

TABLE DES MATIÈRES

| | Page |
|--|------|
| INTRODUCTION | 1 |
| CHAPITRE 1 REVUE DE LA LITTÉRATURE | 6 |
| 1.1 Neige et hydrologie nivale | 7 |
| 1.1.1 La neige dans le cycle de l'eau | 7 |
| 1.1.2 Impact hydrologique de la neige | 8 |
| 1.1.3 Physique d'accumulation et de fonte de la neige | 9 |
| 1.2 La modélisation hydrologique | 11 |
| 1.2.1 Classification des modèles hydrologiques | 11 |
| 1.2.2 Modèles mathématiques de calcul du couvert de neige | 12 |
| 1.3 L'hydrologie de la neige en contexte de changements climatiques | 14 |
| 1.3.1 Constat initial de changements climatiques | 14 |
| 1.3.2 Les modèles climatiques | 17 |
| 1.3.3 Modifications hydrologiques et nivales attendues au Canada et au Québec | 19 |
| CHAPITRE 2 METHODOLOGIE DE L'ETUDE | 27 |
| 2.1 Méthodologie globale | 27 |
| 2.2 Choix des outils de simulation | 29 |
| 2.2.1 Description du modèle hydrologique Hydrotel | 30 |
| 2.2.2 Calcul de l'accumulation et de la fonte de la neige par Hydrotel | 31 |
| 2.3 Simulations en climat présent | 34 |
| 2.3.1 Calage et validation hydrologique du modèle Hydrotel | 35 |
| 2.3.2 Calage et validation du sous modèle d'accumulation et de fonte de la neige | 36 |
| 2.3.3 Comparaison avec les données d'entrée et de sortie du MRCC | 38 |
| 2.3.4 Simulations en climat actuel avec données MRCC comme intrants | 39 |
| 2.4 Simulations en climat futur | 39 |
| 2.4.1 Données météorologiques pour le climat futur et simulation sous Hydrotel | 39 |
| 2.4.2 Comparaison des sorties de neige d'Hydrotel et du MRCC | 40 |
| 2.5 Métriques de changements climatiques | 40 |
| CHAPITRE 3 DESCRIPTION DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIERE GATINEAU | 44 |
| 3.1 Description du territoire | 44 |
| CHAPITRE 4 DONNÉES DISPONIBLES POUR LA CARACTÉRISATION NIVALE DU TERRITOIRE | 49 |
| 4.1 Données nécessaires à la simulation hydrologique | 49 |

| | | |
|--|---|------------|
| 4.1.1 | Données hydrologiques..... | 49 |
| 4.1.2 | Données météorologiques..... | 51 |
| 4.2 | Données de couvert nival disponibles..... | 55 |
| 4.2.1 | Données observées in-situ..... | 55 |
| 4.2.2 | Données satellitaires | 58 |
| 4.2.3 | Données obtenues par réanalyses ou reconstruction..... | 59 |
| CHAPITRE 5 RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE | | 63 |
| 5.1 | Résultats de calage et validation du modèle hydrologique | 63 |
| 5.1.1 | Méthode et résultats du calage hydrologique du modèle Hydrotel..... | 63 |
| 5.1.2 | Sorties et calage spécifique du modèle de neige d'Hydrotel | 66 |
| 5.2 | Comparaison des sorties de neige d'Hydrotel avec les sorties du MRCC en climat présent..... | 73 |
| 5.3 | Comparaison des sorties de neige d'Hydrotel avec les sorties du MRCC en climat futur..... | 78 |
| 5.3.1 | Comparaison des sorties extraites du MRCC et d'Hydrotel avec pilotage commun afx..... | 78 |
| 5.3.2 | Analyse spécifique des simulations d'Hydrotel piloté afx à l'horizon 2050..... | 82 |
| 5.3.3 | Métriques spatiales et temporelles de modifications du couvert nival | 85 |
| CHAPITRE 6 INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS | | 91 |
| 6.1 | Qualité du calage du modèle hydrologique Hydrotel | 91 |
| 6.1.1 | Calage hydrologique | 91 |
| 6.1.2 | Calage du sous modèle d'évaluation de la neige | 95 |
| 6.2 | Comparaison des sorties extraites d'Hydrotel et du MRCC avec options de pilotage multiples..... | 103 |
| 6.2.1 | Comparaison en climat présent..... | 103 |
| 6.2.2 | Comparaison en climat futur..... | 111 |
| 6.3 | Analyse des métriques associées au couvert neigeux en projection future | 115 |
| 6.3.1 | Modifications prévues entre l'horizon présent 1961-1990 et l'horizon 2050..... | 115 |
| 6.3.2 | Métriques d'évolution temporelle continue | 123 |
| 6.3.3 | Métriques à dimension spatiale..... | 128 |
| CHAPITRE 7 ANALYSE CRITIQUE DE LA MÉTHODOLOGIE ET RECOMMANDATIONS | | 132 |
| 7.1 | Analyse critique de la procédure de calage d'Hydrotel | 132 |
| 7.1.1 | Disponibilité des données | 132 |
| 7.1.2 | Méthode de calage et de validation..... | 133 |
| 7.2 | Analyse critique du développement des métriques et de leur incertitude..... | 134 |
| 7.2.1 | Incorporation de la météorologie du MRCC | 134 |
| 7.2.2 | Incertitudes associées au modèle hydrologique | 136 |
| 7.2.3 | Analyse complète d'incertitude | 137 |
| CONCLUSION..... | | 139 |

| | | |
|---------------------|--|-----|
| ANNEXE I | Paramétrage complet d'Hydrotel pour chaque sous-bassin versant en fin de procédure de calage | 143 |
| ANNEXE II | Résultats finaux de calage sur chaque sous-bassin versant. Simulations sur les années 1985 à 1995..... | 145 |
| ANNEXE III | Résultats finaux de première validation sur chaque sous-bassin versant. Simulations sur les années 1974 à 1983 | 146 |
| ANNEXE IV | Résultats finaux de deuxième validation sur chaque sous-bassin versant. Simulations sur les années 1996 à 2003..... | 147 |
| ANNEXE V | Hydrogrammes moyens observé et simulés par Hydrotel pour l'horizon 1980-1997 en faisant varier le type d'intrant météorologique. | 148 |
| ANNEXE VI | Analyse des médianes et des quartiles des caractéristiques d'ÉEN et de couverture simulées par Hydrotel piloté aux horizons 2050 et actuel | 149 |
| ANNEXE VII | Analyse statistique de la signification et des amplitudes des tendances des séries d'ÉEN global et local pour des échantillons de 40 ans et 50 ans. | 152 |
| BIBLIOGRAPHIE | | 153 |

LISTE DES TABLEAUX

| | Page |
|---|------|
| Tableau 1.1 Scénarios d'augmentations des températures et des précipitations pour le Québec pour la période 2080 à 2100 par rapport à la période 1960-1990 | 25 |
| Tableau 3.1 Climat du bassin versant de la rivière Gatineau..... | 48 |
| Tableau 4.1 Caractéristiques des stations d'observation nivométrique sélectionnées | 58 |
| Tableau 5.1 Intervalles des critères obtenus à la fin du calage sur la période 1985-1995 pour les sous-bassins versants Ceizur, Baskatong, Maniwaki et Paugan..... | 64 |
| Tableau 5.2 Intervalles des critères obtenus lors de la validation sur la période 1996-2003 pour les sous-bassins versants Ceizur, Baskatong, Maniwaki et Paugan..... | 65 |
| Tableau 6.1 Écart relatif sur les débits annuels et hivernaux moyen entre l'horizon 1961-1990 et l'horizon 2041-2070 simulés par Hydrotel piloté afx..... | 117 |
| Tableau 6.2 Analyse d'évolution de la médiane et de la moyenne des ÉEN maximum global, maximum absolu et moyen entre 1970 et 2050 simulée par Hydrotel..... | 118 |
| Tableau 6.3 Analyse d'évolution de l'étendue de 50% et 100% des valeurs d'ÉEN maximum global, maximum absolu et moyen entre 1970 et 2050 simulée par Hydrotel..... | 119 |
| Tableau 6.4 Analyse de l'évolution temporelle des caractéristiques nivales et de leur étendue entre 1970 et 2050 tel que simulée par Hydrotel | 121 |
| Tableau 6.5 Résultats complets des tests de Mann-Kendall et de Sen sur les caractéristiques de couverture moyenne mensuelle de 1961 à 2099 | 125 |
| Tableau 6.6 Analyse des tendances associées à la couverture moyenne du mois d'avril avec modification de la fenêtre temporelle | 126 |
| Tableau 6.7 Analyse des tendances et de leur amplitude sur les séries annuelles d'ÉEN global et local par glissement progressif la limite inférieure de la fenêtre temporelle | 127 |

LISTE DES FIGURES

| | Page | |
|------------|---|----|
| Figure 1.1 | Cycle de l'eau. | 7 |
| Figure 1.2 | Répartition géographique des couverts neigeux et durée de vie..... | 8 |
| Figure 1.3 | Mouvement de l'eau de fonte au travers du manteau neigeux..... | 10 |
| Figure 1.4 | Variations de la température et du niveau de la mer à l'échelle du globe et de la couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord..... | 15 |
| Figure 1.5 | Familles de scénarios d'émission et émissions en GES associées..... | 16 |
| Figure 1.6 | Évolution de la complexité des MCG des années 1970 jusqu'à 2007..... | 18 |
| Figure 1.7 | Localisation des stations climatologiques au Québec avec au moins 41 ans de données observées..... | 20 |
| Figure 1.8 | Tendances dans le timing (en haut) et la magnitude (en bas) de la crue printanière au Canada entre 1974 et 2003..... | 21 |
| Figure 1.9 | Courbes de réchauffement mondial selon les scénarios du SRES et évolution spatiale au début et à la fin du XXI ^e siècle par rapport à 1980-1999..... | 23 |
| Figure 2.1 | Organigramme de la méthodologie de l'étude..... | 28 |
| Figure 2.2 | Courbe typique d'évolution annuelle de l'ÉEN et caractéristiques associées..... | 42 |
| Figure 2.3 | Courbe typique d'évolution annuelle de la couverture de neige sur le territoire et caractéristiques associées..... | 43 |
| Figure 3.1 | Localisation du bassin versant de la rivière Gatineau..... | 44 |
| Figure 3.2 | Sous-bassins du bassin versant de la rivière Gatineau..... | 45 |
| Figure 3.3 | Topographie du bassin versant Gatineau. | 46 |
| Figure 3.4 | Répartition de la végétation observée sur le bassin versant Gatineau. | 47 |
| Figure 4.1 | Hydrogrammes hivernaux moyens observés et reconstitués aux cinq stations de données. | 50 |

| | | |
|------------|---|----|
| Figure 4.2 | Localisation des stations hydrologiques et météorologiques du premier modèle de calage du bassin versant Gatineau. | 52 |
| Figure 4.3 | Comparaison des densités d'information météorologique entre la grille krigée et l'interpolation par polygones de Thiessen avec les 12 stations d'origine..... | 53 |
| Figure 4.4 | Méthode d'interpolation des données météorologiques pour les simulations de références en climat présent et les simulations en climat futur..... | 54 |
| Figure 4.5 | Emplacement des stations d'observation nivométrique sélectionnées. | 57 |
| Figure 4.6 | Réseau des stations de mesure d'ÉEN au sol du 1 ^{er} mars dans la région du Québec dans les années 70. | 62 |
| Figure 5.1 | Hydrogrammes observés (bleu) et simulés (rouge) après calage du modèle sur la période 1984-1995 pour les sbv Ceizur (haut) et Maniwaki (bas). | 65 |
| Figure 5.2 | Hydrogrammes observés (bleu) et simulés (rouge) obtenus lors de la validation sur la période 1996-2003 pour les sbv Ceizur (haut) et Maniwaki (bas). | 66 |
| Figure 5.3 | ÉEN simulé par Hydrotel entre 1992 et 1995 à l'exutoire de chaque sous-bassin versant avec les paramètres de calage finaux. | 67 |
| Figure 5.4 | Comparaison de la résolution spatiale maximum disponible pour les sorties d'ÉEN provenant d'Hydrotel (gauche), des données Brown (centre) et Tapsoba (droite) (simulation du 1 ^{er} février 1980). | 68 |
| Figure 5.5 | ÉEN moyen et écart type pour les hivers 1980 à 1997 selon Hydrotel piloté par observations, les données Brown et les données Tapsoba..... | 70 |
| Figure 5.6 | Fraction moyenne du bassin versant Gatineau couverte par la neige entre 1980 et 1997 selon Hydrotel piloté par des observations et le modèle Brown..... | 71 |
| Figure 5.7 | Comparaison des hauteurs de neige observées à quatre stations d'observations et simulées par Hydrotel selon deux coefficient de compaction choisis (cc=0.01 et cc=0.02)..... | 72 |
| Figure 5.8 | Comparaison des résolutions spatiales des sorties extraites d'Hydrotel (gauche) et du MRCC (droite) obtenues au 1er février 1980..... | 74 |

