

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CHANGEMENTS APPRÉHENDÉS DES CARACTÉRISTIQUES DE L'HUMIDITÉ
DU SOL SUR L'AMÉRIQUE DU NORD

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

JEAN-PHILIPPE MORIN

SEPTEMBRE 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

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

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de recherche Prof. Laxmi Sushama pour son encadrement, sa disponibilité et sa patience. Je veux aussi souligner l'aide précieuse de Jean-Philippe Paquin surtout au début pour me familiariser avec les différents outils disponibles au niveau de la programmation. Je souhaite souligner le support financier du Centre ESCER durant la période de mon projet. Je remercie mes parents et amis pour le support moral et une partie de la correction. Je tiens à remercier Éva Monteiro pour le temps consacré à la lecture attentive de ce document. Finalement, je souhaite signaler l'aide de mes collègues étudiants qui m'ont permis de mener à terme ce document.

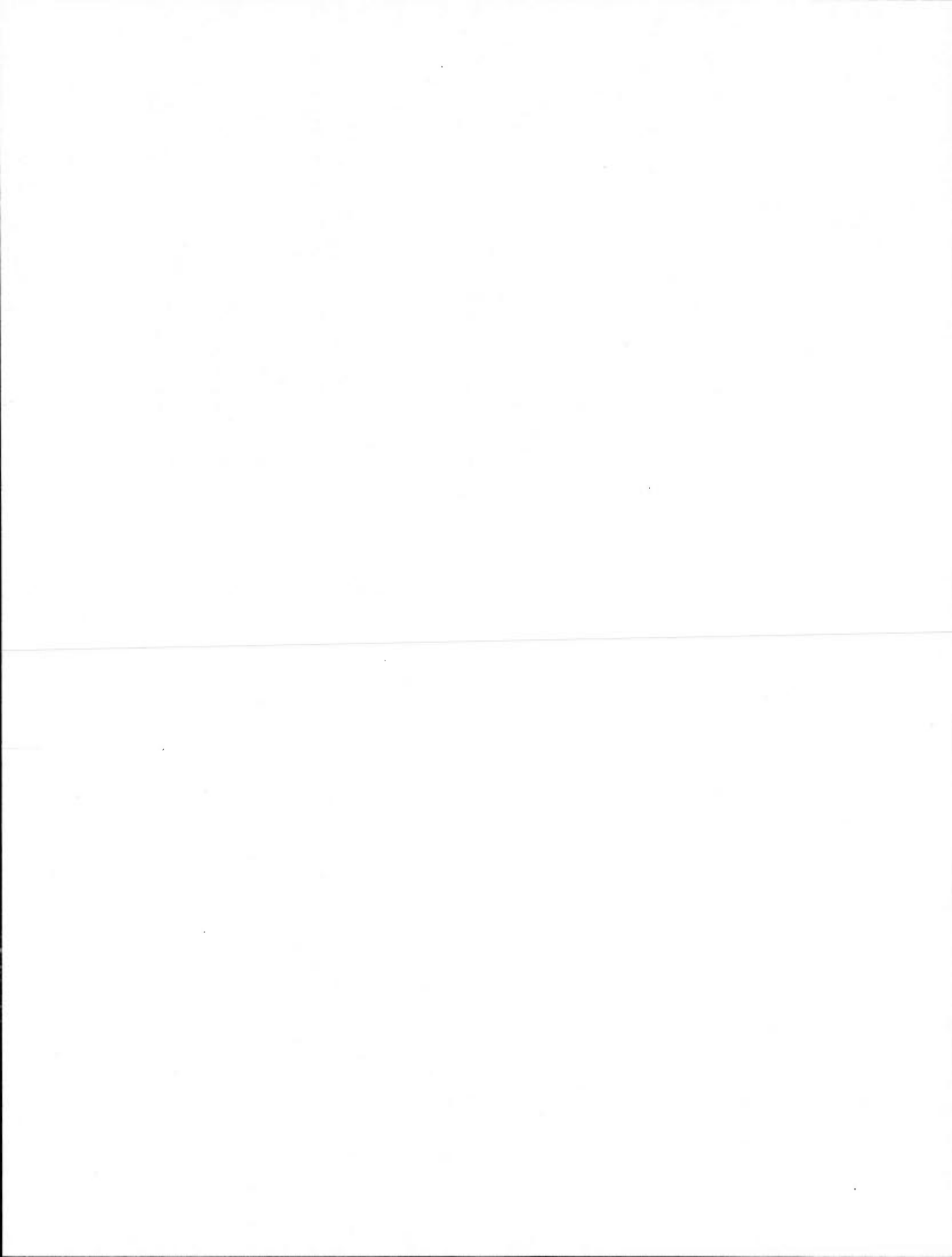


TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES ACRONYMES	xvii
LISTE DES SYMBOLES	xix
RÉSUMÉ.....	xxi
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I	
REVUE DE LITTÉRATURE	5
1.1 L'humidité du sol.....	5
1.1.1 Cycle de l'eau.....	5
1.1.2 Définitions et mesures.....	6
1.1.3 La modélisation.....	8
1.2 Changement de l'humidité du sol	9
1.2.1 Changement annuel.....	10
1.2.2 Changement saisonnier	11
1.3 Couplage sol-atmosphère.....	15
1.3.1 Définition	15
1.3.2 Régions concernées.....	17
1.3.3 Corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation	19
1.3.4 Variabilité de l'évaporation et de la température	21
1.3.5 États préférentiels de l'humidité du sol.....	24
CHAPITRE II	
DONNÉES, MODÈLE ET MÉTHODOLOGIE.....	27

2.1	Provenance des données	27
2.1.1	Description du modèle	27
2.1.2	Description du schéma de surface.....	28
2.1.3	Données utilisées.....	32
2.2	Observations	33
2.2.1	Estimer par les modèles	33
2.2.2	Mesurer par télédétection	33
2.2.3	Mesurer sur le terrain	34
2.3	Méthodes utilisées	35
2.3.1	Évaluation du modèle.....	35
2.3.1.1	Comparaison quantitative	36
2.3.1.2	Comparaison qualitative	36
2.3.2	Changements appréhendés	38
2.3.2.1	Grille AMNO.....	38
2.3.2.2	Bassins versants	40
2.3.3	Couplage Sol-Atmosphère	42
2.3.3.1	Corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation	42
2.3.3.2	Variabilité de l'évaporation et de la température	43
2.3.3.3	Distribution de l'humidité du sol.....	45
CHAPITRE III		
ANALYSE DES RÉSULTATS		
3.1	Évaluation du modèle	47
3.1.1	Comparaison quantitative	47
3.1.2	Comparaison qualitative	50
3.1.3	Synthèse	54
3.2	Changements appréhendés.....	54

3.2.1	Grille AMNO	54
3.2.1.1	Changement durant l'hiver (DJF).....	55
3.2.1.2	Changement durant l'été (JJA).....	59
3.2.1.3	Changement annuel	63
3.2.1.4	Synthèse.....	68
3.2.2	Bassins versants	69
3.2.2.1	Bassin du fleuve Yukon.....	69
3.2.2.2	Bassin du fleuve Mackenzie.....	70
3.2.2.3	Bassin du fleuve Churchill	72
3.2.2.4	Bassin du fleuve Nelson	73
3.2.2.5	Bassin du fleuve Mississippi	75
3.2.2.6	Synthèse.....	76
3.3	Couplage Sol-atmosphère	77
3.3.1	Corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation	77
3.3.2	Variabilité de l'évaporation et de la température	79
3.3.3	Distribution de l'humidité de sol	81
3.3.4	Synthèse	84
	CONCLUSION.....	87
	ANNEXE A	
	ANOMALIE DE L'HUMIDITÉ DU SOL	91
	ANNEXE B	
	CHANGEMENTS DANS LE CYCLE DE L'EAU	93
	ANNEXE C	
	CORRÉLATION ENTRE L'HUMIDITÉ DU SOL ET L'ÉVAPORATION.....	95
	BIBLIOGRAPHIE.....	99

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1	Facteurs qui influencent la variation temporelle du stockage de l'eau au niveau du sol (dS/dt) : la précipitation (P), l'évaporation (E), le ruissellement de surface (R_s) et le drainage de fond (R_g) (Seneviratne et al. 2010)..... 6
1.2	Termes importants pour décrire l'état de l'humidité du sol (adaptée de Seneviratne et al. 2010)..... 8
1.3	Changement relatif annuel de la moyenne de plusieurs modèles de l'humidité du sol entre la période 1980-1999 et la période future 2080-2099 selon le scénario SRES A1B. Les points représentent les régions où au moins 80% des modèles sont d'accord sur le signe du changement (IPCC 2007)..... 11
1.4	Changement de l'humidité du sol pour l'hiver boréal (DJF) (en haut) et l'indice de cohérence (I_c) en pourcentage (%) pour l'ensemble des modèles (en bas) (Wang 2005)..... 13
1.5	Changement de l'humidité du sol pour l'été boréal (JJA) (en haut) et l'indice de cohérence (I_c) en pourcentage (%) pour l'ensemble des modèles (en bas) (Wang 2005)..... 14
1.6	Schéma idéalisé du couplage sol-atmosphère. La précipitation (P), l'évaporation (E) et l'humidité du sol près de la surface (W1) et au niveau des racines (W2) (adaptée de Dirmeyer 2006) 16
1.7	Force du couplage sol-atmosphère indiquée par la différence des paramètres de cohérence ($\Delta\Omega$) entre une simulation où la quantité d'eau dans le sol est forcée (Ω_F) et une où elle évolue librement (Ω_L) pendant l'été boréal (JJA). Ce paramètre décrit l'impact de l'humidité du sol sur la précipitation, moyenné sur les 12 modèles de circulation générale participants de GLACE (adaptée de Seneviratne et al. 2010)..... 18
1.8	Corrélation journalière significative entre l'humidité du sol et l'évaporation pour les différentes saisons de l'année : le printemps (MAM) (en haut à gauche), l'automne (SON) (en haut à droite), l'été (JJA) (en bas à gauche) et l'hiver (DJF) (en bas à droite) (adaptée de Dirmeyer et al. 2009) 20

1.9	Cycle annuel hypothétique de l'humidité du sol pour une période de contrôle (CTL) et une période future (FUT) (à gauche). Relation entre le contenu en eau dans le sol et la fraction d'évaporation ($\Delta E/R_n$) qui représente la chaleur latente (ΔE) divisée par la radiation nette (R_n) (à droite) (adaptée de Seneviratne et al. 2010).....	22
1.10	Changement de l'écart type de l'évaporation en millimètres par jour (mm/j) (en haut) et de la température à 2 mètres en Kelvin (K) (en bas) entre la période de contrôle (1970-1989) et une période future envisagée selon le scénario SRES A2 (2080-2099) durant l'été (JJA) (adaptée de Seneviratne et al. 2010).....	23
1.11	Distribution temporelle $p(s)$ du degré de saturation (s) pour les premiers 50 cm du mois de mai à septembre pour la période 1980-2002 selon la moyenne spatiale des observations du réseau de mesures en Illinois (D'Odorico et al. 2004).....	24
1.12	Degré de saturation de l'humidité dans le sol (s) pour les premiers 50 cm durant les mois de mai à septembre de 1980-2002 comparé à la fréquence de tempêtes par jour (λ) pour la ville de Peoria en Illinois (D'Odorico et al. 2004)	25
2.1	Grille AMNO (Amérique du Nord) qui représente le domaine où le modèle MRCC est roulé (champ de la topographie).....	28
2.2	Représentation du cycle de l'eau dans CLASS 2.7 (adaptée de Versegny et al. 1991, 1993).....	29
2.3	Pourcentage d'argile (à gauche) et de sable (à droite) pour la première couche (0-10 cm) pour les données utilisées	30
2.4	Pourcentage d'argile (à gauche) et de sable (à droite) pour la 2 ^e couche (10-35 cm) pour les données utilisées.....	31
2.5	Pourcentage d'argile (à gauche) et de sable (à droite) pour la 3 ^e couche (35 cm-substrat rocheux) pour les données utilisées	31
2.6	Profondeur du substrat rocheux pour les données utilisées.....	32
2.7	Réseaux d'observation de l'humidité du sol en Amérique du Nord : le réseau de l'état de l'Illinois (en rouge) et celui de l'Iowa (en bleu) (adaptée de Robock et al. 2000).....	35
2.8	Indice de précipitation normalisée (SPI) calculé à partir d'une fonction gamma cumulative (à gauche) et une fonction normale standard cumulative de moyenne 0 et d'écart type de 1 (à droite) (Logan et al. 2009)	37

2.9	Bassins versants utilisés pour faire l'analyse du changement de l'humidité dans le sol (Yukon (405 points de grille), Mackenzie (861 pts), Churchill (151 pts), Nelson (600 pts) et Mississippi (2039 pts)).....	41
2.10	Bassins versants choisis (Nelson (600 pts), Missouri (808 pts), Haut-Mississippi (271 pts), Outaouais (84 pts) et Ohio (337 pts)) pour faire l'analyse de la bimodalité avec la distribution journalière de l'humidité du sol durant la saison estivale (JJA).....	46
3.1	Comparaison entre les observations du réseau de l'état de l'Illinois qui comprend 19 stations et la simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40) pour cette même région de 1982 à 2001 : 1 ^{er} niveau (cycle annuel (en haut à gauche) et la variation interannuelle (en haut à droite)), 2 ^e niveau (cycle annuel (au centre à gauche) et la variation interannuelle (au centre à droite)), 3 ^e niveau (cycle annuel (en bas à gauche) et la variation interannuelle (en bas à droite)).....	49
3.2	Anomalie de l'humidité du sol pour le total des trois couches pour l'été 1988 par rapport aux étés 1971-2000 (à gauche), même chose qu'à gauche, mais pour l'été 1993 (à droite) calculée à partir de la simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40).....	52
3.3	L'indice de précipitation normalisée pour l'été 1988 calculé à partir des précipitations observées (CRU-TS2.1) des 12 mois précédents (en haut à gauche), l'anomalie de l'humidité du sol pour l'été 1988 par rapport aux étés 1971-2000 calculée à partir d'un modèle de surface piloté par la précipitation et la température observées (CPC) (en bas à gauche). Même chose qu'à gauche, mais pour l'été 1993 (à droite).....	53
3.4	Changement pour la période hivernale des différents éléments du cycle de l'eau entre un scénario attendu pour la période 2071-2100 suivant une augmentation des gaz à effet de serre et une période de contrôle de 1971-2000. La précipitation en mm/jour (en haut à gauche), l'évaporation en mm/jour (en haut à droite), le ruissellement en mm/jour (en bas à gauche) et l'humidité du sol pour le total des trois couches en % (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %	56
3.5	Changement de l'humidité du sol pour la saison hivernale : 1 ^{ère} couche (en haut à gauche), 2 ^e couche (en haut à droite), 3 ^e couche (en bas à gauche) et 1 ^{ère} et 2 ^e couche (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %.....	58
3.6	Changement pour la période estivale des différents éléments du cycle de l'eau entre un scénario prévu pour la période 2071-2100 suivant une augmentation des gaz à effet de serre et une période de contrôle de 1971-2000. La précipitation en mm/jour (en haut à gauche), l'évaporation en mm/jour (en haut	

	à droite), le ruissellement en mm/jour (en bas à gauche) et l'humidité du sol pour le total des trois couches en % (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %.....	61
3.7	Changement de l'humidité du sol pour la saison estivale : 1 ^{re} couche (en haut à gauche), 2 ^e couche (en haut à droite), 3 ^e couche (en bas à gauche) et 1 ^{re} et 2 ^e couches (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %	62
3.8	Changement annuel des différents éléments du cycle de l'eau entre un scénario prévu pour la période 2071-2100 suivant une augmentation des gaz à effet de serre et une période de contrôle de 1971-2000. La précipitation en mm/jour (en haut à gauche), l'évaporation en mm/jour (en haut à droite), le ruissellement en mm/jour (en bas à gauche) et l'humidité du sol pour le total des trois couches en % (en bas à droite) Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %	66
3.9	Changement annuel de l'humidité du sol pour la : 1 ^{re} couche (en haut à gauche), 2 ^e couche (en haut à droite), 3 ^e couche (en bas à gauche) et 1 ^{re} et 2 ^e couches (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %	67
3.10	Changement annuel de l'humidité du sol sous forme solide (à gauche) et liquide (à droite) exprimé en contenu en eau volumétrique (θ) pour le total des trois couches	68
3.11	Changement dans le cycle annuel pour l'humidité du sol (à gauche) des deux premières couches et la troisième couche pour le bassin versant du fleuve Yukon pour différentes périodes du premier membre (MRCC_MCCG1). La variation interannuelle pour les mêmes couches (à droite) pour les longues simulations des deux membres de 1971-2100 (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2) ainsi que pour les membres correspondants qui débutent plus tard soit de 2041-2070 (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) pour ce même bassin	70
3.12	Changement dans le cycle annuel pour l'humidité du sol (à gauche) des deux premières couches et la troisième couche pour le bassin versant du fleuve Mackenzie pour différentes périodes du premier membre (MRCC_MCCG1). La variation interannuelle pour les mêmes couches (à droite) pour les longues simulations des deux membres de 1971-2100 (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2) ainsi que pour les membres correspondants qui débutent plus tard soit de 2041-2070 (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) pour ce même bassin	71
3.13	Changement dans le cycle annuel pour l'humidité du sol (à gauche) des deux premières couches et la troisième couche pour le bassin versant du fleuve	

- Churchill pour différentes périodes du premier membre (MRCC_MCCG1). La variation interannuelle pour les mêmes couches (à droite) pour les longues simulations des deux membres de 1971-2100 (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2) ainsi que pour les membres correspondants qui débutent plus tard soit de 2041-2070 (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) pour ce même bassin 73
- 3.14 Changement dans le cycle annuel pour l'humidité du sol (à gauche) des deux premières couches et la troisième couche pour le bassin versant du fleuve Nelson pour différentes périodes du premier membre (MRCC_MCCG1). La variation interannuelle pour les mêmes couches (à droite) pour les longues simulations des deux membres de 1971-2100 (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2) ainsi que pour les membres correspondants qui débutent plus tard soit de 2041-2070 (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) pour ce même bassin 74
- 3.15 Changement dans le cycle annuel pour l'humidité du sol (à gauche) des deux premières couches et la troisième couche pour le bassin versant du fleuve Mississippi pour différentes périodes du premier membre (MRCC_MCCG1). La variation interannuelle pour les mêmes couches (à droite) pour les longues simulations des deux membres de 1971-2100 (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2) ainsi que pour les membres correspondants qui débutent plus tard soit de 2041-2070 (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) pour ce même bassin 76
- 3.16 Corrélation significative mensuelle entre l'humidité du sol pour la première couche et l'évaporation pour le premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1) durant l'été boréal (JJA) pour la période 1971-2000 (à gauche) et pour la période 2071-2100 (à droite). La région en rouge représente une corrélation significative positive avec un degré de confiance de 95 % (S+), celle en verte une corrélation faible (non significative) (PS) et celle en bleu une corrélation significative négative avec un degré de confiance de 95 % (S-) 78
- 3.17 Changement attendu de l'écart type de la température durant l'été entre la période 2041-2700 (en haut à gauche) et celle de référence 1971-2000, et la période 2071-2100 (en haut à droite) et celle de référence pour la premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1). Même chose pour l'évaporation (en bas). Les points représentent les régions où le changement de l'écart type est significatif avec un degré de confiance de 95 %..... 80
- 3.18 Distribution journalière de l'humidité dans le sol au premier niveau (0-10 cm) durant l'été (JJA) dans le bassin de la rivière Ohio pour différentes périodes : 1971-2000 (en haut à gauche), 2041-2070 (en haut au centre) et 2071-2100 (en haut à droite), même chose pour le bassin du Haut-Mississippi (en bas) 82
- 3.19 Distribution journalière de l'humidité dans le sol au premier niveau (0-10 cm) durant l'été (JJA) dans le bassin du Missouri pour différentes périodes : 1971-

	2000 (à gauche), 2041-2070 (au centre) et 2071-2100 (à droite), même chose pour le bassin du Nelson (en bas).....	83
3.20	Distribution journalière de l'humidité dans le sol au premier niveau (0-10 cm) durant l'été (JJA) dans le bassin de l'Outaouais pour différentes périodes : 1971-2000 (à gauche), 2041-2070 (au centre) et 2071-2100 (à droite)	84
A.1	Anomalie de l'humidité du sol pour les deux premières couches pour l'été 1988 par rapport aux étés 1971-2000 (à gauche), même chose qu'à gauche, mais pour l'été 1993 (à droite) calculée à partir de la simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40).....	91
B.1	Changement pour la période printanière des différents éléments du cycle de l'eau entre un scénario prévu pour la période 2071-2100 suivant une augmentation des gaz à effet de serre et une période de contrôle de 1971-2000. La précipitation en mm/jour (en haut à gauche), l'évaporation en mm/jour (en haut à droite), le ruissellement en mm/jour (en bas à gauche) et l'humidité du sol pour le total des trois couches en % (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %	93
B.2	Changement pour la période automnale des différents éléments du cycle de l'eau entre un scénario prévu pour la période 2071-2100 suivant une augmentation des gaz à effet de serre et une période de contrôle de 1971-2000. La précipitation en mm/jour (en haut à gauche), l'évaporation en mm/jour (en haut à droite), le ruissellement en mm/jour (en bas à gauche) et l'humidité du sol pour le total des trois couches en % (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %	94
C.1	Corrélation significative mensuelle entre l'humidité du sol pour la première couche et l'évaporation pour le premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1) durant le printemps (MAM) pour la période 1971-2000 (à gauche) et pour la période 2071-2100 (à droite). La région en rouge représente une corrélation significative positive avec un degré de confiance de 95 % (S+), celle en verte une corrélation faible (non significative) (PS) et celle en bleu une corrélation significative négative avec un degré de confiance de 95 % (S-)	95
C.2	Corrélation significative mensuelle entre l'humidité du sol pour la première couche et l'évaporation pour le premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1) durant l'automne (SON) pour la période 1971-2000 (à gauche) et pour la période 2071-2100 (à droite). La région en rouge représente une corrélation significative positive avec un degré de confiance de 95 % (S+), celle en verte une corrélation faible (non significative) (PS) et celle en bleu une corrélation significative négative avec un degré de confiance de 95 % (S-)	96

- C.3 Corrélation significative mensuelle entre l'humidité du sol pour la première couche et l'évaporation pour le premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1) durant l'hiver (DJF) pour la période 1971-2000 (à gauche) et pour la période 2071-2100 (à droite). La région en rouge représente une corrélation significative positive avec un degré de confiance de 95 % (S+), celle en verte une corrélation faible (non significative) (PS) et celle en bleu une corrélation significative négative avec un degré de confiance de 95 % (S-) 97

LISTE DES ACRONYMES

AMNO	Amérique du Nord
CEPMMT	Centre européen de prévision météorologique à moyen terme
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
CPC	Climate Prediction Center
CRU-TS2.1	Climate Research Unit Time series 2.1
CTL	Période de contrôle
DJF	décembre janvier février
ECHAM	European Center Hamburg
ERA-40	40 ans de réanalyses
FUT	Période future
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GLACE	Global Land-Atmosphere Coupling Experiment
GSWP	Global Soil Wetness Project
HADGEM	Hadley Centre Global Environment Model
JJA	juin juillet août
MCCG	Modèle canadien couplé de circulation générale
MCG	Modèle de circulation générale
MAM	mars avril mai
MRC	Modèle régional du climat
MRCC	Modèle régional canadien du climat
MRCC_ERA-40	Simulation du modèle régional canadien du climat piloté par les réanalyses (ERA-40)
MRCC_MCCG1	Simulation longue du MRCC piloté par le premier membre du MCCG (1961-2100)
MRCC_MCCG1_FUT	Simulation courte du MRCC piloté par le premier membre du MCCG (2041-2070)
MRCC_MCCG2	Simulation longue du MRCC piloté par le deuxième membre du MCCG (1961-2100)
MRCC_MCCG2_FUT	Simulation courte du MRCC piloté par le deuxième membre du MCCG (2041-2070)
SON	septembre octobre novembre
SPI	Standardized Precipitation Index
SRES	Special Report on Emissions Scenario

LISTE DES SYMBOLES

$\frac{dS}{dt}$	Variation temporelle du stockage de l'eau dans le sol [mm/j]
dW	Changement de l'humidité du sol
d σ	Changement de l'écart type
E	Évaporation [mm/j]
F	Valeur du F-test qui dépend de la distribution
F*	Valeur critique du F-test associé à l'indice de confiance désiré
h	Hauteur de la couche de sol [mm]
h _w	Hauteur d'eau correspondante [mm]
h _{wCTL}	Moyenne de l'humidité du sol pour la période contrôle [mm]
h _{wFUT}	Moyenne de l'humidité du sol pour la période future [mm]
I _c	Indice de cohérence
K	Kelvin
n	Nombre d'éléments
N _n	Nombre de modèles qui prédissent une diminution
N _p	Nombre de modèles qui prédissent une augmentation
p(s)	Probabilité d'une quantité d'humidité dans le sol par rapport à la saturation
P	Précipitation [mm/j]
r	Coefficient de corrélation entre deux variables
R _g	Drainage [mm/j]
R _n	Radiation nette [W m ⁻²]
R _s	Ruissellement de surface [mm/j]
R ²	Le carré du coefficient de corrélation
s _d	Différence de l'écart type entre deux distributions
s _x , s _y	Écart type de l'échantillon des variables x et y
S	Stockage de l'eau au niveau du sol [mm]
t	Valeur du t-test qui dépend de la distribution
t*	Valeur critique du t-test pour déterminer le degré confiance désiré
V _E	Volume d'eau [m ³]
V _S	Volume de sol [m ³]
V _A	Volume d'air [m ³]

V_V	Volume de vide	$[m^3]$
V_T	Volume total (eau+sol+air)	$[m^3]$
$W1, W2$	Humidité du sol près de la surface et au niveau des racines respectivement	
\bar{x}, \bar{y}	Moyenne de la variable x et y respectivement	
$Z_{\alpha/2}$	Valeur associée au degré de confiance désiré	
α	Valeur qui dépend du degré de confiance	
ΔE	Variation de l'évaporation	
ΔP	Variation de la précipitation	
ΔW	Variation de l'humidité du sol	
$\Delta \Omega$	Variation du paramètre de cohérence	
θ	Contenu en eau volumétrique	
θ_{Crit}	Point critique	
$\theta_{Flét}$	Point de flétrissement	
θ_S, s	Degré de saturation	
θ_{Sat}	Contenu en eau volumétrique saturant	
λ	Fréquence de tempête	$[j^{-1}]$
Λ	Chaleur latente de vaporisation	$[Wm^{-2}]$
$\Lambda E/R_n$	Fraction d'évaporation	
μ_d	Différence de la moyenne en deux distributions	
σ_{CTL}	Écart type durant la période de contrôle	
σ_{FUT}	Écart type durant la période future	
$\sigma_w CTL$	Écart type de l'humidité du sol pour la période contrôle [mm]	
σ_x^2	Variance d'intra-ensemble de la variable x	
$\sigma_{<x>}^2$	Variance temporelle sur les 16 simulations de la variable x	
$\sigma^2 \uparrow$	Variance la plus élevée	
$\sigma^2 \downarrow$	Variance la plus basse	
Φ	Porosité	
Ω	Paramètre de cohérence dans un ensemble de simulations	
Ω_F	Paramètre de cohérence pour la simulation forcée	
Ω_L	Paramètre de cohérence pour la simulation libre	

RÉSUMÉ

Une hausse de la moyenne globale de la température est attendue d'ici la fin du siècle. Ce changement aura des conséquences sur le cycle de l'eau. L'humidité du sol fait partie de ce cycle et pourrait être modifiée au cours des prochaines années. Certaines régions dépendent, dans une certaine mesure, de la quantité d'eau dans le sol pendant la saison estivale plus particulièrement. Les régions où cette dépendance est présente pourraient migrer en réponse à la hausse de la température et de la modification du cycle de l'eau.

À l'aide du MRCC et du schéma de surface intégré (CLASS), l'évaluation de la représentation de la quantité d'eau dans le sol sera comparée avec les observations et les évaluations qualitatives d'estimation de l'humidité du sol afin de déterminer si le modèle définit bien cette mesure. Le changement appréhendé de l'humidité du sol pour les périodes futures sera évalué. La migration possible des zones de couplage sol-atmosphère sera estimée à l'aide de différents outils disponibles. L'utilisation d'un modèle régional (MRC) va permettre de représenter l'humidité du sol et les autres champs météorologiques avec une plus haute résolution. La majorité des études effectuées sur le sujet proviennent de modèles de circulation générale (MCG) et l'utilisation d'un MRC pourra amener une meilleure perspective.

Les résultats de l'évaluation de l'humidité du sol démontrent certaines lacunes dans le cycle annuel surtout vers la fin de l'été et à l'automne. La représentation de la 3^e et dernière couche comporte un biais important face aux observations. Dans l'ensemble, les tendances sont assez bien respectées, par contre, certaines différences existent au niveau de l'intensité des événements extrêmes.

Au niveau du changement appréhendé de l'humidité du sol, certains résultats des autres études concordent avec ceux obtenus dans le cadre de celle-ci. Une diminution de la quantité d'eau dans le sol pour les régions subtropicales de l'Amérique du Nord est attendue. Pour les latitudes moyennes, une augmentation durant l'hiver et une baisse durant l'été sont appréhendées. Au niveau des hautes latitudes, les autres études ne s'entendent pas exactement sur le sens du changement. Dans cette recherche, la fonte du pergélisol semble un élément important particulièrement pour la couche la plus profonde. En effet, le ruissellement est important en raison du type de sol présent qui joue un rôle prépondérant dans les résultats obtenus.

Les différents outils utilisés afin d'évaluer le changement au niveau de l'intensité du couplage sol-atmosphère indiquent la possibilité d'une migration vers le nord-est des États-Unis, le centre-nord des États-Unis, les Prairies canadiennes et, à la limite, le sud-est du Canada pendant la saison estivale d'ici la fin du siècle. En effet, le déplacement des zones de corrélation positive entre l'évaporation et l'humidité du sol de la première couche vers le nord et l'est de l'Amérique du Nord est un élément qui laisse envisager cette possibilité. L'augmentation de la variabilité de l'évaporation et de la température pour le nord-est des États-Unis et les Prairies canadiennes est un autre élément qui joue un rôle vers la modification des zones où le couplage est important. Des distributions journalières ayant deux modes ont été obtenues dans des bassins versants qui se situent dans des régions de couplage ou qui pourraient s'y retrouver au cours des prochaines années.

Mots-clés: modèle régional du climat, cycle de l'eau, humidité du sol, changements appréhendés, couplage sol-atmosphère

INTRODUCTION

La plupart des scientifiques s'entendent sur le fait que l'augmentation des gaz à effet de serre crée une hausse de la moyenne globale de la température sur notre planète (e.g. IPCC 2007). Cette augmentation affecte plusieurs composantes du système Terre, dont en particulier l'hydrosphère. De façon générale, une hausse de la température se traduit par une intensification du cycle de l'eau, ce qui augmente la moyenne globale de la précipitation et de l'évaporation. Par contre, cela ne veut pas dire qu'il y aura une hausse de ces deux dernières composantes partout sur la planète. Cela représente une idée globale du changement à prévoir dans le cycle de l'eau. Par contre, il faut se demander comment celui-ci s'effectuera au cours des différentes saisons de l'année. Dans les hautes et moyennes latitudes, la période de fonte de la neige et le pergélisol seront modifiés à cause de l'augmentation de la température moyenne attendue et aura donc un effet sur le cycle de l'eau.

Puisque l'humidité du sol fait partie intégrante du cycle de l'eau, les questions à se poser sont les suivantes.

- 1) Quel sera le changement de la quantité d'eau dans le sol au cours du prochain siècle?
- 2) Quelle sera la modification de l'interaction entre le sol et l'atmosphère en réponse à ce changement?

Un nombre limité d'études a été effectué au niveau du changement de l'humidité du sol dans un climat futur en réponse à l'augmentation des gaz à effet de serre. Selon le 4^e rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), la variation annuelle de l'humidité du sol sera modifiée d'ici la fin du 21^e siècle (e.g. IPCC 2007). Les résultats prévoient une diminution dans les régions subtropicales. Une augmentation est à envisager pour les régions comme le centre et l'est de l'Afrique, l'Asie centrale ainsi qu'une zone de part et d'autre de la frontière entre le Canada et les États-Unis.

Pour les hautes latitudes, la diminution de la couverture de neige et du pergélisol engendrerait une diminution de l'eau dans le sol en raison d'une hausse du drainage.

D'autres chercheurs ont étudié le changement de l'humidité du sol de façon saisonnière. La recherche effectuée par Wang (2005) s'est intéressée aux modifications durant la saison hivernale et estivale. Dans les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord, une augmentation durant l'hiver et une diminution durant l'été sont à prévoir. Pour plusieurs régions subtropicales comme le sud-ouest des États-Unis, une baisse de la quantité d'eau dans le sol autant en été qu'en hiver est fort probable.

L'agriculture dépend en grande partie de la disponibilité de l'eau dans le sol et le changement de cette variable devient un enjeu clé pour ce secteur de l'économie dans les années futures. La capacité de l'écosystème à produire des biens essentiels (bois et autres) qui dépendent de la quantité d'eau disponible au niveau des racines est un enjeu à considérer (e.g. Wang 2005).

Au niveau de l'interaction entre le sol et l'atmosphère, des recherches ont été effectuées afin de connaître les zones où l'état du sol influence le plus l'état de l'atmosphère (e.g. Koster et al. 2006, Guo et al. 2006). Ces régions se situent à la frontière entre des zones sèches et humides. Quelques territoires, où le couplage entre le sol et l'atmosphère est important, peuvent être identifiés, comme par exemple l'ouest de l'Inde et le Pakistan qui se retrouvent entre le désert du Moyen-Orient et la région plus humide du sud-est asiatique, ainsi que le Sahel qui se situe entre l'Afrique équatoriale et le désert du Sahara. En Amérique du Nord, les zones de couplage se trouvent au centre du continent, dans les prairies nord-américaines entre le désert au sud-ouest des États-Unis et la région plus humide à l'est du continent.

Quelques études suggèrent que ces zones pourraient se déplacer au cours de ce siècle en réponse à l'augmentation des gaz à effet de serre attendue (e.g. Seneviratne et al. 2006, 2010). Une légère migration vers le nord des zones citées précédemment est un scénario envisagé particulièrement pour l'Europe centrale et le nord-est des États-Unis. Plusieurs facteurs peuvent être utilisés afin de repérer ces régions et leur évolution. Tout d'abord, la corrélation positive entre l'humidité du sol et l'évaporation est un élément clé de ce couplage

(e.g. Dirmeyer 2009). L'augmentation de la variabilité de la température et de l'évaporation peut être une conséquence d'une interaction plus importante entre le sol et l'atmosphère (e.g. Seneviratne et al. 2010). Finalement, une distribution bimodale de l'humidité du sol peut être engendrée par ce couplage (e.g. D'Odorico et al. 2004).

