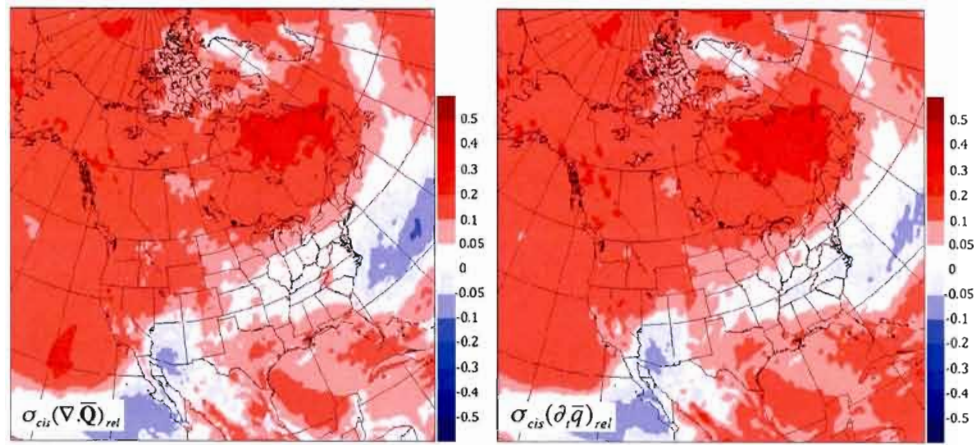


Figure 16 Part II.



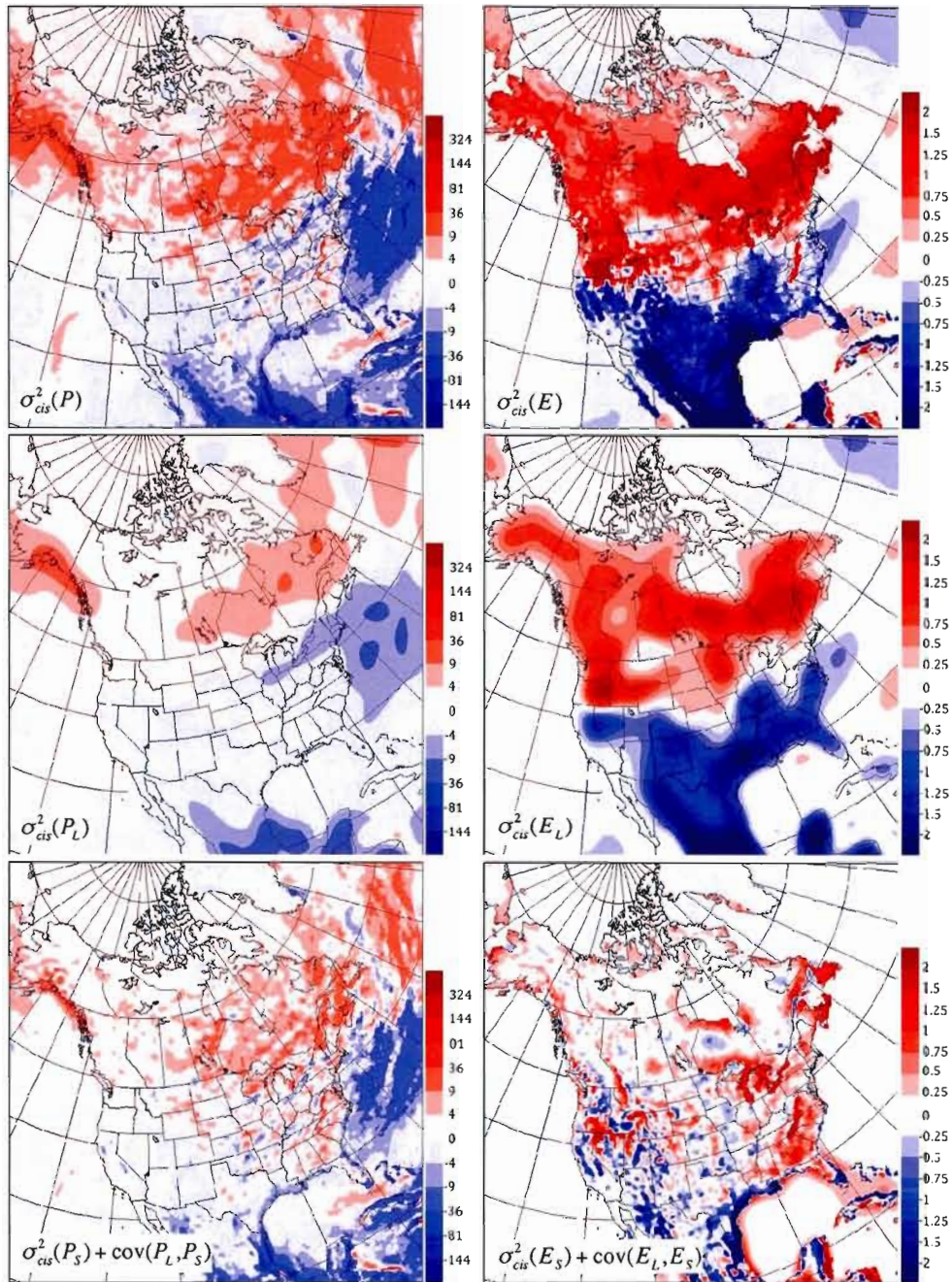


Figure 17 Part I Same as 12 but for the summer season from June 2041 to August 2070.