| | | |
|-------------|--|----|
| Figure 5.9 | Comparaison des sorties d'ÉEN obtenues en utilisant les données issues du MRCC piloté aft par rapport aux sorties d'Hydrotel piloté par observations | 76 |
| Figure 5.10 | Comparaison des sorties d'ÉEN obtenues en utilisant les données issues du MRCC piloté afx par rapport aux sorties d'Hydrotel piloté par observations | 76 |
| Figure 5.11 | Évaluation des écarts moyens entre l'ÉEN produit par Hydrotel et CLASS pilotés aft ou afx et les sorties extraites d'Hydrotel après calage | 77 |
| Figure 5.12 | Comparaison de la couverture moyenne du territoire simulée entre 1980 et 1997 par Hydrotel et le MRCC selon chaque option de pilotage externe | 77 |
| Figure 5.13 | Évolution de l'ÉEN moyen pour le climat présent et trois horizons futurs produit par Hydrotel alimenté par le MRCC piloté afx..... | 79 |
| Figure 5.14 | Évolution de l'ÉEN moyen pour le climat présent et trois horizons futurs produit par le MRCC piloté afx..... | 79 |
| Figure 5.15 | Écart absolu mesuré entre les sorties du MRCC et d'Hydrotel pour le climat moyen présent et trois horizons futurs sous les conditions du pilotage afx..... | 80 |
| Figure 5.16 | Coefficient de variation produit par Hydrotel piloté afx pour le climat présent et trois horizons futurs..... | 81 |
| Figure 5.17 | Coefficient de variation produit par le MRCC piloté afx pour le climat présent et trois horizons futurs..... | 81 |
| Figure 5.18 | Évolution de la couverture de neige sur le territoire simulée par Hydrotel et le MRCC à l'aide du pilotage afx pour le climat présent et trois horizons futurs | 82 |
| Figure 5.19 | ÉEN moyen et écart type simulés par Hydrotel piloté afx en climat présent et à l'horizon 2050..... | 83 |
| Figure 5.20 | Couverture moyenne et écart type simulés par Hydrotel piloté afx en climat présent et à l'horizon 2050..... | 84 |
| Figure 5.21 | Hydrogrammes moyens simulés par Hydrotel piloté afx en climat présent (1961-1990) et à l'horizon 2050..... | 85 |
| Figure 5.22 | Métriques associées aux valeurs (gauche) et dates (droite) de maximum global de l'ÉEN sur le bassin versant Gatineau..... | 86 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| Figure 5.23 | Métriques associées aux durées des phénomènes d'accumulation (gauche) et de fonte (droite) de l'ÉEN simulées sur le bassin versant Gatineau | 86 |
| Figure 5.24 | Métriques associées aux dates de premier (haut à gauche) et de dernier (haut à droite) jour du couvert permanent et durée (bas) associée à celui-ci. | 87 |
| Figure 5.25 | Évolutions de l'ÉEN moyen (bas) et de la fraction couverte par la neige (haut) moyennées sur les mois de décembre, février et avril telles que simulées par Hydrotel piloté <i>afx</i> entre 1961 et 2099..... | 88 |
| Figure 5.26 | Évolutions de l'ÉEN moyen global et local ainsi que des apports moyens d'ÉEN telles que simulées par Hydrotel piloté <i>afx</i> entre 1961 et 2099..... | 89 |
| Figure 5.27 | Accumulation régionale moyenne d'ÉEN entre le 1 ^{er} décembre et le 28 février pour l'horizon présent et l'horizon 2050 simulée par Hydrotel piloté <i>afx</i> | 90 |
| Figure 6.1 | Analyse graphique des biais de simulation obtenus en fin de calage aux exutoires des sbv Ceizur (haut) et Maniwaki (bas). | 93 |
| Figure 6.2 | Analyse graphique des biais de simulation obtenus en deuxième validation aux exutoires des sbv Ceizur (haut) et Maniwaki (bas). | 93 |
| Figure 6.3 | ÉEN maximum annuel global simulé entre 1980 et 1997 par le modèles Hydrotel piloté par observations et les données Brown et Tapsoba. | 97 |
| Figure 6.4 | Jour d'occurrence de l'ÉEN maximum annuel global simulé entre 1980 et 1997 par le modèles Hydrotel piloté par observations et les données Brown et Tapsoba. | 98 |
| Figure 6.5 | Comparaison des profils d'accumulation et de fonte de l'ÉEN global des années 1984 et 1985 simulés par Hydrotel et les données Brown..... | 98 |
| Figure 6.6 | Médiane et quartiles calculés pour l'ÉEN maximum absolu prévu par les données Brown, Tapsoba et par Hydrotel piloté par observations entre 1980 et 1997..... | 100 |
| Figure 6.7 | Comparaison des données météorologiques mensuelles moyennes observées et extraites du MRCC entre 1980 et 1997 selon le pilotage <i>aft</i> et <i>afx</i> | 107 |

| | | |
|-------------|---|-----|
| Figure 6.8 | Hydrogrammes moyens observé et produits par Hydrotel sous plusieurs options de pilotage à l'endroit du sous-bassin Ceizur et pour l'horizon 1980-1997 | 110 |
| Figure 6.9 | Terminologie des analyses de médiane et d'étendue..... | 118 |
| Figure 6.10 | Application du test de Mann-Kendall et de la méthode de Sen sur la série des couvertures moyennes d'avril 1961 à avril 2099 | 124 |
| Figure 6.11 | Écart absolu sur les quantités moyennes d'ÉEN impliquées dans l'accumulation et la fonte entre l'horizon 2050 et le climat actuel..... | 129 |
| Figure 6.12 | Pondération associée à chaque type de végétation renseignée dans Hydrotel. | 130 |
| Figure 7.1 | Description de la méthode des deltas..... | 134 |

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

| | |
|-------|--|
| ACIA | Arctic Climate Impact Assessment |
| Aft | Pilotage par réanalyses ERA40 |
| Afx | Pilotage par le MCGC3 |
| BV | Bassin versant |
| CC | Coefficient de compaction de la neige |
| CGMS | Coordination Group for Meteorological Satellites |
| CLASS | Canadian Land Surface Scheme |
| CNRC | Conseil national de recherches du Canada |
| CO2 | Dioxyde de carbone |
| ÉEN | Équivalent en eau de la neige |
| ERA40 | Données de réanalyses |
| ETP | Évapotranspiration potentielle |
| GES | Gaz à effet de serre |
| GIEC | Groupe intergouvernemental des experts sur le climat |
| HYDAT | Produit de données hydrologiques fourni par Environnement Canada |
| INRS | Institut national de la recherche scientifique |
| IPCC | Intergouvernemental panel on climate change |
| MCG | Modèle de circulation générale |
| MCGA | Modèle de circulation générale atmosphérique |
| MCGO | Modèle de circulation générale océanique |
| MNA | Modèle numérique d'altitude |
| MRC | Modèle régional du climat |

| | |
|---------|---|
| MRCC | modèle régional du climat canadien |
| MRNFP | Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs |
| NARR | North American Regional Reanalyses |
| NCEP | National Centers for environmental Prediction |
| NOAA | National oceanographic and atmospheric administration |
| NS | Nash Sutcliffe |
| OMM | Organisation météorologique mondiale |
| ONU | Organisation des Nations Unies |
| Pbiais | Biais relatif |
| PNUE | Programme des Nations Unies pour l'environnement |
| SBV | Sous-bassin versant |
| SSM/I | Special Sensor Microwave Imager |
| SMMR | Scanning Multichannel Microwave Radiometer |
| SNTHERM | Snow Thermal Model |
| UHRH | Unité Hydrologique Relativement Homogène |
| SRES | Special Report on Emission Scenarios |
| TOGA | Tropical Ocean Global Atmosphere |
| USACE | US Army Corps of Engineers |

INTRODUCTION

Quelques mois après le sommet de l'ONU sur le Climat qui a eu lieu à Copenhague et douze ans après le sommet de Kyoto, il semble qu'un effort mondial de lutte contre les changements climatiques veuille bien prendre forme à l'aube de ce 21ème siècle. Les preuves des modifications climatologiques se sont en effet multipliées au cours des dernières années. Dans son dernier rapport paru en 2007, le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat ou GIEC rapporte que onze des douze dernières années alors passées (1995–2006) figuraient parmi les douze années les plus chaudes depuis 1850 (IPCC, 2007a). Depuis, les années 2007 et 2008 se sont d'ailleurs insérées respectivement au septième et dixième rang des années les plus chaudes jamais enregistrées selon l'Organisation Mondiale Météorologique (OMM). Des premiers relevés ont révélé une accélération de l'élévation du niveau des mers et des océans d'environ 10 fois lors de ce dernier siècle en comparaison aux 3000 dernières années (Spokes, 2004). Cette accélération est attribuable en premier lieu à la dilatation thermique des eaux des océans directement associée au réchauffement climatique. La deuxième cause, non négligeable, fait intervenir la fonte des neiges et des glaces continentales, du moins les couvertures permanentes. Si la fonte des icebergs et de la banquise n'a quasiment aucun impact sur le niveau des océans du fait du principe d'Archimède, la disparition des neiges continentales et des glaces continentales, composées d'inlandsis et de glaciers, devrait quand à elle perturber notablement la répartition de l'eau liquide sur Terre. A titre d'exemple, les modèles actuels estiment que si le réchauffement moyen à l'échelle du globe se maintient pendant des millénaires au dessus d'un certain seuil, on pourrait assister à la fonte complète de l'inlandsis groenlandais entraînant une hausse du niveau de la mer d'environ 7 mètres (IPCC, 2007a).

Les modifications du climat devraient entraîner une transition liée aux ressources en eau à la surface de la planète, impliquant à la fois les formes sous lesquelles on rencontre l'eau (liquide, glace, neige, permafrost, etc.) et une nouvelle répartition spatiale de ces ressources. Ainsi, dans son dernier rapport, le GIEC (IPCC, AR4, 2007) estime avec un degré de confiance élevé que bon nombre de zones semi-arides (bassin méditerranéen, ouest des États-

Unis, Afrique australe, nord-est du Brésil, etc.) souffriront d'une baisse des ressources en eau imputable aux changements climatiques. A l'opposé, d'ici le milieu du siècle, les débits annuels moyens des cours d'eaux et les ressources en eaux en général devraient augmenter aux hautes latitudes et dans certaines régions tropicales humides (IPCC, 2007a). Mais il faut considérer ces modifications moyennes avec de potentielles fortes disparités spatiales et temporelles. Il est en effet reconnu que les modifications climatiques devraient avoir pour conséquence direct d'augmenter la fréquence des événements météorologiques extrêmes. L'impact de cet emballement météorologique sur les rivières et cours d'eau devrait aussi se traduire par une augmentation des comportements extrêmes comme les crues ou les étiages. Le rapport de cause à effet entre changements climatiques et modifications des ressources en eau est cependant très complexe à modéliser car l'eau est soumise à de nombreux phénomènes aux effets parfois similaires et parfois antagonistes, avec pour conséquence d'amplifier ou au contraire d'absorber les impacts potentiels des changements climatiques. Un exemple simple valable dans certaines régions consiste à observer que les changements climatiques devraient engendrer une augmentation des quantités de précipitations, mais l'accroissement simultané de l'évapotranspiration en accord avec des températures plus chaudes pourrait compenser en partie ou complètement l'augmentation de ces apports d'eau, conduisant à une relative stationnarité des débits en rivière. Ce constat amène à penser que la compréhension et la détection des changements climatiques dans le domaine de l'hydrologie ne peuvent se réduire à la simple observation des débits et doit impliquer les composantes ayant lieu en amont dans le cycle de l'eau. Parmi ces composantes, la neige présente des qualités indéniables à l'étude des changements climatiques. Le couvert neigeux est en effet une des caractéristiques visible et assez facilement mesurable du cycle de l'eau permettant d'accéder à des informations à haute résolution spatiale et temporelle. Mais il est surtout directement connecté aux changements climatiques avec comme facteurs d'influence principaux les températures et les précipitations, dans leur quantité et leur type (solide ou liquide). En plus de pouvoir être considéré comme un indicateur direct des changements climatiques, le couvert neigeux possède enfin un effet de régulation sur le climat au travers de sa capacité à réfléchir l'énergie solaire incidente. Cette capacité, communément appelée albédo, se traduit dans un contexte de changements climatiques par une rétroaction positive

sur le climat : avec l'augmentation attendu des températures, l'étendue des surfaces enneigées ou encore la durée d'enneigement devraient diminuer réduisant simultanément la capacité totale de réflexion de l'énergie solaire et accélérant du même fait le réchauffement climatique. Au même titre que la glace, cette caractéristique fait des modifications du couvert nival une des préoccupations majeures de la communauté scientifique.

Ce mémoire vise à mettre en relief comme le couvert nival pourrait matérialiser un indicateur de changements climatiques, ceci à l'endroit du bassin versant Gatineau situé au sud du Québec. Ce travail se base tout d'abord sur l'évaluation d'outils de modélisation capables de simuler avec une bonne précision à la fois la couverture neigeuse du bassin et les débits en rivières, ceci en climat présent et futur. Le modèle sélectionné est le modèle hydrologique Hydrotel développé par l'INRS (Fortin *et al.*, 2001b) dont les principaux attraits sont sa capacité à prendre en compte de nombreuses caractéristiques physiques du bassins et l'accès après simulations aux distributions spatiales de diverses variables hydrologiques (couvert de neige, humidité du sol, etc.). Le modèle a fait l'objet d'une double procédure de calage/validation en continu permettant d'évaluer et éventuellement de corriger successivement les sorties hydrologiques et de couvert nival. Une fois que ces sorties ont été considérées comme acceptables, elles ont été comparées aux sorties du Modèle Régional du Climat Canadien (MRCC) (Music et Caya, 2007; Caya et Laprise, 1999) afin de détecter l'existence ou non d'un écart lié à la simulation nivale du modèle régional. En dernier lieu et afin de rendre compte d'éventuelles modifications spatiales et temporelles liées à la neige ou à l'hydrologie, le modèle Hydrotel a été piloté en continu par les données météorologiques extraites du MRCC à la fois en climat présent et pour plusieurs horizons futurs. L'écart entre ces réponses donne une idée des modifications auxquelles on pourrait s'attendre en excluant en partie le biais associé au MRCC.