Pour répondre aux questions posées précédemment, une étude sur le changement de l'humidité du sol en réponse à l'augmentation des gaz à effet de serre pour l'Amérique du Nord sera réalisée. Le déplacement possible des zones où le couplage entre le sol et l'atmosphère est important sera aussi examiné.

La plupart des études publiées sur l'humidité du sol et l'interaction entre le sol et l'atmosphère ont été effectuées à l'aide d'un modèle de circulation générale (MCG) de faible résolution roulé sur l'ensemble de la planète. Dans le cadre de cette recherche, le modèle régional canadien du climat (MRCC 4.2.3) piloté par le modèle canadien couplé de circulation générale (MCCG 3) sera employé. L'utilisation d'un modèle régional du climat (MRC), dont la résolution est plus élevée qu'un MCG, va permettre de mieux simuler ce qui se produit à plus petite échelle. Un schéma de surface (CLASS 2.7) imbriqué dans le modèle régional représente le lien entre le sol et l'atmosphère (e.g. Verseghy 1991, 1993). Ce schéma permettra de simuler, en tenant compte des échanges sol-atmosphère, l'humidité du sol en trois couches de profondeur différentes (0-10 cm), (10-35cm), (35cm-substrat rocheux).

Une revue de littérature sur le sujet sera tout d'abord établie. Par la suite, les méthodes employées pour étudier le changement de l'humidité du sol et du couplage sol-atmosphère seront présentées. Enfin, les résultats obtenus seront décrits et analysés. Voici un bref aperçu des constats de cette étude.

Les résultats du changement appréhendé de l'humidité du sol sur l'Amérique du Nord obtenus dans le cadre de cette étude prévoient, d'ici la fin du siècle en cours, une diminution durant toute l'année de la quantité d'eau dans le sol pour les régions subtropicales, une augmentation durant l'hiver et une baisse durant l'été pour les latitudes moyennes ainsi qu'une baisse durant toute l'année, qui peut être parfois importante, pour les hautes latitudes.

Au niveau du couplage sol-atmosphère, une migration des zones de fortes interactions vers le nord-est des États-Unis et le sud-est du Canada semble une possibilité à envisager d'ici la fin du siècle durant la période estivale. Un déplacement vers le centre-nord des États-Unis et le sud des Prairies canadiennes pourraient aussi survenir durant cette même période de l'année.

CHAPITRE I

REVUE DE LITTÉRATURE

Le présent chapitre permettra de donner une idée générale sur l'humidité du sol. Des études sur le changement de l'humidité du sol appréhendé seront présentées afin de passer en revue ce qui a été fait sur le sujet. Par la suite, le couplage sol-atmosphère sera expliqué et différentes études portant sur certains aspects de ce couplage seront exposées afin de voir comment celui-ci peut être évalué.

1.1 L'humidité du sol

L'humidité du sol se définit comme la quantité d'eau qui est emmagasinée dans la zone non saturée se trouvant près de la surface. Dans cette section, une explication plus exhaustive de l'humidité du sol et des termes associés sera présentée. Voici donc les différents thèmes qui seront abordés : l'implication de cette variable dans le cycle de l'eau, la façon de la mesurer, les termes importants à connaître et finalement les techniques employées pour la modéliser.

1.1.1 Cycle de l'eau

Il est important de décrire quels sont les éléments qui modifient l'humidité dans le sol (Fig. 1.1). Le stockage de l'eau au niveau du sol (S) varie dans le temps (dS/dt) en fonction des quatre paramètres suivants : la précipitation (P), l'évapotranspiration (E), le ruissellement de surface (R_s) et le drainage de fond (R_b) (e.g. Seneviratne et al. 2010). À noter que pour la suite, l'évaporation inclut l'évapotranspiration afin de ne pas alourdir le texte. Bien entendu, à part l'humidité du sol, il faut aussi prendre en considération les autres façons d'emmagasiner l'eau de façon temporaire comme par exemple la neige, la glace, l'eau de surface et l'interception de l'eau par le feuillage.

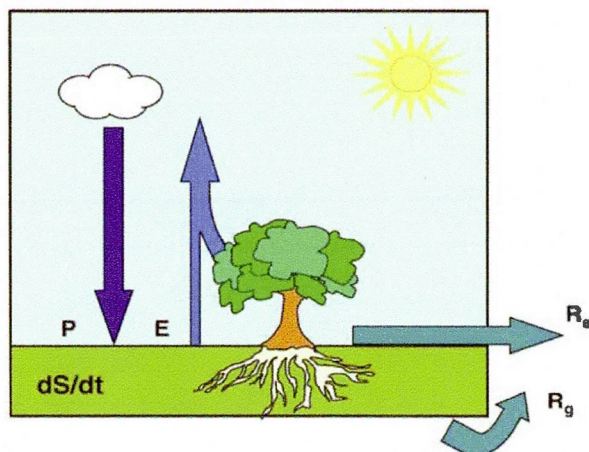


Fig. 1.1 Facteurs qui influencent la variation temporelle du stockage de l'eau au niveau du sol (dS/dt) : la précipitation (P), l'évaporation (E), le ruissellement de surface (R_s) et le drainage de fond (R_g) (Seneviratne et al. 2010)

En sachant quels sont les facteurs responsables de la modification de l'humidité du sol, la variation annuelle sur les différentes régions du globe peut être comprise. Intuitivement, les régions désertiques sont sèches durant toute l'année. L'humidité du sol des zones équatoriales varie en fonction de la période de l'année où la précipitation domine sur l'évaporation et vice-versa. Dans les régions nordiques et aux latitudes moyennes, la période plus sèche se trouve à la fin de l'été et les périodes plus humides se retrouvent pendant la fonte de la neige au printemps et à la recharge durant l'automne. En hiver, l'humidité du sol reste environ au même niveau à cause du gel de l'eau dans le sol.

1.1.2 Définitions et mesures

La quantité d'eau dans le sol peut être représentée de différentes façons. Le contenu en eau volumétrique (θ) est défini par :

$$\theta = \frac{V_E}{V_T} \quad (1)$$

$$V_T = V_E + V_A + V_S$$

où V_E identifie le volume d'eau et V_T le volume total qui comprend la somme du volume d'eau (V_E), d'air (V_A) et de sol (V_S). Une autre méthode utilisée est de calculer la hauteur d'eau (h_w) correspondante.

$$h_w = \theta \cdot h \quad (2)$$

où h est identifié par la hauteur de la couche qui est multipliée par le contenu en eau volumétrique (θ). Le degré de saturation (θ_s) se définit par :

$$\theta_s = \frac{\theta}{\theta_{SAT}} \quad (3)$$

où le contenu en eau volumétrique (θ) est divisé par le contenu en eau volumétrique saturé (θ_{SAT}) qui est présent lorsque tous les pores sont remplis d'eau (e.g. Seneviratne et al. 2010). La porosité (Φ) est définie comme la proportion d'air présent dans un sol totalement sec :

$$\Phi = \frac{V_V}{V_T} \quad (4)$$

$$V_V = V_E + V_A$$

où le volume de vide (V_V) est la somme du volume d'eau (V_E) et d'air (V_A). Il existe certains termes pour décrire l'état de l'humidité du sol (Fig. 1.2).

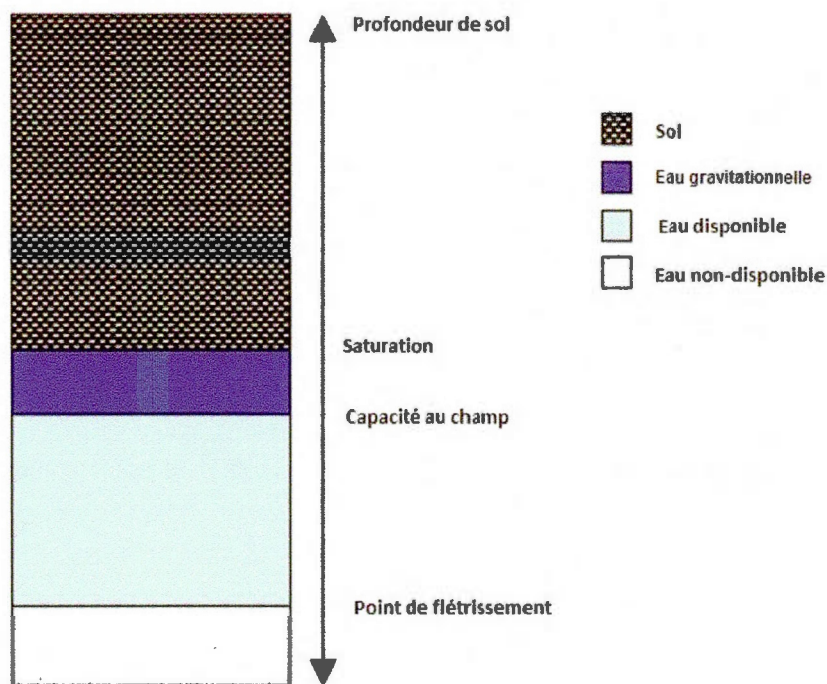


Fig. 1.2 Termes importants pour décrire l'état de l'humidité du sol (adaptée de Seneviratne et al. 2010)

Le point de flétrissement ($\theta_{\text{flétr}}$) représente une certaine quantité d'eau dans le sol où la force de cohésion des particules de sol excède la force d'extraction de l'eau par les racines des plantes. En d'autres termes, cela indique le point où la plante ne peut plus s'abreuver. La saturation (θ_{sat}) représente le point où tous les pores se trouvant dans le sol sont remplis d'eau. La capacité au champ est atteinte après le drainage par gravité d'un sol préalablement à saturation. Après avoir défini la capacité au champ et le point de flétrissement, on peut introduire la quantité d'eau disponible pour les plantes qui est la différence entre les deux. Cette variable nous donne une idée sur la capacité du sol à produire de la biomasse. Plus la quantité d'eau disponible est élevée, plus le sol peut être productif.

1.1.3 La modélisation

Puisque la plupart des études effectuées sur l'humidité du sol proviennent des sorties de modèles, il est intéressant de comprendre comment cette variable est simulée. Les schémas

de surface qui travaillent de pair avec les modèles atmosphériques représentent le sol à l'aide d'une représentation verticale (1D) (e.g. Pitman 2003).

La première génération de schéma de surface qui a été implantée pour la première fois par Manabe (1969) comprenait une seule couche avec une profondeur constante spatialement et une certaine capacité à retenir l'eau. L'évaporation était limitée par le contenu en eau en dessous d'un certain seuil, lorsque l'humidité du sol excédait celui-ci, la précipitation subséquente génèrait du ruissellement. Ce type de schéma est communément appelé « Bucket model » puisqu'il est représenté comme un seau qui a une certaine capacité à emmagasiner l'eau.

Par la suite, une deuxième génération de schéma de surface a été introduite par Deardorff (1978). Le changement majeur apporté par cette génération a été la simulation de la température et de l'humidité du sol en deux couches ou plus ainsi que de la végétation comme une autre couche au-dessus de la surface. Les propriétés de différents types de sol et de végétation sont considérées ce qui influence la variation spatiale de la capacité à retenir l'eau. Une couche de neige temporaire peut être introduite si celle-ci est nécessaire. Le schéma de surface utilisé dans le cadre de cette étude (CLASS 2.7) se trouve dans cette catégorie.

Enfin, la troisième génération de schéma de surface inclut la représentation explicite de la conductance des stomates de la canopée (e.g. Collatz et al. 1991, Sellers et al. 1992). Cela permet de mieux représenter l'évaporation ainsi que de tenir compte de la prise de carbone par les plantes.

1.2 Changement de l'humidité du sol

Dans cette section, l'étude sur le changement annuel de l'humidité du sol provenant du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) sera présentée. Par la suite, les éléments importants de la recherche de Wang (2005) sur les changements pendant les saisons estivales et hivernales seront exposés.

1.2.1 Changement annuel

L'étude effectuée sur le changement annuel de l'humidité du sol a été produite par le 4^e rapport du GIEC (e.g. IPCC 2007). Une moyenne d'ensemble de tous les modèles de circulation générale utilisés, soit au moins 10, a été effectuée là où les données sont disponibles. Le changement relatif de l'humidité du sol (Fig. 1.3) est calculé entre la période 1980-1999 et la période future 2080-2099 attendue selon un scénario d'augmentation de gaz à effet de serre qui envisage une concentration de 720 parties par million (ppm) de gaz carbonique pour l'année 2100 (SRES A1B). Les résultats sont biaisés puisque plus de poids est appliqué vers les modèles avec une profondeur de sol plus grande. Les points représentent les régions où 80% ou plus des modèles sont en accord quant au signe du changement.

La figure démontre bien les régions où l'humidité du sol augmente ou diminue selon le cas. Les régions subtropicales montrent une baisse de la quantité d'eau dans le sol. La diminution pourrait être attribuable à la baisse des précipitations. Il est aussi important de noter que la présence de points dans ces secteurs démontre que la majorité des modèles s'entendent sur la direction du changement. Une faible diminution de l'humidité du sol est envisagée pour les hautes latitudes en Amérique du Nord et du Sud ainsi que le nord du continent eurasien à cause de la baisse du couvert de neige. Une augmentation est à prévoir pour les régions du centre et de l'est de l'Afrique, en Asie centrale et de part et d'autre de la frontière canado-américaine à cause principalement de la hausse des précipitations (IPCC 2007).

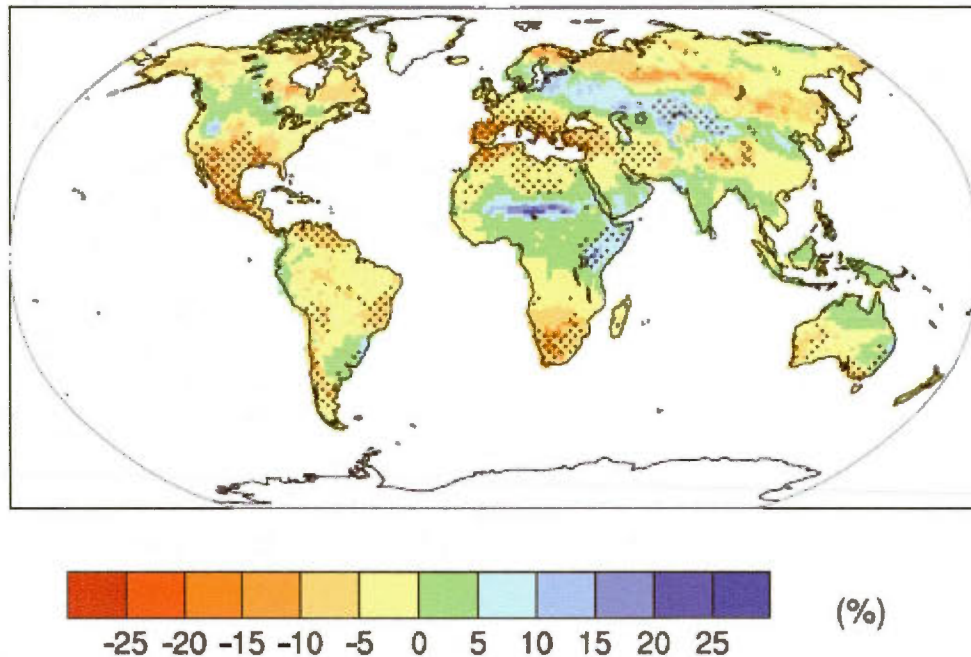


Fig. 1.3 Changement relatif annuel de la moyenne de plusieurs modèles de l'humidité du sol entre la période 1980-1999 et la période future 2080-2099 selon le scénario SRES A1B. Les points représentent les régions où au moins 80% des modèles sont d'accord sur le signe du changement (IPCC 2007)

1.2.2 Changement saisonnier

Wang (2005) a effectué une étude afin de déterminer le changement de l'humidité du sol en réponse à une augmentation des gaz à effet de serre. Il a utilisé 15 modèles de circulation générale et a fait une étude sur différentes saisons soit l'hiver et l'été boréal. Les modèles utilisés proviennent en majorité de ceux de l'étude du changement annuel du GIEC (e.g. IPCC 2007). Afin d'éliminer la dépendance envers la profondeur de la couche de sol qui varie de modèle en modèle, la différence normalisée (dW) entre la quantité d'eau calculée en hauteur d'eau correspondante (h_w) attendue selon le scénario d'augmentation des gaz à effet de serre qui correspond à l'année 2100 (FUT) et celle présente à la période préindustrielle (CTL) a été calculée (Éq. 5). La normalisation est effectuée en divisant la différence par l'écart type de cette même variable (σ_w) à la période préindustrielle (CTL).

$$dW = \frac{h_{wFUT} - h_{wCTL}}{\sigma_{wCTL}} \quad (5)$$

La moyenne d'ensemble de tous les modèles utilisés par l'étude est examinée pour déterminer le changement de l'humidité dans le sol. Même si ce ne sont pas tous les modèles qui s'entendent sur la direction et l'intensité du changement, une tendance générale se manifeste. Un indice de cohérence (Ic) est utilisé afin de voir si les modèles s'entendent sur la direction du changement.

$$Ic = \frac{N_p}{N_p + N_n} (N_p > N_n) \quad (6)$$

$$Ic = -\frac{N_n}{N_p + N_n} (N_p < N_n) \quad (7)$$

La variable (N_p) représente le nombre de modèles qui prédisent une augmentation et (N_n) ceux qui affichent une diminution. Le numérateur change en fonction de la valeur la plus élevée entre N_p et N_n

Durant l'hiver boréal (DJF), une augmentation de l'humidité du sol pour les régions aux latitudes moyennes dans l'hémisphère nord est à envisager (Fig. 1.4, haut). Cette hausse est principalement due à des précipitations plus importantes attendues pour cette période. Une diminution dans les régions arides et semi-arides ainsi qu'une faible augmentation dans les régions équatoriales sont à envisager d'ici la fin de ce siècle. La précipitation semble être le principal facteur responsable du sens du changement. L'indice de cohérence (Fig 4, bas) démontre un bon accord quant à la diminution pour les régions arides et semi-arides ainsi que la hausse dans les latitudes moyennes. Par contre, pour ce qui est des régions équatoriales, les modèles ne s'entendent pas tous sur le sens du changement.

Pendant l'été boréal (JJA), la diminution de l'humidité du sol est généralisée à l'exception de quelques régions dont le centre du Canada, les latitudes moyennes du continent eurasiatique et l'Afrique équatoriale (Fig. 1.5, haut). Malgré une augmentation de la précipitation dans quelques régions durant cette période, c'est la hausse de l'évaporation qui

va dominer et ainsi faire en sorte que l'humidité du sol va diminuer dans ces secteurs. Dans le cas des régions arides et semi-arides, les modèles s'entendent assez bien sur la diminution de l'humidité du sol puisque l'indice de cohérence est élevé (Fig. 1.5, bas). Par contre, dans les régions où nous avons des hausses de la quantité d'eau dans le sol, l'indice de cohérence est plutôt faible.

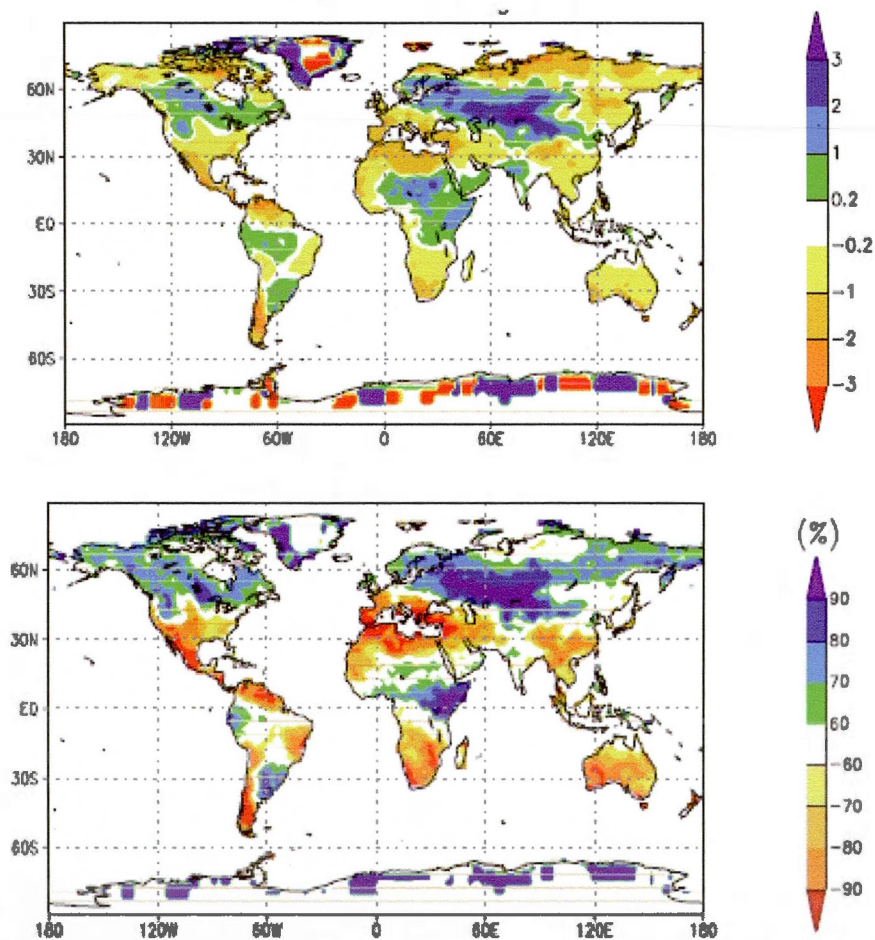


Fig. 1.4 Changement de l'humidité du sol pour l'hiver boréal (DJF) (en haut) et l'indice de cohérence (Ic) en pourcentage (%) pour l'ensemble des modèles (en bas) (Wang 2005)

Cette étude confirme le constat amené par Manabe et al. (2004, 2004a) ainsi que celle du GIEC (e.g. IPCC 2007) qui prédisent une diminution pendant toute l'année de l'humidité du sol pour les régions semi-arides. Dans le cas des hautes et moyennes latitudes, elles prévoient une diminution durant l'été et une augmentation durant l'hiver.

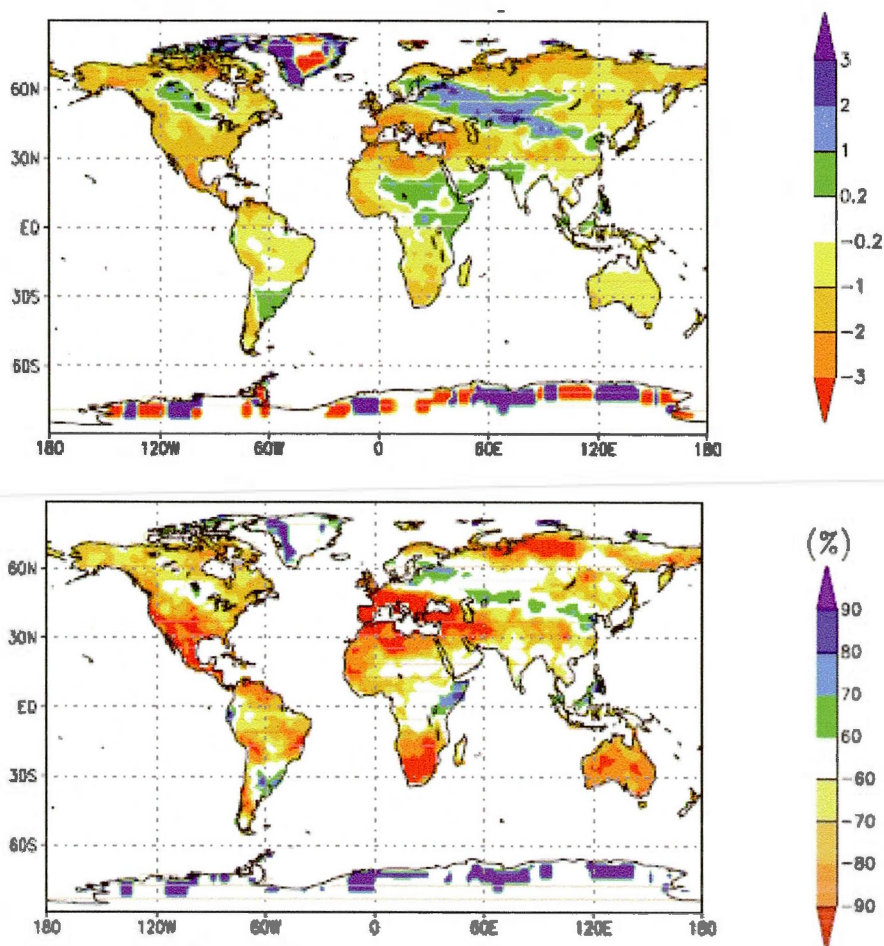


Fig. 1.5 Changement de l'humidité du sol pour l'été boréal (JJA) (en haut) et l'indice de cohérence (Ic) en pourcentage (%) pour l'ensemble des modèles (en bas) (Wang 2005)

Puisque l'étude effectuée dans ce mémoire se fera sur l'Amérique du Nord, voici plus précisément les régions où des changements dans l'humidité du sol sont attendus dans cette portion du globe. Tout d'abord, durant l'hiver, une augmentation de part et d'autre de la

frontière entre le Canada et les États-Unis est à prévoir (Fig. 1.4, haut). Le reste du continent nord-américain subirait une diminution qui serait plus importante dans le sud des États-Unis et au Mexique. Il est important de noter que les modèles s'entendent plutôt bien sur la direction du changement pendant cette saison. Durant l'été, une diminution généralisée est attendue à l'exception du nord des Prairies canadiennes où une hausse est appréhendée (Fig. 1.5, haut). Il est très important de noter que l'indice de cohérence (I_c) est faible dans la région où il y a une augmentation et que les modèles s'entendent plutôt bien pour prévoir une diminution au sud des États-Unis puisque l'indice de cohérence est élevé (Fig 5, bas).

La grande variabilité des résultats du changement de l'humidité du sol peut être attribuable à la différence dans la paramétrisation des différents schémas de surface dans chacun des modèles utilisés. Ce qui est particulièrement intéressant à noter c'est que, selon cette étude, l'augmentation de l'humidité du sol dans les moyennes et hautes latitudes se produit durant la période de non-croissance (DJF) et que la diminution survient lors de la période de croissance (JJA). Cette situation pourrait engendrer une sécheresse agricole pour plusieurs secteurs d'ici la fin du siècle en cours.

1.3 Couplage sol-atmosphère

L'humidité du sol joue un rôle important sur l'atmosphère tant au niveau du cycle de l'eau que du bilan énergétique de surface en raison de l'évaporation et de la chaleur latente nécessaire à ce processus. Dans certaines régions et durant certaines périodes de l'année, le lien entre le sol et l'atmosphère peut être important et influencer en partie le climat. Ce phénomène est appelé couplage entre le sol et l'atmosphère.

1.3.1 Définition

Afin de bien comprendre en quoi consiste ce couplage, il suffit de présenter un cycle hydrologique idéalisé (Fig. 1.6) qui peut être vu comme un phénomène local avec des mouvements verticaux seulement (e.g. Dirmeyer 2006).

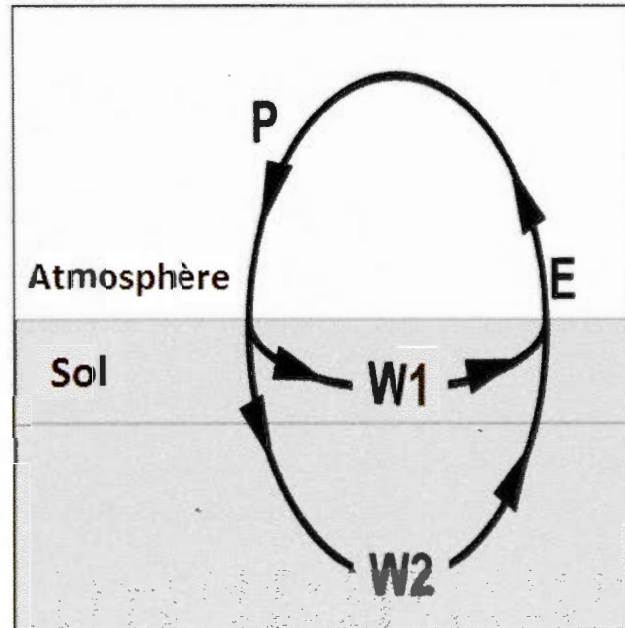


Fig. 1.6 Schéma idéalisé du couplage sol-atmosphère. La précipitation (P), l'évaporation (E) et l'humidité du sol près de la surface (W1) et au niveau des racines (W2) (adaptée de Dirmeyer 2006)

Si la précipitation (P) augmente, l'humidité dans le sol (W) près de la surface (W1) ou au niveau des racines (W2) fait de même. Par la suite, si l'énergie disponible est suffisante, l'eau dans le sol s'évapore ou transpire (E) par les stomates de la végétation. La condensation de l'eau évaporée contribue au dégagement de chaleur latente, ce qui déstabilise l'atmosphère. Si l'eau qui précipite reste dans le même secteur, le terme recyclage sera employé et le cycle peut recommencer par la suite. Ce schéma idéalisé peut être représenté comme un cycle (Éq. 8) où la variation de l'élément précédent influence le suivant :

$$\Delta P \rightarrow \Delta W \rightarrow \Delta E \rightarrow \Delta P \quad (8)$$

Ce cycle exprime une simplification par rapport à ce qui se produit en réalité. Cette représentation ne tient pas compte de l'advection de la vapeur d'eau par la circulation atmosphérique à grande échelle. Le ruissellement et l'irrigation sont des phénomènes qui ne sont pas considérés.

Puisque l'advection de vapeur doit être présente le moins possible, l'intensité du couplage est maximale pendant la période estivale où la circulation atmosphérique y est généralement plus faible afin que l'eau ne puisse pas provenir des grandes étendues d'eau, mais bien du sol aux alentours. En effet, les gradients spatiaux de température étant moins élevés durant la saison chaude, cela favorise un courant-jet plus faible et qui migre plus au nord.

1.3.2 Régions concernées

Le « Global Land-Atmosphere Coupling Experiment » (GLACE) a coordonné une expérience avec 12 modèles de circulation générale (MCG) afin d'identifier la force du couplage entre le sol et l'atmosphère (e.g. Koster et al. 2006, Guo et al. 2006). Afin de cibler les régions concernées, pour chaque modèle, deux ensembles de 16 simulations ont été réalisés pendant l'été boréal : un où l'humidité du sol varie pour chacune des simulations et un autre où l'humidité du sol est forcée d'être la même pour chacune de celles-ci.

La force du couplage est déterminée par le degré avec lequel les conditions aux frontières prescrites, dans ce cas-ci l'humidité du sol, affectent une certaine variable atmosphérique X (précipitation, évaporation, température, etc.). Pour ce faire, un paramètre de cohérence dans un ensemble de simulations (Ω) est défini (Éq. 9).

$$\Omega = \frac{(16\sigma^2_{\langle X \rangle} - \sigma^2_X)}{15\sigma^2_X} \quad (9)$$

où σ^2_X représente la variance entre les membres de l'ensemble de la variable X et $\sigma^2_{\langle X \rangle}$, la variance de la moyenne d'ensemble pendant une certaine période de temps sur les 16 simulations soit 6 jours. La différence entre le paramètre de cohérence ($\Delta\Omega$) pour la simulation qui est forcée (Ω_F) et celle qui évolue librement (Ω_L), donne la fraction de la variance qui est expliquée par la variation de l'humidité du sol seulement (Éq. 10) (e.g. Seneviratne et al. 2010).

$$\Delta\Omega = \Omega_F - \Omega_L \quad (10)$$

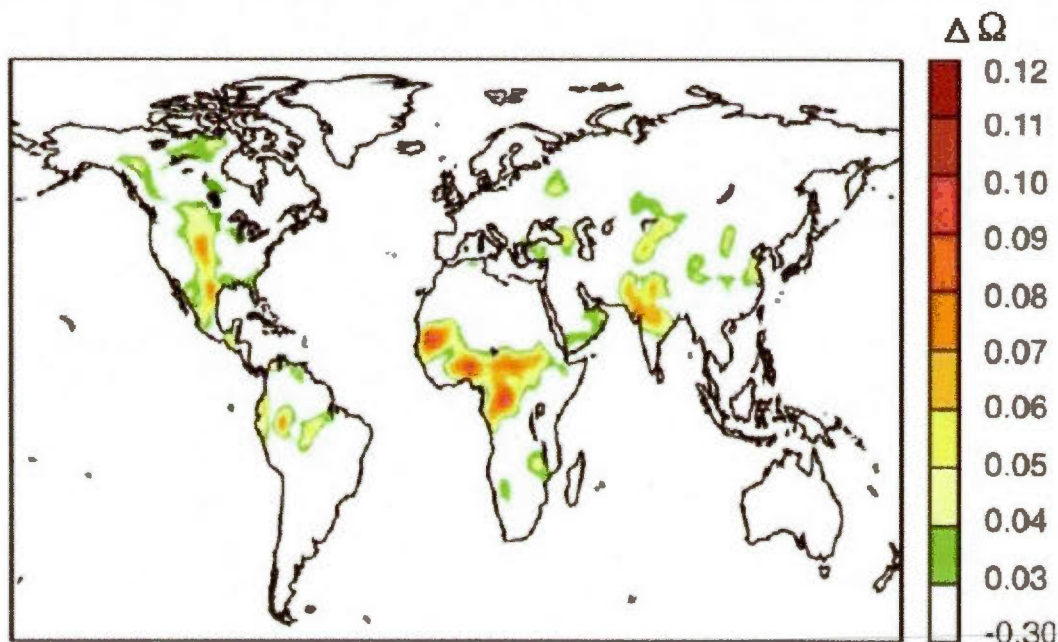


Fig. 1.7 Force du couplage sol-atmosphère indiquée par la différence des paramètres de cohérence ($\Delta\Omega$) entre une simulation où la quantité d'eau dans le sol est forcée (Ω_F) et une où elle évolue librement (Ω_L) pendant l'été boréal (JJA). Ce paramètre décrit l'impact de l'humidité du sol sur la précipitation, moyenné sur les 12 modèles de circulation générale participants de GLACE (adaptée de Seneviratne et al. 2010)

L'influence de l'humidité du sol sur les précipitations est présentée durant l'été boréal (Fig. 1.7). Les valeurs les plus élevées indiquent où se trouvent les régions où l'humidité du sol a un impact sur les variables atmosphériques, dans ce cas-ci la précipitation. Ces régions se situent surtout entre des milieux arides et humides (Sahel entre le Sahara et l'Afrique équatoriale). En Amérique du Nord, les zones de couplage se retrouvent au centre du continent, entre les milieux secs à l'ouest et humides à l'est. Ce résultat s'explique à cause de l'humidité du sol qui influence fortement l'évaporation et que la quantité d'eau dans le sol est assez importante pour avoir un effet sur le cycle de l'eau. L'impact de la quantité d'eau dans le sol sur la température a donné des résultats semblables ainsi que celle sur l'évaporation, plus particulièrement en Amérique du Nord (e.g. Koster et al. 2006, Guo et al. 2006).