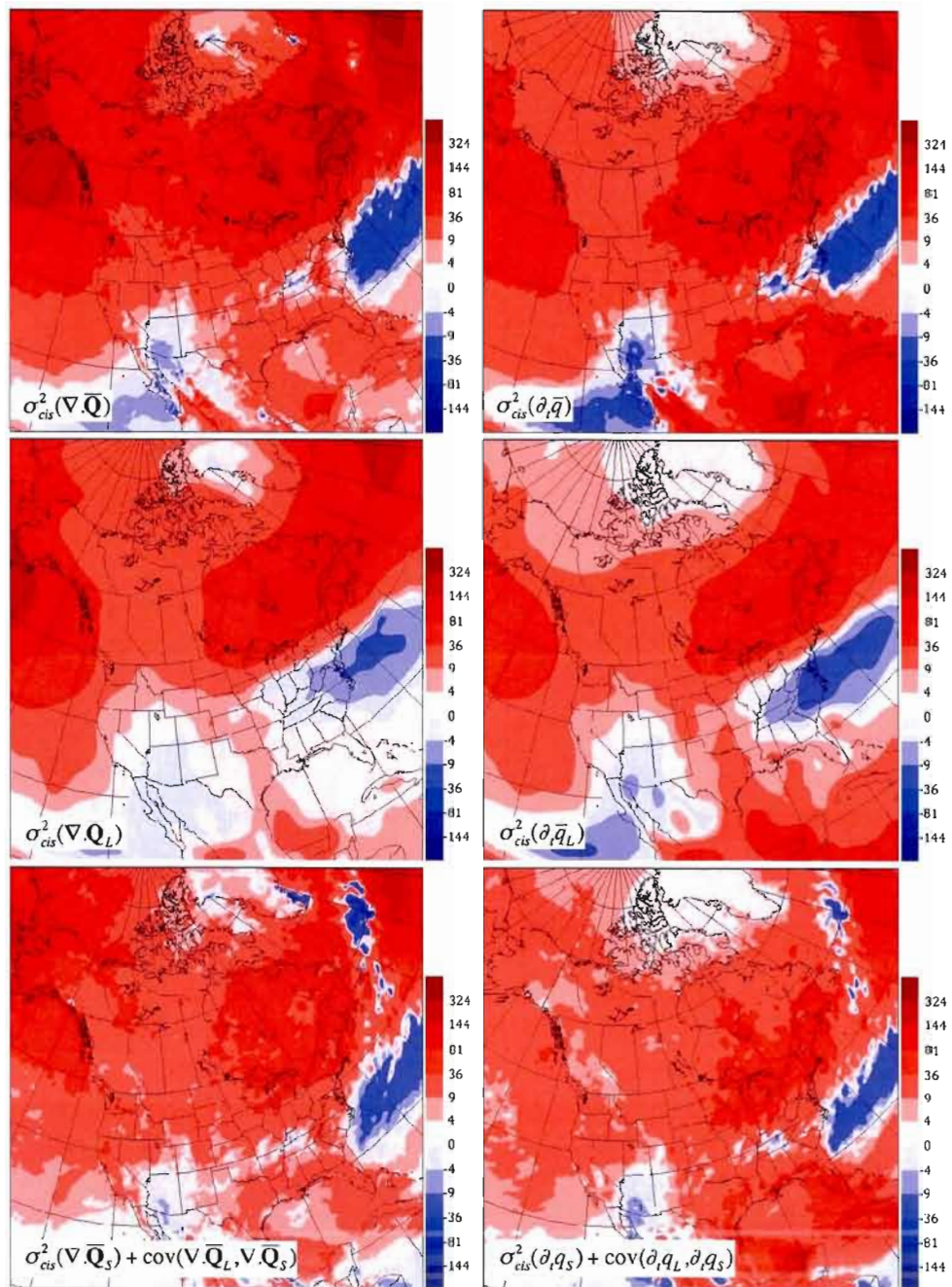


Figure 17 Part II.