Le rapport qui suit est divisé en sept chapitres. En premier lieu une revue de la littérature traite des connaissances et outils utiles à la justification et à la compréhension de l'étude. On y présente de manière globale le cycle de l'eau et les rôles spécifiques de la neige dans celui-ci. Les outils disponibles pour la modélisation hydrologique et nivale sont ensuite décrits et

analysés. La neige est enfin considérée dans le contexte des changements climatiques avec une synthèse des connaissances acquises sur les modifications du climat et les impacts associés à la cryosphère, ainsi qu'une mise en perspective des modèles de climat permettant déjà d'élaborer des prévisions futures quant aux ressources en eau liquide ou solide. Les résultats des travaux ciblant le Canada ou le Québec sont principalement retenus. Le deuxième chapitre présente la méthodologie complète de l'étude selon trois étapes principales : le calage du modèle hydrologique, la comparaison avec les résultats du MRCC et l'élaboration de métriques utiles à la compréhension des modifications futures. Les spécificités associées à chaque modèle (hydrologique et de climat) utilisé sont aussi présentées. Le troisième chapitre constitue une description de la région d'étude soit le bassin versant de la Gatineau. On y retrouve les particularités du territoire en termes de physiographie, d'occupation des sols et de climatologie. Le quatrième chapitre va quant à lui s'attacher à décrire les différents jeux de données disponibles pour cette région, qu'ils soient de natures météorologiques, hydrologiques ou nivales, avec une attention spéciale sur les méthodes d'obtention de ces données. Les résultats de la modélisation hydrologique sont ensuite exposés au sein du cinquième chapitre. Bien que le modèle simule en continu, une attention particulière est portée sur les sorties de neige et de débits propres à l'hiver et au début du printemps. Ces sorties sont d'abord celles associées au climat présent ou passé proche avec les résultats de calage et de validation suivi de l'analyse comparative entre les sorties du MRCC et d'Hydrotel. On retrouve ensuite les résultats en climat présent et futur obtenus à l'aide du modèle hydrologique calibré sur les observations mais cette fois piloté par le MRCC. Ceux-ci sont à l'origine de l'élaboration de métriques spatio-temporelles dont le but sera de révéler sous plusieurs angles les impacts prévus en contexte de changements climatiques sur plusieurs caractéristiques du couvert neigeux comme son étendue, sa dynamique d'apparition et de disparition, son équivalent en eau local et global. Dans le sixième chapitre, ces mêmes résultats sont analysés et commentés, l'objectif principal étant de rendre compte des nouvelles informations que peut fournir le couvert nival en tant qu'indicateur de changements climatiques. La critique de la méthodologie et les recommandations associées sont exposées dans le Chapitre 7. Ce chapitre permet d'entrevoir les sources d'incertitudes de l'étude et permet d'exposer d'autres approches du problème qui

sembleraient aussi valides. La conclusion propose finalement une synthèse à l'étude et met en valeur les principaux résultats.

CHAPITRE 1

REVUE DE LA LITTÉRATURE

La cryosphère est l'une des composantes essentielles des échanges d'énergie et de matière qui contrôlent le climat terrestre. Après les océans, la cryosphère constitue en effet le deuxième composant en termes de capacité calorifique (IPCC, 2007b). Les composantes de la cryosphère, incluant la neige mais aussi les glaciers, les banquises, les rivières et lacs gelés, les inlandsis et les sols gelés, sont impliqués dans plusieurs phénomènes de régulation climatique tel que les transferts d'énergie en surface, le cycle de l'eau, les variations des niveaux de la mer ou encore les échanges de gaz en surface (IPCC, 2007b). Ces multiples connections avec le climat ainsi que leur visibilité à la surface de la terre font aussi des composantes de la cryosphère des indicateurs privilégiés des variations climatiques, et ce sur plusieurs échelles temporelles.

La couverture neigeuse, dont la présence peut varier de quelques heures à plusieurs mois selon les périodes de l'année et les régions du globe, fournit ainsi des indications précises sur d'éventuelles modifications du climat, y compris à haute résolution spatiale et temporelle (échelle saisonnière). Les cycles d'apparition et de disparition de la neige constituent en outre des aspects primordiaux pour la gestion des installations hydroélectriques car ils vont directement réguler l'hydrologie hivernale ainsi que la crue printanière lors de la période de fonte. Ainsi, l'étude des modifications du couvert nival se justifie autant dans la nécessité de mieux comprendre les variations passées et à venir du climat que dans la manière de les appréhender pour les décideurs.

Afin de comprendre comment considérer le couvert nival comme un indicateur de changements climatiques, il est d'abord nécessaire d'étudier les processus hydrologiques et atmosphériques dans lesquels il intervient.

1.1 Neige et hydrologie nivale

1.1.1 La neige dans le cycle de l'eau

L'hydrologie peut être définie comme « la science de l'hydrosphère » (Lambert, 1996), avec pour objet l'étude :

- de l'eau dans sa nature soit sous ses trois états (liquide, solide et gazeux) et dans sa composition chimique,
- de l'eau dans ses mouvements incessants avec passage d'un état à un autre par évaporation, condensation, congélation, sublimation; et passage d'un « réservoir » à un autre par évaporation, précipitation, percolation et ruissellement.

Ce mouvement incessant et organisé de l'eau est appelé cycle de l'eau (Figure 1.1). Les trois réservoirs où se retrouve l'eau sous ses différents états sont les océans, l'atmosphère et les continents. Les échanges entre ces grands réservoirs amènent à subdiviser l'étude du cycle selon trois sciences distinctes : l'océanographie ou hydrologie marine, la climatologie ou météorologie et l'hydrologie continentale.

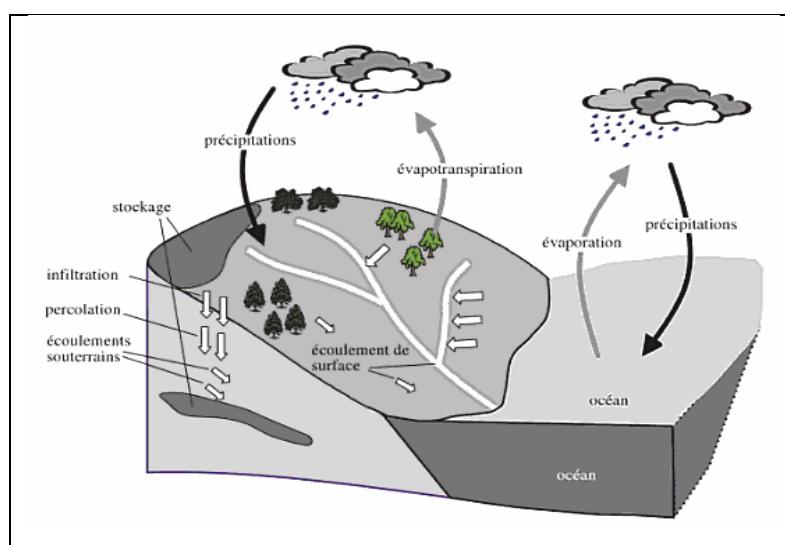


Figure 1.1 Cycle de l'eau.
Tirée de Musy (2005, p. 36)

L'hydrologie continentale étudie les mouvements de l'eau ainsi que ses changements d'états dès l'instant où celle-ci parvient au sol (par précipitation ou condensation) et jusqu'à son retour dans les océans (Lambert, 1996). Ce transfert peut être plus ou moins direct et/ou rapide car l'eau, soumise à l'action de forces antagonistes (pesanteur, tension capillaire, pouvoir évaporant, etc.), peut emprunter de nombreuses voies et être temporairement stockée dans des lacs, des glaciers ou des aquifères par exemple. L'hydrologie nivale constitue une des multiples sous-disciplines de l'hydrologie continentale et va justement étudier comment le couvert neigeux peut accumuler, stocker puis relâcher certaines quantités d'eau.

1.1.2 Impact hydrologique de la neige

Les précipitations neigeuses ainsi que l'apparition de couverts de neige sont des événements qui surviennent inégalement selon les régions du globe. La Figure 1.2 montre les régions pouvant être recouvertes par la neige et à quelle fréquence. On remarque qu'hormis l'Antarctique, les couverts de neige importants apparaissent presque uniquement dans l'hémisphère Nord.

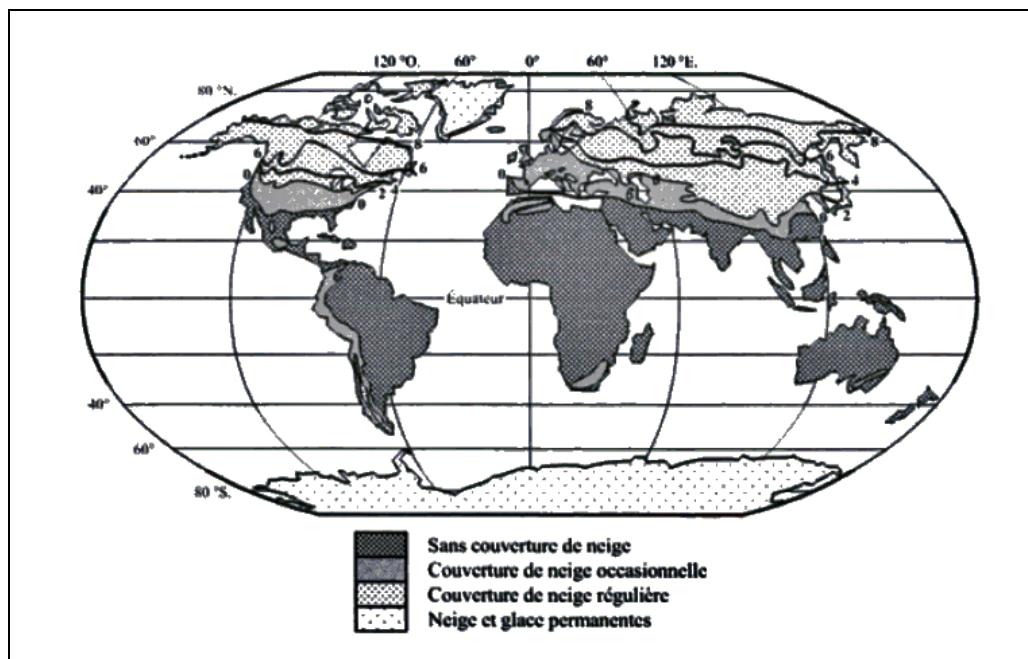


Figure 1.2 Répartition géographique des couverts neigeux et durée de vie.

Tirée d'Anctil *et al.* (2005, p. 82)

Dans plusieurs régions du monde, les eaux de fonte constituent « la principale réserve d'eaux de surface » (Anctil, 2005). Le couvert de neige peut aussi profondément perturber le cycle hydrologique, principalement dans les régions nordiques comme le Québec. En hiver, les précipitations neigeuses ne participent pas à l'écoulement et sont simplement emmagasinées au sein du couvert. On observe alors typiquement des périodes d'étiages marqués. Lors de la fonte printanière en revanche, toute l'eau accumulée dans la couverture neigeuse est relâchée dans un laps de temps relativement court, ceci induisant des débits importants qu'on appelle aussi « crues printanières ».

L'impact de la neige sur l'hydrologie d'un territoire peut être assez variable. En se ramenant à l'échelle d'un bassin versant, cet impact dépendra principalement de la taille du bassin et de sa latitude moyenne. Ainsi, dans des régions de moyennes à hautes latitudes où les précipitations neigeuses sont majoritaires en hiver, plus la superficie du bassin sera grande, plus le volume d'accumulation potentiel de neige pourra être important ainsi que son impact hydrologique lors de la fonte printanière. Le débit maximal annuel sur les bassins de moyenne à grande superficie correspond ainsi en général à la pointe de la crue printanière par opposition aux petits bassins versants où les débits maximums sont aussi le fait d'événements extrêmes tels que des orages. Ces débits peuvent entraîner des inondations sur le territoire, ou encore des déversements non productifs au lieu des installations hydroélectriques si l'envergure de la crue a été sous-estimée.

1.1.3 Physique d'accumulation et de fonte de la neige

Afin d'évaluer l'impact potentiel du couvert nival sur un territoire donné, on cherche généralement à déterminer la hauteur du manteau, sa répartition, son équivalent en eau (ÉEN), sa densité ainsi que son taux de fonte (Leconte, 2007). L'ÉEN est définie comme la quantité d'eau totale contenue dans la neige.

Ces données sont parfois difficiles à évaluer car elles sont souvent soumises à une forte variabilité spatiale et temporelle. Lors de l'accumulation du couvert d'abord, non seulement

les précipitations neigeuses peuvent être très variables spatialement, l'accumulation est ensuite souvent redistribuée en fonction des vents, de la végétation, de la topographie et de l'orographie du territoire, ces caractéristiques possédant d'ailleurs de nombreuses interconnexions. Le processus de fonte dépend quand à lui largement de l'apport d'énergie à la surface de la neige. Cet apport est fonction du climat, de la végétation et de la topographie (Musy, 2005). L'apparition d'eau de fonte et la possibilité d'écoulement de celle-ci sont directement liées à la structure du couvert neigeux. La neige est un milieu poreux formé d'une matrice de granules de glace dont les interstices (pores) sont exclusivement occupés par de l'air lorsque la température de la neige est inférieure à 0°C, et partiellement (ou totalement) occupés par de l'eau liquide lorsque la température est supérieur à 0 °C (Anctil, 2005). Ainsi, lors de l'épisode de fonte, la neige passe d'un état diphasique à un état triphasique composé de glace, d'eau liquide et d'air. Au début de la phase de fonte, l'eau liquide s'écoule principalement de manière verticale par percolation dans une zone non saturée. Cet écoulement est prédominant tant que la capacité de rétention totale de la neige n'est pas atteinte. Le couvert se charge alors de plus en plus en eau liquide et sa densité augmente en parallèle. Lorsque l'eau liquide atteint la base du manteau, une partie peut être infiltrée dans le sol tandis qu'une autre partie va pouvoir s'écouler latéralement au sein d'une zone saturée (Figure 1.3).

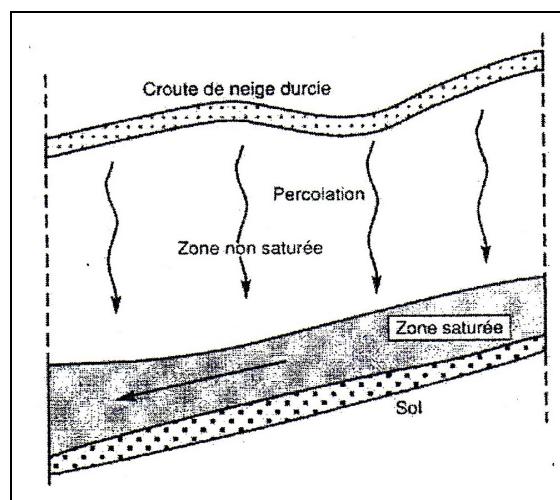


Figure 1.3 Mouvement de l'eau de fonte au travers du manteau neigeux.
Tirée de Llamas (1993, p. 416)

Ces écoulements au sein de la couverture nivale sont par ailleurs complexifiés par la nature stratifiée des couches neigeuses. Chaque strate possède en effet une capacité d'infiltration particulière. Les successions de phases de dégel et de regel peuvent aussi favoriser la création de couches de glace à l'intérieur et à la surface du manteau neigeux. Ces couches de glace créent des barrières imperméables au passage de l'eau et peuvent augmenter substantiellement le ruissellement. La présence de gel au sol jouera d'ailleurs un rôle similaire (Leconte, 2007).