1.3.3 Corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation

L'influence de l'humidité du sol sur l'évaporation est une des conditions nécessaires pour que le couplage entre le sol et l'atmosphère soit important. En d'autres mots, l'augmentation ou la diminution de l'eau dans le sol crée respectivement une hausse ou une baisse de l'évaporation. Cette condition est présentée dans la partie encadrée en rouge du cycle idéalisé du couplage (Éq. 11) :

$$\Delta P \rightarrow \boxed{\Delta W \rightarrow \Delta E} \rightarrow \Delta P \quad (11)$$

Pour déterminer la dépendance entre eux, la corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation est calculée. Par la suite, l'évaluation si celle-ci est significative est effectuée selon l'hypothèse qu'aucune dépendance n'existe entre les deux variables.

Une étude a été effectuée afin de déterminer les régions où la corrélation significative est positive et où celle-ci est négative en Amérique du Nord (e.g. Dirmeyer et al. 2009). Lorsque celle-ci est positive, cela indique qu'une variation de l'humidité du sol entraîne une variation de l'évaporation dans le même sens (possibilité d'un couplage). Dans le cas contraire, lorsque la corrélation est négative, cela indique que les deux variables n'évoluent pas dans le même sens.

L'étude est basée sur les données qui proviennent du deuxième rapport du « Global Soil Wetness Project » (GSWP-2) (e.g. Dirmeyer 2006). Celles-ci sont disponibles à chaque jour durant une période de 10 ans (1986-1995) sur une grille de 1° de résolution et contiennent les variables de l'état du sol et les flux atmosphériques. Ces données ont été produites avec 13 schémas de surface ayant les mêmes forçages météorologiques. Par la suite, une analyse de tous les modèles a été effectuée.

À partir des données de l'évaporation et de l'humidité du sol, il est possible de calculer la corrélation significative entre ces deux variables à chaque jour pendant la durée de la simulation. Afin de voir le changement de la corrélation au cours d'une année, le tout est séparé pour chaque saison. Les résultats qui ont été obtenus pour l'Amérique du Nord

pendant chacune des saisons sont présentés (Fig. 1.8).

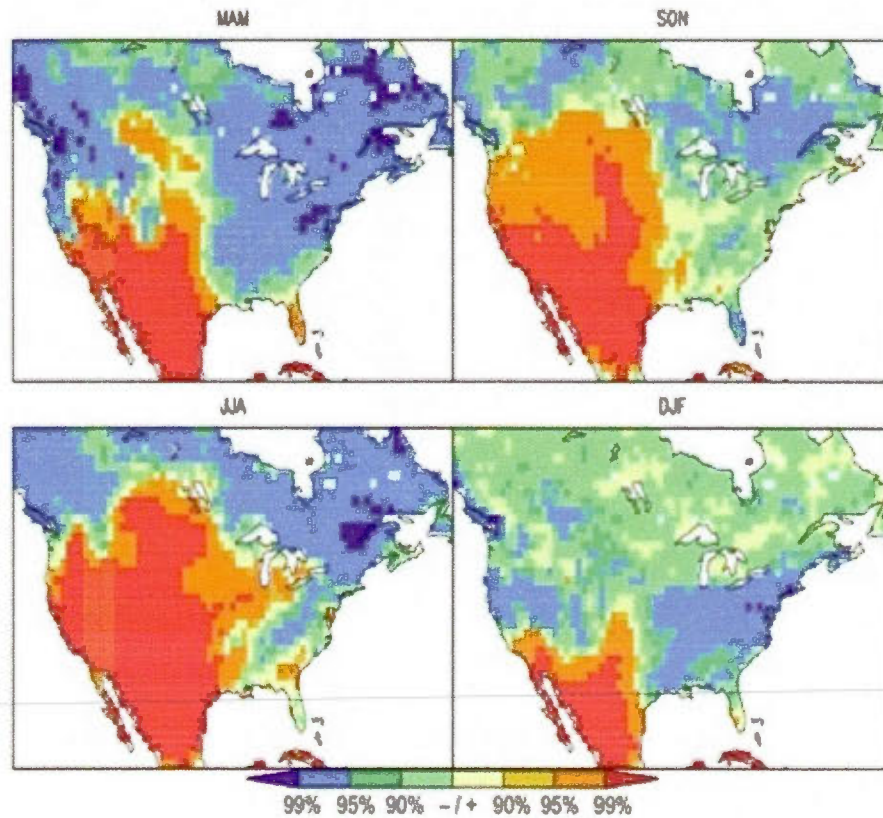


Fig. 1.8 Corrélation journalière significative entre l'humidité du sol et l'évaporation pour les différentes saisons de l'année : le printemps (MAM) (en haut à gauche), l'automne (SON) (en haut à droite), l'été (JJA) (en bas à gauche) et l'hiver (DJF) (en bas à droite) (adaptée de Dirmeyer et al. 2009)

Les couleurs chaudes représentent les régions où la corrélation est positive et les couleurs froides indiquent où celle-ci est négative. Le graphique démontre bien que les régions arides ou semi-arides ont une corrélation positive presque toute l'année, par exemple le sud-ouest des États-Unis. Les régions plus humides comme la côte ouest et l'est du Canada se retrouvent avec des corrélations négatives presque toute l'année. Au Canada, durant la période hivernale, la corrélation est faible à cause du lien inexistant entre l'évaporation et l'humidité du sol dû à la couverture de neige et l'eau qui est gelée dans le sol.

Afin de mieux comprendre ce qui se produit, les couleurs chaudes ou froides peuvent être expliquées par deux types de régimes distincts. Les couleurs chaudes représentent un régime où c'est la quantité d'eau dans le sol qui va contrôler l'évaporation présente, ce qui indique que l'énergie est suffisante pour faire évaporer l'eau. Dans le cas contraire (corrélation négative), c'est plutôt la quantité d'énergie présente qui contrôle l'évaporation et non pas l'humidité du sol. La corrélation positive est un facteur qui est nécessaire pour la présence d'un couplage important entre le sol et l'atmosphère. Par contre, ce n'est pas le seul facteur qui doit être considéré. Le recyclage, c'est-à-dire l'eau évaporée qui retombe d'où elle provient, en est une autre.

1.3.4 Variabilité de l'évaporation et de la température

Comme mentionné auparavant, le couplage sol-atmosphère est plus important durant la période estivale à cause principalement de la circulation générale qui est plus faible. Le cycle annuel de l'humidité du sol à un certain point peut être modifié en réponse au changement du climat au cours de ce siècle (e.g. Seneviratne et al. 2010).

Si par exemple, pendant la période estivale, l'évaporation ne dépend pas de l'humidité du sol (région bleue) et qu'au cours de ce siècle le régime change pour un où l'évaporation repose sur la quantité d'eau dans le sol (région verte) (Fig. 1.9, à gauche), il se peut que certains facteurs climatiques se modifient. La relation entre la fraction d'évaporation ($\Lambda E/R_n$) qui représente la proportion de la chaleur latente (ΛE) par rapport à la radiation nette (R_n) et l'humidité du sol est présentée par une relation linéaire entre les deux variables qui est obtenue dans la région verte (Fig. 1.9, à droite). Dans le régime où c'est l'humidité du sol qui contrôle l'évaporation, la variabilité de ce dernier champ est plus élevée. En conséquence, la variabilité de la température devrait évoluer dans le même sens à cause du flux de chaleur latente induit par l'évaporation. Si le régime change, la variabilité devrait augmenter ou diminuer selon le cas. En effet, si l'humidité du sol se retrouve dans la région verte, une augmentation de la variabilité est à prévoir. Par contre, dans la région bleue et à la limite la région orange, une diminution pourrait survenir.

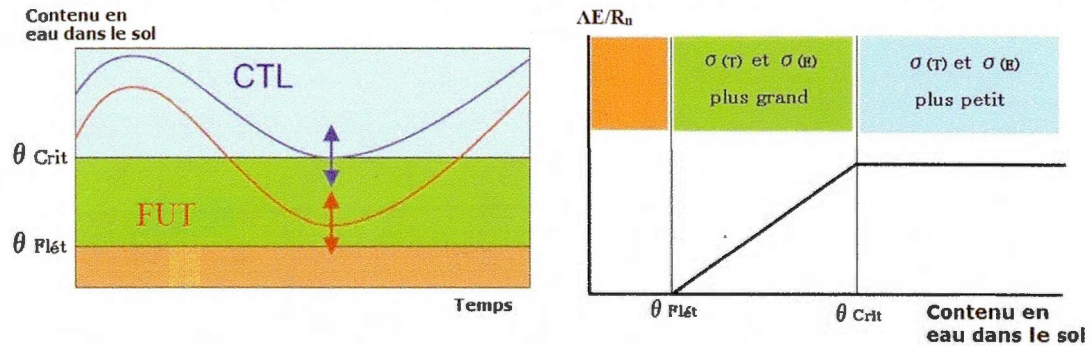


Fig. 1.9 Cycle annuel hypothétique de l'humidité du sol pour une période de contrôle (CTL) et une période future (FUT) (à gauche). Relation entre le contenu en eau dans le sol et la fraction d'évaporation ($\Delta E/R_n$) qui représente la chaleur latente (ΔE) divisée par la radiation nette (R_n) (à droite) (adaptée de Seneviratne et al. 2010)

Afin de voir si le changement de la variabilité de la température et de l'évaporation peut être observé, une étude a été effectuée sur le changement de l'écart type de ces deux variables durant la période estivale (e.g. Seneviratne et al. 2010). Cette recherche est basée sur les résultats du 4^e rapport du GIEC (IPCC 2007). Pour ce faire, la moyenne de trois modèles de circulation générale a été utilisée soit : ECHAM5, HADGEM1 et le GFDL. Deux périodes de 20 ans ont été choisies afin de voir la différence entre les deux. Une période dite de contrôle (1970-1989) et une autre dite future (2080-2099) envisagée selon l'hypothèse SRES A2 qui prévoit une augmentation continue du gaz carbonique qui pourrait atteindre une valeur d'environ 800 parties par million (ppm) pour l'année 2100. La différence entre l'écart type durant la période future et celle de contrôle permet de quantifier le changement. Le changement de la variabilité de l'évaporation (mm/j) et de la température (K) résultant du scénario d'augmentation des gaz à effet de serre (SRES A2) est présenté (Fig. 1.10).

Les résultats indiquent deux zones où la variabilité de l'évaporation et celle de la température augmentent considérablement. Tout d'abord, une hausse dans le sud de l'Europe est à prévoir. Une autre région où l'augmentation sera particulièrement intéressante se situe au sud des Prairies canadiennes et à l'est des États-Unis. Puisque l'étude présentée dans le cadre de cet ouvrage se concentrera sur l'Amérique du Nord, une attention particulière sera portée vers ce résultat. Cela peut indiquer que les régions de couplage entre le sol et

l'atmosphère important migreront vers les secteurs où une hausse de la variabilité est enregistrée d'ici la fin du siècle.

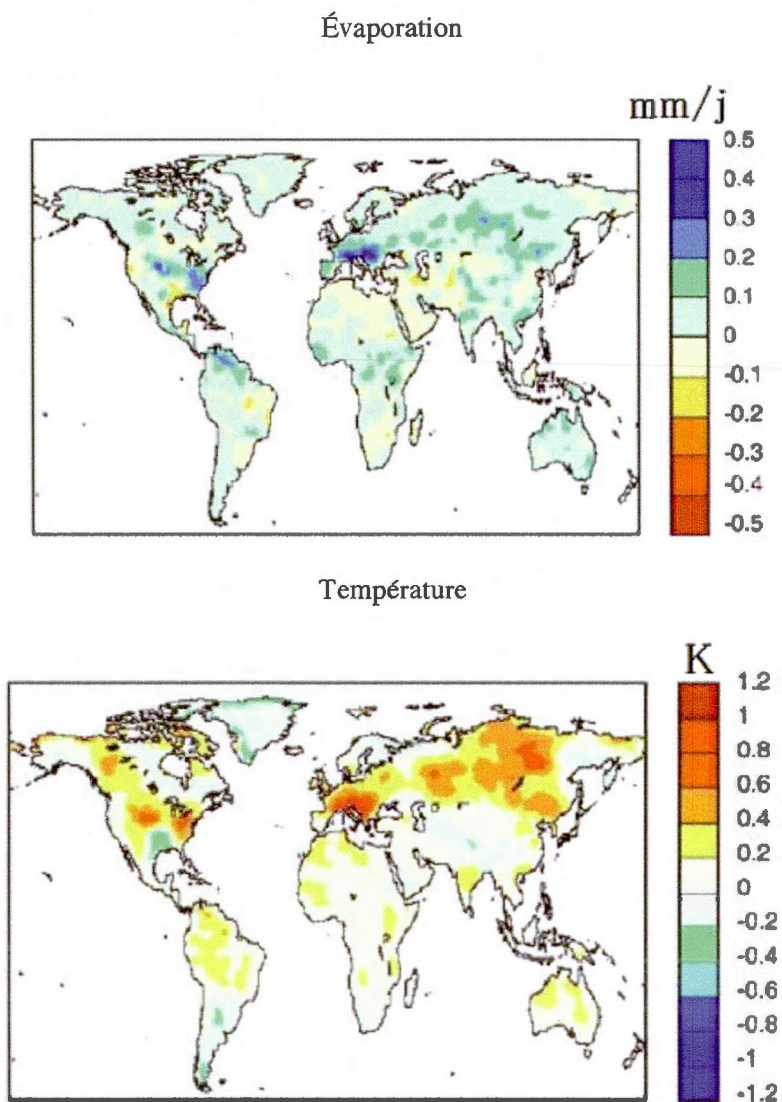


Fig. 1.10 Changement de l'écart type de l'évaporation en millimètres par jour (mm/j) (en haut) et de la température à 2 mètres en Kelvin (K) (en bas) entre la période de contrôle (1970-1989) et une période future envisagée selon le scénario SRES A2 (2080-2099) durant l'été (JJA) (adaptée de Seneviratne et al. 2010)

1.3.5 États préférentiels de l'humidité du sol

Il a été observé qu'à certains endroits, l'humidité du sol peut avoir des états préférentiels durant la période estivale. Ceux-ci peuvent être expliqués en partie par une rétroaction positive entre l'humidité du sol et la précipitation tel que représenté dans la portion encadrée du cycle idéalisé (Éq. 12). Cette rétroaction peut être une indication de la présence d'un couplage sol-atmosphère important (e.g. D'Odorico et al. 2004).

$$\Delta P \rightarrow \boxed{\Delta W \rightarrow \Delta E \rightarrow \Delta P} \quad (12)$$

À partir de la moyenne spatiale des observations de l'humidité du sol provenant d'un réseau de mesures de l'Illinois (Fig. 2.7) pour les premiers 50 centimètres pendant la période de mai à septembre de 1980-2002, la distribution temporelle ($p(s)$) du degré de saturation (s) forme une courbe bimodale (Fig. 1.11). La courbe tiretée et pleine représentent respectivement un lissage avec une fonction de probabilité unimodale et bimodale. La courbe pleine respecte le plus la distribution ce qui détermine la présence de deux modes.

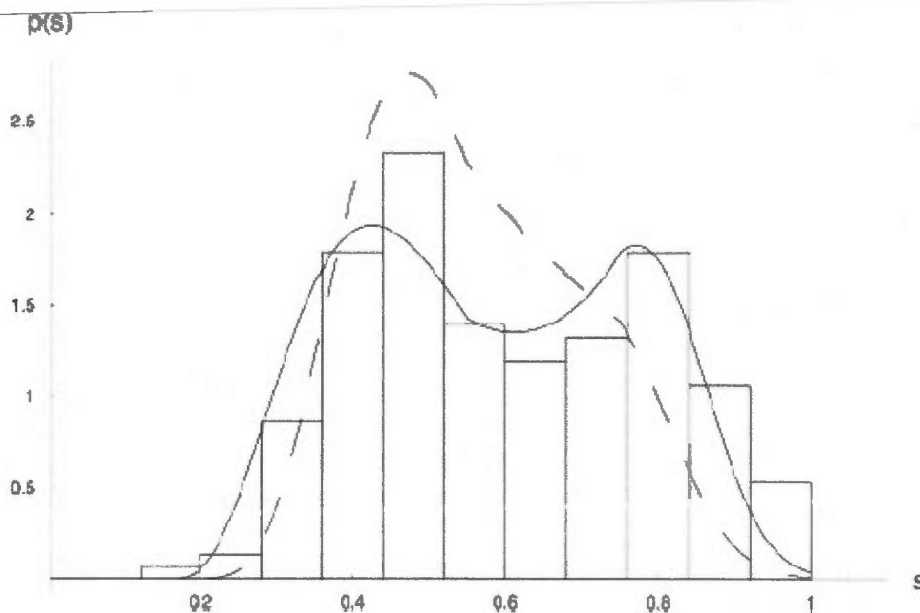


Fig. 1.11 Distribution temporelle $p(s)$ du degré de saturation (s) pour les premiers 50 cm du mois de mai à septembre pour la période 1980-2002 selon la moyenne spatiale des observations du réseau de mesures en Illinois (D'Odorico et al. 2004)

Tout dépendant de la quantité d'humidité dans le sol au début de l'été, celle-ci peut rester tout au long de la saison dans un des états privilégiés, soit un régime sec ou humide selon le cas. Cela peut être expliqué par un recyclage régional de l'eau durant la saison estivale. L'occurrence entre les deux modes devrait donc être moins fréquent à cause des états dits privilégiés.

Afin de mettre plus de poids vers la rétroaction positive entre l'humidité du sol et la précipitation, une expérience a été effectuée sur la même région pour voir la corrélation entre la fréquence de tempêtes et l'humidité du sol. L'étude en question consiste à effectuer la relation entre le degré de saturation de l'humidité du sol (s) et la fréquence de tempêtes par jour (λ) pour la ville de Peoria se situant au centre de l'état de l'Illinois (Fig. 1.12).

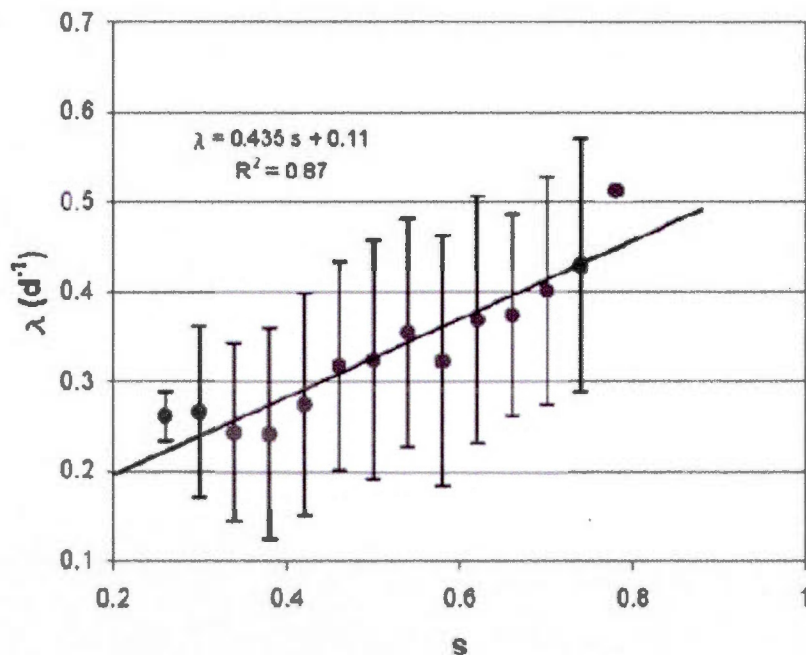


Fig. 1.12 Degré de saturation de l'humidité dans le sol (s) pour les premiers 50 cm durant les mois de mai à septembre de 1980-2002 comparé à la fréquence de tempêtes par jour (λ) pour la ville de Peoria en Illinois (D'Odorico et al. 2004)

La régression linéaire entre les deux variables étudiées (s et λ) a été effectuée. Le carré du coefficient de corrélation trouvée $R^2 = 0.87$ démontre assez bien la présence d'une dépendance importante entre les deux variables. Ce résultat permet donc d'émettre l'hypothèse que la bimodalité puisse indiquer la présence possible d'un couplage sol-atmosphère important en tenant compte de la relation entre la fréquence de tempêtes (λ) et du degré de saturation de l'humidité du sol (s).

D'autres en sont arrivés avec des résultats similaires en termes de distribution bimodale avec un modèle couplé sol-atmosphère durant la saison estivale pour les latitudes moyennes (e.g. D'Andrea et al. 2006).

CHAPITRE II

DONNÉES, MODÈLE ET MÉTHODOLOGIE

Dans ce chapitre, il sera tout d'abord question de la provenance des données utilisées pour l'étude présentée. Le modèle utilisé sera décrit ainsi que sa période de simulation. Le schéma de surface associé au modèle sera exposé. Les données choisies pour faire l'étude présentée seront aussi détaillées. Cette partie est particulièrement importante puisque l'étude effectuée porte sur l'humidité du sol qui est une des variables traitées par ce schéma. Il sera question par la suite des observations disponibles de la quantité d'eau dans le sol. Enfin, les différentes méthodes employées afin d'étudier l'humidité du sol ainsi que le couplage sol-atmosphère seront illustrées.

2.1 Provenance des données

L'humidité du sol et les autres champs utilisés dans le cadre de la recherche présentée proviennent d'une série de simulations de transition de changement climatique produit par la quatrième génération du Modèle régional canadien du climat (MRCC 4.2.3) (e.g. de Elia et Côté 2010). Une autre simulation pilotée par les réanalyses (ERA-40) sera considérée pour effectuer la validation.

2.1.1 Description du modèle

Le MRCC est un modèle à aire limitée basé sur les équations élastiques et non hydrostatiques d'Euler. Celles-ci sont résolues avec un schéma semi-implicite et semi-Lagrangien (e.g. Caya, Laprise 1999). La grille horizontale du modèle est uniforme dans une projection polaire stéréographique (45 km à 60°N). La grille AMNO (Amérique du Nord) avec le champ de la topographie superposée qui recouvre une bonne partie de l'Amérique du Nord est présentée (Fig. 2.1). La résolution verticale est variable en utilisant les coordonnées de Gal-Chen (e.g. Gal-Chen et Somerville 1975) qui suivent à l'échelle le terrain. Les conditions aux frontières sont accessibles selon une méthode inspirée de Davies (1976) qui permet d'entrer les valeurs dans un seul sens. La paramétrisation à l'échelle régionale est

basée sur le modèle qui pilote soit la 3^e version du Modèle canadien couplé de circulation générale (MCCG 3) à l'exception de la convection qui est décrite par le schéma de flux de masse de Bechtold-Kain-Fritsch (e.g. Bechtold et al. 2001) adapté à la résolution du modèle régional.



Fig. 2.1 Grille AMNO (Amérique du Nord) qui représente le domaine où le modèle MRCC est roulé (champ de la topographie)

2.1.2 Description du schéma de surface

La version 2.7 du schéma de surface et de sol canadien communément appelé CLASS (en anglais) est couplé à la version du MRCC utilisée dans cette étude (e.g. Verseghy et al. 1991, 1993). Ce modèle de sol permet de représenter les échanges d'énergie et d'eau entre la surface et l'atmosphère (Fig. 2.2). À partir de la surface, trois couches de sol d'épaisseur différente sont représentées, soit 10 cm, 25 cm et 3,75 m qui correspondent respectivement à la profondeur influencée par le cycle diurne, la zone racinaire et par les variations annuelles de températures.

Le schéma de surface comprend les équations pronostiques de conservation de l'énergie et de l'eau pour les trois couches de sol. Une couche de neige d'épaisseur variable s'ajoute sur le dessus lorsque cela est nécessaire, qui agit de façon distincte thermiquement et hydrologiquement. Le bilan thermique est appliqué sur les trois couches de sols, par contre, le bilan hydrologique s'effectue seulement sur les couches au-dessus du substrat rocheux. La représentation de la canopée végétale est divisée en quatre types : les conifères, les feuillus, les cultures et les herbes. Chaque type de végétation est caractérisé par une certaine architecture. Ils sont traités séparément et leurs effets sont moyennés pour obtenir une représentation générale des caractéristiques de la végétation comme par exemple, l'albédo, la transmissivité, la longueur de rugosité et d'autres. Afin de bien représenter ce qui se passe à petite échelle, chaque point de grille du modèle est divisé en un maximum de quatre sous-régions : sol seulement, couvert de neige, couvert de végétaux, ainsi que couvert de neige et de végétaux.

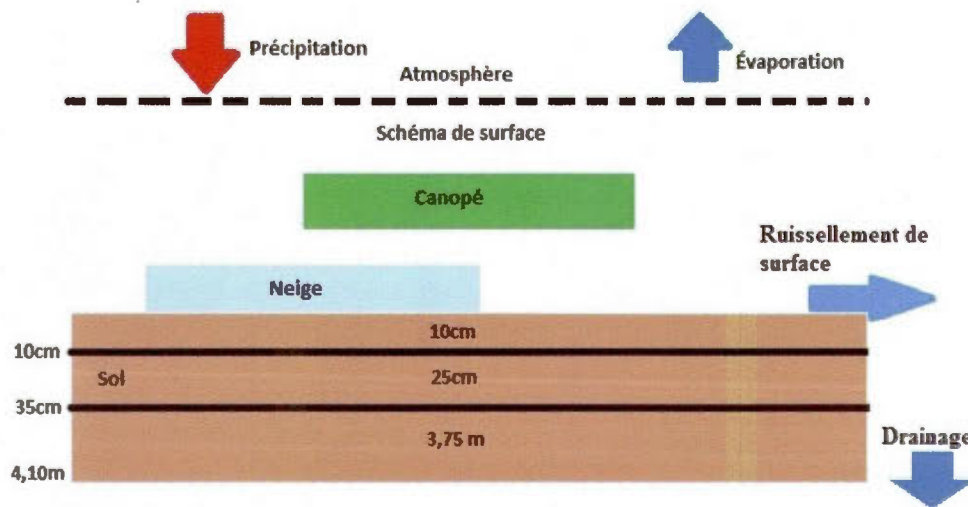


Fig. 2.2 Représentation du cycle de l'eau dans CLASS 2.7 (adaptée de Versegny et al.1991, 1993)

Comme mentionné précédemment, la précipitation, l'évaporation et le ruissellement (ruissellement du surface + drainage) vont influencer l'humidité du sol. Par contre, le mouvement de l'eau entre les différentes couches va être déterminé par la conductivité

hydraulique et la succion exercée par l'eau. Ces facteurs dépendent surtout du type de sol présent. Le pourcentage d'argile et de sable dans chacune des couches de sol est représenté (Fig. 2.3, 2.4, 2.5). Les régions en blanc identifient les secteurs où l'humidité du sol n'est pas définie à cause de la présence du substrat rocheux (Fig. 2.6).

Le substrat rocheux est un autre facteur qui doit être pris en considération. Comme souligné auparavant, celui-ci représente la fin du cycle hydrologique au niveau du sol. La profondeur du substrat rocheux qui varie de région en région peut expliquer certaines différences dans l'humidité du sol simulée (Fig. 2.6).

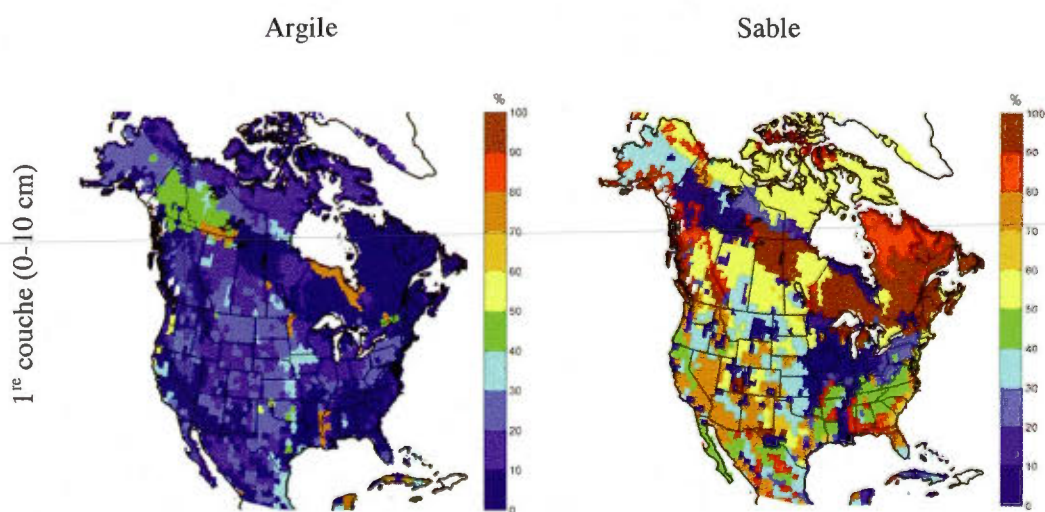


Fig. 2.3 Pourcentage d'argile (à gauche) et de sable (à droite) pour la première couche (0-10 cm) pour les données utilisées

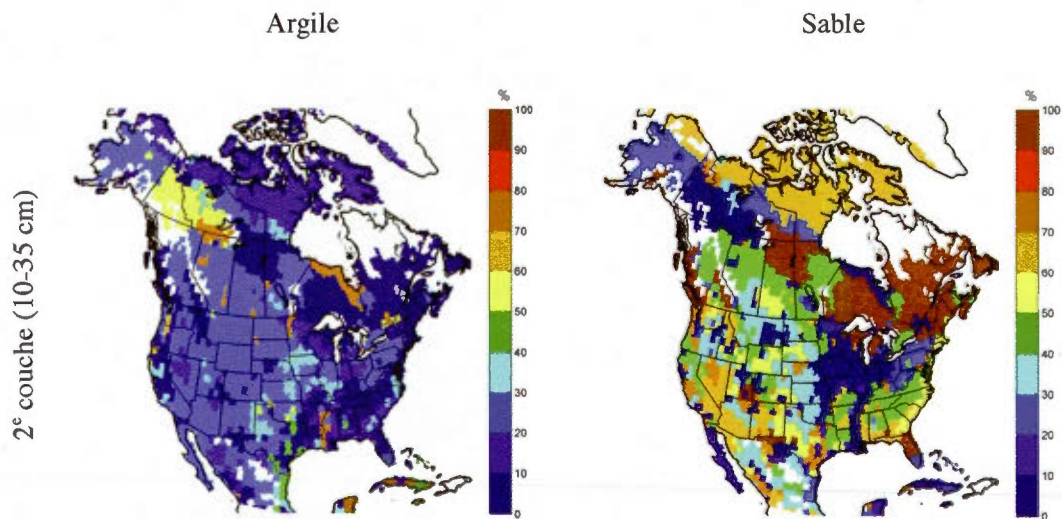


Fig. 2.4 Pourcentage d'argile (à gauche) et de sable (à droite) pour la 2^e couche (10-35 cm) pour les données utilisées

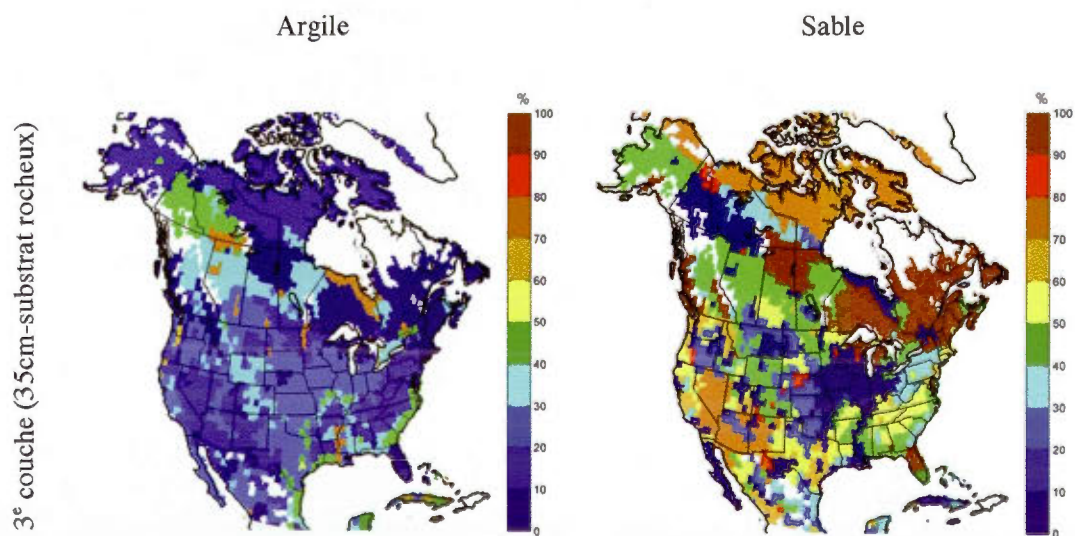


Fig. 2.5 Pourcentage d'argile (à gauche) et de sable (à droite) pour la 3^e couche (35 cm-substrat rocheux) pour les données utilisées

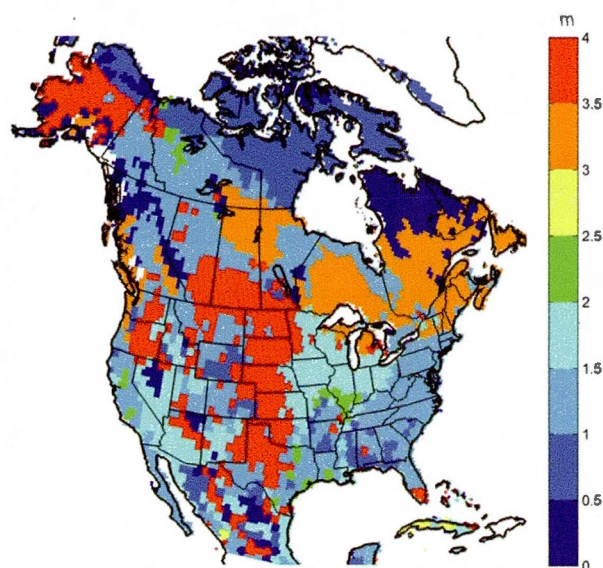


Fig. 2.6 Profondeur du substrat rocheux pour les données utilisées

Une des limitations importantes des schémas de surface peu profonds, dont celui utilisé dans le cadre de cette étude, est la limite de flux nul (zero flux boundary). Cela se produit à la base de la dernière couche où le flux de chaleur vers le bas ainsi que le gradient de succion sont supposés nuls. Cela est dû au fait qu'il n'y a pas d'autres couches à la suite de la troisième et que l'humidité du sol n'est donc pas définie. Puisque ces deux valeurs entrent respectivement dans le calcul de la température et du contenu en eau volumétrique, cela influence les valeurs modelées des deux champs.