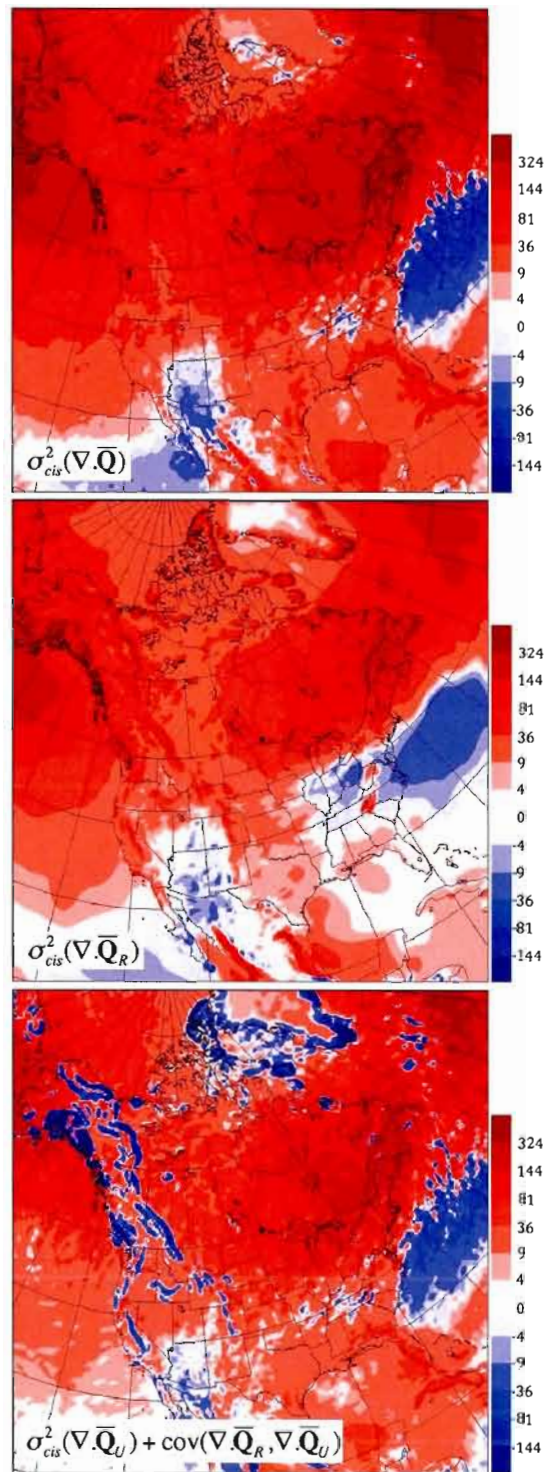


Figure 18 Same as 13 but for the summer season from June 2041 to August 2070.

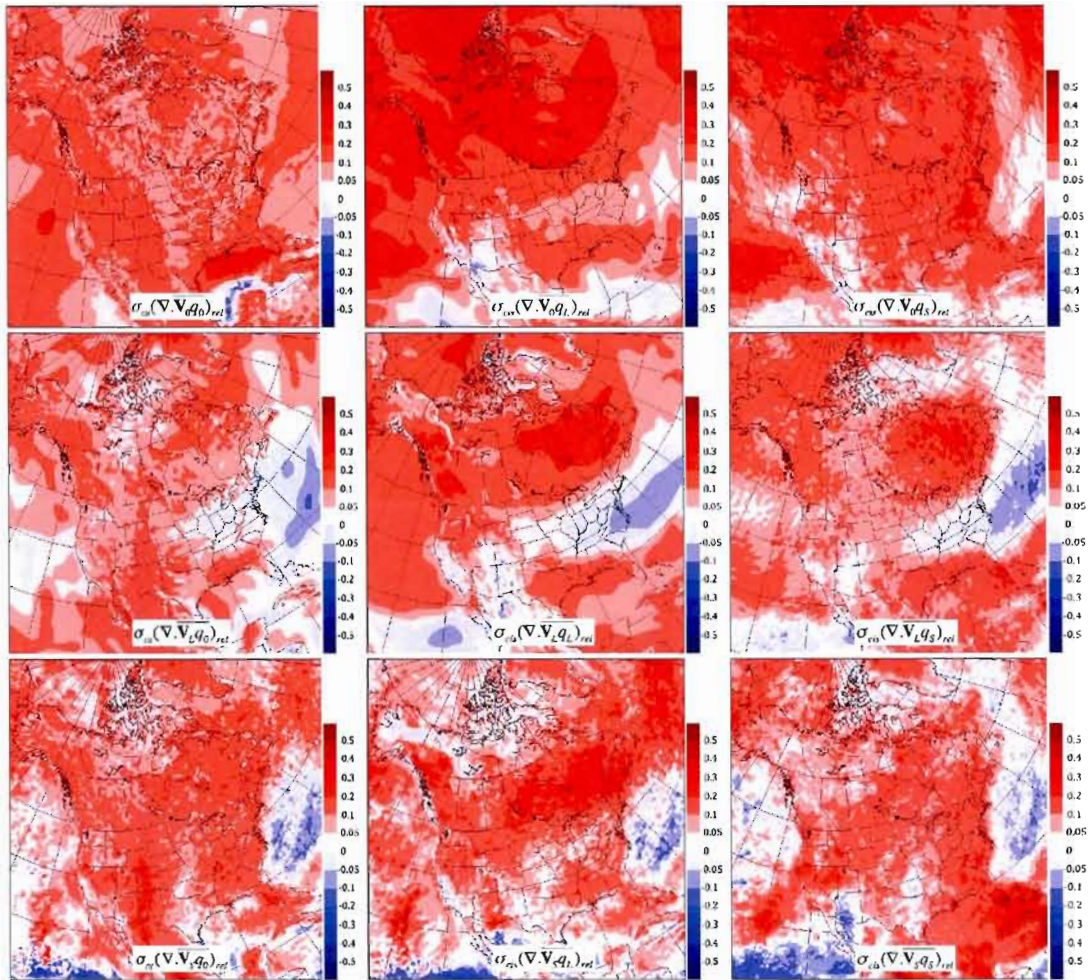


Figure 19 Same as 14 but for the summer season from June 2041 to August 2070.



## CONCLUSION

Ce travail a consisté en l'étude du bilan d'eau atmosphérique actuel tel que simulé par le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) au-dessus de l'Amérique du nord, et en celle de son évolution potentielle pour un climat futur plus chaud, en s'intéressant à la contribution de différentes échelles spatiales. Les objectifs étaient : 1) d'approfondir la connaissance du bilan d'eau atmosphérique du climat actuel, en explorant la contribution de plusieurs échelles, 2) de documenter l'évolution du bilan d'eau atmosphérique pouvant accompagner un climat plus chaud, et 3) d'évaluer la valeur ajoutée des petites échelles par rapport aux grandes échelles au sein du MRCC.