1.2 La modélisation hydrologique

1.2.1 Classification des modèles hydrologiques

Il existe de nombreux types de modèles hydrologiques, une manière de les classifier consiste à distinguer les modèles probabilistes des modèles conceptuels (Leconte, 2007). Les modèles probabilistes tendent à donner une description statistique du système étudié (en général un bassin versant) et nécessitent généralement de longues données d'observations pour leur calage. En revanche, ils n'intègrent pas la physique des phénomènes et ne requièrent donc pas le paramétrage de processus tels que l'infiltration, le ruissellement, etc.

Les modèles conceptuels ne contiennent eux aucun élément aléatoire. Des formules mathématiques intégrées au modèle vont permettre de simuler et de simplifier les processus physiques réels créant ainsi une image plus ou moins précise de la réalité. Parmi les modèles conceptuels, on distingue les modèles dits « événementiels » et les modèles dits « continus ». Les premiers sont utilisés pour obtenir la réponse du bassin versant à un événement pluvieux particulier et ne peuvent pas fonctionner sur des longues périodes d'étude. Les seconds, à l'inverse, permettent de simuler l'écoulement du bassin sur de longues périodes de temps. Ils intègrent en général plus de paramètres afin de simuler le cycle hydrologique dans son ensemble et de manière précise (Leconte, 2007). Parmi les modèles conceptuels, on distingue enfin les modèles « globaux » des modèles « distribués ». Les modèles globaux vont uniquement décrire le territoire à l'aide de paramètres globaux ou moyens. Ils vont donc donner la réponse hydrologique à l'exutoire du bassin sans tenir compte des hétérogénéités

potentielles du territoire ou de la météorologie. Les modèles distribués vont quand à eux permettre d'étudier le fonctionnement interne du bassin par découpage de celui-ci en sous-bassins hydrologiquement homogènes, ou par maillage régulier. Ils sont régulièrement utilisés pour des études de comportement hydrologique à l'échelle locale mais présentent l'inconvénient de nécessiter de grands jeux de données d'entrées, par exemple pour la caractérisation du territoire.

1.2.2 Modèles mathématiques de calcul du couvert de neige

Différents niveaux de complexité existent aussi concernant les modèles d'évaluation du couvert nival. Ils peuvent être intégrés à des modèles de surface, des modèles hydrologiques ou parfois fonctionner de manière indépendante selon les utilisations que l'on veut en faire : calcul de risque d'avalanche, calcul d'une lame de ruissellement associée au couvert de neige ou intégration complète des échanges entre surface et atmosphère.

En premier lieu, la précision du calcul du couvert de neige va dépendre de la précision et de la quantité de données météorologiques qui vont renseigner le modèle ainsi que de la rigueur avec laquelle le territoire a pu être décrit. Les précipitations neigeuses sont des phénomènes pouvant être très localisés dans le temps et dans l'espace et directement ou indirectement influencés par de nombreux facteurs climatiques comme les températures, les précipitations, les modes de circulation atmosphérique à grande échelle ou encore les effets topographiques. (Morin *et al.*, 2008; Brown, 2000, Serreze *et al.*, 2001). Afin de prendre en compte ces éléments et de déterminer la nature des précipitations lorsqu'elles apparaissent, il est nécessaire de définir un nombre minimum de paramètres tel que la température de transition entre les précipitations liquides et solides ou encore le gradient vertical des températures. Ceci implique que des échantillons de températures et de précipitations non biaisés sont nécessaires à une bonne évaluation du couvert de neige pendant toute la durée de son existence. Il en découle aussi que plus le relief du territoire à l'étude est accidenté, plus la résolution spatiale du modèle doit être élevée pour obtenir de bons résultats.

Dans les études hydrologiques, la sortie d'intérêt majeur concerne la quantité d'eau disponible lors de la fonte du couvert. Plusieurs méthodes mathématiques plus ou moins sophistiquées permettent d'évaluer les quantités d'eau relâchées par le couvert nival en période de fonte à chaque pas de temps de calcul du modèle. On peut d'abord citer la méthode de l'indice de température, méthode largement employée dans les applications pratiques d'ingénierie en prévision hydrologique et pour l'opération de réservoir en temps réel (Leconte, 2007). Cette méthode se base sur le calcul simple du taux de fonte M par intervalle de temps en fonction d'un indice température T_i associée à ce même intervalle de temps et de la température de base T_b (Équation 1.1).

$$M = M_f \times (T_i - T_b) \quad (1.1)$$

Le facteur M_f , aussi appelé facteur de fonte, est une «constante» de proportionnalité pouvant être calibrée ou imposée et qui va permettre de prendre en compte différents facteurs influençant la fonte. L'indice de température correspond souvent à la température maximale ou moyenne de l'air à chaque pas de temps tandis qu'on donne en général à la température de base la valeur de la température de fusion de l'eau (Leconte, 2007). Cette équation est largement employée du fait de sa relative simplicité. Les résultats de fonte sont généralement bons pour les régions boisées mais plus pris à défaut en milieux ouverts. En effet, la température de l'air constitue un bon indicateur de fonte en milieu forestier car l'influence des autres facteurs météorologiques tel que le vent ou le rayonnement solaire est souvent significativement réduite par le couvert forestier. La variabilité spatiale et temporelle du facteur de fonte constitue aussi une autre limitation importante associée à la méthode. Des études réalisées sur plusieurs bassins versants au Canada ont par exemple permis d'établir que ce facteur pouvait varier de 0.9 à 5.7 $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{jr}^{-1}$ pour un pas de temps journalier et afin d'obtenir des estimations précises de la fonte (Leconte, 2007, CNRC, 1990). Un calage du modèle sur la région d'étude semble donc être un pré-requis nécessaire à l'obtention de résultats acceptables associés à cette méthode.

Il existe aussi des modèles ou algorithmes plus élaborés incorporant une plus large gamme de facteurs influençant la fonte. Parmi ceux-ci, la méthode basée sur l'approche du bilan thermique développée par l'*U.S Army Corps of Engineers* (USACE) est couramment employée, principalement pour la conception d'ouvrages hydrauliques (Leconte, 2007). Elle permet d'intégrer les processus énergétiques qui dirigent la fonte de la neige à savoir l'absorption d'énergie radiative solaire (ondes courtes), les échanges de rayonnement à ondes longues entre l'atmosphère et le manteau neigeux, les transferts de chaleur par advection (sous l'effet du vent) et par conduction entre le manteau et l'atmosphère, ainsi que les transferts de chaleur associés à la sublimation de la neige et à sa condensation. Ces échanges d'énergie sont à leur tour influencés par les paramètres physiques associés au bassin tel que la présence et la nature de la végétation, le relief, les pentes et leur orientation (Leconte, 2007). Cette approche a conduit au développement d'un ensemble d'équations de fonte à utiliser selon différent scénarios : présence ou non de pluies; faible, moyenne ou forte densité de végétation; etc. La limitation associée à cette méthode se caractérise plus dans la difficulté associée à la récolte des données nécessaires à la caractérisation du territoire et de la météorologie.

1.3 L'hydrologie de la neige en contexte de changements climatiques

1.3.1 Constat initial de changements climatiques

Les conclusions de la communauté scientifique sont aujourd’hui sans appel et considèrent les changements climatiques ayant lieu à la surface du globe comme « sans équivoque ». En 1988, le Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat (GIEC) est créé conjointement par l’Organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l’environnement (PNUE). Les rôles principaux à charge de cette organisation consistent à regrouper un maximum d’informations scientifiques sur le domaine des changements climatiques, à évaluer les conséquences environnementales et socio-économiques associées à ces modifications et enfin à formuler des stratégies de parade réalisistes (Rapport AR4, IPCC, 2007a). Depuis sa création, le GIEC a rédigé une série de quatre rapports d’évaluation (1990, 1995, 2001, 2007) ainsi que de nombreuses publications

qui ont entre autres été de première importance à l'élaboration d'actions internationales pour la lutte contre les changements climatiques tel que le Protocole de Kyoto (ONU, 1998). Dans son dernier rapport d'évaluation, le GIEC considère les émissions de gaz à effet de serre (GES) et des aérosols d'origine anthropique comme origine « très probable » du réchauffement climatique. Parallèlement à l'augmentation des activités humaines lors de l'ère industrielle, les émissions de dioxyde de carbone (CO_2), principal gaz à effet de serre d'origine anthropique, auraient par exemple progressé de 80% entre 1970 et 2004 (IPCC, 2007b).

L'augmentation des concentrations des GES et aérosols dans l'atmosphère agit sans conteste sur le bilan des échanges thermiques de la Terre et conduit au réchauffement de son atmosphère. Depuis 1850 et l'origine des premiers relevés instrumentés de température à la surface du globe, treize des quatorze années les plus chaudes jamais enregistrées sont en effet survenues entre 1995 et 2008. (IPCC, 2007b; OMM, 2008).

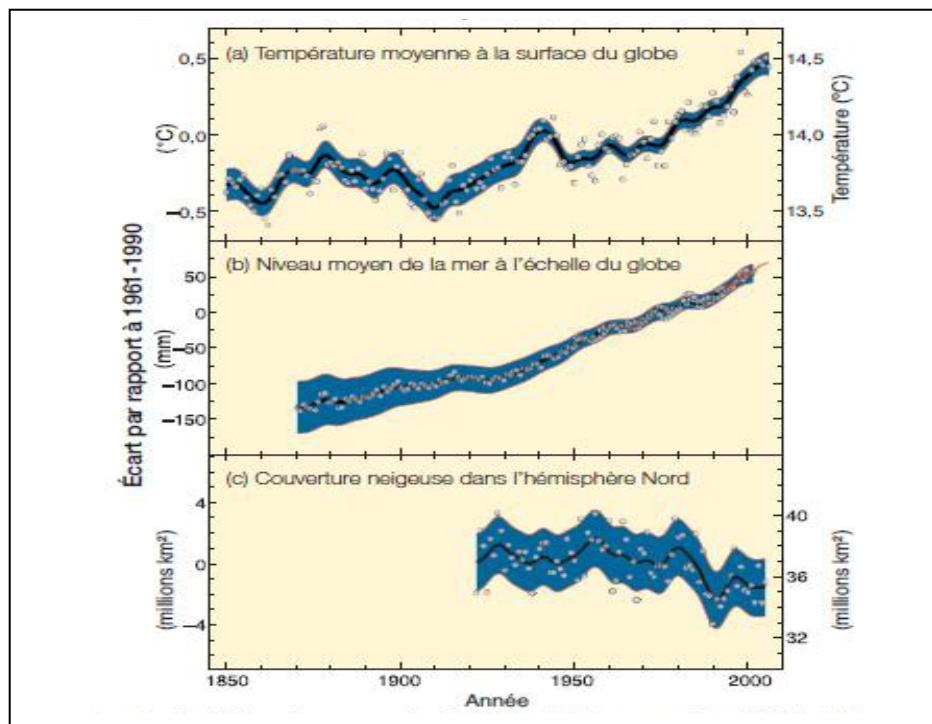


Figure 1.4 Variations de la température et du niveau de la mer à l'échelle du globe et de la couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord.
Tirée d'AR4_IPCC_Résumé (2007b, p. 3)

L’élévation des températures s’est faite ressentir de façon globale sur le globe, mais de manière plus prononcée dans l’hémisphère Nord. D’autres indicateurs tels que l’augmentation du niveau moyen des océans ou le retrait progressif des couvertures de neige ne laissent pas de doute à l’existence des modifications climatiques récentes (Figure 1.4).

Face au constat d’une modification du climat et devant la nécessité de tenter d’élaborer un certain nombre de projections climatiques pour l’avenir, un autre apport essentiel du groupe scientifique du GIEC a consisté à élaborer un panel de scénarios probables pour les émissions de GES en climat futur. En 2000 est ainsi publié le rapport spécial du GIEC sur les scénarios d’émissions (SRES). Ceux-ci sont regroupés en quatre familles (A1, A2, B1 et B2), qui étudient différentes voies de développement en fonction d’un large éventail de facteurs démographiques, économiques et technologiques associés à certaines quantités d’émissions de GES (IPCC, AR4, 2007). Chacune des familles permet de représenter une évolution possible, allant globalement d’une évolution moyenne de la démographie associée à une orientation globale vers des politiques et des techniques plus écologiques selon la famille B2, jusqu’à une évolution démographique forte associée à un monde hétérogène et de faibles améliorations technologiques selon la famille A2 (Figure 1.5).