2.1.3 Données utilisées

Dans le cadre de cette étude, deux simulations de 140 ans (1961-2100) du MRCC basées sur le scénario d'augmentation des gaz à effet de serre SRES A2 seront utilisées (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2). Ces deux simulations sont pilotées aux frontières par deux différents membres du MCCG. Deux autres simulations de 30 ans (2041-2070), qui sont pilotées aux frontières par les mêmes membres mais qui débutent plus tard, seront utilisées (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT). La comparaison de ces périodes de 30 ans avec les longues simulations de 140 ans correspondantes va permettre de déterminer si, dans

certaines régions, le temps pour atteindre l'équilibre dynamique (spin-up) doit être considéré. Pour l'évaluation de l'humidité du sol simulée, une autre simulation pilotée par 40 ans de réanalyses (1961-2002) (ERA-40) provenant du Centre européen de prévision météorologique à moyen terme (CEPMMT) (e.g. Uppala et al. 2005) sera considérée (MRCC_ERA-40).

2.2 Observations

Trois types de données issues d'observations sont disponibles pour évaluer l'humidité du sol à différents endroits sur la planète (e.g. Dirmeyer et al. 2004). Il s'agit pour les deux premières de l'humidité du sol estimée à partir des schémas de surface forcés par les champs météorologiques observés comme la précipitation et la température et des mesures de la quantité d'eau dans le sol à partir de la télédétection dans certaines bandes micro-ondes. Enfin, il existe des mesures de la quantité d'eau dans le sol prise directement sur le terrain. Étant donné que peu d'observations faites sur le terrain sont disponibles, il devient nécessaire de recourir à des alternatives pour évaluer la qualité des données simulées.

2.2.1 Estimer par les modèles

L'estimation de l'humidité du sol par les schémas de surface forcés par les observations peut aider à représenter l'humidité du sol à l'échelle de la planète puisque le nombre de stations de mesures n'est pas suffisant pour couvrir la totalité du globe. Certains modèles utilisent un schéma de surface plutôt simple « Bucket model », ce qui peut influencer les résultats. La qualité des données météorologiques entrées peut aussi influencer l'humidité du sol à la sortie.

2.2.2 Mesurer par télédétection

La prise de mesure par télédétection dans les micro-ondes peut être un autre moyen pour estimer la quantité d'eau dans le sol (e.g. Wagner et al. 1999). Par contre, cette technique permet seulement d'évaluer le contenu en eau pour les premiers centimètres du sol. Il faut aussi penser à la présence de la végétation qui contient de l'eau et qui peut influencer la mesure effectuée. Donc, la comparaison avec ce type d'observations peut être difficile

compte tenu qu'elle peut être faussée, mais cette technique peut donner une estimation rapide du contenu de l'eau dans le sol près de la surface.

2.2.3 Mesurer sur le terrain

Bien entendu, ce qui reste la meilleure donnée accessible est sans aucun doute la prise de mesures directement sur le terrain. Malheureusement, peu de données sont disponibles et les régions couvertes sont assez disparates. En Amérique du Nord, il existe deux réseaux avec suffisamment de données, soit ceux de l'Illinois et de l'Iowa (Fig. 2.7) (e.g. Robock et al. 2000).

Le réseau d'observation qui se situe en Illinois comprend 19 stations qui sont réparties sur l'ensemble du territoire de l'état. Les mesures sont effectuées une fois par mois à l'exception de la période de croissance des plantes où les données sont prises toutes les deux semaines. Les observations sont disponibles pour chaque année de 1982 à 2001.

Un autre réseau de prises de mesures se trouve dans le sud-ouest de l'état de l'Iowa. Les données sont relevées à deux endroits assez près l'un de l'autre, c'est pour cette raison qu'un seul point est présent sur la carte (Fig. 2.7). Chacun de ces points représente trois sites d'observations. Les données ont été recueillies à chaque mois dans la mesure du possible, d'avril à novembre de 1972 à 1994 et, à chaque fois, toute la même journée. Il est à noter que pour certains mois des prises de mesures n'ont pas été effectuées. Pour cette raison et parce que la couverture géographique est faible, les observations de ce réseau ne seront pas utilisées dans le cadre de cette étude.

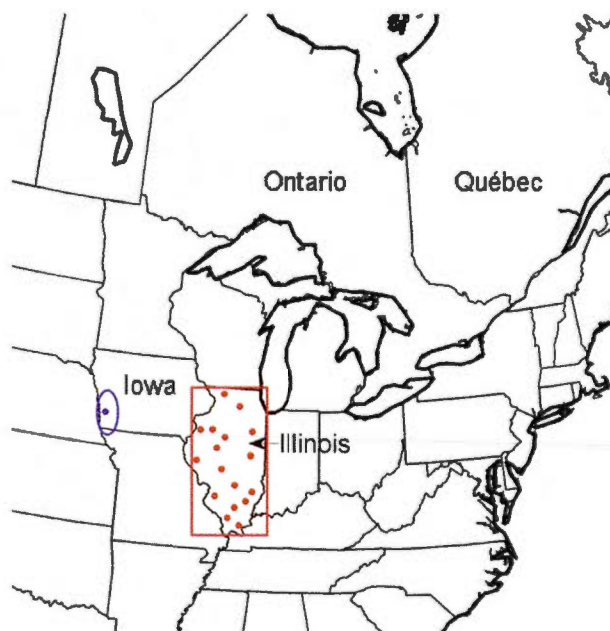


Fig. 2.7 Réseaux d'observation de l'humidité du sol en Amérique du Nord : le réseau de l'état de l'Illinois (en rouge) et celui de l'Iowa (en bleu) (adaptée de Robock et al. 2000)

2.3 Méthodes utilisées

Dans cette section, il sera question des méthodes utilisées dans le cadre de cette étude. L'approche employée afin d'évaluer la performance du modèle sera établie avec les observations disponibles. Il sera aussi question des techniques utilisées pour faire l'analyse du changement appréhendé de l'humidité du sol. Enfin, les différents outils employés afin d'évaluer le couplage entre le sol et l'atmosphère seront présentés.

2.3.1 Évaluation du modèle

Afin de savoir si le modèle employé représente bien l'humidité du sol, l'évaluation de ce champ sera effectuée. La simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40) sera comparée aux observations. Tout d'abord, pour évaluer quantitativement l'humidité du sol, les observations du réseau de l'état de l'Illinois seront confrontées à cette simulation. Par la suite, pour estimer la représentation de la quantité d'eau dans le sol sur une plus grande

échelle de façon qualitative, les périodes plus sèches ou humides de la simulation modelée seront comparées avec un indice calculé à partir des précipitations observées. Pour compléter, les anomalies calculées à partir d'un modèle de surface forcé par les observations de la précipitation et de la température serviront à mesurer les similitudes et les différences des résultats obtenus par le modèle.

2.3.1.1 Comparaison quantitative

Les résultats de la simulation pilotée par les ré-analyses (MRCC_ERA-40) dans la région représentant l'Illinois avec les observations effectuées dans cet état américain (Fig. 2.7) (e.g. Robock et al. 2000) permettront de déterminer si le modèle utilisé représente bien l'humidité du sol. Les trois couches simulées (0-10 cm), (10-35 cm) et (35 cm-substrat rocheux) seront comparées avec les profondeurs correspondantes pour les observations. Le cycle annuel et la variation interannuelle seront évalués afin de voir si les périodes plus sèches ou humides sont respectées.

2.3.1.2 Comparaison qualitative

Afin de regarder à plus grande échelle, il devient intéressant d'examiner ce qui se passe spatialement. Puisque les données d'observations sur le terrain de l'humidité du sol sont très fragmentaires, l'utilisation d'autres outils pour évaluer la performance du modèle à grande échelle doit être envisagée. L'emploi de l'indice de précipitation normalisée (SPI, standardized precipitation index) (e.g. McKee et al. 1993) est une option intéressante. Cet indice qui est défini à partir des précipitations va permettre de déterminer les périodes plus sèches ou plus humides selon le cas.

Pour calculer cet indice, les précipitations observées interpolées à chaque point de grille sur la planète sont employées (CRU-TS2.1, e.g. Mitchell et Jones 2005). La distribution des précipitations à chaque point de grille qui se trouve à 0.5 degré de distance est ensuite lissée dans le temps avec une fonction gamma cumulative (Fig 20, à gauche). La probabilité de précipitation pendant une certaine période de temps est alors trouvée. Cette même probabilité est par la suite transférée vers une fonction standard normale cumulative de moyenne 0 et d'écart type de 1 (Fig. 2.8, à droite). La valeur du SPI est alors obtenue avec la

probabilité correspondante. Les valeurs plus petites que 0 représentent une période plus sèche que la normale et celles plus grandes que 0, une période plus humide. L'avantage d'utiliser cet indice c'est qu'il permet de choisir la période (un mois, 3 mois, 6 mois, 12 mois) durant laquelle le déficit ou le surplus de précipitation veut être calculé. Cela a comme avantage de comparer les anomalies de précipitation à court et à long terme avec celles de l'humidité du sol. Celles-ci seront calculées à partir de la moyenne de la période allant de 1971 à 2000.

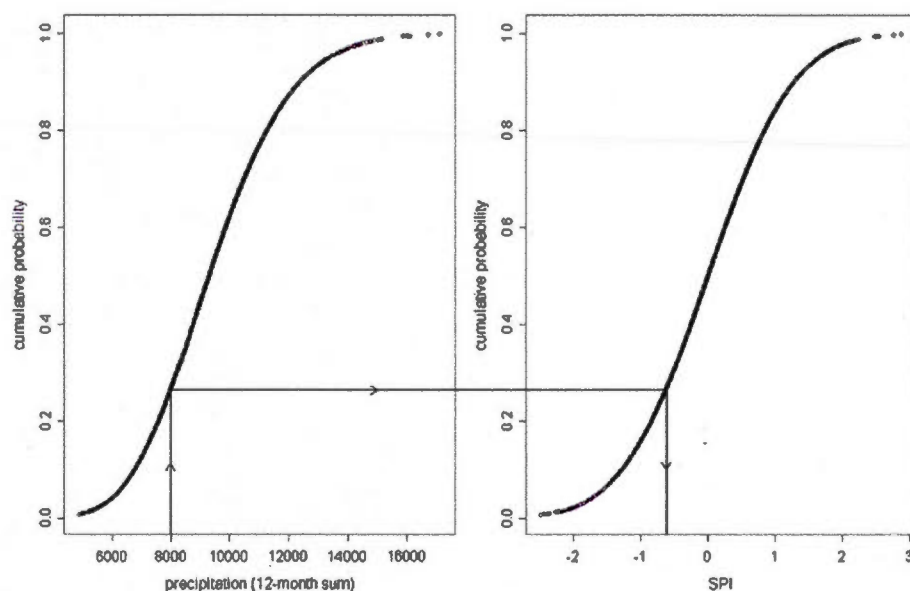


Fig. 2.8 Indice de précipitation normalisée (SPI) calculé à partir d'une fonction gamma cumulative (à gauche) et une fonction normale standard cumulative de moyenne 0 et d'écart type de 1 (à droite) (Logan et al. 2009)

En plus d'utiliser l'indice de précipitation normalisée, il est possible d'employer un autre outil pour évaluer la performance du modèle. Pour se faire, les données issues d'un schéma de surface qui ont été forcées par les observations de la précipitation et de la température peuvent être prises en considération. Dans le cadre de cette étude, les résultats qui seront utilisés proviennent du CPC (Climate Prediction Center) qui a produit des données mensuelles de l'humidité du sol avec une résolution de 0.5° sur l'ensemble du globe de 1948 à 2003 (Fan, van den Dool 2004). Un schéma de surface de type « Bucket model » est

employé afin de déterminer l'humidité du sol. La porosité du sol est définie à 0.47, ce qui correspond à une capacité effective de 760 mm d'eau pour une profondeur de 1.6 m. Les données ont été comparées avec différents réseaux d'observations sur la planète et, malgré la simplicité du schéma de surface, les résultats obtenus ont été satisfaisants (e.g. Dirmeyer et al. 2004). D'une façon similaire à ce qui a été effectué pour l'indice employé auparavant, les anomalies de l'humidité du sol issues du schéma de surface forcé par les observations seront comparées avec celles obtenues par la simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40). Les données obtenues pourront aussi être utilisées afin de vérifier la validité de l'indice de précipitation normalisée.

2.3.2 Changements appréhendés

Afin d'évaluer le changement attendu de l'humidité du sol d'ici la fin du siècle, l'étude est réalisée sur deux fronts, soit sur l'ensemble de la grille AMNO et plus spécifiquement, sur les bassins versants par la suite.

2.3.2.1 Grille AMNO

Pour avoir une idée d'ensemble sur le changement de l'humidité du sol, il devient intéressant de regarder ce qui se passe sur l'ensemble de la grille AMNO. Pour se faire, le changement relatif (dW) entre une période dite de contrôle (CTL) (1971-2000) et une période future (FUT) (2071-2100) sera évalué (Éq. 13).

$$dW = \frac{W_{FUT} - W_{CTL}}{W_{CTL}} \cdot 100(\%) \quad (13)$$

Les changements appréhendés pour une autre période future (FUT) (2041-2070) seront aussi examinés afin de voir si la tendance se maintient dans le temps. Le premier membre des simulations sera utilisé (MRCC_MCCG1) par contre, l'autre membre qui simule pendant 140 ans (MRCC_MCCG2) sera considéré afin de voir s'il n'y a pas de différence majeure. Le changement relatif est utilisé afin d'enlever toute importance vers les régions plus sèches ou plus humides au départ. Cette méthode va permettre d'avoir une idée spatiale du changement de l'humidité du sol. Les saisons de l'hiver et de l'été vont être étudiées individuellement et

ensuite, l'année au complet afin d'avoir une idée plus générale de l'évolution. L'eau dans le sol sous forme liquide et solide sera examinée durant l'année au complet. La modification de la quantité d'eau dans le sol dépend des éléments du cycle de l'eau. Pour cette raison, le changement attendu de la précipitation, de l'évaporation et du ruissellement (ruissellement de surface + drainage) sera examiné en parallèle afin de connaître leur importance. Cela va être effectué de la même façon que pour l'humidité du sol, c'est-à-dire pour l'hiver ainsi que pour l'été et annuellement par la suite.

Après avoir obtenu le changement attendu, il devient intéressant de savoir si celui-ci est significatif. Le Student t-test sera utilisé afin d'évaluer si le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 % (e.g. Ross 2004). L'hypothèse nulle affirmant que la différence entre la moyenne de la période de contrôle et future (μ_d) est zéro doit être rejetée. Si l'hypothèse n'est pas acceptée, alors il faut déterminer la confiance avec laquelle l'affirmation peut être déclinée. Dans ce cas-ci, il s'agit de 95 %. Tout d'abord, la valeur de t qui correspond à une distribution normale doit être trouvée pour chaque point de grille (Éq. 14). Celle-ci dépend de la différence de la moyenne (μ_d) et de l'écart type (s_d) entre les deux distributions ainsi que du nombre d'éléments ($n = 30$) :

$$t = \frac{\mu_d \sqrt{n}}{s_d} \quad (14)$$

Par la suite, l'intervalle de confiance de 95 % sera déterminé, en calculant, les valeurs de t* correspondantes (Éq. 15, 16). Cette valeur dépend de la moyenne (μ_d) et de l'écart type (s_d) de la différence entre les deux distributions ainsi que du nombre d'éléments (n), mais aussi du facteur Z qui représente la confiance désirée selon une distribution normale. La variable Z dépend de la confiance désirée qui est représentée par le paramètre α où $(1-\alpha)*100$ % est le degré de confiance (Tableau 1).

α	Confiance	$Z_{\alpha/2}$
0.05	95 %	1.96

Tableau 2.1 Valeurs pour déterminer si le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %. Le paramètre α indique l'opposé du degré de confiance puisque $(1 - \alpha) \cdot 100\%$ détermine celui-ci. La valeur de Z dépend de cette variable et des caractéristiques d'une distribution normale

$$t^* \geq \mu_d + Z_{\alpha/2} \frac{s_d}{\sqrt{n}} \quad (15)$$

$$t^* \leq \mu_d - Z_{\alpha/2} \frac{s_d}{\sqrt{n}} \quad (16)$$

Tout ce qui est plus petit ou plus grand que la valeur de t^* représente un changement significatif avec un degré de confiance de 95 %.

2.3.2.2 Bassins versants

Tout d'abord, des bassins versants qui vont du nord au sud de l'Amérique du Nord sont choisis afin de voir les différents types de climat. Les bassins sélectionnés sont les suivants : le fleuve Yukon, le fleuve Mackenzie, le fleuve Churchill, le fleuve Nelson et le fleuve Mississippi (Fig. 2.9).

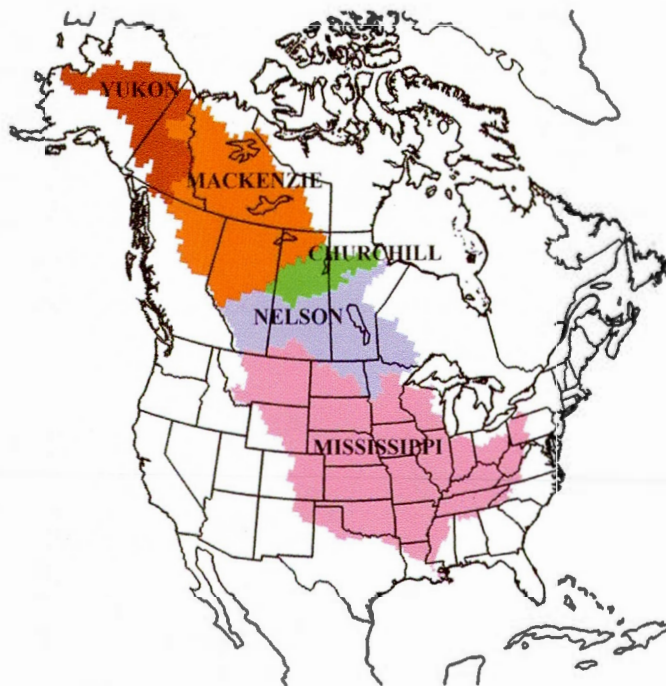


Fig. 2.9 Bassins versants utilisés pour faire l'analyse du changement de l'humidité dans le sol (Yukon (405 points de grille), Mackenzie (861 pts), Churchill (151 pts), Nelson (600 pts) et Mississippi (2039 pts))

Le changement dans le cycle annuel sera évalué en comparant celui-ci pour différentes périodes en utilisant le premier membre (MRCC_MCCG1). Il est important de mentionner que le deuxième membre (MRCC_MCCG2) a aussi été considéré afin de confirmer la cohérence du changement. Une période dite de contrôle (1971-2000) et deux périodes futures (2041-2070, 2071-2100) sont sélectionnées. La différence entre chacun des cycles annuels va permettre de voir comment s'effectue le changement de l'humidité du sol durant une année.

Dans le cas de la variation interannuelle, la moyenne annuelle de l'humidité du sol est effectuée. L'évolution d'année en année de l'humidité du sol pour la période de (1971-2100) est représentée pour les deux membres des longues simulations (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2).

Pour le changement dans le cycle annuel ainsi que la variation interannuelle, les deux premières ainsi que la troisième couche seront évaluées pour voir ce qui se produit près de la surface et plus en profondeur. La moyenne spatiale sur le bassin versant est effectuée pour représenter le cycle annuel et la variation interannuelle

Cette technique, par rapport au changement au niveau spatial, va permettre de comprendre de façon plus détaillée comment pourrait évoluer l'humidité du sol au cours de ce siècle dans différentes régions de l'Amérique du Nord.

En plus de regarder l'évolution dans le temps de l'humidité du sol sur chaque bassin versant pendant les 130 ans, l'utilisation des simulations plus courtes (2041-2070) qui proviennent des mêmes membres que les longues simulations (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) peuvent aider à identifier si la période pour atteindre l'équilibre dynamique (spin-up) est importante. En effet, si celle-ci prend plusieurs années, les données utilisées dans les premières années de la simulation seront affectées et les effets devront être pris en considération durant l'analyse des résultats.

2.3.3 Couplage Sol-Atmosphère

Dans cette section, il sera question de différents critères pour diagnostiquer l'intensité du couplage. Dans un premier temps, la corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation sera trouvée. Par la suite, le changement de la variabilité de l'évaporation et de la température sera évalué. Finalement, la distribution de l'humidité du sol dans différentes régions sera examinée.

2.3.3.1 Corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation

Comme mentionné auparavant, une des conditions nécessaires pour avoir un couplage important entre le sol et l'atmosphère est la présence d'une corrélation positive entre l'humidité du sol et l'évaporation (Éq. 17) (e.g. Ross 2004). Puisque la première couche réagit la plus rapidement avec l'atmosphère, celle-ci sera utilisée afin de représenter l'humidité du sol. Les étés (JJA) 1971-2000, 2041-2070 et 2071-2100 du premier membre (MRCC_MCCG1) seront utilisés afin de voir l'évolution de la corrélation dans le temps.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(n-1)s_x s_y} \quad (17)$$

Dans la dernière équation (Éq. 17), la variable (x) indique l'humidité du sol pour la première couche (0-10 cm) tandis que la variable (y) décrit l'évaporation. La variable (i) représente chaque mois de chaque année et le nombre total de mois (n = 90), ce qui englobe une période de 30 ans dans le cas d'une évaluation mensuelle. Les écarts types de l'humidité du sol et de l'évaporation sont identifiés respectivement par les variables s_x et s_y . À partir de la corrélation trouvée, l'évaluation si celle-ci est statistiquement significative sera effectuée. L'hypothèse nulle selon laquelle les deux variables sont indépendantes ($r = 0$) l'une de l'autre sera posée. Si l'hypothèse est rejetée, il faut déterminer le degré de confiance avec lequel celle-ci peut être déclinée. De façon similaire au changement appréhendé, une valeur t sera calculée pour chaque point de grille à partir de la corrélation (r) et du nombre de mois (n) (Éq. 18) :

$$t = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (18)$$

Les valeurs critiques associées (t^*) à un degré de confiance de 95% devront être définies à partir des tables disponibles (Éq. 19).

$$\begin{aligned} t^* &\geq 1.9873 \\ t^* &\leq -1.9873 \end{aligned} \quad (19)$$

Les valeurs se trouvant à l'extérieur des valeurs prescrites déterminent si la corrélation est significative avec un degré de confiance de 95 %. Les différentes périodes ciblées seront comparées afin de déterminer le changement dans la corrélation significative d'ici la fin du siècle.

2.3.3.2 Variabilité de l'évaporation et de la température

Comme mentionné précédemment, l'humidité du sol doit se situer entre le point de flétrissement et le point critique afin que l'évaporation dépende de la quantité d'eau dans le

sol. Une hausse de la variabilité de la température et de l'évaporation peut être présente si au courant de ce siècle, le régime de l'humidité du sol envers l'évaporation dans une certaine région change durant la période estivale. Afin de voir comment s'effectue le changement dans la variabilité, la modification de l'écart type de la température et de l'évaporation entre la période de contrôle (CTL) (1971-2000) et les périodes futures (FUT) (2041-2070 et 2071-2100) sera examinée (Éq. 20). Le premier membre (MRCC_MCCG1) sera utilisé pour effectuer cette analyse mais les résultats pour le deuxième membre (MRCC_MCCG2) ont aussi été examinés afin de vérifier la validité des résultats.

$$d\sigma = \sigma_{FUT} - \sigma_{CTL} \quad (20)$$

Les zones où une augmentation de la variabilité de la température ou de l'évaporation indique en partie le déplacement probable des régions de couplage important entre le sol et l'atmosphère d'ici la fin du siècle.

Le f-test sera utilisé afin de déterminer si le changement de l'écart type est significatif avec un degré de confiance de 95 % (e.g. Dodge 2004). L'hypothèse nulle affirme que les deux variances soit celle de contrôle (CTL) et future (FUT) sont égales. Celle-ci doit donc être rejetée avec un degré de confiance de 95 %. Tout d'abord, il faut calculer le ratio entre la variance pour la période future et celle pour la période de contrôle à chaque point de grille (F). Le numérateur contient la valeur la plus élevée ($\sigma^2 \uparrow$) et le dénominateur la plus basse ($\sigma^2 \downarrow$) (Éq. 21) :

$$F = \frac{\sigma^2 \uparrow}{\sigma^2 \downarrow} \quad (21)$$

La valeur critique associée à un degré de confiance de 95 % devra être déterminée (F^*) (Éq. 22). Avec les tables disponibles, il est possible d'obtenir cette valeur :

$$F^* \approx 1.86 \quad (22)$$

Si la valeur de F est plus grande que la valeur critique (F^*), l'hypothèse nulle peut être rejetée avec un degré de confiance de 95 %.

2.3.3.3 Distribution de l'humidité du sol

Une distribution bimodale de l'humidité du sol peut être une conséquence d'une rétroaction positive entre l'humidité du sol et la précipitation subséquente (section 1.3.5). Cette rétroaction est une des conditions nécessaires pour établir la présence d'un couplage important entre le sol et l'atmosphère. Afin d'évaluer la probabilité d'occurrence d'une certaine quantité d'eau dans le sol, l'humidité du sol pour la première couche de sol sera considérée. Les valeurs de la quantité d'eau dans le sol seront notées pendant chaque jour durant la période estivale (JJA). Différents bassins versants se trouvant dans des régions où le couplage serait important ou le deviendrait seront choisis. La période de contrôle (1971-2000) et les périodes futures (2041-2070, 2071-2100) du premier membre (MRCC_MCCG1) seront considérées afin de voir le changement dans la distribution pour chaque bassin versant. Les résultats pour le deuxième membre (MRCC_MCCG2) ont aussi été examinés afin de vérifier la cohérence.

Les bassins considérés se trouvent surtout dans le centre du continent : le bassin du Missouri, du Haut-Mississippi, du fleuve Nelson, de la rivière Ohio et de la rivière des Outaouais (Fig. 2.10).

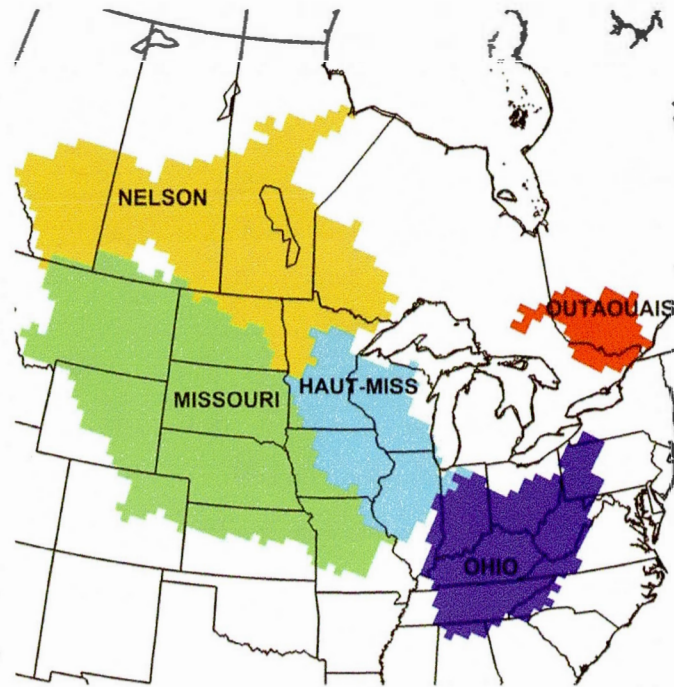


Fig. 2.10 Bassins versants choisis (Nelson (600 pts), Missouri (808 pts), Haut-Mississippi (271 pts), Outaouais (84 pts) et Ohio (337 pts)) pour faire l'analyse de la bimodalité avec la distribution journalière de l'humidité du sol durant la saison estivale (JJA).

CHAPITRE III

ANALYSE DES RÉSULTATS

Dans ce chapitre, il sera question dans un premier temps de l'évaluation de l'humidité du sol telle que représentée par le modèle utilisé. Par la suite, une étude des changements anticipés de l'humidité du sol pour la fin du siècle en cours sera effectuée. Enfin, une évaluation de l'évolution du couplage sol-atmosphère d'ici la fin du siècle sera présentée.

3.1 Évaluation du modèle

Avant de commencer l'étude des changements appréhendés de l'humidité du sol, il faut effectuer l'évaluation de cette quantité telle qu'elle est définie par le modèle. Dans un premier temps, les observations effectuées sur le terrain seront utilisées. D'autres avenues comme l'indice de précipitation normalisée (SPI) et les anomalies de l'humidité du sol calculées à partir du schéma de surface forcé par la précipitation et la température mesurées seront employées durant des événements extrêmes comme des sécheresses ou inondations.

3.1.1 Comparaison quantitative

Dans cette section, les résultats obtenus en comparant le cycle annuel et la variation interannuelle de la simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40) avec les observations sur le terrain du réseau de mesures de l'état de l'Illinois seront exposées (Fig. 3.1). Chacune des couches utilisées dans le modèle étudié sera présentée. La comparaison avec le cycle annuel se situe à gauche du tableau et à droite, la variation interannuelle.

Avant d'analyser les résultats obtenus, l'identification des différences et similitudes entre les observations et le modèle doit être présentée afin de déterminer les limitations. La prise de mesure sur le terrain s'effectue jusqu'à environ 2 mètres ce qui correspond à la profondeur moyenne du substrat rocheux tel que représenté par le modèle dans l'état de l'Illinois (Fig. 2.6). Selon les recherches effectuées sur chacun des sites de prises de mesures, le sol contient environ 10 à 15 % de sable, 20 à 25 % d'argile et de 60 à 70 % de limon (e.g. Hollinger, Isard 1994). Pour l'état de l'Illinois, le modèle représente le sol avec un

pourcentage de sable allant de 5 à 10 %, d'argile de 20 à 30 % et le reste est du limon (Fig. 2.3, 2.4, 2.5). Certaines différences peuvent être générées par le type de sol représenté qui est légèrement différent et le fait que les caractéristiques du limon ne sont pas traitées par le modèle. Afin de prendre les mesures sur le terrain, une sonde à neutron est utilisée afin de déterminer le nombre d'atomes d'hydrogène en présence pour évaluer la quantité d'eau dans le sol. Les prises de mesure peu profondes peuvent comporter certaines erreurs à cause de l'air aux alentours qui contient de la vapeur d'eau. Il faut aussi calibrer selon le type de sol et la zone traitée pendant une certaine période de temps avec différents taux d'humidité dans le sol (e.g. Robock et al. 2000).

Pour la première couche (0-10 cm) (Fig. 3.1 en haut), le modèle représente assez bien le cycle annuel à l'exception de la période de recharge durant l'automne qui commence un à deux mois plus tard. Une étude publiée par Pan et al. (2001) a démontré un problème similaire pour les 10 premiers centimètres. Il est à noter que le modèle assèche le sol beaucoup plus durant l'été que les observations. Cette différence pourrait être due à une évaporation plus importante simulée durant cette période. ~~Le modèle représente assez bien la~~ variation annuelle pour cette couche près de la surface. Les années plus sèches ou plus humides sont bien définies; par contre, quelques différences sont présentes au niveau de l'intensité. Dans l'ensemble, l'humidité du sol est légèrement sous-estimée et cela pourrait être dû principalement par la période de recharge qui n'est pas très bien représentée.

Dans le cas de la deuxième couche (10-35 cm) (Fig. 3.1 au centre), un décalage d'environ un mois dans le cycle annuel est présent. Contrairement à ce qui a été observé pour la première couche, le modèle surestime très légèrement les observations surtout durant la deuxième moitié de l'année. Pour la variation interannuelle, une différence est notable surtout avant l'année 1988. Après 1988, il existe une bonne concordance entre le modèle et les observations au niveau de la tendance.

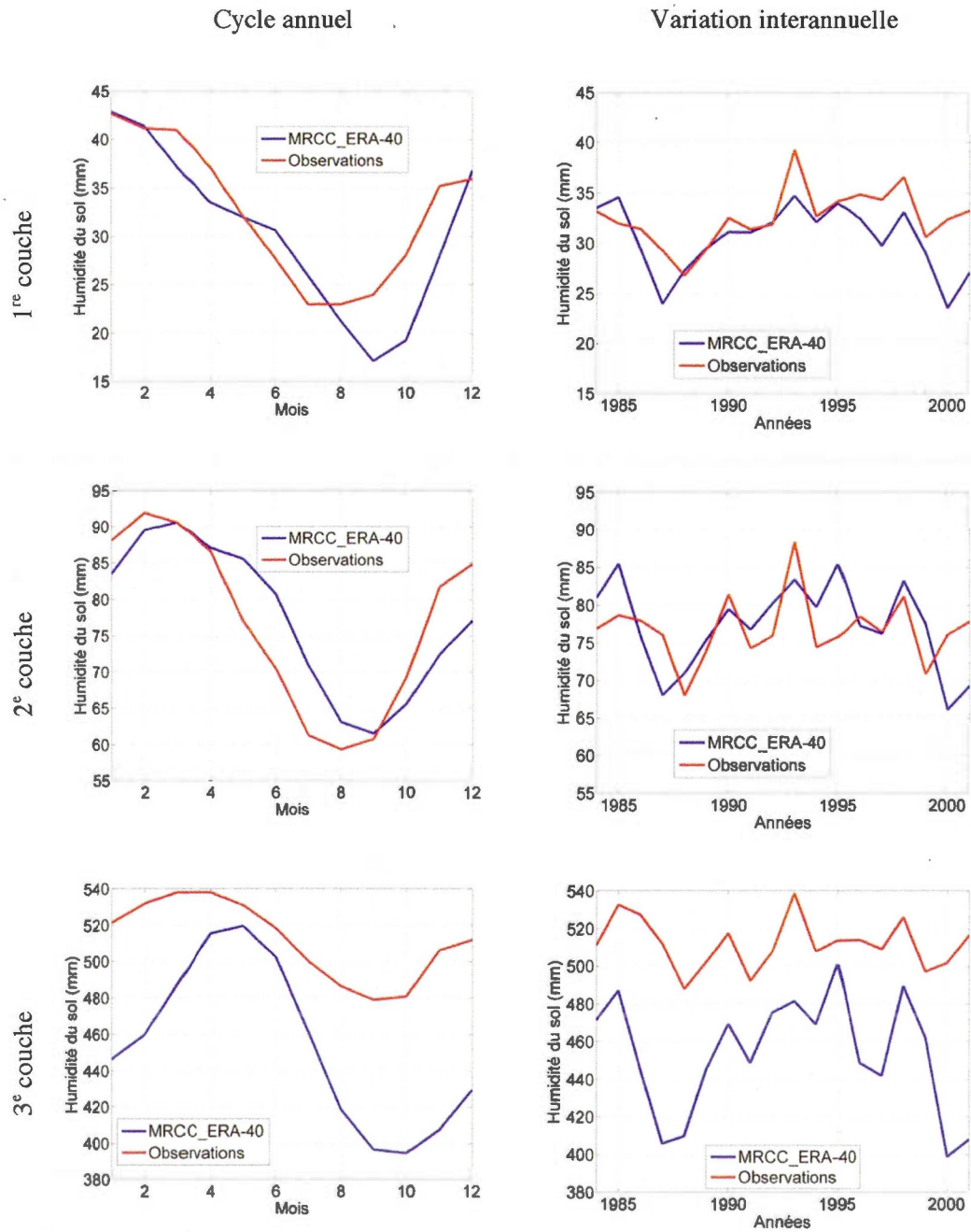


Fig. 3.1 Comparaison entre les observations du réseau de l'état de l'Illinois qui comprend 19 stations et la simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40) pour cette même région de 1982 à 2001 : 1^{er} niveau (cycle annuel (en haut à gauche) et la variation interannuelle (en haut à droite)), 2^e niveau (cycle annuel (au centre à gauche) et la variation interannuelle (au centre à droite)), 3^e niveau (cycle annuel (en bas à gauche) et la variation interannuelle (en bas à droite))

Dans le cas de la troisième couche (35 cm-substrat rocheux) (Fig. 3.1 en bas), un biais important entre les observations et la simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40) est présent durant presque toute l'année. Celui-ci est plus important de la fin de l'été jusqu'au début de l'hiver. Ce phénomène se constate aussi sur la variation interannuelle. Étant donné que la troisième couche est la dernière, le gradient de succion est fixé à zéro à la base, ce qui influence la quantité d'eau dans le sol pour toutes les couches modélisées, mais de façon plus importante la dernière. Cette particularité affecte en grande partie les résultats modélisés. Malgré l'erreur apparente pour la dernière couche simulée, les périodes plus sèches ou humides sont respectées en regardant la tendance. Il faut aussi ajouter qu'un décalage d'un mois dans le cycle annuel entre les deux courbes est aussi présent pour cette couche. Le biais important a aussi été observé dans la recherche de Pan et al. (2001). Cependant, seulement le premier mètre en dessous de la surface a été examiné dans cette dernière étude.