Pour ce faire, deux simulations de climat de 30 ans ont été utilisées. Elles ont été réalisées avec le MRCC piloté par le Modèle Climatique Canadien Global (MCCG3). L'une d'entre elles représentait le climat actuel, et l'autre un climat futur selon le scénario A2 du Rapport Spécial sur les Scénarios d'Émissions (SRES, Nakicenovic et Swart, 2000). Ce scénario suppose une croissance maintenue de l'utilisation des énergies fossiles et des émissions de carbone dans l'atmosphère et donc un réchauffement important de l'atmosphère.

Afin d'isoler la contribution de différentes échelles spatiales dans la climatologie des variables du bilan d'eau atmosphérique, la méthode de décomposition d'échelle développée par Bielli et Laprise (2006) a été appliquée. Chaque variable du bilan d'eau a été décomposée en trois échelles spatiales : une très grande échelle résolue par le modèle pilote MCCG3 et imposée au MRCC par le pilotage, une grande échelle résolue à la fois par le MRCC et le modèle pilote, et une petite échelle résolue exclusivement par le MRCC. Profitant du fait que la divergence du flux d'humidité est quadratique, ce terme a également été décomposé en neuf termes d'interactions croisées, impliquant chacun une des trois échelles de vent et d'humidité. Ces neuf termes ont parfois été regroupés en

deux termes appelés “CGCM3-resolved term” et “CGCM3-unresolved term”. Le terme “CGCM3-resolved” n’impliquait que les grandes et très grandes échelles de vent et d’humidité, qui sont présentes dans le MCCG3 pilote comme dans le MRCC. Tandis que le terme “CGCM3-unresolved” regroupait les interactions impliquant au moins une petite échelle de vent ou d’humidité non résolue par le MCCG3. Cette décomposition en termes d’interactions d’échelles constitue un diagnostic plus poussé que la décomposition du champ total de la divergence du flux d’humidité : elle est supposée fournir une information plus pertinente sur la contribution de chaque échelle.

La climatologie des variables du bilan d’eau atmosphérique décomposé a finalement été étudiée pour les saisons d’hiver et d’été au moyen de statistiques saisonnières classiques : moyenne saisonnière climatologique et écart-type saisonnier climatologique, lui-même décomposé en composantes intrasaisonnière et interannuelle.

Certaines caractéristiques propres au bilan d’eau atmosphérique et indépendantes de la saison ont été mises en évidence. Ainsi un équilibre moyen existe entre les champs de précipitation, d’évapotranspiration et de divergence du flux d’humidité, alors que la moyenne saisonnière du stockage d’humidité est de deux ordres de grandeur inférieure. D’autre part, la variabilité saisonnière climatologique est essentiellement due à la variabilité intrasaisonnière, tandis que la variabilité interannuelle est beaucoup plus faible. La variabilité intrasaisonnière domine au-dessus des océans, où elle suit le rail des dépressions des moyennes latitudes. Contrairement à la moyenne, elle est maximale pour la divergence et le stockage d’humidité, aux patrons très similaires. Pour ces variables, elle est bien plus forte que la moyenne. Elle est plus faible pour la précipitation, quoique toujours supérieure à sa moyenne, tandis que l’évapotranspiration montre une variabilité intrasaisonnière de loin inférieure à celle des autres variables. Il a également été remarqué que précipitation et évapotranspiration présentent chacune un patron de variabilité temporelle très semblable à celui de leur moyenne respective. Ceci découle directement du fait que ces deux champs sont définis positifs.

Caractérisées par des phénomènes météorologiques différents, les saisons d’hiver et d’été présentent cependant des climatologies du bilan d’eau atmosphérique bien dis-

tinctes. Ainsi l'hiver connaît des systèmes synoptiques forts, qui traversent les océans et s'affaiblissent au survol de l'Amérique du nord en donnant des précipitations plutôt stratiformes. Ceci se traduit par des champs de précipitation et d'évapotranspiration localisés essentiellement sur les océans. La convergence d'humidité couvre le nord des océans et les régions côtières. La variabilité temporelle est aussi maximale sur les océans, où circulent les dépressions. En été en revanche, les systèmes synoptiques sont moins intenses et repoussés vers le nord par les anticyclones tropicaux. La convection se développe sur les continents et les océans tropicaux. Ainsi précipitation et évapotranspiration sont plus faibles sur les océans qu'en hiver mais développées sur le continent. La convergence d'humidité est repoussée plus au nord, tout comme les maximums océaniques de variabilité temporelle des champs. La variabilité est aussi beaucoup plus forte sur les continents qu'en hiver, où elle est comparable aux maximums océaniques.

La décomposition d'échelle a montré que la moyenne saisonnière des variables du bilan d'eau est attribuable essentiellement aux grandes échelles, alors que les petites échelles restent confinées le long du relief ou des côtes. Il est apparu en revanche que les petites échelles contribuent de façon importante à la variabilité temporelle des variables du bilan d'eau. Cette contribution est plus forte en été qu'en hiver, en particulier dans les régions touchées par une forte convection. L'évapotranspiration fait exception : pour cette variable, la contribution des petites échelles au champ de variabilité est aussi réduite que leur contribution à la moyenne saisonnière.