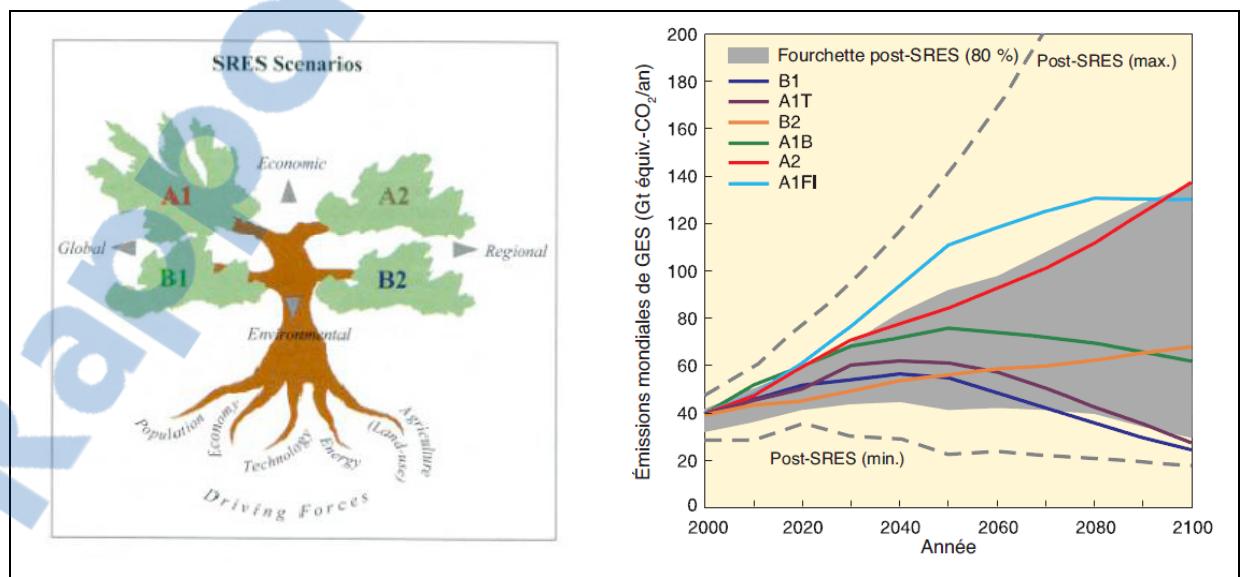


Figure 1.5 Familles de scénarios d’émission et émissions en GES associées.
Tirées de Nakicenovic *et al.* (2000) et IPCC AR4 (2007, p. 44)

Aucun niveau de probabilité n'a été affecté à chaque scénario du SRES. Par ailleurs, la Figure 1.5 montre aussi que les références publiées après le rapport spécial sur les SRES tendent plutôt à confirmer les estimations de ce premier rapport et ce malgré des facteurs d'émission parfois réévalués.

Ces familles de scénarios d'émission sont utiles pour alimenter des modèles virtuels du climat, ou modèles de circulation générale, qui à leur tour permettent d'obtenir des séries de projections du climat futur.

1.3.2 Les modèles climatiques

Les modèles climatiques sont des outils de recherche pour l'étude et la simulation du climat et servent aussi à des fins opérationnelles, notamment pour les prévisions climatiques mensuelles, saisonnières et interannuelles (IPCC, 2007b). En pratique, les modèles de circulation générale, ou MCG, sont des modèles numériques qui résolvent explicitement les équations primitives de la mécanique et de la thermodynamique des fluides géophysiques dans les trois dimensions spatiales et dans le temps (LGGE, 2003).

On distingue les modèles de circulation atmosphérique (MCGA), qui vont typiquement simuler les échanges entre les surfaces terrestres et l'atmosphère, et les modèles de circulation océanique (MCGO) qui s'intéressent eux aux océans avec un forçage externe atmosphérique. La combinaison de ces deux types de modèles a conduit aux modèles dit couplés ou AOGCM qui constituent la représentation la plus complexe et la plus globale du climat. Parallèlement à l'évolution des connaissances sur les processus physiques et chimiques régulant le climat, ainsi qu'aux progrès en matière de capacité de calcul des ordinateurs, les MCG intègrent de plus en plus de processus dans le but de se rapprocher au mieux du comportement climatique réel (Figure 1.6). Les résolutions horizontale et verticale ont aussi augmenté dans le même temps, avec une résolution atteignant environ 100km pour

les grilles horizontales des MCG les plus récents par exemple. Mais cette résolution demeure insuffisante pour la modélisation de phénomènes ayant lieu à plus fine échelle.

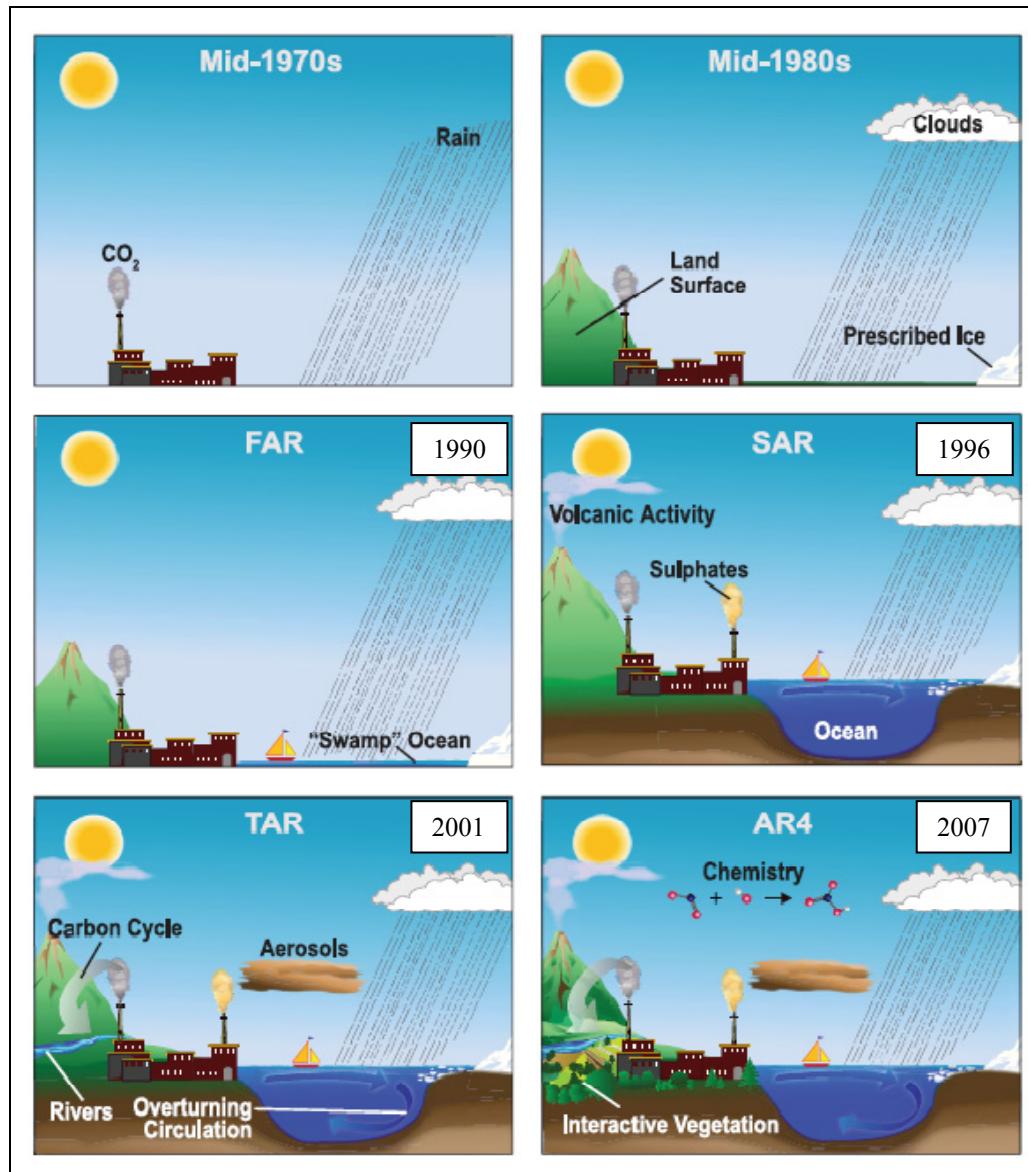


Figure 1.6 Évolution de la complexité des MCG des années 1970 jusqu'à 2007.

Adaptée d'IPCC AR4 (2007, p. 99)

Les limitations en terme de résolution font ainsi parties des principales raisons qui rendent encore les MCG improches à correctement simuler le cycle hydrologique à l'échelle du

bassin versant (Caya *et al.*, 1995). Une des solutions proposée afin de réduire la résolution de simulation sans augmenter considérablement les coûts de simulation consiste à utiliser des modèles régionaux du climat (MRC). Ces modèles peuvent fournir des simulations et des projections climatiques à plus fine échelle en se concentrant sur la région d'intérêt. Aux frontières de ce domaine, les conditions sont en général renseignées par l'intermédiaire d'un MCG ou de réanalyses (Plummer *et al.*, 2006). Leur résolution accrue leur permet d'intégrer plusieurs processus climatiques invisibles à l'échelle des modèles globaux tels que la formation des nuages ou les caractéristiques d'évaporation ou d'humidité du sol. Ces modèles constituent ainsi des outils puissants pour les études d'impacts régionaux des changements climatiques.

1.3.3 Modifications hydrologiques et nivales attendues au Canada et au Québec

Les hautes latitudes des régions de l'Hémisphère Nord sont supposées figurer parmi les plus sensibles aux changements climatiques en partie à cause de l'effet de réchauffement anthropogénique qui devrait s'accentuer avec la proximité aux pôles (IPCC, 2007a). Les études des modifications climatiques dans ces régions sont cependant complexes à mettre en œuvre car, par opposition aux régions de faibles ou moyennes latitudes, il est difficile d'accéder à des observations consistantes à cause du manque de stations d'observations (Lammers *et al.*, 2001; Adam *et al.*, 2009). Ce constat s'applique pour les stations météorologiques dans les moyennes et hautes latitudes du Canada, et s'avère encore plus flagrant concernant les stations nivométriques. Pour le Québec, Brown (2007) recense un total de 14 stations avec des données quotidiennes d'épaisseur de neige au sol suffisamment étalées (horizon de 41 ans et plus) pour étudier les modifications et la variabilité du couvert de neige pour le passé récent. Hormis leur faible nombre, leur répartition spatiale permet encore moins de juger des potentielles modifications du couvert nival sur l'ensemble du territoire du Québec (Figure 1.7).

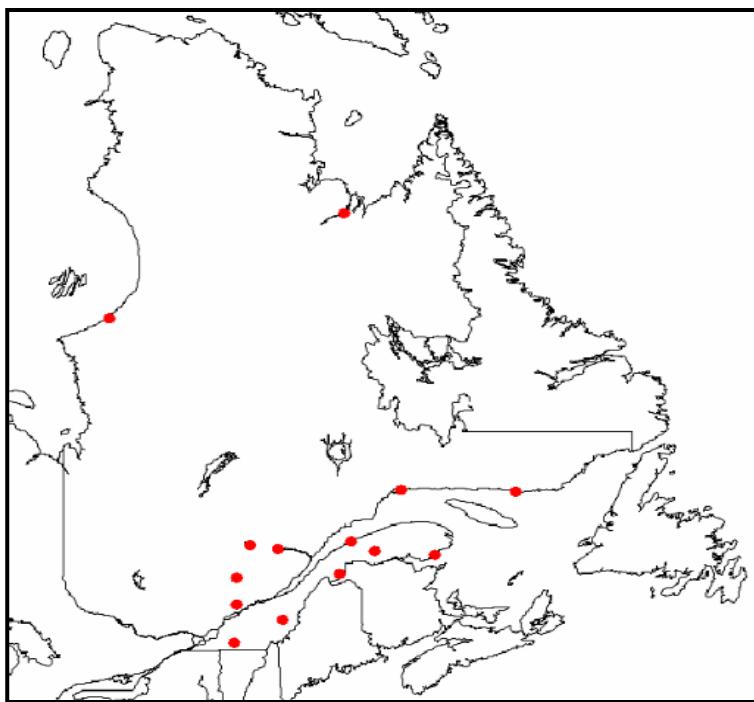


Figure 1.7 Localisation des stations climatologiques au Québec avec au moins 41 ans de données observées.
Tirée de Brown (2007)

En dépit de ce manque d'informations, un certain nombre d'études ont été menées qui révèlent déjà de nouvelles tendances concernant la climatologie, l'hydrologie hivernale ou le couvert nival pour les dernières décennies. La Figure 1.4 publiée dans le dernier rapport du GIEC donne une bonne idée d'une tendance à la diminution de l'étendue du couvert neigeux dans l'hémisphère nord depuis les années 1980. Une récente étude de Cunderlik *et al.* (2009) sur l'amplitude et la date des crues au Canada entre 1974 et 2003 détecte une tendance significative à la modification du timing de la crue due à la fonte des neiges pour seulement 10% des 229 stations hydrologiques étudiées. La modification de l'amplitude des crues est en général plus marquée et les tendances semblent particulièrement significatives pour les régions centrale et orientale canadiennes avec un avancement de la crue printanière et une diminution de la pointe de crue à mettre en relation avec un réchauffement des températures et une diminution de la couverture neigeuse (Figure 1.8).