En général, le modèle représente assez bien les années plus sèches ou plus humides surtout à partir de 1988. Par contre, au niveau du cycle annuel, un décalage d'environ un mois est présent pour les deux dernières couches. Il faut noter que la troisième couche se retrouve avec un biais important et qui laisse un doute sur la bonne représentation de cette couche par le modèle.

3.1.2 Comparaison qualitative

Dans cette section, deux autres méthodes seront employées afin d'évaluer la performance du modèle. L'indice de précipitation normalisée (SPI) (e.g. Mckee et al. 1993), calculé à partir des précipitations observées ainsi que l'anomalie issue des résultats d'un schéma de surface piloté par les observations de la précipitation et de la température (CPC) (e.g. Fan, Van del Dool 2004) seront comparés à l'anomalie de l'humidité du sol de la simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40).

Puisque le déficit ou le surplus de précipitation peut être à court ou à long terme, différentes périodes de temps doivent être utilisées afin de calculer l'indice de précipitation

normalisée. La saison estivale sera sélectionnée puisque la précipitation affecte l'humidité du sol assez rapidement en raison du sol qui n'est pas gelé.

Pour l'indice de précipitation normalisée, l'été 1988 a été choisi puisque les régions du centre du continent nord-américain étaient sous l'effet d'une sécheresse. Celle-ci a débuté durant l'été 1987. Afin de bien représenter cette période sèche, l'indice devra tenir compte de l'année précédente. L'indice choisi prendra donc en considération les 12 mois précédents et celui-ci sera comparé avec l'anomalie de l'humidité du sol pour le total des trois couches (Fig. 3.2, 3.3).

L'indice choisi (SPI-12) représente assez bien la période sèche au niveau des prairies canadiennes et américaines, même si l'intensité est différente pour l'été 1988. Les régions plus humides dans les territoires du nord canadien sont bien définies. Quelques différences notables sont présentes au niveau du nord de l'Ontario. La présence d'un sol très sablonneux dans le modèle peut expliquer en partie cette différence (Fig. 2.3, 2.4, 2.5).

Durant l'été 1993, la situation contraire s'est produite. Le Midwest américain était sous l'influence de précipitations plus élevées que la normale, ce qui a engendré des inondations. Cette fois-ci, la présence d'humidité du sol au-dessus de la moyenne dans cette partie du continent va être comparée avec l'indice issu des précipitations (SPI).

Dans ce cas, l'anomalie de l'humidité du sol pour la somme des trois couches de sol de la simulation pilotée par les réanalyses (ERA-40) sera confrontée avec l'indice des 12 mois précédents (Fig. 3.2, 3.3). La zone plus humide dans le Midwest américain est très bien représentée ainsi que l'ouest des États-Unis et l'extrême sud des Prairies canadiennes. Certaines différences peuvent être notées dans le sud-ouest des États-Unis qui pourraient être dues au déficit de précipitation durant le printemps. Cette étude est plutôt qualitative, mais permet quand même de voir que le modèle représente assez fidèlement au niveau de la direction le déficit ou le surplus de précipitation.

Pour l'anomalie calculée à partir d'un schéma de surface forcé par les observations de la précipitation et de la température, les résultats se comparent plutôt bien avec ceux de

l'indice de précipitation normalisée tant pour la période de sécheresse ou d'inondation (Fig. 3.3). Ce résultat démontre que l'utilisation de cet indice est appropriée.

Pour l'été 1988, les régions sèches des prairies canadiennes et américaines sont assez bien définies. Les régions plus humides dans les territoires canadiens sont bien représentées.

Dans le cas de l'été 1993, les régions humides du Midwest américain, de l'extrême sud des prairies canadiennes ainsi que le nord-ouest des États-Unis sont bien identifiées. Contrairement à l'indice calculé à partir des observations de la précipitation (SPI), la période plus sèche dans le sud-est des États-Unis est bien décrite.

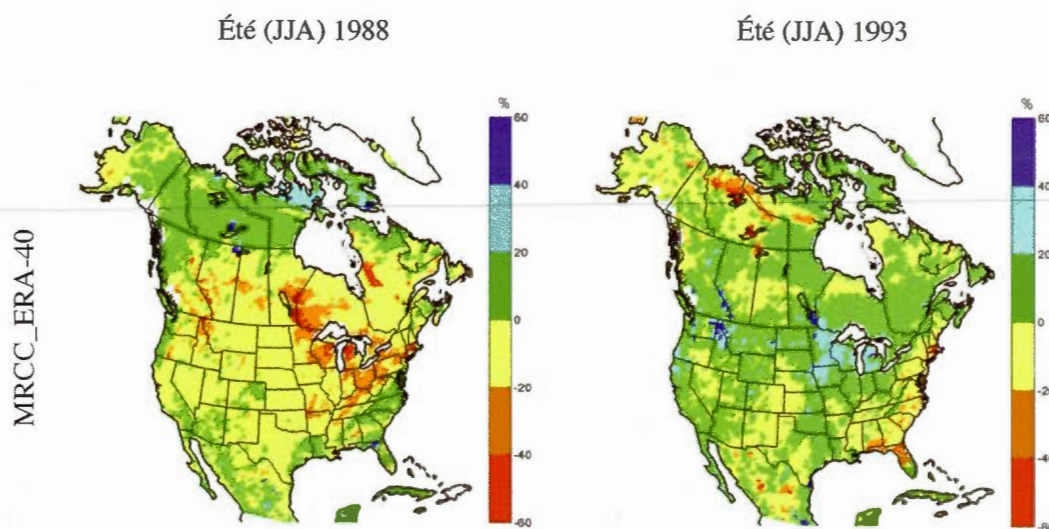


Fig. 3.2 Anomalie de l'humidité du sol pour le total des trois couches pour l'été 1988 par rapport aux étés 1971-2000 (à gauche), même chose qu'à gauche, mais pour l'été 1993 (à droite) calculée à partir de la simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40)

Comme mentionné auparavant, la quantité d'eau dans le sol est définie jusqu'à 1,6 m pour le schéma de surface forcé par les observations. Pour le schéma du modèle utilisé dans le cadre de cette recherche, la couche hydrologiquement active descend beaucoup plus profondément dans plusieurs secteurs, ce qui peut expliquer certaines différences. Il faut

aussi ajouter que le type de schéma de surface n'est pas le même, ce qui peut engendrer d'autres contradictions.

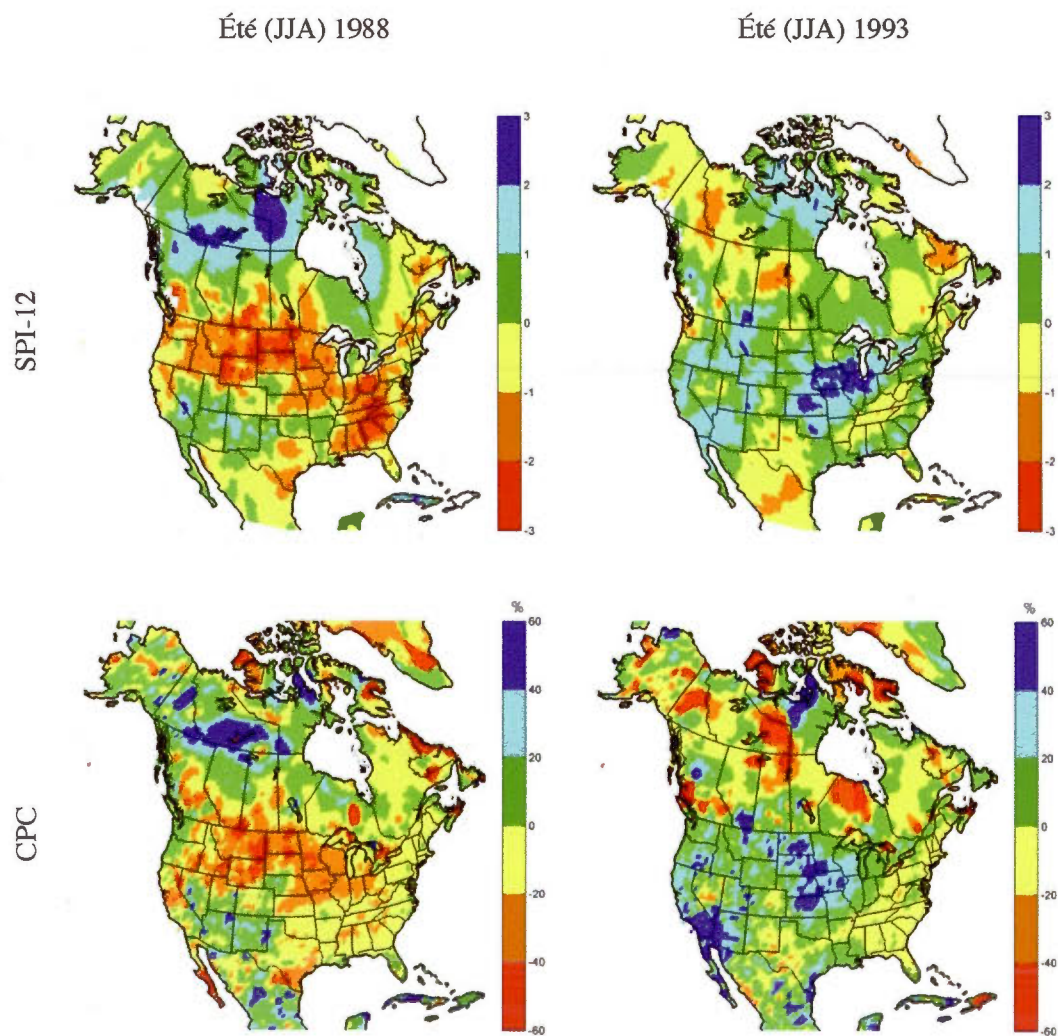


Fig. 3.3 L'indice de précipitation normalisée pour l'été 1988 calculé à partir des précipitations observées (CRU-TS2.1) des 12 mois précédents (en haut à gauche), l'anomalie de l'humidité du sol pour l'été 1988 par rapport aux étés 1971-2000 calculée à partir d'un modèle de surface piloté par la précipitation et la température observées (CPC) (en bas à gauche). Même chose qu'à gauche, mais pour l'été 1993 (à droite)

Les anomalies de l'humidité du sol calculées à partir du modèle utilisé dans cette recherche pour les deux premières couches ont montré un meilleur accord que pour les 3 niveaux pris ensemble (Fig. A.1).

3.1.3 Synthèse

Le modèle représente plutôt bien l'humidité du sol de façon qualitative au niveau de la direction de l'anomalie. Certaines différences sont présentes dans l'intensité de celle-ci. Il semble que la troisième couche soit moins bien représentée étant donné une meilleure représentation de l'anomalie dans les deux premières couches. Comme démontré lorsque comparé avec des observations sur le terrain, il existe quelques différences dans le cycle annuel pour les trois couches de sol simulé, en particulier un décalage d'un mois. L'erreur la plus flagrante se retrouve au niveau de la dernière couche de sol où le biais est assez important, surtout de la fin de l'été au début de l'hiver.

3.2 Changements appréhendés

Afin d'évaluer la modification de l'humidité du sol, une évaluation spatiale du changement sur l'ensemble du domaine de la simulation sera réalisée. De façon plus détaillée, l'étude du changement dans le cycle annuel et la variation interannuelle sur quelques bassins versants sera examinée. En plus de regarder l'évolution de la quantité d'eau dans le sol pour chaque bassin, le temps pour atteindre l'équilibre dynamique (spin up) sera considéré en comparant l'évolution des simulations plus longues avec celles plus courtes correspondantes. Cette dernière méthode est particulièrement importante pour évaluer la validité des simulations surtout pour les premières années.

3.2.1 Grille AMNO

Le but de cette section est d'évaluer, sur l'ensemble du domaine de la simulation, la modification de l'humidité du sol et de voir quels sont les changements dans les différents éléments du cycle de l'eau qui semblent en être responsables. L'évolution de l'humidité du sol d'ici la fin du siècle sera calculée en fonction de la différence en pourcentage entre deux

périodes, soit 1971-2000 versus 2071-2100 pour le premier membre (MRCC_MCCG1). Le changement pour la période 2041-2070 a été évalué pour voir si la tendance se maintient. Les régions ayant un changement significatif avec un degré de confiance de 95 % sont représentées par des points noirs superposés. Pour débiter cette analyse, il est préférable d'évaluer les deux saisons opposées dans l'année, soit l'hiver et l'été. Pour englober le tout, l'analyse du changement annuel sera regardée par la suite. Les régions d'étude seront divisées en trois afin de mieux comprendre ce qui se produit : les latitudes subtropicales (sud des États-Unis et Mexique), les latitudes moyennes (nord des États-Unis et sud du Canada) et les hautes latitudes (nord du Canada et Alaska). Le deuxième membre (MRCC_MCCG2) à montrer des résultats similaires au niveau du changement de l'humidité du sol pour les périodes étudiées.

3.2.1.1 Changement durant l'hiver (DJF)

Le changement de l'humidité du sol et des autres éléments du cycle de l'eau pour la fin du siècle durant la saison hivernale est présenté (Fig. 3.4).

Les territoires subtropicaux devraient être sous l'influence d'une baisse de la quantité d'eau dans le sol. Les résultats semblent significatifs surtout pour l'Arizona et le Mexique. La réduction importante de la précipitation semble être le principal facteur responsable. La plupart des études effectuées sur l'humidité du sol (e.g. Manabe et al. 2004, 2004a, Wang 2005) sont en accord sur cette diminution pour ces secteurs durant la saison hivernale. Les différents niveaux évoluent dans le même sens que le total des trois couches de sol pour cette partie du globe (Fig. 3.5). Pour la période 2041-2070, une légère baisse est présente pour le Mexique; par contre pour les autres régions peu de changements sont attendus (pas illustré). La précipitation qui diminue, mais de façon moins importante que pour la période 2071-2100, surtout pour le Mexique, explique les résultats obtenus au niveau de l'humidité du sol.

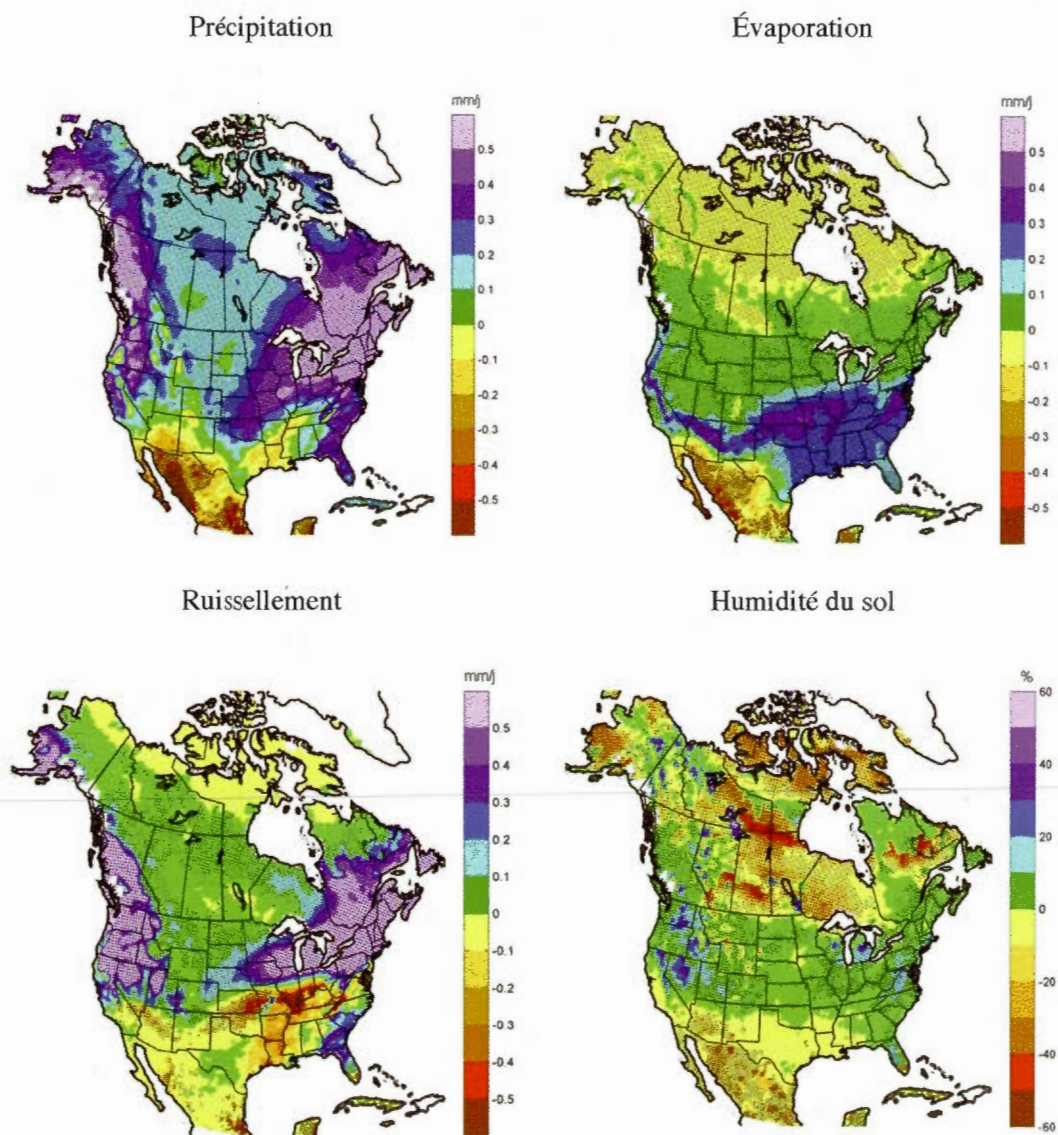


Fig. 3.4 Changement pour la période hivernale des différents éléments du cycle de l'eau entre un scénario attendu pour la période 2071-2100 suivant une augmentation des gaz à effet de serre et une période de contrôle de 1971-2000. La précipitation en mm/jour (en haut à gauche), l'évaporation en mm/jour (en haut à droite), le ruissellement en mm/jour (en bas à gauche) et l'humidité du sol pour le total des trois couches en % (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %

Une légère augmentation, qui est significative, de l'humidité du sol est à prévoir pour les régions aux latitudes moyennes pour l'est et l'ouest de l'Amérique du Nord. La raison

principale de cette hausse pourrait être associée à des précipitations plus importantes durant l'hiver et l'automne pour les régions aux latitudes moyennes. Puisque le sol est gelé pendant une partie de l'hiver à cette latitude, la hausse des précipitations durant l'automne devient un élément clé (Fig. B.2). Cet accroissement serait causé par l'augmentation de l'évaporation à prévoir au niveau des océans durant toute l'année (e.g. IPCC 2007). Malgré cette hausse de la quantité d'eau dans le sol pour la majorité des régions aux latitudes moyennes, quelques exceptions existent au niveau du nord de l'Ontario et du sud des Prairies canadiennes. En effet, ces secteurs seraient sous l'effet d'une baisse de l'humidité du sol. La hausse du ruissellement même en hiver et une hausse de l'évaporation en automne (Fig. B.2) seraient les causes d'une diminution de l'humidité du sol dans le nord de l'Ontario. Un accroissement de l'écoulement de l'eau durant la période la plus froide de l'année semble difficile à imaginer puisque le sol est gelé. Par contre, il peut rester de l'eau sous forme liquide dans les zones les plus profondes au mois de décembre par exemple. La présence d'une concentration élevée de sable dans cette région peut aussi faciliter le ruissellement en raison d'une conductivité hydraulique plus élevée. Pour les Prairies canadiennes, une forte baisse de l'humidité du sol pourrait survenir. Puisque le ruissellement change très peu pour cette région durant cette période de l'année, il sera donc intéressant de regarder le changement annuel pour mieux comprendre ce qui se produit. En comparant les résultats présentés par Wang (2005), les régions de hausse aux latitudes moyennes se situent un peu plus au nord pour cette étude que celles obtenues par le modèle utilisé dans le cadre de cette étude (Fig. 1.4). Pour la période 2041-2070, l'augmentation de l'humidité du sol commence à se faire sentir dans certaines régions à cause de la hausse de la précipitation. Par contre, celle-ci est moindre que pour la période 2071-2100.

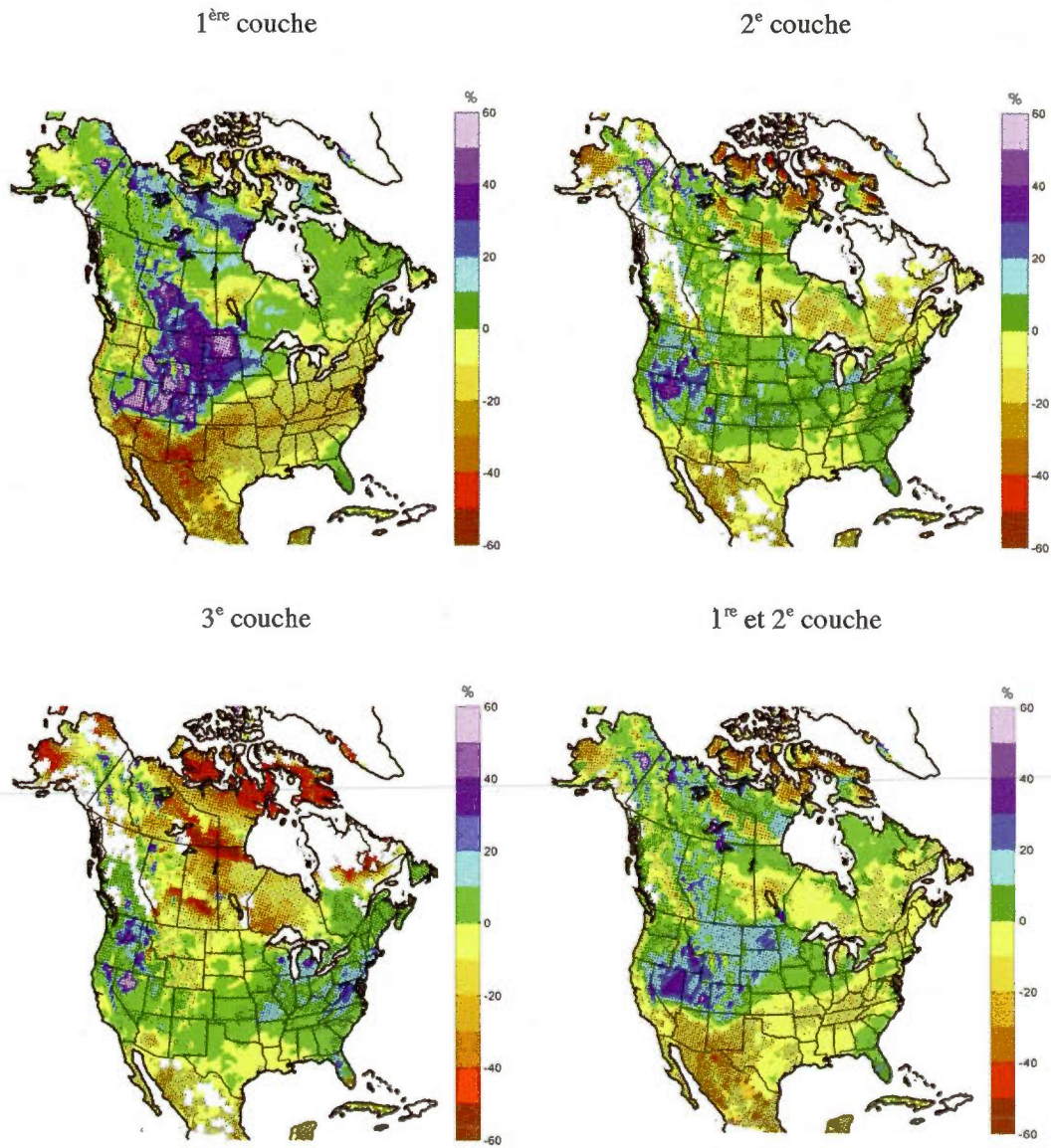


Fig. 3.5 Changement de l'humidité du sol pour la saison hivernale : 1^{ère} couche (en haut à gauche), 2^e couche (en haut à droite), 3^e couche (en bas à gauche) et 1^{ère} et 2^e couche (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %

Pour les hautes latitudes, le sens de l'évolution de l'humidité du sol semble difficile à déterminer. À l'exception de quelques régions où il est possible d'expliquer en partie les raisons qui pourraient justifier le changement dans l'humidité du sol, la modification durant

l'automne des éléments du cycle de l'eau devra être prise en considération. En effet, la présence d'un sol gelé permet difficilement de faire un lien direct entre la précipitation, l'évaporation, le ruissellement et l'humidité du sol pour cette saison. Une baisse de la quantité d'eau dans le sol est à prévoir pour le centre du Québec et le sud-ouest de l'Alaska. Une hausse du ruissellement en automne (Fig. B.2) et au début de la saison froide peut être associée à cette diminution. La présence d'un sol sablonneux et d'un substrat rocheux profond semble favoriser l'accroissement du ruissellement. Comme mentionné précédemment, il peut rester de l'eau sous forme liquide surtout au début de l'hiver, ce qui peut favoriser le ruissellement. Une diminution est à envisager pour le nord du Manitoba et de la Saskatchewan. Une évaporation plus importante durant l'automne pourrait favoriser cette baisse (Fig. B.2). Il existe quelques secteurs où une légère augmentation de l'humidité du sol est à prévoir, surtout près du Territoire du Yukon et à la frontière entre les Territoires du Nord-Ouest et celui du Nunavut. Une diminution est attendue pour les îles nordiques du Canada. Dans le nord québécois, le statu quo est à prévoir. La comparaison des résultats obtenus pour les latitudes septentrionales avec d'autres études effectuées sur ces mêmes régions semble difficile à réaliser puisque celles-ci sont en désaccord face à la direction du changement. En effet, Manabe et al (2004, 2004a) s'attend à une légère augmentation tandis que Wang (2005) une légère diminution. Pour la période future 2041-2070, le même patron général au niveau du changement est présent mais d'une intensité moindre.

3.2.1.2 Changement durant l'été (JJA)

Le changement de l'humidité du sol et des autres éléments du cycle de l'eau pour la fin du siècle durant la saison estivale est présenté (Fig. 3.6).

Il est important de noter qu'une diminution de la précipitation dans les régions aux latitudes moyennes et subtropicales est à prévoir. Cette réduction semble être la principale cause de la diminution de l'humidité du sol. D'autres études effectuées (e.g. Wang 2005, Seneviratne et al. 2006, 2010) sont en accord avec la baisse de la précipitation durant cette période pour ces secteurs. Une hausse de l'humidité du sol pour les états du Midwest américain est attendue. Cette augmentation, malgré la baisse de la précipitation, peut être reliée à la hausse observée durant la saison hivernale et printanière (Fig. B.1) qui n'est pas

restaurée. En effet, les deux premières couches de la surface sont sous l'influence d'une légère diminution. Par contre, la quantité d'eau dans le sol de la dernière couche augmente (Fig. 3.7). Plus la couche est profonde plus celle-ci prend du temps à réagir avec la surface. Les résultats obtenus des études similaires sont en accord avec la réduction de la quantité d'eau dans le sol pour la majorité des régions aux latitudes moyennes et subtropicales. Certaines divergences existent pour la région du Midwest américain où une baisse est attendue selon les autres études (e.g. Manabe et al. 2004, 2004a, Wang 2005, Seneviratne et al. 2006). Un autre point de désaccord est présent dans les Prairies canadiennes où une légère hausse est appréhendée dans les autres études. La représentation du type de sol ainsi que la profondeur du substrat rocheux modélisé peuvent induire ce désaccord.

Dans le cas des hautes latitudes, une augmentation de la précipitation et de l'évaporation est à prévoir. La combinaison de ces deux facteurs contribue à diminuer la quantité d'eau dans le sol presque partout. Quelques différences demeurent au niveau du nord du Québec où le substrat rocheux, qui est très près de la surface, entraîne un drainage vers le fond qui est nul dans le modèle. Ce facteur lié à la diminution du ruissellement de surface occasionne donc une très faible augmentation de l'humidité du sol. Il faut aussi noter l'augmentation du ruissellement attendue dans les régions à la frontière entre le nord de la Saskatchewan et les Territoires du Nord-Ouest ainsi que dans le centre-nord du Québec dans la région où le substrat rocheux est plus profond. Cette hausse semble affecter directement la valeur de l'humidité du sol qui diminue énormément dans ces zones. Dans certaines régions qui contiennent un plus grand pourcentage d'argile (Fig. 2.3, 2.4, 2.5) comme le nord-ouest de l'Amérique du Nord, la quantité d'eau dans le sol pourrait augmenter. De plus, l'évaporation devrait augmenter de façon moins importante dans cette région. À part quelques exceptions, surtout en raison du type de sol présent (nord du Québec et nord-ouest de l'Amérique du Nord), les résultats s'entendent plutôt bien sur le sens du changement avec les recherches effectuées auparavant (e.g. Manabe et al. 2004, 2004a, Wang 2005, Seneviratne et al. 2006).

Il est important de mentionner que pour la période 2041-2070, le même patron général que pour 2071-2100 est présent mais l'intensité du changement de l'humidité du sol est plus faible.

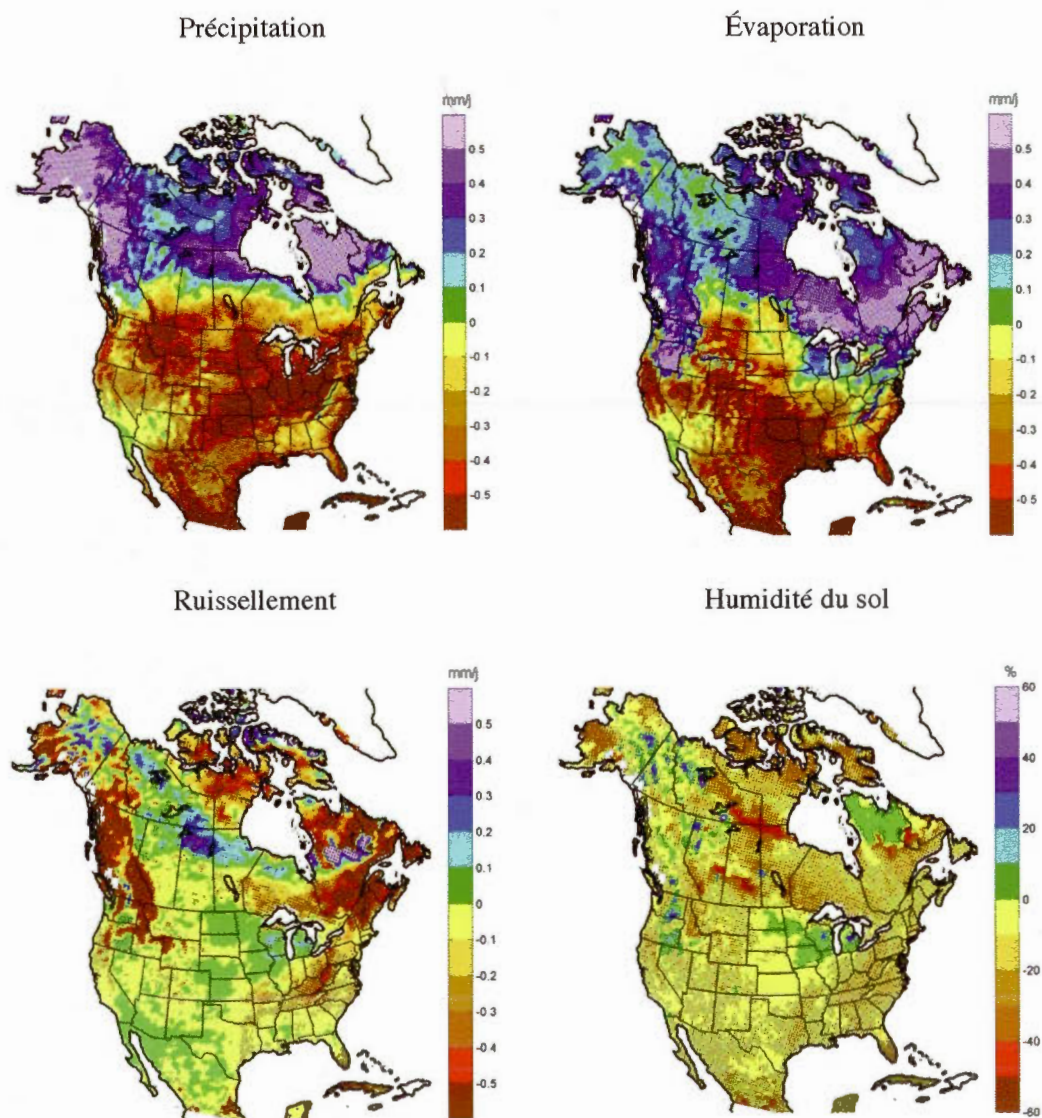


Fig. 3.6 Changement pour la période estivale des différents éléments du cycle de l'eau entre un scénario prévu pour la période 2071-2100 suivant une augmentation des gaz à effet de serre et une période de contrôle de 1971-2000. La précipitation en mm/jour (en haut à gauche), l'évaporation en mm/jour (en haut à droite), le ruissellement en mm/jour (en bas à gauche) et l'humidité du sol pour le total des trois couches en % (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %

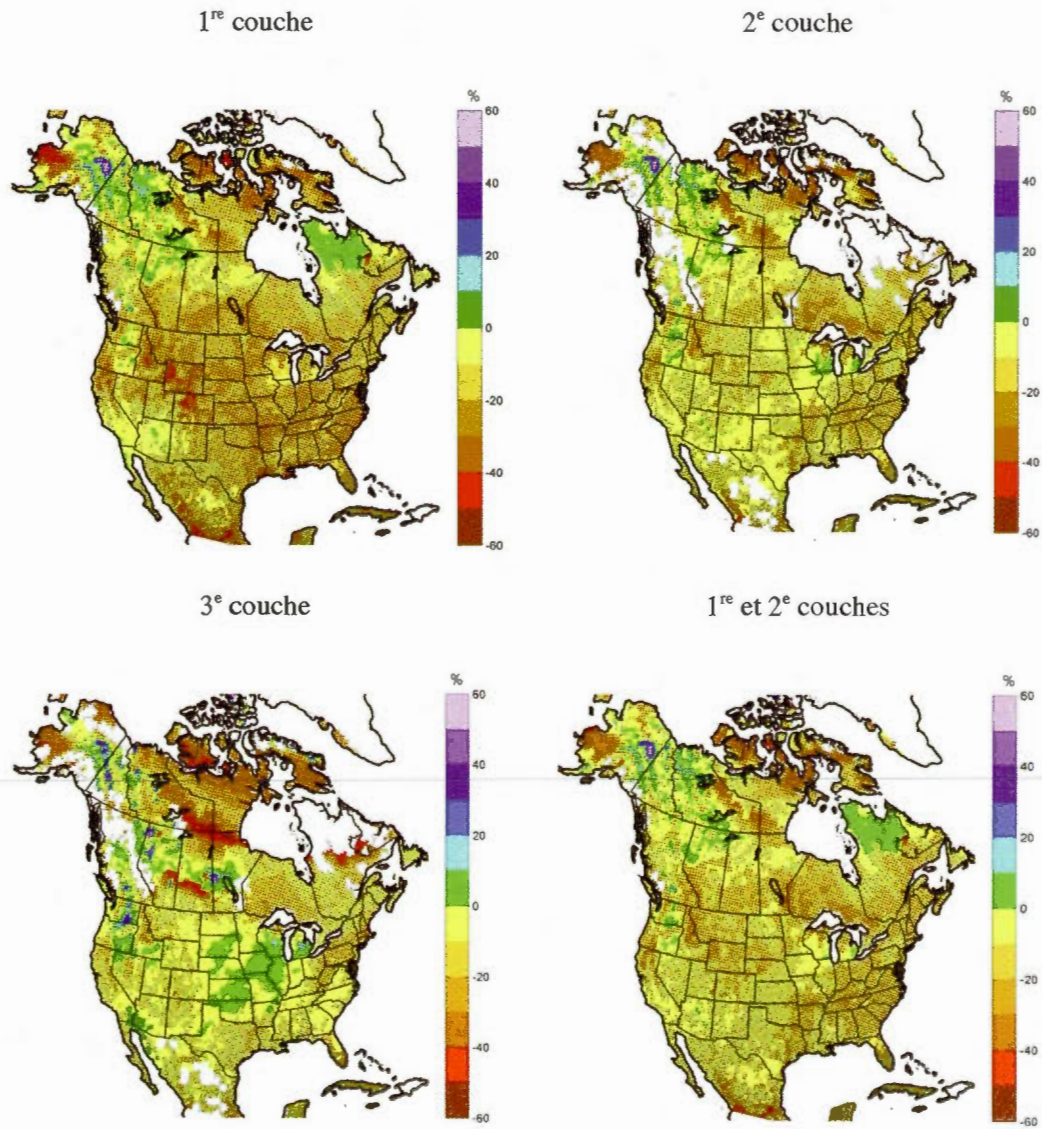


Fig. 3.7 Changement de l'humidité du sol pour la saison estivale : 1^{re} couche (en haut à gauche), 2^e couche (en haut à droite), 3^e couche (en bas à gauche) et 1^{re} et 2^e couches (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %

3.2.1.3 Changement annuel

Après avoir décortiqué le changement de l'humidité du sol pendant l'hiver et l'été sur la grille où est effectuée la simulation, il devient intéressant de regarder le changement annuel (Fig. 3.8).