Il est important de remarquer que les petites échelles mises en évidence par les champs de moyenne ne sont pas les mêmes que celles mises en évidence par les champs de variabilité. Les champs de moyenne ne peuvent montrer que les petites échelles stationnaires, liées à des forçages stationnaires tels que ceux de surface (relief, contraste terre-mer, etc.). Les champs de variabilité révèlent au contraire la présence de toutes les petites échelles transitoires. Celles-ci s'annulent en moyenne et demeurent ainsi invisibles aux champs moyennés temporellement. Elles résultent pour leur part de phénomènes non stationnaires tels que les systèmes synoptiques ou les systèmes convectifs en été. L'étendue et l'amplitude des champs de variabilité de petite échelle ont souligné l'im-

portance de la contribution de ces petites échelles transitoires au fonctionnement du climat. Les résultats de cette étude suggèrent donc que les petites échelles du bilan d'eau atmosphérique prennent part à la manifestation de la variabilité climatique bien plus qu'à celle du climat moyen. Or, contrairement aux conditions climatiques moyennes, auxquelles nous nous sommes adaptés, les événements climatiques extrêmes sont ceux susceptibles de causer des dégâts dans nos sociétés. La bonne représentation des petites échelles apparaît donc d'autant plus importante que celles-ci se rattachent aux manifestations dangereuses du climat.

Ayant été décomposée de deux façons différentes, la divergence du flux d'humidité a reçu une attention particulière dans cette étude. Il a en particulier été intéressant de noter que, dans certaines régions, les grandes échelles de la divergence du flux d'humidité présentaient davantage de variabilité temporelle que les petites échelles, mais que cette variabilité apparaissait en majorité due aux termes d'interaction impliquant des petites échelles (regroupés au sein du terme "CGCM3-unresolved"). Ainsi, alors que la simple décomposition de la divergence totale du flux d'humidité suggérait une contribution dominante des grandes échelles pour représenter ce champ, et donc une valeur ajoutée limitée des petites échelles, la décomposition en interactions de ce même champ indiquait plutôt une contribution dominante des petites échelles dans sa formation, et donc une valeur ajoutée importante de ces dernières. Ceci illustre l'intérêt de la décomposition en interactions d'échelles lorsqu'elle est possible, comme un pas en avant dans la recherche de la valeur ajoutée des petites échelles.

L'inspection détaillée des termes d'interaction pour la divergence du flux d'humidité a montré que seulement deux des neuf termes étaient responsables de la majorité de la variabilité temporelle de ce champ :  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LQ_L}}$  impliquant les grandes échelles de vent et d'humidité, qui est un terme résolu par le MRCC et son pilote, et  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}_{LQ_S}}$  impliquant la grande échelle de vent et la petite échelle d'humidité, qui ne peut être résolu que par le MRCC. Les autres termes présentaient des variabilités plus faibles. Pour la majorité des termes, la variabilité temporelle est apparue plus forte en été qu'en hiver. L'Océan Pacifique est la seule région où cela n'a pas été observé et où les petites échelles n'ont

jamais dominé les grandes. Des associations ont également été proposées pour relier les échelles de vent et d'humidité impliquées et les zones géographiques où la variabilité temporelle se manifeste. Ainsi, les termes impliquant les petites échelles de vent présenteraient plus de variabilité à proximité des reliefs alors que les termes impliquant les petites échelles d'humidité en présenteraient davantage au-dessus des océans.

Ces résultats ont été comparés à ceux obtenus par Bielli et Laprise (2007) dans leur étude du bilan d'eau atmosphérique sur l'Amérique du nord réalisée à partir d'une simulation de 25 ans du MRCC piloté par les réanalyses NCEP-NCAR. Un bon accord a été noté entre les climatologies hivernales du bilan d'eau atmosphérique dans les deux études, en particulier pour les champs de moyenne. Les climatologies estivales du bilan d'eau révélaient en revanche une activité hydrologique plus faible dans cette étude que dans celle Bielli et Laprise (2007), tant en terme de moyenne que de variabilité des champs. Ces différences observées en été ont été considérées comme positives, témoignant de la capacité du nouveau schéma de surface CLASS (Canadian Land Surface Scheme ; Verseghy 1991; Verseghy et al. 1993) à réduire la surestimation estivale de l'activité hydrologique dont souffrait le MRCC dans ses versions ultérieures. Par ailleurs, la contribution des échelles à la climatologie du bilan d'eau atmosphérique s'est révélée qualitativement très similaire à ce qu'avaient obtenu Bielli et Laprise (2007).

Cette étude s'est également intéressée à l'évolution projetée du bilan d'eau atmosphérique accompagnant un réchauffement du climat. Le bilan d'eau atmosphérique du climat futur tel que simulé par le MRCC reste très proche du bilan actuel en termes de patron et d'amplitude. La comparaison des deux simulations de climat a cependant permis de mettre en avant des tendances claires. D'après le MRCC, et comme l'ont montré bien d'autres modèles, le réchauffement du climat devrait être accompagné d'une intensification générale du cycle hydrologique sur l'Amérique du nord, tant en termes de moyenne que de variabilité temporelle des champs. Des deux intensifications, c'est certainement celle de la variabilité qui est la plus à craindre, puisqu'elle signifie que des événements extrêmes plus intenses que ceux que nous connaissons devraient se produire. L'intensification du cycle moyen apparaît moins dommageable. Il est de plus