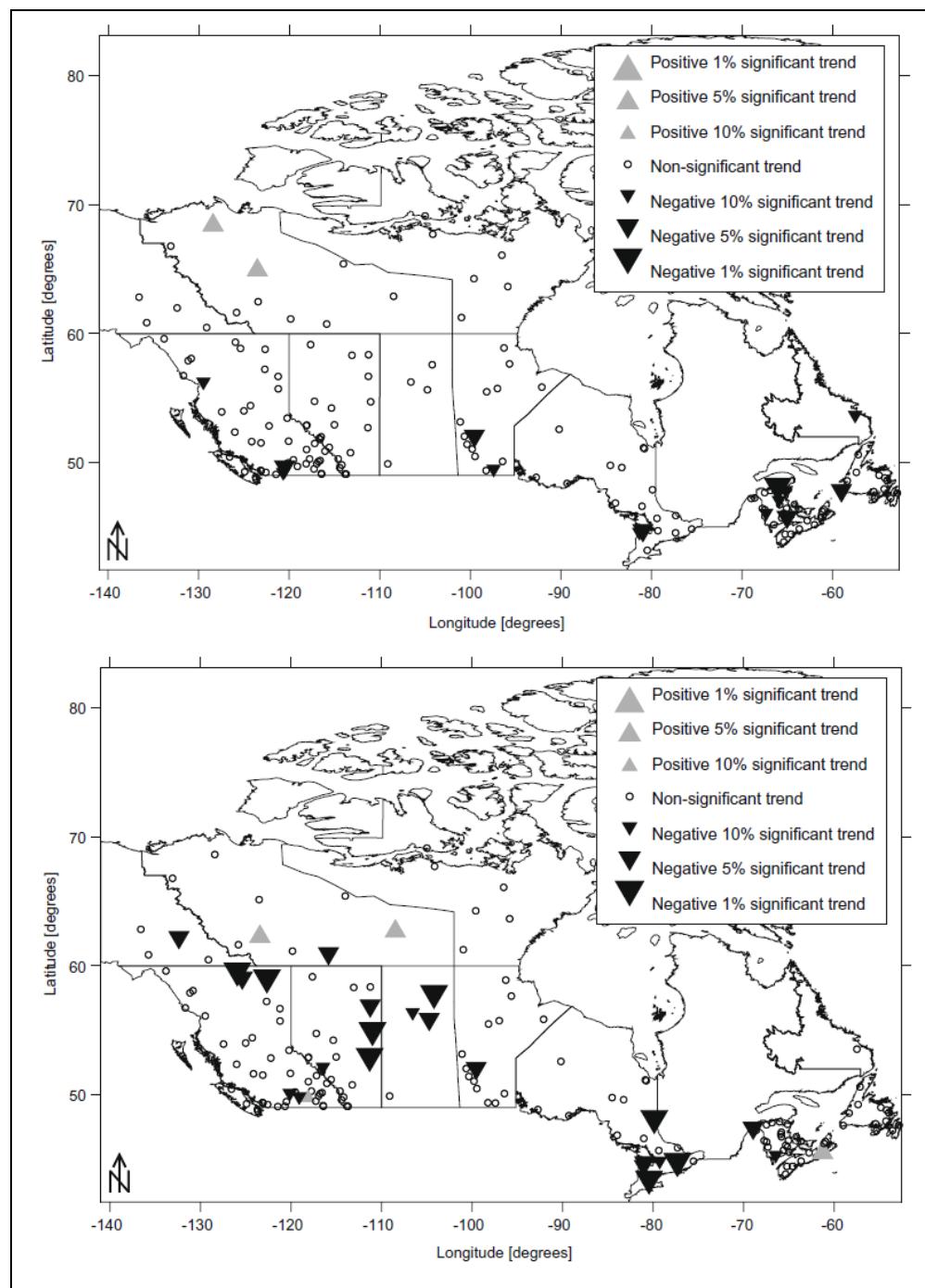


Figure 1.8 Tendances dans le timing (en haut) et la magnitude (en bas) de la crue printanière au Canada entre 1974 et 2003.
Tirée de Cunderlik *et al.* (2009)

Les modifications spécifiques du couvert neigeux dans l'hémisphère nord ont été analysées par Brown et Mote (2009) à l'aide des données hebdomadaires de la fraction de neige émise

par le *National Oceanographic and Atmospheric Administration* (NOAA) d'une part et un ensemble de huit modèles de climat d'autre part. En parallèle à une augmentation globale des températures et des précipitations entre 1970 et 1999, l'étude met en évidence que la durée d'apparition de la couverture neigeuse semble être la caractéristique la plus sensible aux changements climatiques avec des diminutions significatives en plusieurs régions de l'hémisphère nord. Cette sensibilité semblerait aussi accrue aux abords des régions côtières où d'infimes variations des indices de température hivernale peuvent avoir de larges répercussions sur la répartition des précipitations solide et liquide du fait d'un climat plus doux et humide que dans les terres.

Yagouti *et al.* (2006) ont étudié les tendances et variations liées aux indices de température et de précipitation quotidiens spécifiquement pour le sud du Québec et pour la période 1960-2005. Leur étude met en évidence un réchauffement des températures de 0.6°C à 1.8°C spécialement marqué à l'ouest et au sud de la province. Cette augmentation des températures est aussi plus intense en hiver avec une tendance significative à la hausse des températures minimales relevées et un impact non négligeable sur le couvert nival ou la répartition des précipitations sous forme de neige ou de pluie. Le nombre de jours de gel/dégel en hiver (jour où la température varie en dessus et en dessous de 0°C) aurait aussi augmenté et tandis qu'on observe plus de jours avec de la pluie, le nombre de journées avec des précipitations neigeuses ainsi que les hauteurs totales de neige ont plutôt eu tendance à diminuer lors des 46 dernières années. Jones (2008) détecte d'ailleurs les mêmes tendances pour le bassin versant de la rivière Massawippi localisé dans le sud du Québec. Les modifications les plus marquées qui ressortent de cette étude concernent la diminution du ratio des précipitations sous forme de neige par rapport aux précipitations sous forme de pluie, ainsi que la diminution de la profondeur du couvert de neige particulièrement marquée à la fin de l'hiver. L'impact direct de ces modifications sur l'hydrologie est une diminution des quantités d'eau provenant de la fonte des neiges lors de la crue printanière.

Grâce au développement des modèles de circulation générale et plus récemment des modèles régionaux du climat et à l'aide des scénarios d'émissions de GES proposés par le GIEC, bon

nombre de prévisions à différents horizons futurs sont disponibles à la fois à l'échelle mondiale ou à plusieurs échelles régionales. Les régions de l'hémisphère nord, où on retrouve 67% des terres émergées ainsi que 90% de la population totale mondiale, sont ainsi au centre d'intérêt de quantités d'études prévisionnelles. Selon l'ensemble des scénarios, les projections d'un large éventail de MCG collectées dans le dernier rapport du GIEC prévoiraient une augmentation mondiale des températures comprise entre 1°C et 6.4°C d'ici 2100 et l'analyse spatiale indique clairement une tendance encore plus marquée sur les terres émergées et sous les latitudes les plus élevées (Figure 1.9). On estime ainsi que sous les latitudes les plus nordiques, les hausses de températures pourraient être supérieures d'environ 40 % à la moyenne hémisphérique (Ouranos, 2004).

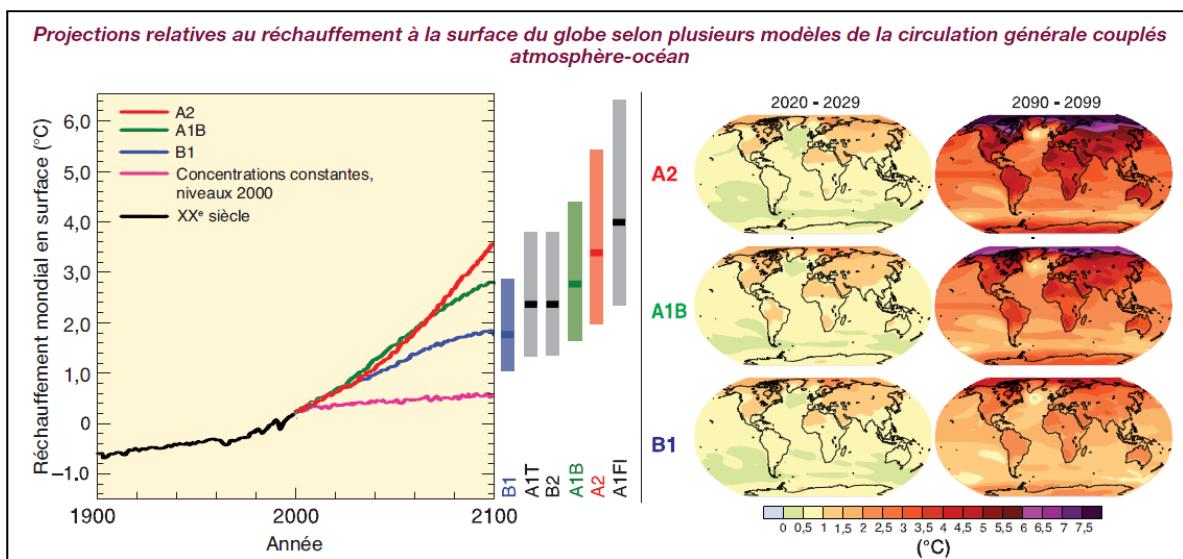


Figure 1.9 Courbes de réchauffement mondial selon les scénarios du SRES et évolution spatiale au début et à la fin du XXI^e siècle par rapport à 1980-1999.
Tirée d'IPCC AR4 (2007, p. 46)

Les modélisations et projections climatiques spécifiques à l'Amérique du Nord et au Canada ont connu un essor important, entre autre grâce au développement du Modèle Régional du Climat Canadien, ou MRCC. Ce MRC, dont la description complète apparaît dans Caya *et al.* (1995), et dont les évolutions successives sont exposées dans Laprise *et al.* (2003), Plummer *et al.* (2006), De Elia *et al.* (2008), a permis la simulation du climat pour toute l'Amérique du

Nord à une résolution horizontale de 45km avec un coût de simulation raisonnable. Sushama *et al.* (2006) ont par exemple développé un ensemble de projections climatiques pour six bassins versants dont les localisations et les climatologies respectives permettent d'obtenir un portrait d'ensemble des projections pour l'Amérique du Nord. En intégrant dans leur analyse plusieurs phénomènes régulant le cycle de l'eau tels que les précipitations, le ruissellement, l'humidité du sol et les caractéristiques de la neige, la diminution de l'ÉEN apparaît comme la réponse la plus significative du MRCC à l'horizon 2050 et selon les scénarios A2 et IS92a. Les réductions d'ÉEN les plus importantes apparaissent lors des mois de mars et d'avril et sont d'autant plus marquées que le bassin se trouve au Nord (jusqu'à -180 mm d'ÉEN pour le bassin versant Fraser). Ces diminutions doivent être mises en relation avec une diminution du ratio des précipitations de neige par rapport aux précipitations de pluie, un retard lié aux premières chutes de neige et une augmentation globale des précipitations hivernales. L'impact hydrologique simulé par le MRCC consiste en une augmentation des débits dans cinq des six bassins versants à la fin de l'automne et au début de l'hiver et une crue printanière d'amplitude moindre et plus précoce à mettre en relation avec la réduction de la couverture neigeuse; la signature de ces modifications apparaît comme plus forte à mesure qu'on s'approche des hautes latitudes.

Les sorties du MRCC sont malgré tout à considérer avec précaution, certains biais ayant été mis en évidence dans plusieurs études de validation du modèle canadien. Si on ne s'intéresse qu'aux biais relatifs à la simulation du couvert neigeux par le MRCC, Sushama *et al.* (2006) ont par exemple mis en évidence que l'ancienne version du MRCC (Version 3.6) avait tendance à sous-estimer les quantités de neige tandis que sa version actualisée (Version 3.7) les surestimerait. Ces comportements biaisés sont à mettre en relation avec des erreurs parfois significatives dans l'estimation des températures ou des précipitations, elles même largement influencées par la modélisation imparfaite des processus physiques et dynamiques au sein du modèle régional ainsi que par les erreurs ou imprécisions associées aux données utilisées pour le renseignement des conditions aux frontières du domaine d'étude (Plummer, Caya *et al.*, 2006). Gagnon *et al.* (2009) ont aussi testé la validité de sorties hydrométéorologiques (à savoir les températures minimales, maximales, les précipitations

totales et l'écoulement total) d'une des dernières versions du MRCC (version 4.1.1) à l'endroit de deux bassins versants du sud du Québec et sur un horizon passé regroupant environ les années 1970 à 2000. Leurs conclusions indiquent là encore des biais significatifs de chaque variable étudiée pour au moins une saison, avec par exemple une sous-estimation d'environ 2°C des températures minimales en hiver et au printemps, une surestimation des précipitations pour l'hiver, le printemps et l'été (de respectivement 11%, 35% et 30%) ou encore un écoulement total annuel surestimé de plus de 30% pour chaque bassin versant. Les biais en température et en précipitation ont une incidence évidente sur le calcul du couvert neigeux et invitent donc à relativiser les tendances simulées par le MRCC autant en climat passé que futur, ou du moins à les comparer avec des jeux de données fiables à disponibilité.

A l'échelle du Québec et en moyennant la réponse de plusieurs MCG, Hulme et Sheard (1999) ont développé trois scénarios plus ou moins optimistes caractérisant les possibles évolutions du climat à l'horizon 2090 (Tableau 1.1). Chacun de ces scénarios suggère une signature des changements climatiques plus marquée d'une part en hiver mais aussi pour le nord du territoire concernant les précipitations et les températures. Pour chacune de ces variables climatiques, il faudrait s'attendre à des augmentations quelque soit la période ou la situation géographique.

Tableau 1.1 Scénarios d'augmentations des températures et des précipitations pour le Québec pour la période 2080 à 2100 par rapport à la période 1960-1990
Tiré de Hulme et Sheard (1999)

| | SUD DU QUÉBEC | | | NORD DU QUÉBEC | | |
|---|--------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|--------------------------|----------------------------|
| | Scénario optimiste | Scénario moyen | Scénario pessimiste | Scénario optimiste | Scénario moyen | Scénario pessimiste |
| Été (juin à août) Températures Précipitations | +1,5°C 0 % | +2 à +3°C 0 à +5 % | +4,5 à +5°C 0 à +10 % | +1 à +1,5°C 0 à +5 % | +2 à +3°C +5 à +10 % | +4 à +4,5°C +10 à +20 % |
| Hiver (déc. à fév.) Températures Précipitations | +2°C +10 % | +3 à +4°C +10 à +20 % | +6 à +7°C +25 à +35 % | +2 à +3°C +5 à +15 % | +4 à +5°C +10 à +25 % | +7 à +9°C +20 à +40 % |

Les impacts hydrologiques de telles modifications climatologiques ont aussi été modélisés mais principalement dans le cadre de l'évaluation de la gestion de réservoirs ou d'ouvrages hydriques (Fortin *et al.*, 2007; Minville *et al.*, 2009). En hiver, on devrait observer les mêmes types de conséquences que dans d'autres régions du Canada à savoir une augmentation des débits moyens et une réduction de la crue printanière se déclenchant aussi plus tôt. En revanche, rares sont les études traitant spécifiquement des comportements du couvert neigeux à l'échelle régionale ou locale et sur plusieurs horizons futurs. Il est aussi difficile de réaliser une analyse exhaustive lorsqu'on étudie le couvert nival tellement celui-ci est capable de fournir une multitude d'indications. A ce propos, on peut citer Ge et Gong (2008) qui ont relevé de fortes variations entre les indices de modifications de couverture de neige d'une part et de profondeur de neige d'autre part, ceci entre 1956 et 2000. Ils mettent d'ailleurs en relief le fait que les études sur l'impact des changements climatiques ne prennent souvent en compte que les indices de couverture neigeuse et rarement les données de profondeur ou d'ÉEN, ceci à cause d'un accès réduit à ce type d'information. Or leurs conclusions montrent une réponse de l'indice de profondeur de neige considérablement plus importante que celui associé à la couverture pour l'Amérique du Nord ce qui prouve que chacun de ces indices n'est pas forcément couplé et qu'il est utile d'analyser toutes les composantes de la modification du couvert nival pour tenter de détecter les signaux de changements climatiques.