Pour les régions subtropicales, une baisse de la précipitation attendue été comme hiver devrait entraîner une évolution dans le même sens de l'eau dans le sol. Au niveau des couches individuelles, une diminution est appréhendée pour toutes les couches à l'exception de certains endroits dans la troisième couche (Fig. 3.9). Certains secteurs pourraient subir une faible augmentation dans la dernière couche comme le nord du Texas et la Californie mais, le total des couches prévoit une baisse. Les autres recherches sont en accord avec cette réduction dans ces secteurs du globe (e.g. Seneviratne et al. 2006, 2010). Il faut aussi mentionner que la majorité des modèles utilisés dans le cadre de ces études s'entendent envers la diminution.

Dans les latitudes moyennes, malgré l'augmentation des précipitations durant la saison hivernale et la diminution durant l'été, la moyenne annuelle montre une augmentation de la précipitation pour les régions à l'est et à l'ouest du continent nord-américain. Par contre, une diminution est attendue pour les régions au centre du continent. Le sens du changement de l'évaporation devrait, selon les résultats obtenus, être le même que celui de la précipitation, mais dans une intensité moindre pour la majorité des secteurs. Le ruissellement augmente des régions de fortes hausses des précipitations. L'humidité du sol, en conséquence, augmenterait dans les régions du Midwest américain, dans le nord-ouest des États-Unis et dans une moindre mesure, pour la côte de la Colombie-Britannique. Une diminution de l'humidité du sol est attendue pour le sud des provinces canadiennes à l'exception de l'augmentation dans la province la plus à l'ouest. La baisse de la quantité d'eau dans le sol pour le sud du Québec serait due à une légère hausse du ruissellement. Le sol sablonneux pourrait jouer un rôle dans cet accroissement de l'écoulement vertical et ainsi faire quitter l'eau des trois couches de sol modélisées (Fig. 2.3, 2.4, 2.5). Pour le nord de l'Ontario, une baisse de l'humidité du sol semblerait être causée par une évaporation plus importante que la précipitation au niveau du changement annuel. Pour le sud des Prairies canadiennes, la diminution serait principalement

provoquée par une légère hausse du ruissellement combiné à une baisse de la précipitation. Un sol un peu plus sablonneux dans la dernière couche de sol pourrait aider à ce faible accroissement du ruissellement. La perte du pergélisol qui est très importante fait aussi partie des causes de cette diminution puisque l'eau qui devient sous forme liquide circule et peut être perdue. Les autres études s'entendent sur une augmentation au niveau des latitudes moyennes (e.g. Manabe et al. 2004, 2004a; Seneviratne et al. 2010). Par contre, il existe quelques différences dans les régions où cette hausse devrait survenir. En effet, les résultats obtenus par Seneviratne et al. (2010) démontrent une hausse un peu plus au nord que ceux obtenus ici. Il est important de mentionner que l'augmentation selon l'étude de Seneviratne et al. (2010) n'est pas obtenue par au moins 80 % des modèles utilisés dans le cadre de cette recherche. Cela démontre l'incertitude au niveau de cette hausse pour cette région. Il faut noter que la diminution dans les Prairies canadiennes n'est pas présente dans l'étude mentionnée. Dans le cas de l'étude de Manabe et al. (2004, 2004a), l'accroissement de l'humidité du sol se situe au centre du continent. Encore une fois, les résultats obtenus ici ne s'entendent pas sur le sens du changement dans le sud des Prairies canadiennes.

Pour les hautes latitudes, le changement annuel indique une baisse de la quantité d'eau dans le sol pour la majorité des secteurs. Malgré la hausse de la précipitation durant toute l'année pour les régions septentrionales, l'augmentation du ruissellement combinée à celle de l'évaporation fait en sorte de diminuer l'humidité du sol. La baisse qui est la plus marquée se retrouve dans les secteurs où la profondeur du substrat rocheux (Fig. 2.6) et la concentration de sable (Fig. 2.3, 2.4, 2.5) sont importantes. En effet, la fonte du pergélisol combinée à un sol sablonneux favorise l'écoulement vertical à cause d'une conductivité hydraulique élevée, ce qui a pour conséquence de diminuer grandement la quantité d'eau dans le sol. De plus, les zones de baisse importante de l'humidité du sol se comparent plutôt bien avec les régions où la perte de la quantité d'eau sous forme solide est plus élevée (Fig. 3.10 à gauche). Malgré la perte de cette quantité d'eau, l'augmentation de l'eau liquide ne comble pas la baisse (Fig. 3.10 à droite). Par contre, quelques exceptions existent où une légère hausse de l'humidité du sol est envisagée comme par exemple le nord du Québec, la frontière entre les Territoires du Nord-Ouest et celui du Nunavut ainsi que quelques secteurs au nord-ouest du Canada. Pour le nord du Québec, une légère hausse de l'humidité du sol est à prévoir. Pour cette dernière

région, l'augmentation de la précipitation durant toute l'année et l'absence de drainage en raison du substrat rocheux près de la surface expliquent le léger accroissement de la quantité d'eau dans le sol. À la frontière entre les Territoires du Nord-Ouest et du Nunavut, une légère augmentation de l'humidité du sol est présente. Un sol argileux ainsi que la précipitation plus élevée semblent favoriser cette légère hausse. Une diminution pendant la période estivale et une augmentation pendant le reste de l'année influencent la moyenne annuelle dans ce secteur. Pour le nord-ouest du Canada, l'augmentation de la précipitation durant toute l'année combinée à une terre argileuse (Fig. 2.3, 2.4, 2.5) peuvent expliquer la hausse de l'humidité du sol dans certains secteurs. Les autres études effectuées (e.g. Manabe et al. 2004, 2004a; Seneviratne et al. 2010) sur l'humidité du sol s'entendent sur une baisse dans les hautes latitudes. Une légère hausse pourrait survenir dans les régions de l'extrême nord. Pour la majorité des secteurs, les résultats obtenus dans le cadre de cette étude se comparent bien avec ceux des études effectuées au niveau du sens du changement. Il existe quelques exceptions dans les régions où une hausse est présente et qui dépend en grande partie de la représentation du type de sol en place dans le modèle.

Pour la période 2041-2070, le changement annuel s'effectue sensiblement dans le même sens que celui obtenu pour la période 2071-2100.

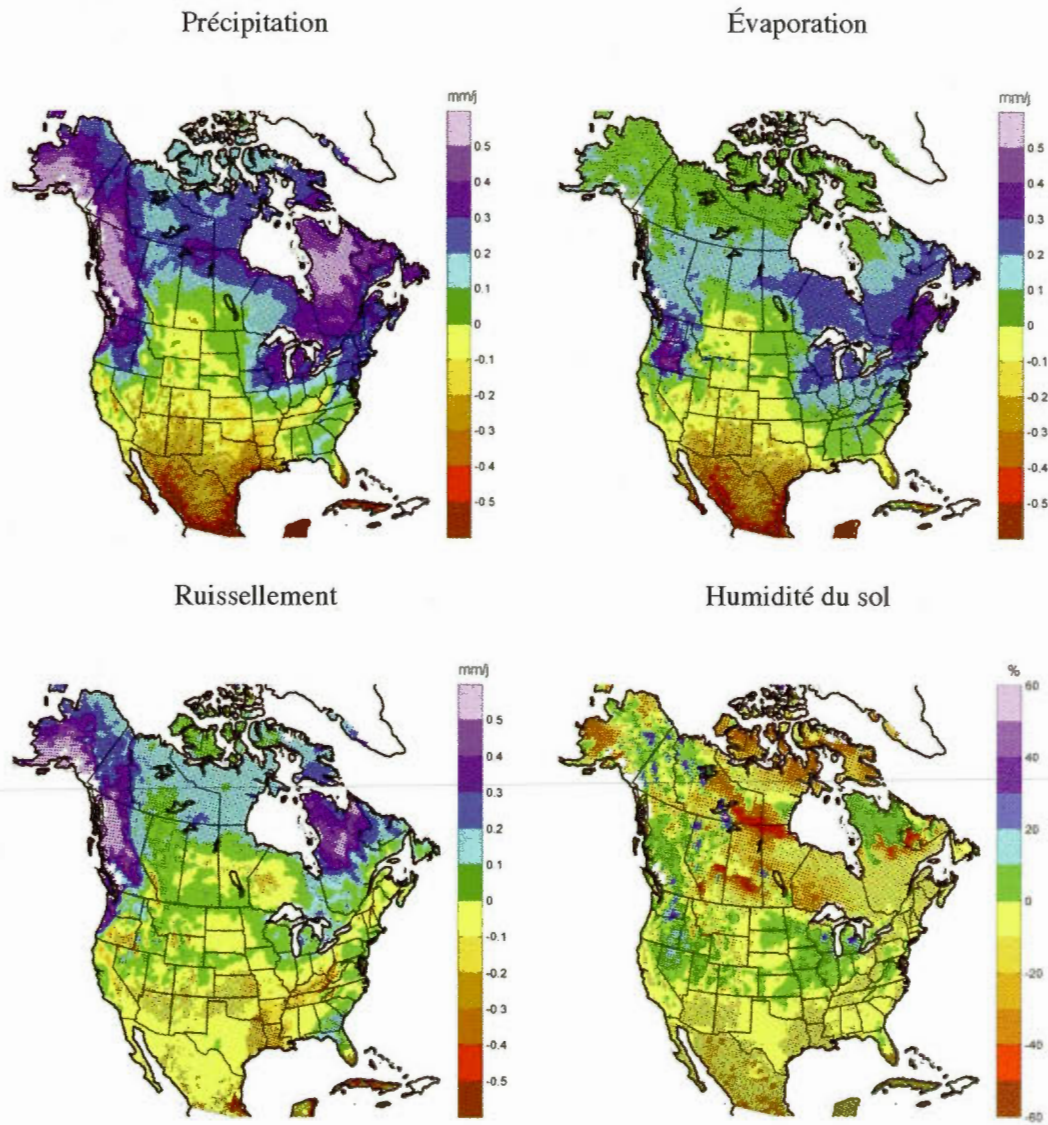


Fig. 3.8 Changement annuel des différents éléments du cycle de l'eau entre un scénario prévu pour la période 2071-2100 suivant une augmentation des gaz à effet de serre et une période de contrôle de 1971-2000. La précipitation en mm/jour (en haut à gauche), l'évaporation en mm/jour (en haut à droite), le ruissellement en mm/jour (en bas à gauche) et l'humidité du sol pour le total des trois couches en % (en bas à droite) Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %

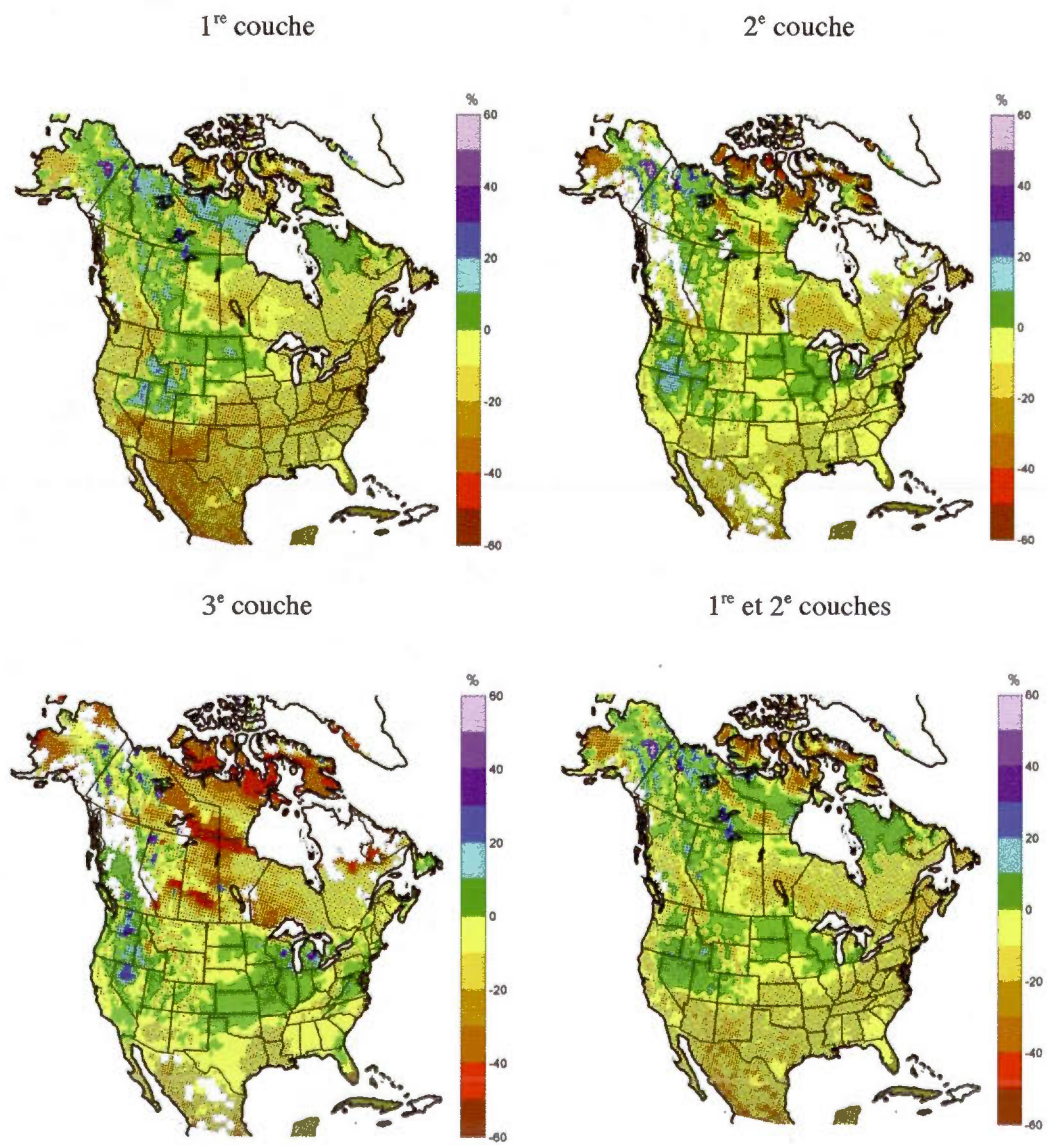


Fig. 3.9 Changement annuel de l'humidité du sol pour la : 1^{re} couche (en haut à gauche), 2^e couche (en haut à droite), 3^e couche (en bas à gauche) et 1^{re} et 2^e couches (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %

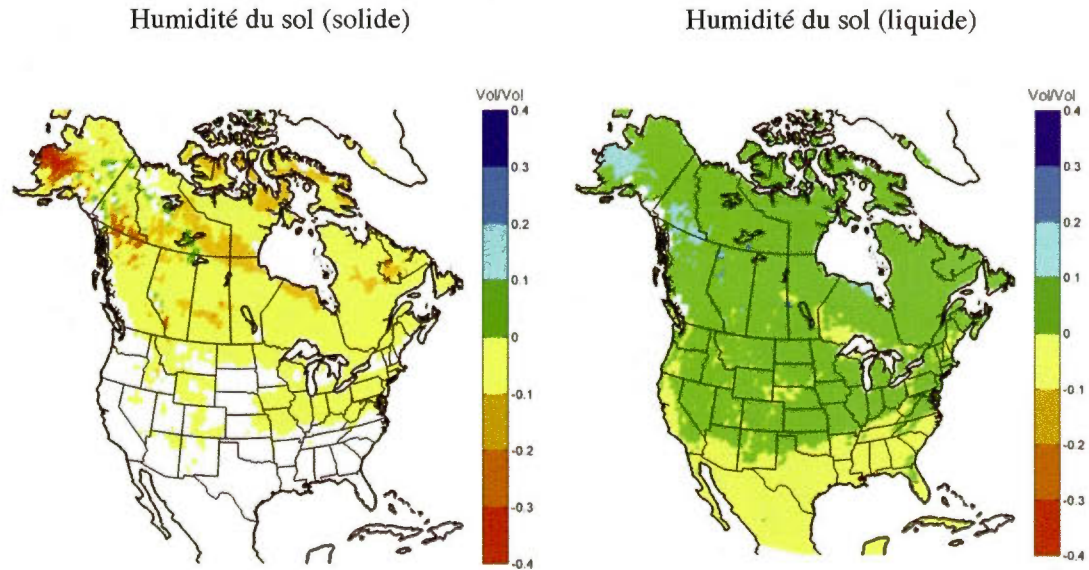


Fig. 3.10 Changement annuel de l'humidité du sol sous forme solide (à gauche) et liquide (à droite) exprimé en contenu en eau volumétrique (θ) pour le total des trois couches

3.2.1.4 Synthèse

Dans l'ensemble, les résultats obtenus dans le cadre de cette étude sont plutôt en accord avec les autres publiées auparavant. Pour les régions subtropicales, la diminution de l'humidité du sol durant toute l'année en réponse à la baisse de la précipitation est cohérente avec la majorité des autres recherches sur le sujet. Dans le cas des latitudes moyennes, le constat de Manabe (e.g. Manabe et al. 2004, 2004a) sur l'augmentation de l'humidité du sol durant l'hiver et la diminution durant l'été s'applique. À l'exception du nord de l'Ontario et du sud des Prairies canadiennes durant l'hiver et du Midwest américain pendant l'été, pour les raisons expliquées auparavant, les résultats se comparent plutôt bien avec les autres études. La diminution attendue pour les régions aux latitudes moyennes durant l'été devient un élément clé, surtout pour le secteur agricole qui dépend de l'accessibilité de l'eau pour les différentes cultures. Au niveau des hautes latitudes, le type de sol modélisé semble influencer en grande partie les résultats obtenus, peu importe la saison de l'année et pourrait expliquer certaines différences avec les autres études (e.g. Manabe et al. 2004, 2004a, Wang 2005).

3.2.2 Bassins versants

Dans cette section, le changement dans le cycle annuel pour différents bassins versants sera examiné. De plus, la variation interannuelle sera étudiée afin de regarder le changement d'année en année et le temps pour atteindre l'équilibre dynamique (spin-up) en comparant les simulations qui débutent plus tard (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) avec celles qui sont plus longues (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2). Les bassins versants tels qu'ils sont présentés auparavant, seront analysés l'un après l'autre (Fig. 2.9). Les bassins des fleuves étudiés sont donc les suivants : Yukon, Mackenzie, Churchill, Nelson et Mississippi. Différents types de climat sont représentés puisque les bassins vont du nord au sud de l'Amérique du Nord. La moyenne spatiale sur l'ensemble du bassin est effectuée afin de représenter le cycle annuel et la variation interannuelle.

3.2.2.1 Bassin du fleuve Yukon

Les résultats du changement dans le cycle annuel et la variation interannuelle de l'humidité du sol pour le bassin du fleuve Yukon sont présentés (Fig. 3.11). Pour les deux premières couches, une hausse durant l'hiver est à prévoir ainsi qu'une baisse durant l'été au niveau du cycle annuel. La période de fonte semble être devancée d'un mois et peut être influencée par le réchauffement du climat. Au niveau de la variation interannuelle, la tendance générale affiche une légère hausse suivie d'une faible baisse. En comparant les simulations qui débutent plus tard, pilotées par les mêmes modèles de circulation générale, la période pour atteindre l'équilibre dynamique prend environ 15 ans.

Au niveau de la troisième couche, une légère hausse pendant toute l'année dans le cycle annuel est à prévoir pour le milieu de ce siècle. L'augmentation de la précipitation (Fig. 3.8) semble être la principale raison de cette hausse. Par la suite, une baisse importante est envisageable pour la fin du siècle. La fonte du pergélisol associée à un sol sablonneux qui facilite le ruissellement engendrerait cette diminution drastique. L'apparition d'une diminution durant toute l'année pour la période 2071-2100 laisse croire à la fonte du sol qui est gelé. La situation est aussi représentée dans la variation interannuelle. En comparant les simulations qui débutent plus tard, le temps pour atteindre l'équilibre dynamique semble très long et prendre environ 20 ans.

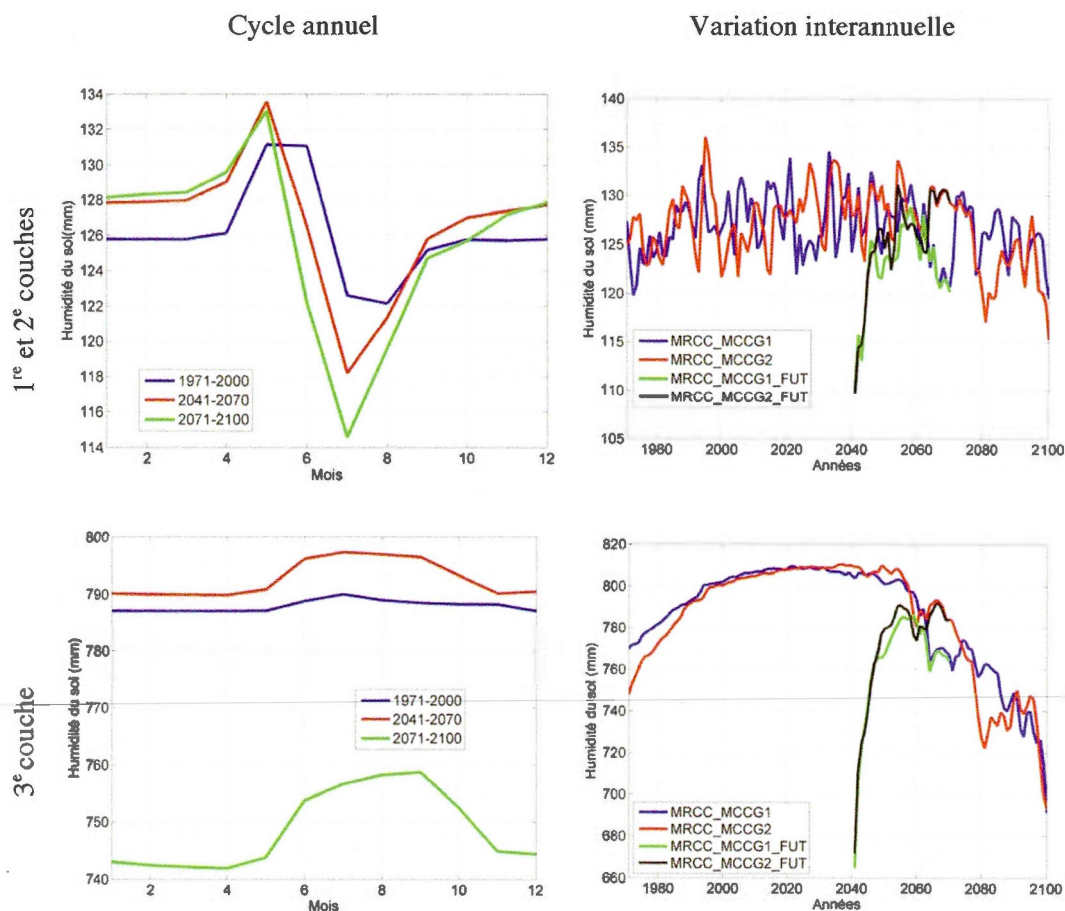


Fig. 3.11 Changement dans le cycle annuel pour l'humidité du sol (à gauche) des deux premières couches et la troisième couche pour le bassin versant du fleuve Yukon pour différentes périodes du premier membre (MRCC_MCCG1). La variation interannuelle pour les mêmes couches (à droite) pour les longues simulations des deux membres de 1971-2100 (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2) ainsi que pour les membres correspondants qui débutent plus tard soit de 2041-2070 (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) pour ce même bassin

3.2.2.2 Bassin du fleuve Mackenzie

Pour le bassin du Mackenzie, une tendance similaire à celle observée pour le bassin précédent est attendue pour les deux premières couches (Fig. 3.12). Une hausse pour la période hivernale et une baisse pour la période estivale sont à prévoir au niveau du cycle

annuel. La période de fonte est devancée particulièrement pour la fin de ce siècle. En raison de tendances contraires durant l'été et l'hiver, peu de changements dans la variation interannuelle sont attendus. Les simulations qui débutent plus tard prennent un peu de temps avant de rejoindre les deux autres. Par contre, c'est beaucoup moins long que pour le bassin du Yukon, autour de cinq ans pour les deux premières couches.

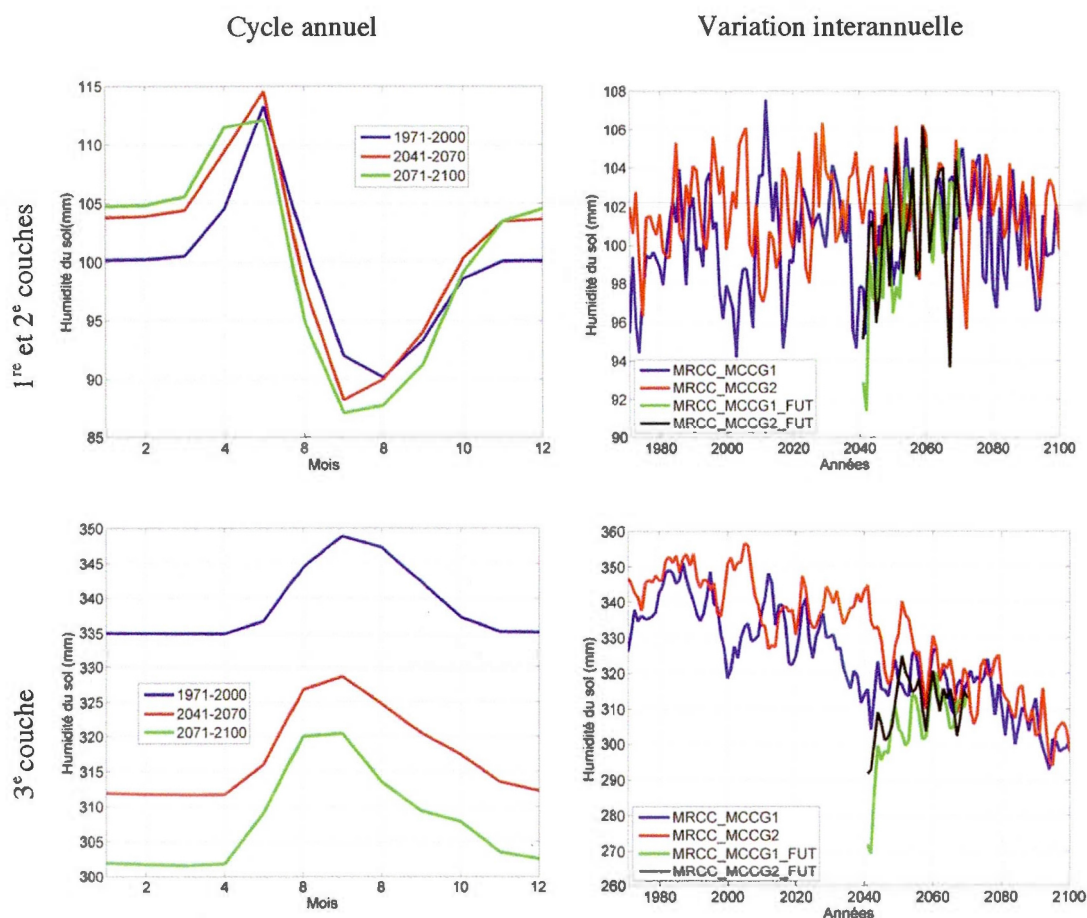


Fig. 3.12 Changement dans le cycle annuel pour l'humidité du sol (à gauche) des deux premières couches et la troisième couche pour le bassin versant du fleuve Mackenzie pour différentes périodes du premier membre (MRCC_MCCG1). La variation interannuelle pour les mêmes couches (à droite) pour les longues simulations des deux membres de 1971-2100 (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2) ainsi que pour les membres correspondants qui débutent plus tard soit de 2041-2070 (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) pour ce même bassin

Pour la troisième couche, le cycle annuel démontre une diminution tout au long de l'année. Malgré la baisse continue, la période de fonte est avancée puisque le maximum annuel est atteint plus tôt. Au niveau de la variation interannuelle, la diminution se fait d'année en année. La fonte du pergélisol semble commencer plus tôt, ce qui influence la perte d'humidité dans le sol dès le début de la simulation. Le temps pour atteindre l'équilibre dynamique est d'environ 10 à 15 ans pour ce bassin.

3.2.2.3 Bassin du fleuve Churchill

Les résultats du changement dans le cycle annuel et la variation interannuelle pour le bassin du fleuve Churchill sont présentés (Fig. 3.13). Pour les deux premiers niveaux, une baisse de l'humidité du sol durant l'été est à envisager pour la fin de ce siècle. La période de fonte serait avancée d'environ un mois en raison du maximum qui apparaît plus tôt. Pour la saison hivernale, une augmentation est présente pour les années 2041-2070. Par contre, celle-ci est résorbée pour la période 2071-2100. La baisse plus importante durant l'été semble affectée la valeur pendant la saison froide. Il est à noter que les simulations ne s'entendent pas toutes sur le sens du changement dans le cycle annuel pour les 2 premières couches dans cette région. Une légère hausse jusqu'au milieu du 21^e siècle suivie d'une baisse est présent dans la variation interannuelle. Le temps pour atteindre l'équilibre dynamique (spin up) est assez rapide pour les deux premiers niveaux soit moins de cinq ans.

Pour le troisième niveau, une baisse généralisée est à prévoir, peu importe le temps de l'année. La fonte du pergélisol semble être encore une fois responsable de cette diminution importante. Le temps pour atteindre l'équilibre dynamique est moindre, soit d'environ cinq ans.