apparu que les évolutions relatives de la moyenne et de la variabilité temporelle des variables du bilan d'eau devraient être comparables en amplitude. Sans grande surprise, aucun changement n'a semblé se produire en rupture avec la climatologie présente du bilan d'eau. Au contraire, les changements notés sont restés cohérents avec les patrons des champs dans le climat présent et gradués en amplitude selon l'intensité des signaux du climat présent. Il est apparu en outre que de petits changements pouvaient correspondre à d'importants changements relatifs dans les régions sèches et/ou froides, tels que le nord du Canada et l'Arctique. Il est intéressant de noter que, rapportée au climat présent, cette intensification relative du cycle hydrologique s'est aussi révélée plus forte en hiver qu'en été, pour la moyenne comme la variabilité temporelle et quelque soit la variable du bilan d'eau étudiée. Un net affaiblissement de la précipitation, de l'évapotranspiration, et de leurs variabilités temporelles a d'ailleurs été projeté par le modèle en été sur le sud du continent. Dans ce tableau d'intensification générale du cycle hydrologique, trois régions d'affaiblissement du cycle hydrologique et communes à plusieurs variables se sont dessinées, sur les océans essentiellement. Deux d'entre elles sont apparues en hiver comme en été : le sud-ouest du domaine d'étude et l'Océan Atlantique nord. En été une troisième région était concernée : il s'agit de l'ouest de l'Océan Atlantique, le long de la côte américaine.

Il est également apparu que la contribution des différentes échelles à l'évolution future du bilan d'eau atmosphérique devrait se faire de façon cohérente, tant en terme de patrons que d'amplitudes, avec leur contribution à sa climatologie actuelle. Les évolutions distinctes des grandes et petites échelles semblaient suggérer en été des systèmes synoptiques plus forts sur le nord du continent et des systèmes convectifs plus intenses dans le sud-est du domaine. Pour la divergence du flux d'humidité, les termes d'interaction d'échelles dénotaient tous une importante intensification relative de la variabilité. En hiver, celle-ci atteignait 50% pour tous les termes, mais les termes impliquant la très grande échelle du vent ou la petite échelle d'humidité témoignaient des plus grands changements relatifs. En été, tous les termes d'interactions affichaient des changements relatifs comparables en amplitude, mais plus faibles qu'en hiver.

La question de la valeur ajoutée des petites échelles du MRCC est restée présente tout au long de cette étude. En hiver comme en été dans le climat présent, le MRCC a semblé attribuer une grande valeur ajoutée aux petites échelles, pour les champs de variabilité temporelle essentiellement. Cette valeur ajoutée s'est retrouvée au moins aussi grande dans la projection climatique du modèle. Cependant l'importance que confère le MRCC à ces petites échelles ne permet pas de conclure directement à une valeur ajoutée certaine des petites échelles. En effet rien jusque là n'a permis d'établir la justesse de ces petites échelles vis-à-vis du climat réel. Malheureusement, la comparaison de ces petites échelles à des observations de haute résolution est rarement possible, car celles-ci sont rarement disponibles. Et il n'est par définition pas non plus possible de trouver de petite échelle semblable dans le MCG3 qui pilote le MRCC pour effectuer une comparaison. Aussi est-il préférable de considérer cette valeur ajoutée comme potentielle, tant que la pertinence de ces petites échelles ne peut être vérifiée. Néanmoins, la similitude des patrons des grandes et petites échelles inspire une certaine confiance en la justesse de ces petites échelles.

La méthodologie utilisée dans cette étude a été développée récemment dans les travaux de Bielli et Laprise (2006, 2007) et a encore été très peu mise en œuvre. Appliquée à un Modèle Régional de Climat (MRC), elle présente un double intérêt. Grâce à la séparation d'échelle, elle permet non seulement d'appréhender la valeur ajoutée du modèle, mais également de décortiquer davantage les processus représentés par le modèle. Alors que les MRC sont de plus en plus utilisés pour évaluer les impacts locaux du changement climatique, cette méthodologie présente ainsi un large potentiel et pourrait voir son usage se développer. Elle bénéficierait à être généralisée à d'autres bilans et variables tels que le bilan d'entropie ou le bilan d'énergie, afin d'avoir une vision plus générale de la contribution des petites échelles aux signaux climatiques. Si cette contribution est importante pour le bilan d'eau atmosphérique, elle pourrait par exemple se révéler plus faible pour des variables de grande échelle telles que les champs de pression de surface ou de géopotentiel (Feser, 2006).

Il faut tout de même remarquer que cette méthodologie pose encore un certain nombre de difficultés techniques. Elle génère en particulier un signal parasite de petite échelle qui se manifeste sous forme de bandes longeant les reliefs abrupts. Ces bandes parasites pourraient résulter de l'adaptation normale des grandes échelles aux champs réels au-dessus des reliefs abrupts, ou d'une troncature trop brusque dans la séparation d'échelle, qui serait responsable d'un effet de Gibbs associé à la transformée de Fourier. Elles se manifestent essentiellement pour les champs de moyenne et sont beaucoup moins visibles pour les champs de variabilité temporelle. Si une bonne confiance peut être accordée aux résultats obtenus au-dessus des océans, l'interprétation des champs près des reliefs doit donc encore rester prudente. D'autre part, deux traitements temporels différents ont été effectués selon les variables (moyenne ou échantillonnage temporels) et ont pu avoir des effets différents sur les petites échelles spatiales, souvent associées aux petites échelles temporelles, et sur les champs de variabilité. La comparaison de deux champs ayant été l'objet de traitements temporels différents est donc également restée prudente. Il serait bon à l'avenir d'homogénéiser les diagnostics des variables afin de réduire les sources d'incertitude dans les résultats. Enfin il ne faut pas oublier que cette approche repose sur une décomposition spectrale de champs sur un domaine à aire limitée, pour lequel toute approche spectrale reste imparfaite. Malgré ces difficultés les résultats obtenus par cette approche semblent toutefois positifs et encouragent à sa généralisation.