CHAPITRE 2

METHODOLOGIE DE L'ETUDE

2.1 Méthodologie globale

L'étude qui suit a pour objectif de mettre en évidence les modifications hydrologiques et nivales auxquelles on peut s'attendre dans le sud du Québec, avec comme valeur ajoutée une analyse à haute résolution spatiale des indications fournies par le couvert nival. Le suivi des modifications du couvert est ainsi simulé environ aux 5 km, ceci grâce à l'utilisation d'un modèle hydrologique distribué et à base physique. Ce modèle hydrologique sera successivement alimenté par des données météorologiques observées, principalement afin de valider sa capacité à simuler conjointement l'hydrologie et les régimes nivaux du bassin, puis par des données extraites du MRCC afin de pouvoir transposer les résultats en climat futur (Figure 2.1)

La méthodologie globale de cette étude consiste en trois étapes distinctes. Tout d'abord, il s'agit de réaliser des simulations en climat actuel ou passé afin de vérifier la précision et la robustesse du modèle hydrologique utilisé. Lors de cette étape, le modèle va être calibré et validé à l'aide de données disponibles sur le terrain pour cette période. Le but étant de réduire autant que possible le biais potentiel entre les observations et les résultats de simulation. La deuxième étape consiste ensuite à utiliser le modèle hydrologique calibré en tant qu'outil de projection afin de simuler les nouvelles dynamiques en climat futur. Les intrants météorologiques utilisés lors de ces simulations sont les sorties de précipitations et de température extraits du MRCC. L'analyse de ces nouvelles dynamiques requiert aussi une référence cohérente de comparaison : elle se matérialise par les sorties du modèle hydrologique toujours alimenté par les données du MRCC mais cette fois sur une période couvrant le passé proche. Finalement, la dernière étape consiste à conjuguer les résultats en climat passé (ou actuel) aux résultats en climat futur dans des métriques permettant d'observer les changements potentiels liés à la neige tant aux niveaux spatial que temporel.

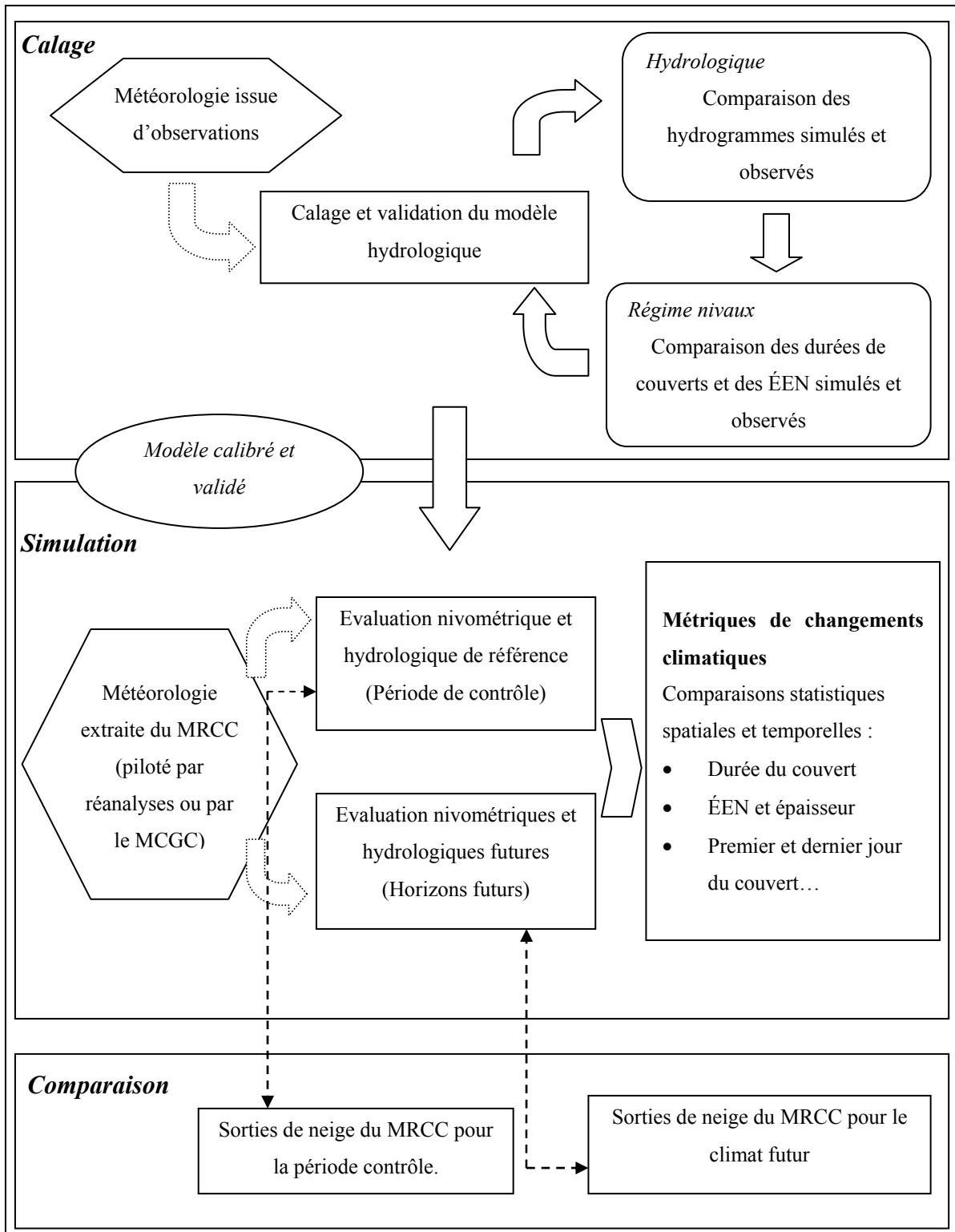


Figure 2.1 Organigramme de la méthodologie de l'étude.

2.2 Choix des outils de simulation

Dans le cadre de cette étude, le modèle hydrologique sélectionné est le modèle Hydrotel développé par l'INRS (Fortin *et al.*, 2001b). Les raisons de ce choix sont d'abord son aptitude à simuler plusieurs processus physiques à une résolution relativement haute (5km environ), qualité essentielle au développement de cette recherche. Comme présenté par Turcotte *et al.* (2007), le sous-modèle d'évaluation d'Hydrotel peut fonctionner en renseignant uniquement les données de précipitation et de température, ce qui en fait un modèle bien plus flexible que d'autres modèles d'évaluation du couvert comme CROCUS (Brun *et al.*, 1997) ou SNTERM (Jordan, 1999) qui nécessitent des entrées supplémentaires comme le vent, les radiations à ondes courtes et longues et l'humidité relative. L'algorithme du sous-modèle ne se réduit pas pour autant à la méthode des indices de températures pour le calcul de la fonte mais implique aussi des variables d'états secondaires tels que le déficit calorifique, la densité du couvert ou son albédo par calcul du bilan d'énergie. Ceci conduit à une meilleure évaluation des caractéristiques du couvert neigeux sans pour autant trop alourdir le coût de calcul (Turcotte *et al.*, 2007). L'évaluation de la qualité des résultats d'évaluation du couvert nival est en plus améliorée par l'accès en parallèle aux sorties hydrologiques: une crue printanière correctement simulée sous-entend par exemple un calcul satisfaisant de la fonte du couvert et des quantités d'eau associées. Le choix d'Hydrotel s'est finalement retrouvé dans la continuité de plusieurs travaux basés sur ce modèle pour la mise à jour des caractéristiques du couvert nival à des fins de prévision hydrologique (Fortin *et al.*, 2001a), l'utilisation en mode prévisionnel sur plusieurs systèmes hydriques du sud du Québec (Turcotte *et al.*, 2002) ou encore la simulation des débits en climat futur dans le cadre de la gestion de réservoirs ou de barrages (Fortin *et al.*, 2007; Minville *et al.*, 2009). Plusieurs pré-calages du modèle existent d'ailleurs pour un certain nombre de bassins versants québécois ainsi que l'estimation des valeurs optimales de plusieurs paramètres du sous-modèle d'évaluation du couvert pour les régions du sud du Québec (Turcotte *et al.*, 2007).

2.2.1 Description du modèle hydrologique Hydrotel

Le modèle Hydrotel est un modèle distribué à base physique. Le cycle hydrologique est simulé selon un prétraitement des données météorologiques et la modélisation de cinq processus hydrologiques qui représentent six modules distincts au sein du modèle. Ces modules traitent de (tiré d'INRS_ÉTÉ, 2000):

- l'interpolation des données météorologiques,
- l'évolution et la fonte du couvert nival,
- l'évapotranspiration potentielle,
- le bilan d'eau vertical,
- l'écoulement sur la partie terrestre du bassin,
- l'écoulement dans le réseau hydrographique.

Le modèle Hydrotel peut fonctionner sur un pas de temps allant d'une heure à 24 heures. En raison des données disponibles et afin de ne pas rallonger le temps de calcul associé à de longues périodes de simulation, le pas de temps sélectionné est la journée. Le fait de réaliser des simulations sur de longs horizons temporels (30 ans par exemple) et d'évaluer ensuite des dynamiques moyennes justifient aussi ce choix. Pour des projections sur des horizons restreints, il serait certainement plus judicieux d'opter pour un pas de temps de l'ordre de trois à six heures afin de prendre en compte les modifications quotidiennes du comportement du manteau comme l'interruption de la fonte la nuit à cause du gel du manteau.

Dans cette étude, on se focalise principalement sur le processus d'accumulation et de fonte de la neige, et au sous-modèle associé à ce processus. Hydrotel permet d'ailleurs de révéler les variabilités spatiales associées à ce processus (ainsi qu'aux autres) grâce à sa nature distribuée. Le calcul du cycle hydrologique est en effet réalisé indépendamment sur chaque unité spatiale du modèle aussi appelé unité hydrologique relativement homogène (UHRH). Chacune de ces unités va se distinguer par ses particularités physiographiques (occupation du sol, topographie, végétation, etc.) et météorologiques. En contrepartie, les particularités

spatiales ne pourront être visibles que si l'on dispose d'informations physiographiques et météorologiques à une échelle suffisamment précise. Dans le cas inverse, il est préférable d'augmenter la résolution de calcul afin de diminuer le temps de calcul. Les données physiographiques disponibles pour le bassin versant Gatineau sont décrites au Chapitre 4.

2.2.2 Calcul de l'accumulation et de la fonte de la neige par Hydrotel

La description de l'algorithme permettant le calcul de l'évolution du couvert de neige dans Hydrotel est détaillé dans les bases théoriques du manuel d'Hydrotel ainsi que dans l'article de Turcotte *et al.* (2007). L'accumulation et de la fonte du manteau neigeux sont évaluées selon une méthode mixte (degrés-jour)-(bilan énergétique). Les UHRH matérialisent la résolution spatiale de calcul. Elles sont subdivisées en trois couches ou trois milieux caractérisés par un type précis de végétation où l'algorithme va être appliqué de manière distincte. Dans cette approche, la distinction a été réalisée en tenant compte des milieux ouverts, des milieux recouverts de feuillus et des milieux recouverts de conifères; chacun d'entre eux nécessitant un jeu de paramètres qui lui est propre dont la définition devra être réalisée dans l'interface du modèle.

A chaque pas de temps et pour chaque type de milieu associé à une UHRH donnée, le manteau neigeux est représenté par une seule couche de neige, homogène selon la verticale, elle-même caractérisé par cinq variables d'états qui sont : l'ÉEN, le déficit calorifique, l'albédo, l'épaisseur de neige et la quantité d'eau liquide retenue. Pour comprendre la méthode de calcul de l'algorithme, il est plus intuitif d'appréhender les équations selon une logique chronologique d'assimilation des données de neige qui peut être présentée de la manière qui suit :

1. Répartition des précipitations (P) sous forme solide (S) et liquide (R) et ajout de la nouvelle neige. Elle dépend d'un seuil de température fixé pouvant légèrement varier autour de la valeur 0°C en fonction des caractéristiques de la région étudiée comme sa latitude ou son climat. Sous ce seuil, toutes les précipitations sont supposées être solides et

inversement. Lorsque la température varie autour de ce seuil sur un pas de temps donné, une fraction liquide est estimée selon l'Équation 2.1.

$$R = P \cdot \left(\frac{T_{max}}{T_{max} - T_{min}} \right) \quad (2.1)$$

$$S = P - R \quad (2.2)$$

Où :

- T_{max} et T_{min} représentent respectivement la température maximale et minimale du pas de temps de calcul.