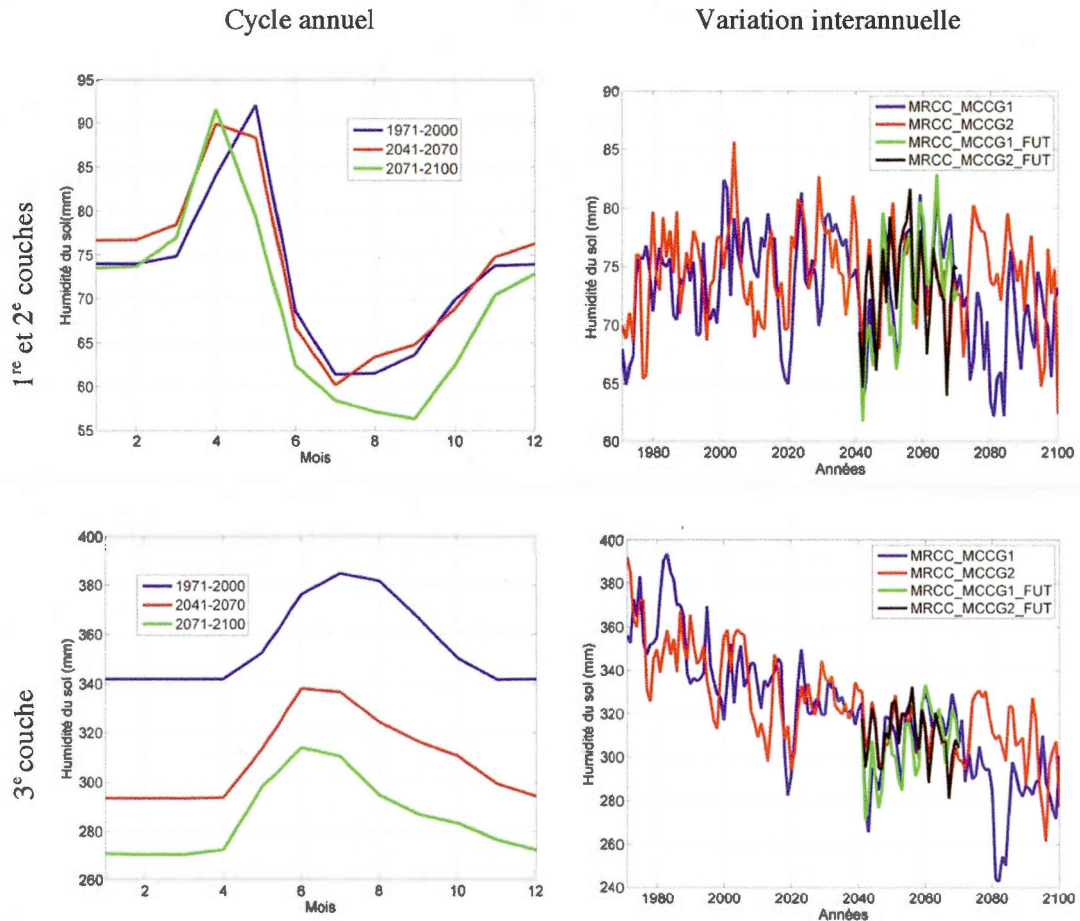


Fig. 3.13 Changement dans le cycle annuel pour l'humidité du sol (à gauche) des deux premières couches et la troisième couche pour le bassin versant du fleuve Churchill pour différentes périodes du premier membre (MRCC_MCCG1). La variation interannuelle pour les mêmes couches (à droite) pour les longues simulations des deux membres de 1971-2100 (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2) ainsi que pour les membres correspondants qui débutent plus tard soit de 2041-2070 (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) pour ce même bassin

3.2.2.4 Bassin du fleuve Nelson

Les résultats du changement dans le cycle annuel et la variation interannuelle pour le bassin du fleuve Nelson sont présentés (Fig. 3.14). Pour les deux premiers niveaux, une légère hausse de l'humidité du sol pendant la saison hivernale est à prévoir. Une faible augmentation est présente pour la portion sud du bassin tandis qu'une baisse devrait survenir

au nord de celui-ci durant cette période (Fig. 3.5). L'accroissement des précipitations en hiver (Fig. 3.4) et surtout en automne (Fig. B.2) qui affecte les régions plus au sud semble être le facteur déterminant. Les précipitations pourraient aussi être liquides dans une plus grande proportion dans le futur. Une période de fonte qui débute un peu plus tôt est aussi un point à considérer. Dans la variation interannuelle, une légère diminution de l'humidité du sol est envisagée d'ici la fin du siècle. L'assèchement durant l'été paraît être le principal facteur qui influence le changement.

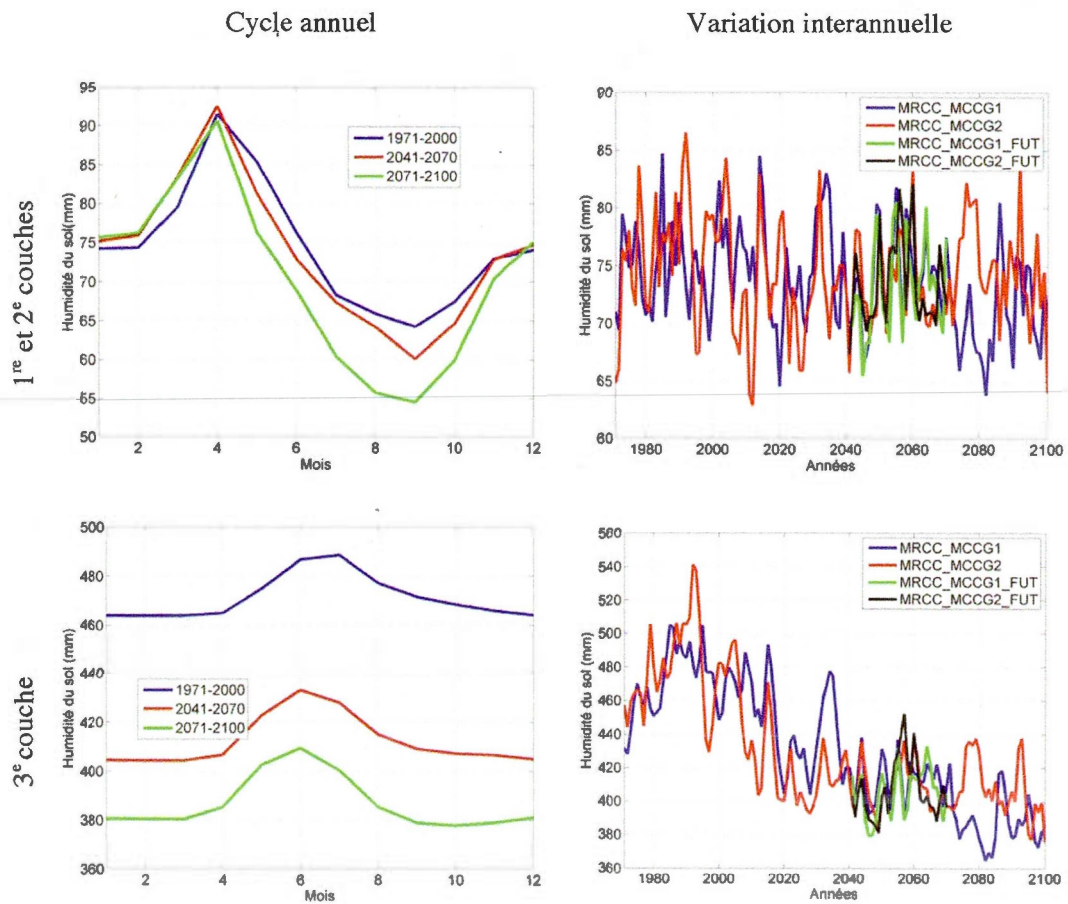


Fig. 3.14 Changement dans le cycle annuel pour l'humidité du sol (à gauche) des deux premières couches et la troisième couche pour le bassin versant du fleuve Nelson pour différentes périodes du premier membre (MRCC_MCCG1). La variation interannuelle pour les mêmes couches (à droite) pour les longues simulations des deux membres de 1971-2100 (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2) ainsi que pour les membres correspondants qui débutent plus tard soit de 2041-2070 (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) pour ce même bassin

Pour la dernière couche, une baisse continue de l'humidité du sol est présente. Encore une fois, la fonte du pergélisol est toujours le facteur dominant. Pour les trois premiers niveaux, l'équilibre dynamique est atteint au départ de la simulation.

3.2.2.5 Bassin du fleuve Mississippi

Les résultats du changement dans le cycle annuel et la variation interannuelle pour le bassin du fleuve Mississippi sont présentés (Fig. 3.15). Pour les deux premiers niveaux, une légère hausse est présente durant la période hivernale. La période de fonte, pour les régions au nord de ce bassin est devancée. En effet, la portion sud du bassin ne gèle pas. Vu l'étendu du bassin, une différence importante existe entre les régions nord et sud, surtout durant la saison froide. Pendant l'été, une diminution est observée qui s'amplifie de plus en plus. Du côté de la variation interannuelle, une légère baisse d'ici la fin du siècle est envisageable. Le changement durant la période estivale semble être le principal facteur responsable.

Pour la dernière couche, un changement similaire aux deux premières couches est à prévoir puisque le pergélisol est absent. En effet, l'absence d'un sol gelé fait en sorte qu'une diminution durant toute l'année n'est pas représentée contrairement aux autres bassins. Pour la variation interannuelle, les effets opposés durant l'hiver et l'été font en sorte que très peu de changements sont à prévoir. Le temps pour atteindre l'équilibre dynamique (spin up) n'est pas à considérer puisque celui-ci est presque instantané, peu importe le niveau dans le sol.

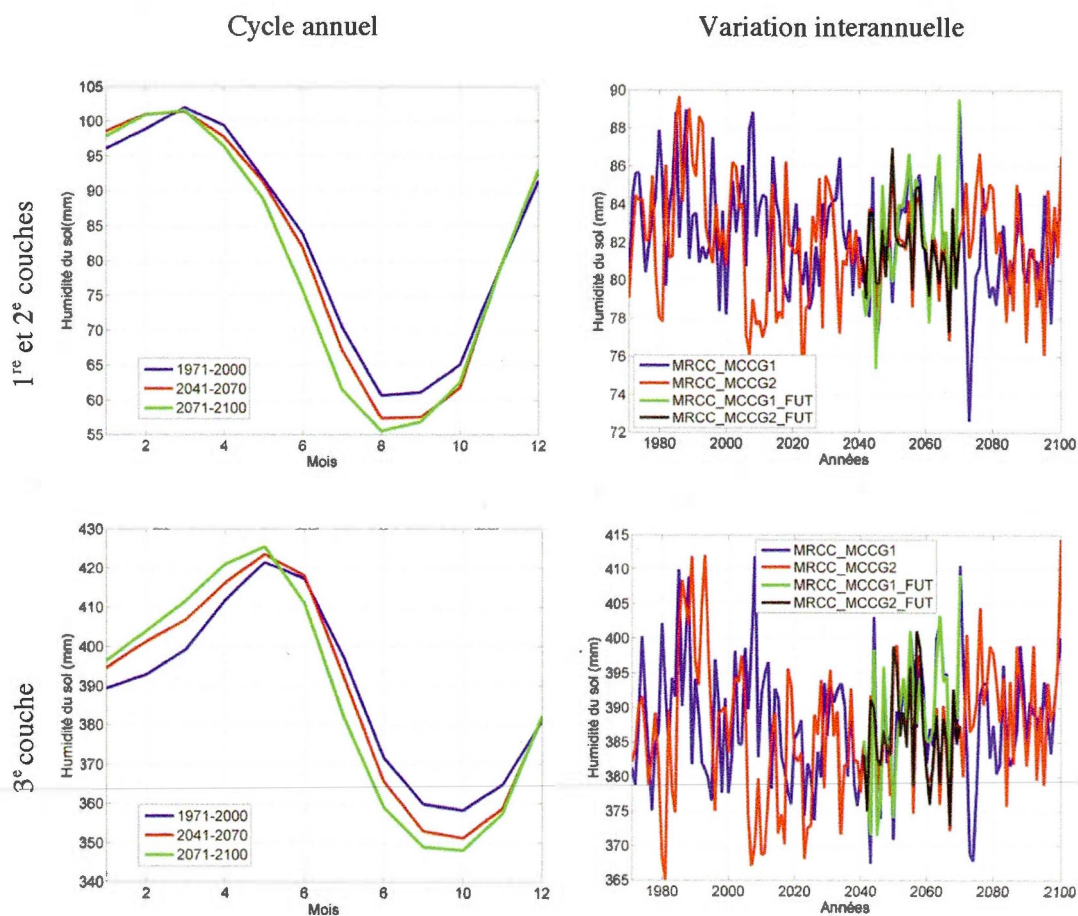


Fig. 3.15 Changement dans le cycle annuel pour l'humidité du sol (à gauche) des deux premières couches et la troisième couche pour le bassin versant du fleuve Mississippi pour différentes périodes du premier membre (MRCC_MCCG1). La variation interannuelle pour les mêmes couches (à droite) pour les longues simulations des deux membres de 1971-2100 (MRCC_MCCG1, MRCC_MCCG2) ainsi que pour les membres correspondants qui débutent plus tard soit de 2041-2070 (MRCC_MCCG1_FUT, MRCC_MCCG2_FUT) pour ce même bassin

3.2.2.6 Synthèse

En regardant chaque bassin versant du nord vers le sud, un patron général se dessine. Pour les deux premières couches, une augmentation de l'humidité du sol durant l'hiver et une diminution durant l'été est à prévoir pour la majorité des bassins. Au niveau de la variation annuelle, peu de changements sont à envisager en raison de l'opposé entre l'hiver et l'été.

Pour la troisième couche, une fonte du pergélisol pour les régions nordiques fait en sorte de diminuer la quantité d'eau dans le sol d'année en année.

Le temps pour atteindre l'équilibre dynamique (spin up) augmente avec la latitude. La durée de la période où l'eau est disponible (sous forme liquide) semble être le principal facteur qui joue sur le temps nécessaire. En effet, plus la période où l'humidité du sol est sous forme solide moins celle-ci est disponible pour des échanges avec l'atmosphère. Par conséquent, l'équilibre prend plus de temps pour être atteint. Puisque les longues simulations débutent en 1961 et que pour certains bassins versants se situant dans les régions nordiques la période pour atteindre l'équilibre dynamique prend jusqu'à 20 ans pour la dernière couche, il faut tenir compte de cette erreur dans les simulations de contrôle (1971-2000).

3.3 Couplage Sol-atmosphère

Pour faire l'étude du couplage entre le sol et l'atmosphère, la corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation sera d'abord évaluée. Par la suite, la variabilité de l'évaporation ainsi que celle de la température seront examinées. Enfin, les caractéristiques de la distribution journalière de l'humidité du sol pour quelques régions seront prises en considération.

3.3.1 Corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation

Comme mentionné auparavant, l'humidité du sol interagit avec l'atmosphère en passant par le cycle de l'eau. Pour que cette interaction soit présente, il faut tout d'abord que l'humidité du sol influence l'évaporation. Afin de connaître les régions où ce lien est présent, la corrélation significative entre l'humidité du sol et l'évaporation est calculée. Puisque le couplage est surtout présent durant la saison estivale, les résultats de la corrélation durant cette période de l'année seront présentés. La corrélation significative mensuelle entre l'humidité du sol pour la première couche et l'évaporation pour les étés 1971-2000 et 2071-2100 pour la simulation du premier membre (MRCC_MCCG1) est présentée (Fig. 3.16). La corrélation durant les étés 2041-2070 a été évaluée et la même tendance a été observée. Les résultats de la simulation du deuxième membre (MRCC_MCCG2) sont semblables à ceux

exposés. Il est important de mentionner que l'étude a aussi été effectuée sur la corrélation journalière et des résultats similaires ont été obtenus.

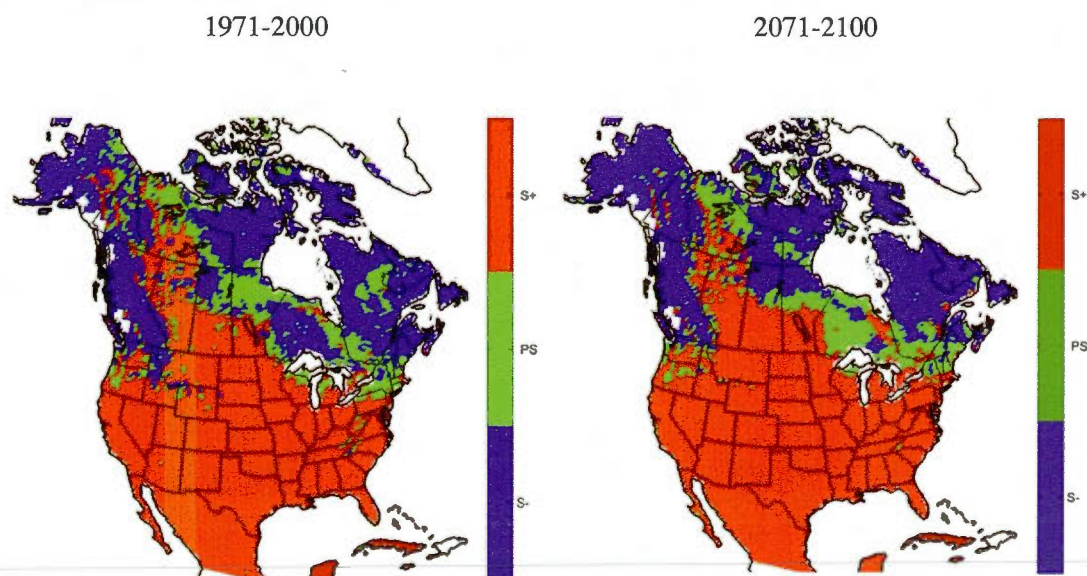


Fig. 3.16 Corrélation significative mensuelle entre l'humidité du sol pour la première couche et l'évaporation pour le premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1) durant l'été boréal (JJA) pour la période 1971-2000 (à gauche) et pour la période 2071-2100 (à droite). La région en rouge représente une corrélation significative positive avec un degré de confiance de 95 % (S+), celle en verte une corrélation faible (non significative) (PS) et celle en bleu une corrélation significative négative avec un degré de confiance de 95 % (S-)

Les régions en rouge indiquent les endroits où l'humidité du sol a un effet sur l'évaporation. Cette corrélation positive constitue un des critères nécessaires pour diagnostiquer la présence d'un couplage entre le sol et l'atmosphère. Les secteurs où la corrélation est négative représentent le contraire. Dans ce dernier cas, l'augmentation de l'humidité du sol entraîne une baisse de l'évaporation à cause du manque d'énergie disponible pour faire évaporer cette eau.

Les zones où la corrélation passe d'une valeur négative ou faible (non significative) à une valeur positive peuvent changer de régime ce qui peut contribuer aux changements

atmosphériques. Ce changement pourrait avoir un effet assez important sur le climat futur puisque l'état du sol dicterait une partie de celui-ci. Le nord-est des États-Unis et le centre des Prairies canadiennes constituent des régions où la corrélation pourrait changer de façon importante. Cette modification ne permet pas de conclure à une intensification du couplage entre le sol et l'atmosphère. Par contre, ce résultat constitue un élément qui permet d'envisager cette possibilité. Les résultats de la corrélation entre l'évaporation et la température qui représente une idée de l'interaction entre le sol et l'atmosphère obtenus par de l'étude de Seneviratne et al. (2006) à l'aide de modèle de circulation générale (MCG) ont démontré un déplacement dans les mêmes régions en Amérique du Nord d'ici la fin du siècle.

La corrélation significative a aussi été calculée pour les autres saisons de l'année (Fig. C.1, C.2, C.3). Les résultats se rapprochent de ceux obtenus par Dirmeyer (2009) (Fig. 1.8) par contre, des différences sont notables durant l'automne et l'hiver. Une migration vers le nord des corrélations pour la période 2071-2100 par rapport à celle de 1971-2000 est à prévoir peut importe la saison de l'année.

3.3.2 Variabilité de l'évaporation et de la température

Comme cité précédemment, le changement du régime de l'humidité du sol tel que représenté par le passage d'une corrélation négative ou nulle vers une positive peut engendrer une hausse de la variabilité de l'évaporation et de la température. En effet, le lien présent entre la quantité d'eau dans le sol disponible et l'évaporation engendre cette modification. Puisque la chaleur latente entre dans le processus d'évaporation, la température sera aussi affectée. Le changement de l'écart type de ces deux champs pour les deux périodes futures (2041-2070) et (2071-2100) par rapport à la période de référence (1971-2000) pour le premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1) est présenté (Fig. 3.17). Les points noirs superposés représentent les régions où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %.

Une hausse de l'écart type de la température et de l'évaporation est à prévoir pour les Prairies canadiennes, le nord-est des États-Unis et le sud-est du Canada. Ce changement correspond assez bien avec les régions où une modification de corrélation entre la quantité d'eau dans le sol et l'évaporation était notable (Fig. 3.16). Il est important de constater

qu'une diminution de l'écart type est présente pour le sud-est des États-Unis tant au niveau de la température que de l'évaporation pour les périodes futures. Cette baisse peut être attribuable à l'humidité du sol qui est à un niveau plutôt bas, ce qui engendrerait une diminution de la variabilité de la température et de l'évaporation.

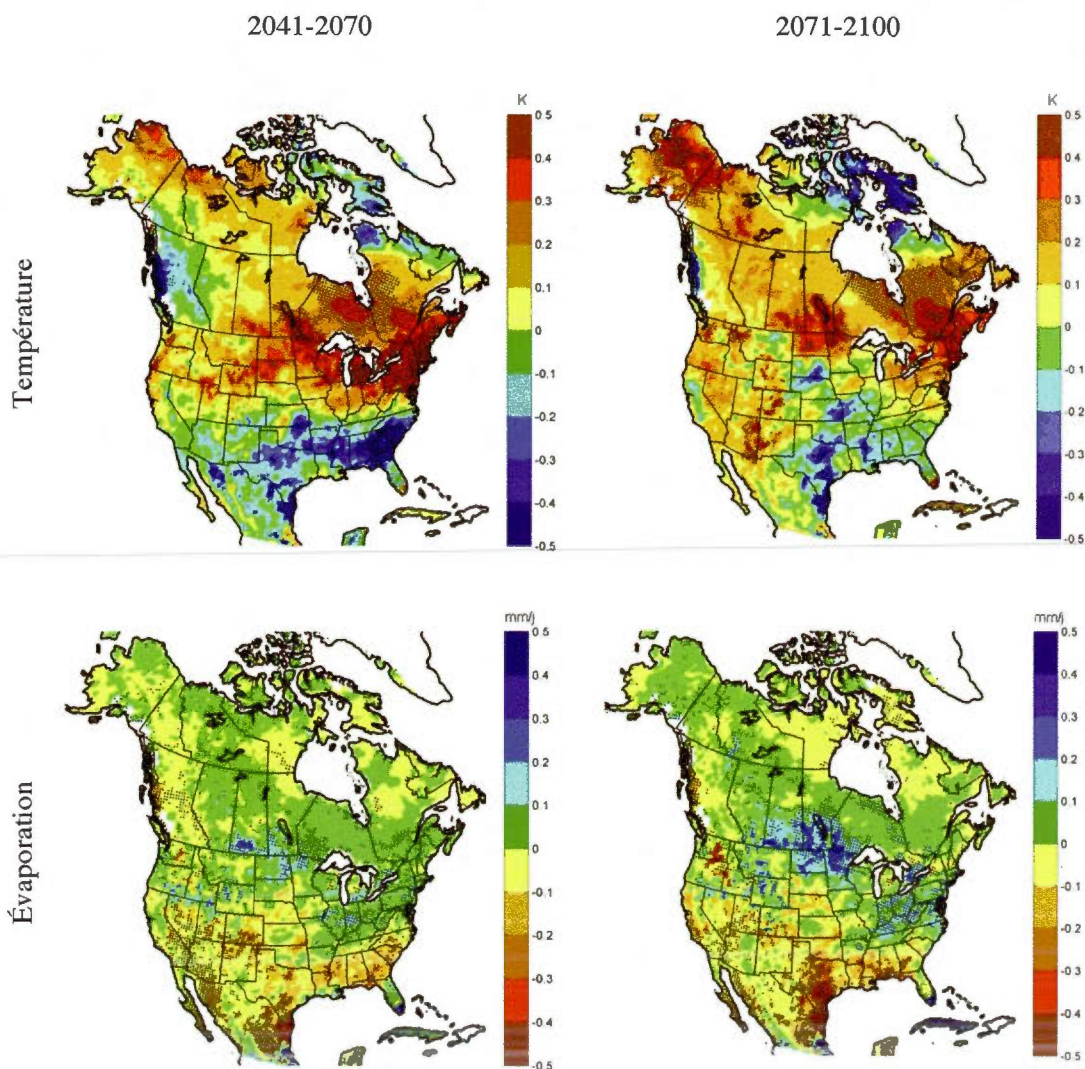


Fig. 3.17 Changement attendu de l'écart type de la température durant l'été entre la période 2041-2700 (en haut à gauche) et celle de référence 1971-2000, et la période 2071-2100 (en haut à droite) et celle de référence pour la premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1). Même chose pour l'évaporation (en bas). Les points représentent les régions où le changement de l'écart type est significatif avec un degré de confiance de 95 %

Ces résultats amènent plus de poids vers le changement possible du régime de l'humidité du sol d'ici la fin du siècle pour les régions où une augmentation de la variabilité est attendue. Malgré l'utilisation de modèles de circulation générale pour l'étude effectuée par Seneviratne et al. (2010), les résultats sont similaires par rapport à ceux obtenus dans le cadre de cette recherche face à la hausse de variabilité dans certaines régions de l'Amérique du Nord (Fig. 1.10).

3.3.3 Distribution de l'humidité de sol

Dans cette section, différents bassins versants seront examinés afin de voir si une distribution bimodale de l'humidité du sol est présente (Fig. 2.10). Comme mentionné auparavant, ce type de distribution peut être une indication d'une rétroaction positive entre l'humidité du sol et la précipitation subséquente par le biais de l'évaporation. Cette rétroaction peut indiquer un couplage entre le sol et l'atmosphère. La distribution journalière de l'humidité du sol durant les mois d'été (JJA) pour différents bassins versants est présentée (Fig. 3.18, 3.19, 3.20).

Le bassin versant de l'Ohio ainsi que celui du Haut-Mississippi (Fig. 3.18) démontrent une distribution bimodale de la quantité d'eau dans le sol pour les étés de 1971-2000 ainsi que celle de 2041-2070. Par contre, pour la période 2071-2100, ce type de distribution est perdu, ce qui peut laisser envisager la diminution possible du couplage pour la fin du siècle. Les résultats sont cohérents avec les régions où le régime de l'humidité du sol pourrait changer au cours de ce siècle. En effet, la corrélation deviendrait positive pour une portion du bassin et la variabilité augmenterait.

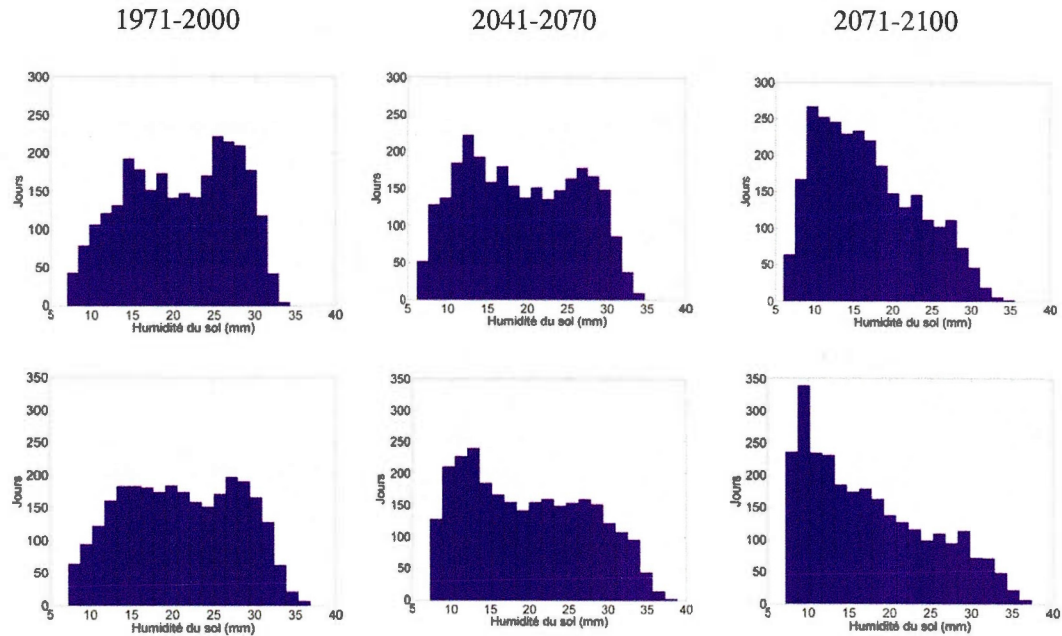


Fig. 3.18 Distribution journalière de l'humidité dans le sol au premier niveau (0-10 cm) durant l'été (JJA) dans le bassin de la rivière Ohio pour différentes périodes : 1971-2000 (en haut à gauche), 2041-2070 (en haut au centre) et 2071-2100 (en haut à droite), même chose pour le bassin du Haut-Mississippi (en bas)

Des bassins versants au centre du continent nord-américain, qui se trouvent, ou pourraient se trouver, dans des régions où le couplage est ou pourrait devenir plus important, ne forment pas de distribution bimodale (Fig. 3.19). En effet, peu importe la période choisie, la présence de deux modes ne peut pas être établie pour les bassins du Missouri et du Nelson. Une valeur plus basse que la réalité de l'humidité du sol pourrait engendrer la disparition du deuxième mode et faire en sorte que le régime bimodal serait absent.

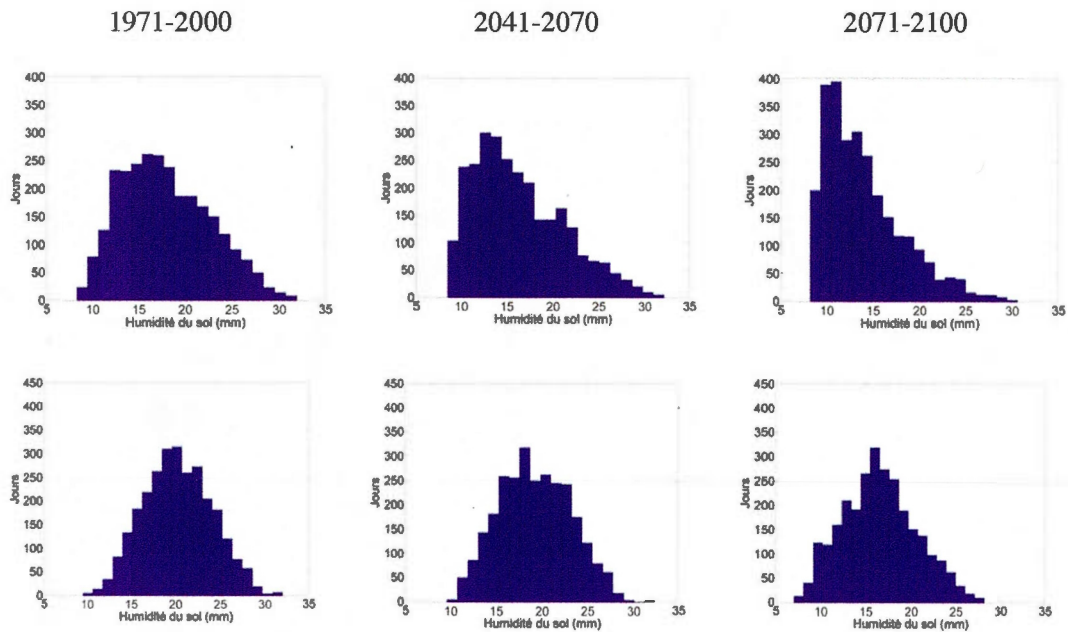


Fig. 3.19 Distribution journalière de l'humidité dans le sol au premier niveau (0-10 cm) durant l'été (JJJ) dans le bassin du Missouri pour différentes périodes : 1971-2000 (à gauche), 2041-2070 (au centre) et 2071-2100 (à droite), même chose pour le bassin du Nelson (en bas)

Au niveau du bassin versant de l'Outaouais (Fig. 3.20), il semble que la bimodalité pourrait être présente pour la période 2071-2100. Le développement d'un régime bimodal est cohérent avec le déplacement des zones de corrélation positive entre l'humidité du sol et l'évaporation d'ici la fin du siècle. Une hausse de la variabilité de l'évaporation et de la température est aussi envisageable dans cette région d'ici la fin du siècle.

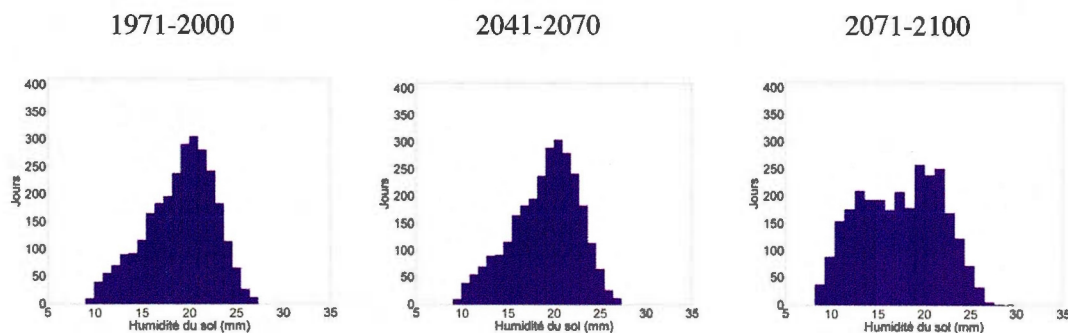


Fig. 3.20 Distribution journalière de l'humidité dans le sol au premier niveau (0-10 cm) durant l'été (JJA) dans le bassin de l'Outaouais pour différentes périodes : 1971-2000 (à gauche), 2041-2070 (au centre) et 2071-2100 (à droite)

Certains bassins versants démontrent un régime bimodal pour les différentes périodes choisies. D'autres, qui devraient en théorie avoir une distribution ayant deux modes, n'en montrent pas. Malgré certains résultats divergents, quelques distributions semblent indiquer que la rétroaction positive entre l'humidité du sol et la précipitation serait présente d'ici la fin du siècle en cours dans des régions un peu plus au nord qu'actuellement.

3.3.4 Synthèse

Afin de déterminer si le couplage entre le sol et l'atmosphère est important, le cycle idéalisé exposé dans la revue de littérature doit être présent (Fig. 1.6). Avec les données disponibles dans le cadre de cette étude, il est possible de déterminer les régions où l'humidité du sol influence l'évaporation et d'évaluer les conséquences associées via la variabilité de l'évaporation et de la température. La présence d'une distribution bimodale de l'humidité du sol peut indiquer l'existence d'une rétroaction positive entre l'humidité du sol et la précipitation subséquente. Un autre élément, comme le recyclage de l'eau évaporée qui retombe près de l'endroit d'où elle provient, n'a pas pu être évalué compte tenu des données disponibles.

L'évaluation des différentes branches du cycle idéalisé du couplage sol-atmosphère devrait supporter le changement possible de cette variable au cours de ce siècle. La modification de la corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation, l'augmentation de la

variabilité de l'évaporation et de la température ainsi que la distribution bimodale de la quantité d'eau dans le sol pour certaines régions permettent d'envisager le déplacement possible des zones de couplage entre le sol et l'atmosphère. En effet, certains résultats laissent croire à un mouvement des zones de couplage vers le nord-est des États-Unis, le centre-nord des États-Unis, les Prairies canadiennes et, à la limite, le sud-est du Canada pendant la saison estivale d'ici la fin du siècle.

Puisque la quantité d'eau dans le sol est très importante dans les zones de couplage, une meilleure connaissance de l'humidité du sol peut permettre d'obtenir une meilleure prévision du temps dans ces régions, particulièrement durant la saison estivale. Les conséquences comme la hausse de la variabilité de la température et de l'évaporation, telle que montrée, est un facteur à considérer pour les années futures puisque l'occurrence des événements extrêmes pourrait augmenter et la population devra s'y adapter.

CONCLUSION

Dans le cadre de cette étude, l'évaluation de la représentation de la quantité d'eau dans le sol par le modèle, les changements appréhendés de l'humidité du sol et des zones de couplage entre le sol et l'atmosphère ont été présentés. L'utilisation d'un modèle régional a permis d'évaluer le tout à plus haute résolution spatiale.