## RÉFÉRENCES

- Allen, M. R. et W. J. Ingram. 2002. « Constraints on the future changes in climate and the hydrological cycle », *Nature*, vol. 419, p. 224–232.
- Arakawa, A. et V. R. Lamb. 1977. « Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model », *Methods in Computational Physics*, vol. 17, p. 173–265.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, et E. Richard. 2001. « A mass-flux convection scheme for regional and global models », *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 127, p. 869–886.
- Bergeron, G., R. Laprise, et D. Caya. 1994. Formulation of the mesoscale compressible community (MC2) model. Rapport interne du Centre Coopératif pour la Recherche en Mésométéorologie. 165 p.
- Bielli, S. et R. Laprise. 2006. « A methodology for the regional-scale-decomposed atmospheric water budget : application to a simulation of the Canadian Regional Climate Model nested by NCEP-NCAR reanalyses over North America », *Monthly Weather Review*, vol. 134, p. 854–873.
- . 2007. « Time mean and variability of the scale-decomposed atmospheric water budget in a 25-year simulation of the Canadian Regional Climate Model over North America », *Climate Dynamics*, vol. 29, p. 763–777.
- Boer, G. J. 1982. « Diagnostic equations in isobaric coordinates », *Monthly Weather Review*, vol. 110, p. 1801–1820.
- . 1994. « Mean and transient spectral energy and enstrophy budgets », *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 51, p. 1765–1779.
- Boer, G. J. et T. G. Shepherd. 1983. « Large-scale two-dimensional turbulence in the atmosphere », *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 40, p. 164–184.
- Boyd, J. P. 2005. « Limited-area Fourier spectral models and data analysis schemes : windows, Fourier extension, Davies relaxation, and all that », *Monthly Weather Review*, vol. 133, p. 2030–2042.
- Casati, B. et L. J. Wilson. 2007. « A new spatial-scale decomposition of the Brier score : application to the verification of lightning probability forecasts », *Monthly Weather Review*, vol. 135, p. 3052–3069.
- Caya, D. et R. Laprise. 1999. « A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model : the Canadian RCM », *Monthly Weather Review*, vol. 127, p. 341–362.
- Christensen, J. H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez,

- J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, et P. Whetton. 2007. Regional climate projections. In : *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Davies, H. C. 1976. « A lateral boundary formulation for multi-level prediction models », *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 102, p. 405–418.
- Denis, B., J. Côté, et R. Laprise. 2002a. « Spectral decomposition of two-dimensional atmospheric fields on limited-area domains using the Discrete Cosine Transform (DCT) », *Monthly Weather Review*, vol. 130, p. 1812–1829.
- Denis, B., R. Laprise, D. Caya, et J. Côté. 2002b. « Downscaling ability of one-way nested regional climate models : the Big-Brother Experiment », *Climate Dynamics*, vol. 18, p. 627–646.
- Diaconescu, E. P., R. Laprise, et L. Sushama. 2007. « The impact of lateral boundary data errors on the simulated climate of a nested regional climate model », *Climate Dynamics*, vol. 28, p. 333–350.
- Errico, R. M. 1985. « Spectra computed from a limited area grid », *Monthly Weather Review*, vol. 113, p. 1554–1562.
- Feser, F. 2006. « Enhanced detectability of added value in limited-area model results separated into different spatial scales », *Monthly Weather Review*, vol. 134, p. 2180–2190.
- Feser, F. et H. von Storch. 2005. « A spatial two-dimensional discrete filter for limited-area-model evaluation purposes », *Monthly Weather Review*, vol. 133, p. 1774–1786.
- Flato, G. M., G. J. Boer, W. G. Lee, N. A. McFarlane, D. Ramsden, M. C. Reader, et A. J. Weaver. 2000. « The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis global coupled model and its climate », *Climate Dynamics*, vol. 16, p. 451–467.
- Gal-Chen, T. et R. C. J. Somerville. 1975. « On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations », *Journal of Computational Physics*, vol. 17, p. 209–228.
- Giorgi, F. et M. R. Marinucci. 1996. « A investigation of the sensitivity of simulated precipitation to model resolution and its implications for climate studies », *Monthly Weather Review*, vol. 124, p. 148–166.
- Held, I. M. et B. J. Soden. 2000. « Water vapor feedback and global warming », *Annu. Rev. Energy Environ*, vol. 25, p. 441–475.
- Huntington, T. G. 2006. « Evidence for intensification of the global water cycle : review and synthesis », *Journal of Hydrology*, vol. 319, p. 83–95.
- Iorio, J. P., P. B. Duffy, B. Govindasamy, S. L. Thompson, M. Khairoutdinov, et D. Randall. 2004. « Effects of model resolution and subgrid-scale physics on the simu-