La représentation de l'humidité du sol par le modèle lorsque comparée aux observations a permis de déterminer une différence surtout à la fin de l'été pour les couches près de la surface. La couche la plus profonde est celle où le modèle a le plus de difficulté puisqu'un biais important est présent. Une différence moins grande entre la hauteur de chacune des couches ainsi qu'un plus grand nombre de couches pourraient améliorer la description du sol par le modèle. En plus de la représentation sous forme de plusieurs couches du sol, la bonne évaluation du type de sol en place par le modèle peut aussi expliquer en partie les différences. Avec d'autres outils provenant des observations de la précipitation et de la température, les étés extrêmes (sécheresse et inondations) sont assez bien décrits par le modèle.

Pour le moment, le manque d'observations de l'humidité du sol sur un territoire important et pendant une longue période est la principale limitation à une bonne évaluation de la performance du modèle. Même si des alternatives existent, les mesures sur le terrain restent la meilleure option. Mieux l'humidité du sol est bien définie au départ, meilleure sera l'estimation des changements attendus.

Le schéma de surface utilisé dans le cadre de cette recherche tient compte du pourcentage de sable et d'argile afin de déterminer les propriétés du sol. En tenant compte seulement de l'argile et du sable, le sol organique n'est pas pris en considération dans la représentation du type de sol en place. La saturation du sol en place tient seulement compte

du pourcentage de sable et non pas des autres types de sol ce qui peut engendrer certaines erreurs.

Le temps pour atteindre l'équilibre dynamique (spin-up) est un autre critère qui doit être considéré surtout pour les régions nordiques. Certains bassins du nord de l'Amérique prennent 20 ans avant d'avoir terminé leur période de rodage. Dans les simulations présentées dans le cadre de cette recherche, la période déterminée de rodage est de trois ans. Ce facteur devra être considéré lors du démarrage du modèle. En effet, une valeur plus près de la réalité au départ pourrait permettre un temps moindre pour atteindre l'équilibre dynamique.

En regardant les résultats obtenus sur les changements appréhendés de l'humidité du sol, quelques disparités existent avec les autres études faites sur le sujet. Plusieurs facteurs peuvent expliquer ces contradictions. La différence entre les schémas de sol couplés aux modèles atmosphériques est la principale cause qui justifie les disparités. En effet, le nombre et la profondeur des couches de sol représentées varient de modèle en modèle. Il faut aussi penser aux propriétés du sol (porosité, conductivité hydraulique) qui changent en fonction du type de sol présent. Certains schémas ne tiennent pas compte du type de sol et laissent les propriétés constantes.

Malgré cette disparité entre les schémas de surface, certains résultats sont cohérents avec les études similaires faites sur le sujet. En effet, la diminution de l'humidité du sol pour les régions subtropicales durant toute l'année à cause d'une baisse de la précipitation d'ici la fin du siècle est attendue par les autres études et semble très probable. Au niveau des latitudes moyennes, la hausse durant l'hiver et la baisse durant l'été est un résultat obtenu pour la majorité des secteurs avec le modèle utilisé. Par contre, les régions les plus au nord des latitudes moyennes où le modèle définit une certaine quantité d'eau qui reste sous forme solide tout au long de l'année réagissent différemment et une baisse tout au long de l'année est enregistrée. Pour les hautes latitudes, le type de sol semble être un facteur important pour déterminer le sens du changement.

Les résultats obtenus dans le cadre de cette étude font ressortir l'importance du type de sol pour les régions où le pergélisol est présent. La fonte de celui-ci pourrait réduire l'humidité du sol de façon importante, plus particulièrement dans les secteurs où la concentration de sable est élevée à cause d'un écoulement vertical plus important. Ce facteur fait en sorte que des différences sont présentes pour les régions plus au nord en comparaison avec les autres recherches effectuées sur le sujet. Même si quelques études (IPCC 2007) envisagent une baisse pour les hautes latitudes, l'amplitude de celle-ci n'est pas aussi importante. Ces résultats font ressortir l'importance d'une bonne représentation du sol en place afin de bien décrire les changements dans le futur. Jusqu'à présent, la majorité des études effectuées sur l'humidité du sol proviennent de modèles de circulation générale. Un plus grand nombre de recherches provenant de modèle régionaux pourrait permettre de confirmer les hypothèses énoncées et de mieux modéliser la quantité d'eau dans le sol.

Au niveau du couplage sol-atmosphère, les différents outils utilisés laissent envisager un déplacement des zones de couplage vers le nord pour l'Amérique du Nord. Les résultats obtenus pour l'Europe démontrent une migration vers le nord des zones de couplage importantes (e.g. Seneviratne et al. 2006). Pour l'Amérique du Nord, un déplacement semblable mais d'une ampleur moindre est attendu selon l'étude de Seneviratne et al. (2010). Le changement de l'humidité du sol et de la température fait en sorte de modifier ces régions de couplage. La baisse de la quantité d'aérosols peut aussi augmenter le rayonnement et favoriser la modification du régime de l'humidité du sol, un élément clé du couplage. Malgré le nombre d'outils limité par les données disponibles, la migration des zones de couplage vers le nord-est des États-Unis, le centre-nord des États-Unis, les Prairies canadiennes et, à la limite, le sud-est du Canada pendant la saison estivale est cohérente avec les résultats obtenus par Seneviratne et al. (2010). Les données recueillies au niveau du couplage proviennent de différents outils. Par contre, le meilleur moyen pour obtenir une idée précise est d'effectuer une évaluation de la différence de variabilité de divers champs météorologiques entre un modèle où le sol est couplé et un autre où il ne l'est pas. Par contre, les données disponibles n'ont pas permis d'exprimer cette différence. Cette approche pourrait être intéressante pour un projet futur afin de mieux identifier les zones de couplage avec l'utilisation d'un modèle régional.

Enfin, l'humidité du sol est un enjeu clé, surtout pour le secteur agricole. Un changement de cette variable au cours du présent siècle risque d'avoir un impact certain sur la productivité des terres agricoles. Les résultats obtenus sont éloquentes puisque la baisse de la quantité d'eau se produit dans la saison de croissance pour les régions aux latitudes moyennes. Le couplage sol-atmosphère est un autre élément qui doit être considéré puisqu'un changement dans ces zones pourrait engendrer une modification du climat, surtout pendant la saison estivale. Les conséquences possibles au niveau de l'augmentation de la variabilité doivent être considérées puisque la fréquence des événements extrêmes pourrait augmenter.

ANNEXE A

ANOMALIE DE L'HUMIDITÉ DU SOL

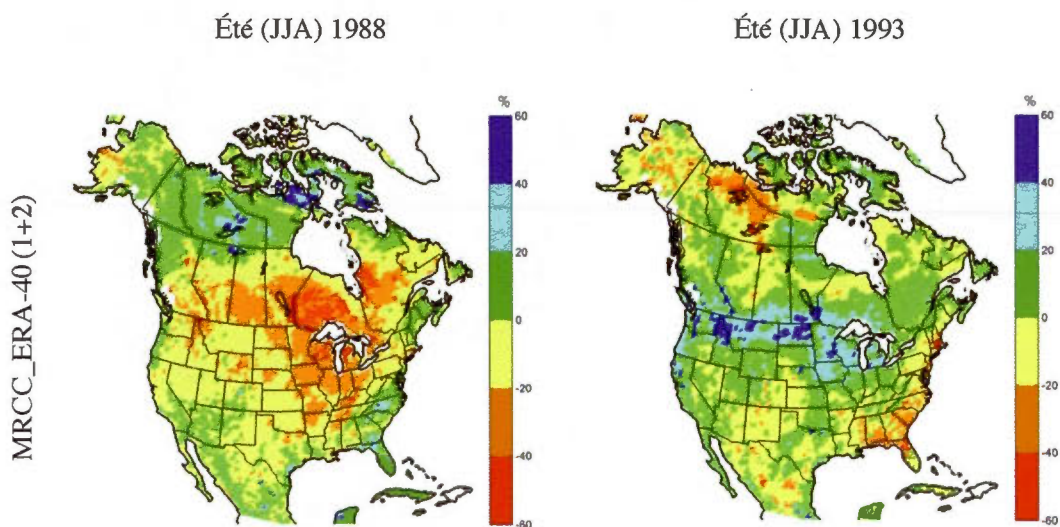


Fig. A.1 Anomalie de l'humidité du sol pour les deux premières couches pour l'été 1988 par rapport aux étés 1971-2000 (à gauche), même chose qu'à gauche, mais pour l'été 1993 (à droite) calculée à partir de la simulation pilotée par les réanalyses (MRCC_ERA-40)

ANNEXE B

CHANGEMENTS DANS LE CYCLE DE L'EAU

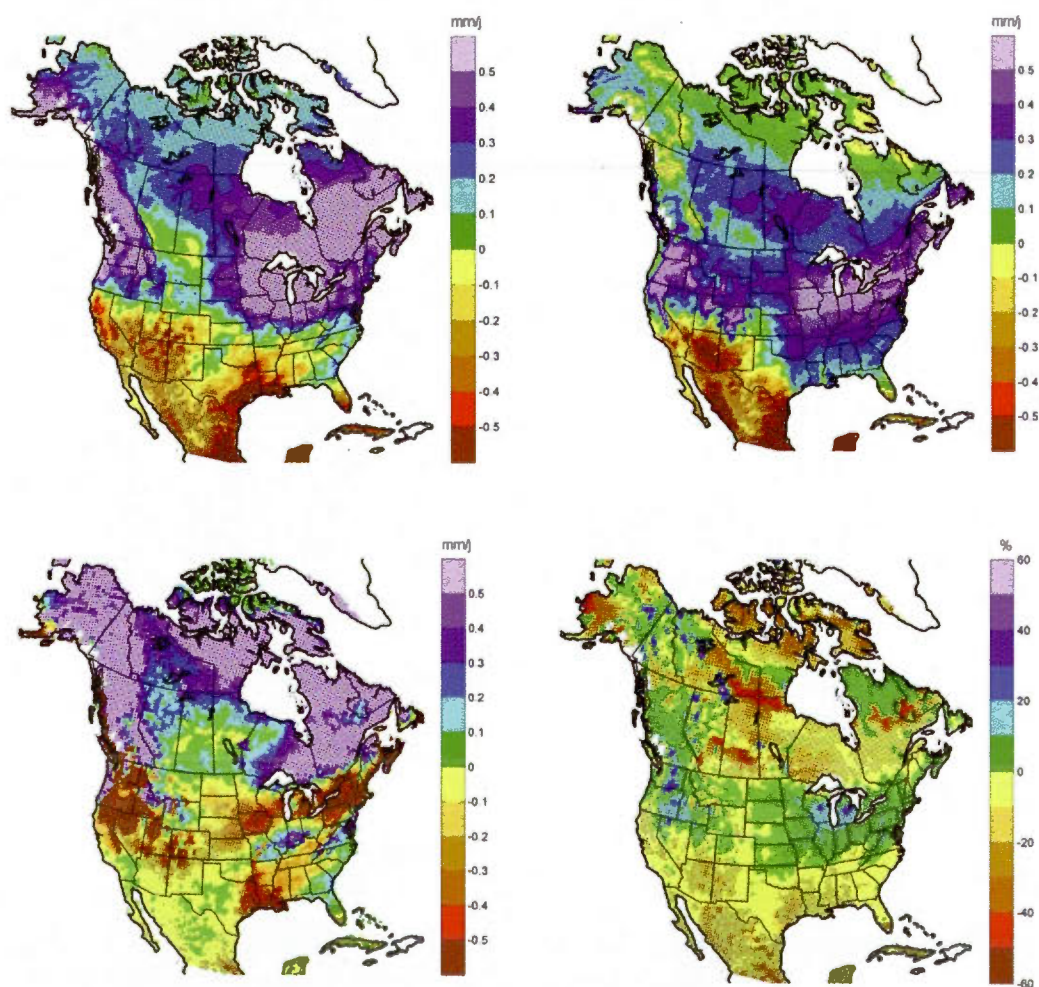


Fig. B.1 Changement pour la période printanière des différents éléments du cycle de l'eau entre un scénario prévu pour la période 2071-2100 suivant une augmentation des gaz à effet de serre et une période de contrôle de 1971-2000. La précipitation en mm/jour (en haut à gauche), l'évaporation en mm/jour (en haut à droite), le ruissellement en mm/jour (en bas à gauche) et l'humidité du sol pour le total des trois couches en % (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %

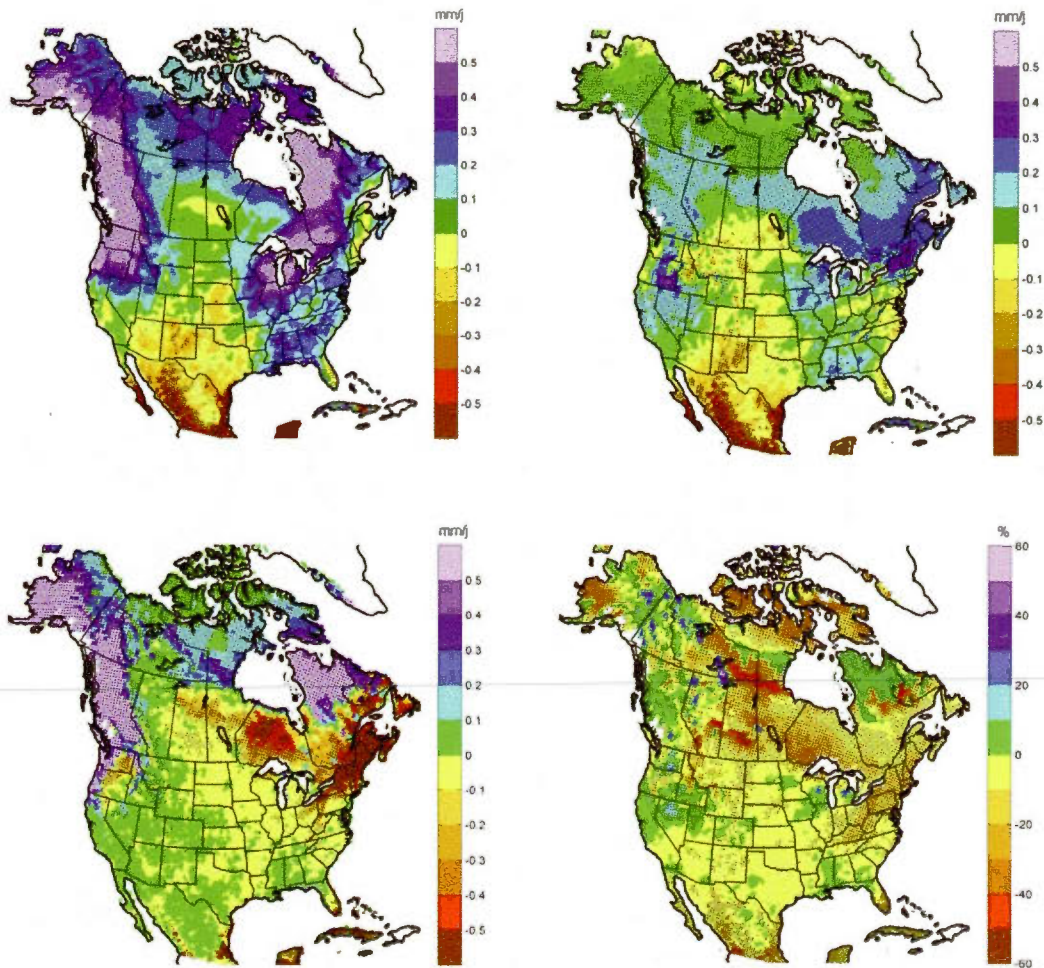


Fig. B.2 Changement pour la période automnale des différents éléments du cycle de l'eau entre un scénario prévu pour la période 2071-2100 suivant une augmentation des gaz à effet de serre et une période de contrôle de 1971-2000. La précipitation en mm/jour (en haut à gauche), l'évaporation en mm/jour (en haut à droite), le ruissellement en mm/jour (en bas à gauche) et l'humidité du sol pour le total des trois couches en % (en bas à droite). Les points représentent les endroits où le changement est significatif avec un degré de confiance de 95 %

ANNEXE C

CORRÉLATION ENTRE L'HUMIDITÉ DU SOL ET L'ÉVAPORATION

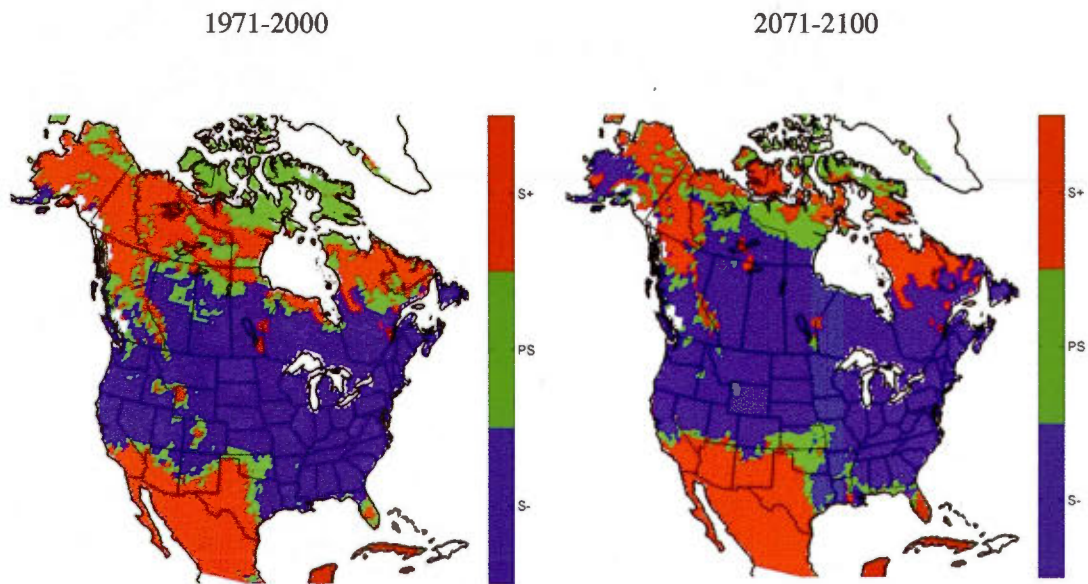


Fig. C.1 Corrélation significative mensuelle entre l'humidité du sol pour la première couche et l'évaporation pour le premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1) durant le printemps (MAM) pour la période 1971-2000 (à gauche) et pour la période 2071-2100 (à droite). La région en rouge représente une corrélation significative positive avec un degré de confiance de 95 % (S+), celle en verte une corrélation faible (non significative) (PS) et celle en bleu une corrélation significative négative avec un degré de confiance de 95 % (S-)

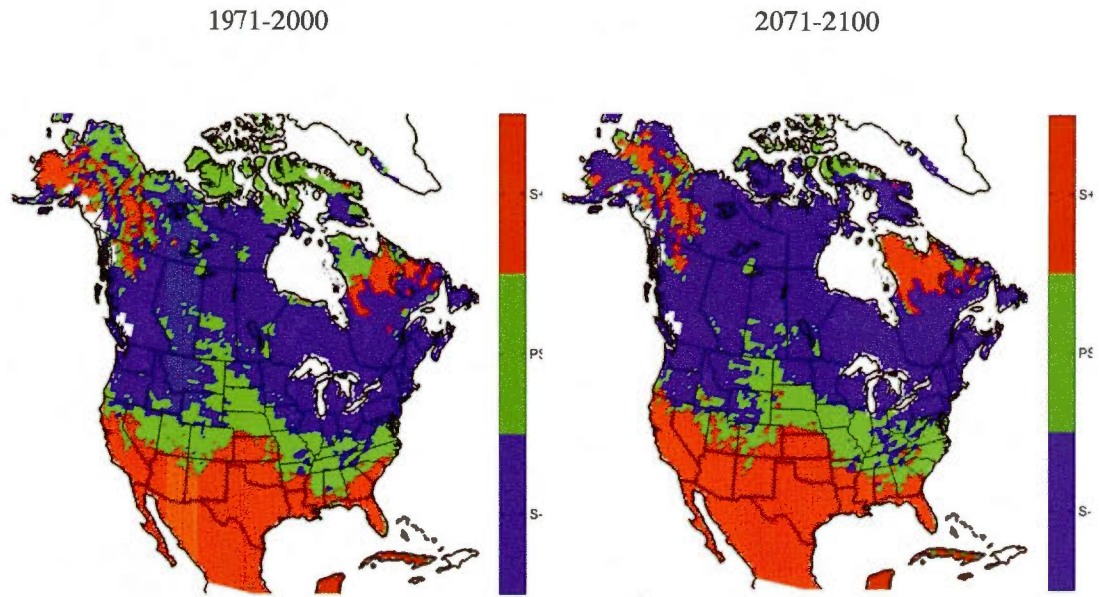


Fig. C.2 Corrélation significative mensuelle entre l'humidité du sol pour la première couche et l'évaporation pour le premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1) durant l'automne (SON) pour la période 1971-2000 (à gauche) et pour la période 2071-2100 (à droite). La région en rouge représente une corrélation significative positive avec un degré de confiance de 95 % (S+), celle en verte une corrélation faible (non significative) (PS) et celle en bleu une corrélation significative négative avec un degré de confiance de 95 % (S-)

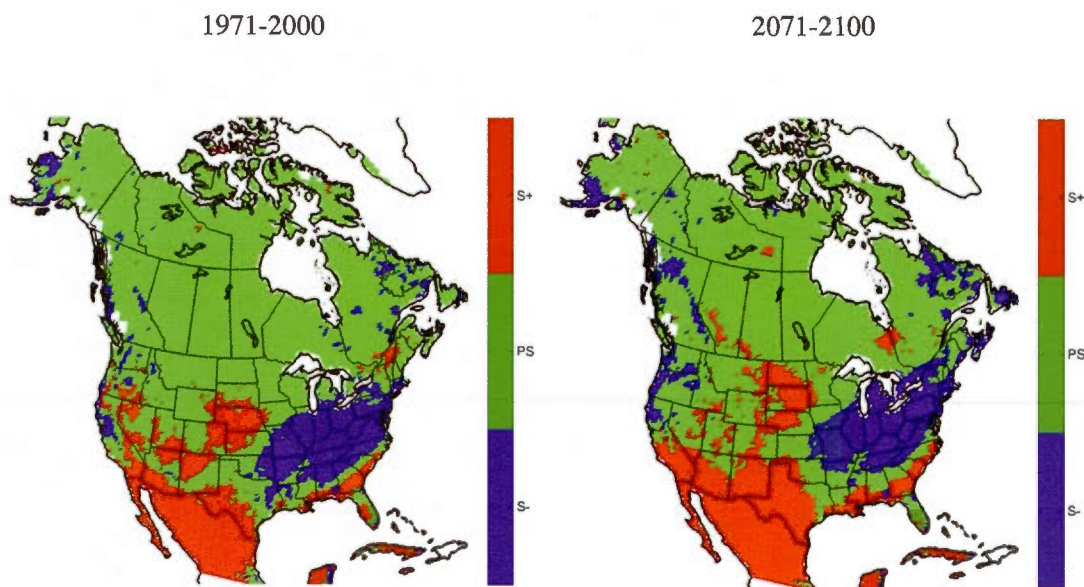
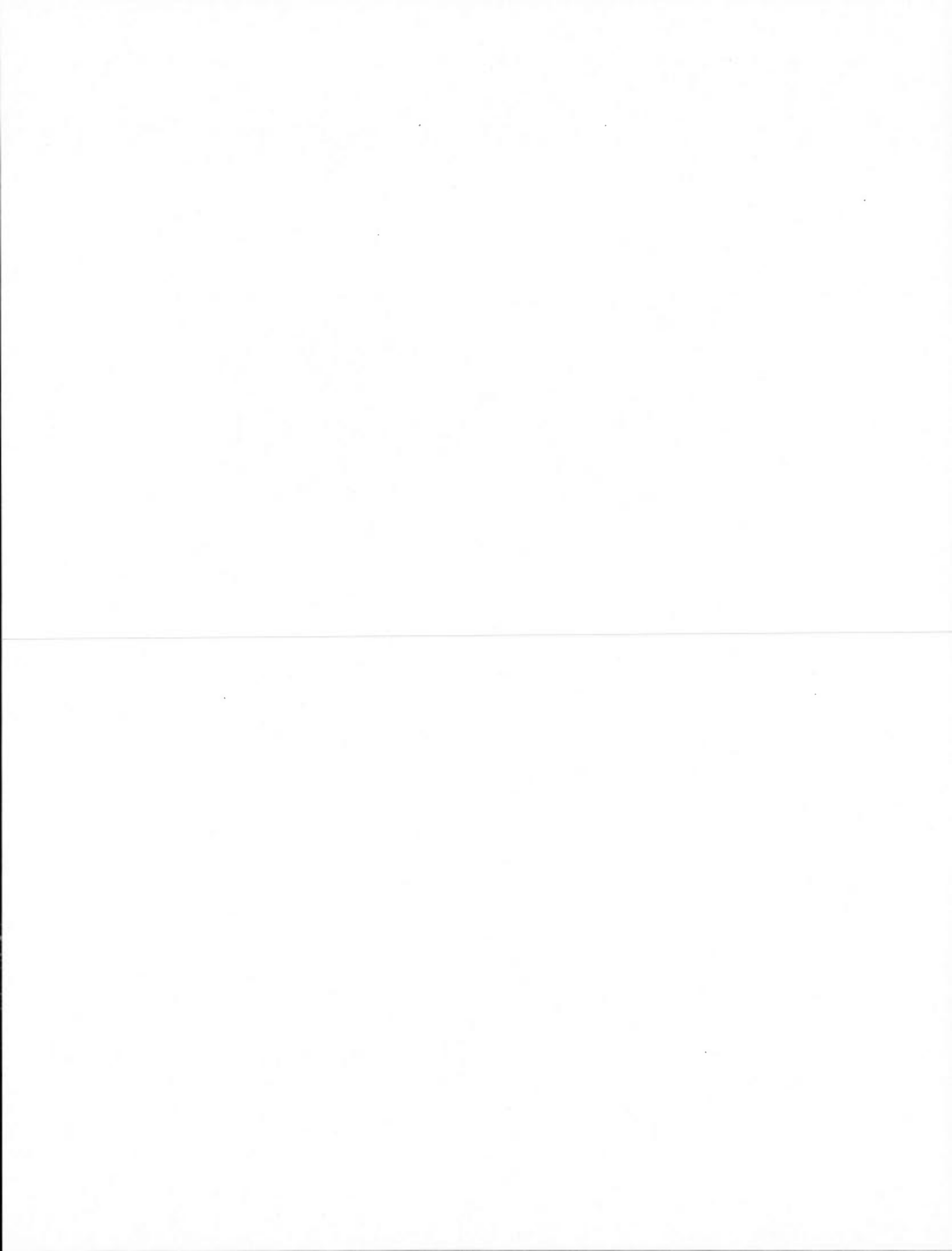


Fig. C.3 Corrélation significative mensuelle entre l'humidité du sol pour la première couche et l'évaporation pour le premier membre de la simulation (MRCC_MCCG1) durant l'hiver (DJF) pour la période 1971-2000 (à gauche) et pour la période 2071-2100 (à droite). La région en rouge représente une corrélation significative positive avec un degré de confiance de 95 % (S+), celle en verte une corrélation faible (non significative) (PS) et celle en bleu une corrélation significative négative avec un degré de confiance de 95 % (S-)



BIBLIOGRAPHIE

- Betts A.K. (2004). Understanding hydrometeorology using global models. *B. Am. Meteorol. Soc.* **85** (11), 1673-1688.
- Bechtold P., Bazile E., Guichard F., Mascart P., Richard E. (2001). A mass flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **127**, 869-886.
- Caya D., Laprise R. (1999). A semi-implicit semi-lagrangian regional climate model: the Canadian RCM. *Monthly Weather Review* **127**, 341-362.
- Collatz G.J., Ball J.T., Grivet C., Berry J.A. (1991). Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology* **54**, 107-136.
- D'Andrea F., Provenzale A., Vautard R., De Noblet-Ducoudre N. (2006). Hot and cool summers: multiple equilibria of the continental water cycle. *Geophys. Res. Lett.* **33** (24), 1-6.
- D'Odorico P., Porporato A. (2004). Preferential states in soil moisture and climate dynamics, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **101**, 8848-8851.
- Davies HC. (1976). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **102**, 405-418.
- de Elía R., Côté H. (2010). Climate and climate change sensitivity to model configuration in the Canadian RCM over North America. *Meteorol. Z.*, **19**, No. 4, 325-339.
- Deardoff J.W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research* **83**, 1889-1903.
- Dirmeyer P.A., Guo Z., Gao X. (2004). Validation and forecast applicability of multi-year global soil wetness products, *J. Hydrometeorol.*, **5**, 1011-1033.
- Dirmeyer P.A. (2006). The hydrologic feedback pathway for land-climate coupling. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 857-867.
- Dirmeyer P.A., Gao X., Zhao M., Guo Z., Oki T., Hanasaki N. (2006a). GSWP-2: multimodel analysis and implications for our perception of the land surface. *B. Am. Meteorol. Soc.* **87**, 1381-1397.

- Dirmeyer P.A., Koster R.D., Guo Z. (2006b). Do global models properly represent the feedback between land and atmosphere? *J. Hydrometeorol.* **7**, 1177–1198.
- Dirmeyer P.A., Schlosser C.A., Brubaker K.L. (2009). Precipitation, recycling and land memory: An integrated analysis. *J. Hydrometeorol.* **10**, 278–288.
- Dodge Y. (2008). The Concise Encyclopedia of Statistics, *Springer Reference*, 612 pp.
- Fan Y., Van del Dool H. (2004). Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5° resolution for 1948 to present, *J. Geophys. Res.* **109**, 1–8.
- Guo Z.C., Dirmeyer P.A., Koster R.D., Bonan G., Chan E., Cox P., Gordon C.T., Kanae S., Kowalczyk E., Lawrence D., Liu P., Lu C.H., Malyshev S., McAvaney B., McGregor J.L., Mitchell K., Mocko D., Oki T., Oleson K.W., Pitman, A., Sud Y.C., Taylor C.M., Verseghy D., Vasic R., Xue Y.K., Yamada T. (2006). GLACE: The Global Land–Atmosphere Coupling Experiment. Part II: analysis. *J. Hydrometeorol.* **7**, 611–625.
- Gal-Chen T., Somerville R.C.J. (1975). On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *J. Comput. Phys.*, **17**, 209–228.
- Hollinger, Isard (1994). A Soil Moisture Climatology of Illinois. *J. Climate*, **7**, 822–833.
- Hillel D. (1998). Environmental Soil Physics. *Academic Press, San Diego* 771 pp.
- IPCC (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom*. 996 pp.
- Koster R.D., Dirmeyer P. A., et al. (2004) Regions of coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305**, 1138–1140.
- Koster R.D., Guo Z.C., Dirmeyer P.A., Bonan G., Chan E., Cox P., Davies H., Gordon C.T., Kanae S., Kowalczyk E., Lawrence D., Liu P., Lu C.H., Malyshev S., McAvaney B., Mitchell K., Mocko D., Oki T., Oleson K.W., Pitman A., Sud Y.C., Taylor C.M., Verseghy D., Vasic R., Xue Y.K., Yamada T. (2006). GLACE: The Global Land–Atmosphere Coupling Experiment. Part I: overview. *J. Hydrometeorol.* **7**, 590–610.
- Li H., Robock A., Wild M. (2007). Evaluation of Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment soil moisture simulations for the second half of the twentieth century, *J. Geophys. Res.* **112**, 1–15.
- Logan K.E., Brunsell N.A., Jones, Feddema J.J. (2009). Assessing spatiotemporal variability of drought in the U.S. central plains. *Journal of Arid Env.* **74**, 247–255.

- Manabe S. (1969). Climate and the ocean circulation: 1, the atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. *Monthly Weather Review* **97**, 739-805.
- Manabe S., Wetherald R. T., Milly P.C.D., Delworth T.D., Stouffer R.J. (2004). Century-scale change in water availability: CO₂ quadrupling experiment. *Climatic Change* **64**, 59-76.
- Manabe S., Milly P.C.D., Wetherald R.T. (2004a). Simulated long-term changes in river discharge and soil moisture due to global warming. *Hydrol Sci J* **49**, 625-642.
- Mckee T.B., Doesken N.J., Kleist J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales, *Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society*, 179-184.
- Mitchell T. D., Jones P.D. (2005). An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology* **25**, 693-712.
- Pan Z., Arritt R., Gutowski W., Takle E. (2001). Soil moisture in regional climate models: simulation and projection, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 2947-2950.
- Pitman A.J. (2003). The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models *Int J. Climatol.* **23**, 479-510.
- Robock A., et al., (2000) The global soil moisture data bank. *B. Am. Meteorol. Soc.* **81(6)**, 1281-2199.
- Ross S. (2004) Introduction to Probability and Statistics for Engineers and Scientists 3rd edition. *Elsevier*, 641 pp.
- Sellers P.J., Berry J.A., Collatz G.J., Field C.B., Hall F.G. (1992). Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. *Remote Sensing of the Environment* **42**, 187-216.
- Seneviratne S.I., Lüthi D., Litschi M., Schär C. (2006). Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, **443**, 205-209.
- Seneviratne S.I., Corti T, Davin E.L., Hirschi M., Jaeger E.B., Lehner I., Orlowsky B., Teuling A.J. (2010). Investigating soil moisture- climate interactions in a changing climate: a review. *Earth-Sci Rev*, **99**, 125-161.
- Teuling A.J., Uijlenhoet R., Troch, P.A. (2005). On bimodality in warm season soil moisture observations. *Geophys. Res. Lett.* **32 (13)**, 1-4.
- Teuling A.J., Hirschi M., Ohmura A., Wild M., Reichstein M., Ciais P., Buchmann N.,

- Ammann C., Montagnani L., Richardson A.D., Wohlfahrt G., Seneviratne S.I. (2009). A regional perspective on trends in continental evaporation. *Geophys. Res. Lett.* **36**, 1-5.
- Uppala S.M., et al. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961-3012.
- Verseghy D. (1991). CLASS – a Canadian land surface scheme for GCMs. I: soil model. *International Journal of Climatology* **11**, 111-133.
- Verseghy D., McFarlane N. A., Lazare M. (1993). CLASS a Canadian land surface scheme for GCMs. II: vegetation model and coupled runs. *International Journal of Climatology* **13**, 347-370.
- Verseghy D. (2000). The Canadian land surface scheme (CLASS): Its history and future. *Atmos.-Ocean* **38**, 1-13.
- Wagner W., Lemoine G., Rott H. (1999). A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data *Rem, Sens. Environ.*, **70**, 191-207.
- Wang G.L. (2005). Agricultural drought in a future climate: results from 15 GCMs participating in the IPCC AR4. *Climate Dynamics*, **25**, 739-753.
- Wetherald R. T., Manabe, S. (2002). Simulation of hydrologic changes associated with global warming. *J. Geophys. Res.* **107**, 4379-4394.