- lation of precipitation in the continental United States », *Climate Dynamics*, vol. 23, p. 243–258.
- Kain, J. S. et J. M. Fritsch. 1990. « A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. », *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 47, p. 2784–2802.
- Laprise, R. 1992. « The resolution of global spectral models », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 73, p. 1453–1454.
- . 2003. « Resolved scales and nonlinear interactions in limited-area models », *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 60, p. 768–779.
- . 2008. « Regional climate modelling », *Journal of Computational Physics*, vol. 227, p. 3641–3666.
- Laprise, R., D. Caya, G. Bergeron, et M. Giguère. 1997. « The formulation of André Robert MC2 (Mesoscale Compressible Community) model », *Atmosphere-Ocean*, vol. 35, p. 195–220.
- Laprise, R. et C. Girard. 1990. « A spectral general circulation model using a piecewise-constant finite-element representation on a hybrid vertical coordinate system », *Journal of Climate*, vol. 3, p. 32–52.
- Lawford, R. G., J. Roads, D. P. Lettenmaier, et P. Arkin. 2007. « GEWEX contributions to large-scale hydrometeorology », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 8, p. 629–641.
- Lawford, R. G., R. Stewart, J. Roads, H.-J. Isemer, M. Manton, J. Marengo, T. Yasunari, S. Benedict, T. Koike, et S. Williams. 2004. « Advancing global- and continental-scale hydrometeorology : contributions of GEWEX hydrometeorology panel », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 85, p. 1917–1930.
- Leduc, M. et R. Laprise. 2009. « Regional climate model sensitivity to domain size », *Climate Dynamics*, vol. 32, p. 833–854.
- McFarlane, N. A., J. F. Scinocca, M. Lazare, R. Harvey, D. Verseghy, et J. Li. 2005. The CCCma third generation atmospheric general circulation model. Rapport interne du Centre Canadien de la Modélisation et de l'Analyse Climatique. 25 p.
- Music, B. et D. Caya. 2007. « Evaluation of the hydrological cycle over the Mississippi River basin as simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM) », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 8, p. 969–988.
- . 2009. « Investigation of the sensitivity of water cycle components simulated by the Canadian Regional Climate Model to the land surface parameterization, the lateral boundary data, and the internal variability », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 10, p. 3–21.
- Nakicenovic, N. et R. Swart. 2000. Special Report on Emissions Scenarios. Cambridge, UK : Cambridge University Press. 612 p.

- Paquin, D. et D. Caya. 2000. New convection scheme in the Canadian Regional Climate Model. Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Report No. 30, 7.14-7.15.
- Peixoto, J. P. et A. H. Oort. 1992. *Physics of climate*. New York : American Institute of Physics (AIP).
- Riette, S. et D. Caya. 2002. Sensitivity of short simulations to the various parameters in the new CRCM spectral nudging. Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Report No. 32, 7.39-7.40.
- Scinocca, J. F. et N. A. McFarlane. 2004. « The variability of modeled tropical precipitation. », *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 61, p. 1993–2015.
- Seth, A. et F. Giorgi. 1998. « The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model », *Journal of Climate*, vol. 11, p. 2698–2712.
- Stephens, G. L. 1978. « Radiation profiles in extended water clouds. I : theory », *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 35, p. 2111–2122.
- Stephens, G. L. et P. J. Webster. 1981. « Clouds and climate : sensitivity of simple systems », *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 38, p. 235–247.
- Trenberth, K. E. 1998. « Atmospheric moisture residence times and cycling : implications for rainfall rates with climate change », *Climatic Change*, vol. 39, p. 667–694.
- . 1999a. « Atmospheric moisture recycling : role of advection and local evaporation », *Journal of Climate*, vol. 12, p. 1368–1381.
- . 1999b. « Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change », *Climatic Change*, vol. 42, p. 327–339.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, et D. B. Parsons. 2003. « The changing character of precipitation », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 84, p. 1205–1217.
- Trenberth, K. E., P. D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden, et P. Zhai. 2007a. Observations : surface and atmospheric climate change. In : *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Trenberth, K. E., L. Smith, T. Qian, A. Dai, et J. Fasullo. 2007b. « Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 8, p. 758–769.
- Turner, S. 1994. « Analyse spectrale des données du modèle régional de l'UQAM ». M.s. thesis, Sciences de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal. 113 p.

- Van Tuyl, A. H. et R. M. Errico. 1989. « Scale interaction and predictability in a mesoscale model », *Monthly Weather Review*, vol. 117, p. 495–517.
- Verseghy, D. L. 1991. « CLASS - A Canadian land surface scheme for GCMs, I. Soil model », *International Journal of Climatology*, vol. 11, p. 111–113.
- Verseghy, D. L., N. A. McFarlane, et M. Lazare. 1993. « CLASS - A Canadian land surface scheme for GCMs, II. Vegetation model and coupled runs », *International Journal of Climatology*, vol. 13, p. 347–370.
- Webster, P. J. 1994. « The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions », *Reviews of Geophysics*, vol. 32, p. 427–476.
- World Water Assessment Programme. 2009. The United Nations World Water Development Report 3 : water in a changing world. Paris : UNESCO, and London : Earthscan.
- Yakimiw, E. et A. Robert. 1990. « Validation experiments for a nested grid-point regional forecast model », *Atmosphere-Ocean*, vol. 28, p. 466–472.