2. Calcul de la variation du déficit calorifique du couvert de neige. Le signe du déficit va déterminer s'il va y avoir processus de fonte ou non. Ce déficit calorifique augmente avec les précipitations de neige (u_s) tandis qu'il est diminué par les précipitations liquides (u_r), les pertes de chaleur par convection (u_c) et les phénomènes de fonte potentielle aux interfaces sol-neige ($u_{s-n}^{(p)}$) et air-neige ($u_{a-n}^{(p)}$) (Équation 2.3). Le déficit calorifique potentiel ayant lieu à l'interface air-neige dépend des températures atmosphériques et introduit la méthode degrés jour (Équation 2.4). Dans le cas où le bilan énergétique du couvert conduit à un surplus calorifique, on suppose que ce surplus va provoquer la fonte (M) qui va permettre au couvert de retourner à un état d'équilibre énergétique (Équation 2.5).

$$\frac{\Delta U}{\Delta t} = u_s - u_r - u_c - u_{s-n}^{(p)} - u_{a-n}^{(p)} \quad (2.3)$$

$$u_{a-n}^{(p)} = \frac{K_{a-n}}{86400} \rho_w C_f \times \left(\frac{T_{max} + T_{min}}{2} - T_0 \right) (1 - a) \quad (2.4)$$

$$M = \frac{-U}{\Delta t \rho_w C_f} \text{ si } \frac{\Delta U}{\Delta t} < 0; \text{ sinon } M = 0 \quad (2.5)$$

Où :

- K_{a-n} est le taux de fonte dans l'air ($\text{m} \cdot \text{d}^{-1} \cdot {}^\circ\text{C}^{-1}$),
- ρ_w est la densité de l'eau ($1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$),
- C_f est la chaleur latente de fusion de l'eau ($334 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$),
- T_0 est la température seuil à partir de laquelle la fonte se déclenche (${}^\circ\text{C}$),
- α est l'albédo combiné de la neige et de la végétation,
- Δt est le pas de temps de calcul (s).

Les nouvelles caractéristiques d'ÉEN, de hauteur de neige, d'albédo et de rétention sont ensuite réactualisées en fonction des apports liés aux nouvelles précipitations et selon des paramètres définis par l'utilisateur comme le coefficient de compaction, le coefficient de rétention d'eau du couvert, l'algorithme d'estimation de l'albédo sélectionné, etc.

3. Estimation de l'évolution de l'ÉEN et de la nouvelle épaisseur du couvert (Équations 2.6 et 2.7).

$$\frac{\Delta EEN}{\Delta t} = \frac{\Delta ER}{\Delta t} + R + S - M \quad (2.6)$$

$$\frac{\Delta SD}{\Delta t} = S \frac{\rho_w}{\rho_s} + SD \times CC - M \frac{SD}{EEN} \quad (2.7)$$

Où :

- EEN est l'équivalent en eau du manteau (m),
- ER est l'eau liquide retenue dans le manteau, la capacité de rétention du manteau étant fixée à 10% de la hauteur de celui-ci dans le modèle,
- SD est l'épaisseur du couvert (m),
- CC est le facteur de compaction du couvert neigeux sur un pas de temps (s^{-1}),
- ρ_s est la densité des précipitations solides ($\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}$).

4. Estimation de l'albédo du couvert nival. Le module propose soit de considérer le manteau comme un milieu opaque, soit comme un milieu absorbant l'énergie incidente à sa surface dans une certaine épaisseur. Dans le premier cas, une simple première couche mince de neige suffit à faire passer l'albédo d'une valeur proche de celle de la végétation (de l'ordre de 15%) à la valeur maximale pour une surface de neige (soit autour de 80%). Dans le deuxième cas la transition est plus progressive. Le nouvel albédo est alors fonction de l'ancien couvert et de son vieillissement, des nouvelles précipitations et de leur type ainsi que de la végétation en présence. Entre deux chutes de neige, l'albédo va diminuer selon une exponentielle décroissante.
5. Estimation de l'eau retenue dans le couvert. En tant que milieu poreux, le manteau neigeux peut retenir une fraction de l'eau liquide de fonte. Cette capacité de rétention est fixée à 10% de la hauteur du couvert dans le modèle. On sait toutefois que dans la réalité cette capacité peut être très variable à la fois selon une coupe transversale du manteau et dans le temps en fonction des évolutions de structures du couvert nival. Des pourcentages nettement plus élevés peuvent aussi intervenir en présence d'une couche de glace par exemple. Pour un couvert nival donné, si la lame de fonte excède la capacité de rétention, la différence apparaît comme fonte à l'interface sol-neige. Dans le cas inverse, la totalité de la lame de fonte est retenue dans le manteau et la fonte au sol est considérée comme nulle.

2.3 Simulations en climat présent

Afin de simuler l'hydrologie ainsi que les épisodes d'enneigement pour les périodes hivernales dans un climat futur, il faut d'abord s'assurer que le modèle permet d'obtenir des résultats de qualité pour le climat actuel. Cette étape implique généralement un calage et une validation du modèle hydrologique.

2.3.1 Calage et validation hydrologique du modèle Hydrotel

La simulation en climat actuel ou passé nécessite d'abord un ensemble de données météorologiques utilisées comme intrants au modèle hydrologique. Dans le cadre de cette étude, les données de précipitation ainsi que de températures minimale et maximale journalières proviennent des données observées aux stations fournies par Environnement Canada. Les données brutes ont été traitées par krigeage pour obtenir une grille de résolution de 10 km couvrant l'ensemble du territoire. Plus de détails sur ces données sont fournis au Chapitre 4 de ce rapport. Une fois les données météorologiques renseignées, l'étape de calage hydrologique du modèle peut débuter. L'objectif est l'ajustement de l'ensemble des paramètres de chaque sous modèle afin d'obtenir une réponse hydrologique simulée la plus proche possible des observations.

Les critères principaux utilisés pour évaluer la capacité du modèle à bien retranscrire l'hydrologie du bassin sont les critères de Nash Sutcliffe (NS) et le biais relatif (PBIAIS) dont les expressions sont respectivement présentées par les Équations 2.8 et 2.9.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (Q_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (O_i - \bar{O})^2} \quad (2.8)$$

$$PBIAIS = 100 \times \frac{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (Q_i - O_i)}{\sum_{i=1}^{n_{obs}} O_i} \quad (2.9)$$

Les abréviations Q et O représentent respectivement les débits simulés sur le site et les débits observés correspondants. \bar{O} représente la moyenne des débits observés au site sur l'horizon considéré. Le critère de Nash Sutcliffe peut varier de $-\infty$ à 1. Une valeur de 1 signifie que les simulations coïncident exactement avec les observations, une valeur inférieure ou égale à 0 signifie en revanche que la simulation est moins bonne ou de même qualité que la moyenne des observations.

Le biais relatif mesure quant à lui si la simulation a tendance à surestimer ou à sous estimer les apports. L'objectif est d'obtenir une valeur proche de 0, un seuil acceptable consiste en un intervalle de plus ou moins 15%.

Le coefficient de corrélation (R) a aussi été évalué. La méthode de calcul de ce critère est détaillée à l'équation 2.10. Ce critère adimensionné peut varier de -1 à 1, cette dernière valeur étant la valeur souhaitée. Le coefficient de corrélation est un bon indicateur du synchronisme général des hydrogrammes simulé et observé. Il est aussi plus sensible aux grandes valeurs de débits et permet donc en particulier de vérifier le synchronisme des crues printanières observées et simulées ainsi que des occurrences des pointes de crue.

$$R = 100 \times \frac{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (O_i - \bar{O}_i)(Q_i - \bar{Q}_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (O_i - \bar{O}_i)^2} \times \sqrt{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (Q_i - \bar{Q}_i)^2}} \quad (2.10)$$

Une méthode de calage classique pour des études à longue portée temporelle consiste à calibrer le modèle sur 5 à 10 ans de données historiques consécutives (Brissette et Leconte, 2008). Il est intéressant d'inclure dans ces données des années avec des météorologies distinctes pour tester la robustesse du modèle. Ainsi, on pourra sélectionner des périodes de temps où ont pu se succéder des années plutôt froides et humides suivies d'années plutôt chaudes et sèches par exemple. Lors de la validation, on teste la robustesse des paramètres établis pour un nouveau jeu de données historiques antérieures ou postérieures aux données utilisées lors du calage. Si les critères sont satisfaisants, on peut considérer le modèle comme correctement calibré.

2.3.2 Calage et validation du sous modèle d'accumulation et de fonte de la neige

Une fois le calage hydrologique satisfaisant, on peut s'intéresser plus précisément aux performances du sous module d'évaluation de la neige. Il est possible sous Hydrotel d'extraire les valeurs d'ÉEN pour chacun des 3 types de milieux (ou de végétation), à chaque pas de temps et pour chaque UHRH. Il est aussi possible d'accéder aux données d'épaisseur

de la neige. Ceci permet aussi par extrapolation d'obtenir la densité du couvert. Chacun de ces résultats peut ensuite être comparé aux données disponibles sur le terrain concernant le couvert nival. Comme décrit en Chapitre 4, ces données peuvent provenir de relevés de neige in-situ, de données satellitaires ou encore de reconstructions. La performance du sous modèle de neige peut alors être évaluée selon différents aspects comme :

- son aptitude à évaluer correctement l'ÉEN local en fonction des types de végétation en présence du premier au dernier jour d'enneigement,
- son timing pour faire apparaître et disparaître la neige (évaluation de la couverture spatiale),
- sa capacité à évaluer la date et la valeur de l'ÉEN maximum annuel.

D'autres critères ont été testés pour évaluer la performance du sous module de neige, ils sont présentés ainsi que les résultats associés au Chapitre 5.

Le calibrage de plusieurs paramètres plus ou moins sensibles permet d'affiner les évaluations produites par le sous-modèle. Le paramétrage de l'ensemble de ces variables en fin de processus de calage est disponible en Annexe I. On distingue trois niveaux de paramètres qui vont influencer les simulations du couvert nival. Dans un premier temps, on peut citer les variables météorologiques qui vont déterminer l'ampleur des dynamiques de fonte ainsi que la répartition des précipitations sous forme liquide ou solide et leur intensité. Ces paramètres, distincts pour chaque sous-bassin versant, sont :

- le gradient vertical de précipitation,
- le gradient vertical de température,
- la température de passage entre pluie et neige.

Dans un deuxième temps, on distingue les paramètres qui vont plutôt jouer sur la nature du couvert et sa fonte quelque soit le type de végétation. On distingue :

- le taux de fonte à l'interstice neige/sol,
- la densité maximale du couvert nival,
- le taux de tassement du couvert.

Enfin, il existe des paramètres qui vont permettre d'affiner spécifiquement la quantité de neige en fonction du type de végétation en présence. Ce sont :

- le taux de fonte à l'interstice air/neige spécifique à une végétation donnée,
- le seuil de température de fonte spécifique à une végétation donnée.

2.3.3 Comparaison avec les données d'entrée et de sortie du MRCC

La procédure de calage/validation est complétée par un travail de comparaison avec certaines données simulées par le MRCC avec un intérêt supplémentaire pour les variables de hauteur de neige et d'ÉEN. Cette procédure se distingue du calage, elle fait simplement office de test de cohérence des résultats d'Hydrotel et du MRCC. Elle permet en outre d'évaluer en partie la précision des sorties du MRCC par rapport à un modèle à plus fine résolution. Comme décrit dans la revue de littérature de ce rapport, on sait que les simulations du MRCC en climat actuel sont alimentées aux frontières du domaine d'étude soit par des réanalyses soit par des données issues d'un MCG. La comparaison de certaines variables de sorties du MRCC à celles issues d'Hydrotel (modèle piloté et validé sur des observations dans notre cas) permet aussi indirectement d'évaluer la qualité d'un pilotage effectué par un MCG ou des réanalyses. Il serait aussi imaginable de réaliser un second calage du modèle Hydrotel avec comme objectif de se rapprocher au mieux des débits ou des données de neige simulés par le MRCC et non des données observées comme lors du premier calage. Ces points seront discutés plus en détail dans l'analyse critique de la méthodologie (CHAPITRE 7).

2.3.4 Simulations en climat actuel avec données MRCC comme intrants

La dernière étape des simulations en climat présent est le développement d'un jeu de résultats hydrométéorologiques et niveaux de référence pour la comparaison et l'analyse des modifications entre climats présent et futur. Cette étape nécessite d'abord le choix d'une période de contrôle. La période 1961-1990 a été choisie, une période qu'on retrouve aussi sous la dénomination d'horizon présent ou 1970. Il faut ensuite sélectionner les runs du MRCC couvrant cette période desquelles on va extraire les sorties météorologiques afin d'alimenter le modèle hydrologique. A cette fin, le choix s'est porté sur :

- les sorties du MRCC version 4.2.3 piloté par réanalyses et qu'on retrouve sous la dénomination des simulations aft dans ce rapport,
- les sorties du MRCC version 4.2.3 piloté par le membre 4 du Modèle de Circulation Général Canadien (MCGC3) portant quant à elles la dénomination afx.

L'utilisation de deux types de pilotage permet d'analyser la sensibilité du MRCC en fonction de l'origine des renseignements fournis à ses frontières. De même, celle du modèle Hydrotel lorsqu'il est alimenté par des données météorologiques d'origines différentes est en partie estimée. Un type de pilotage unique et commun aux simulations en climat futur, à savoir le pilotage afx, a cependant été sélectionné pour produire les résultats de référence sur l'horizon 1970.

2.4 Simulations en climat futur

2.4.1 Données météorologiques pour le climat futur et simulation sous Hydrotel

Ne disposant pas de données objectives de la météorologie pour les horizons futurs, on utilise les projections climatiques du MRCC pour alimenter le modèle hydrologique précédemment calibré. Contrairement aux MCG, le MRCC dispose en effet d'une compatibilité d'échelle avec le modèle hydrologique, son utilisation pouvant être interprétée comme une méthode de mise à l'échelle de données météo alternative à la méthode des deltas par exemple. Ses

projections peuvent varier selon les scénarios d'émissions ainsi que les conditions initiales (ou run) sélectionnés au lancement des simulations des MCG qui vont à leur tour alimenter le MRCC. Dans le cas des simulations en climat futur, les intrants météorologiques proviennent des sorties du MRCC 4.2.3 piloté par le premier et le quatrième membre du MCGC3 et sous les hypothèses du scénario d'émissions de GES A2. Les simulations du MRCC ont d'ailleurs été réalisées en continu sous ces conditions permettant d'accéder à tous les horizons temporels futurs compris entre 2010 et 2099.

Il est utile de rappeler que les paramétrages et les descriptions physiques du territoire n'évoluent pas en climat futur, ceux utilisés lors de la validation en climat actuel ou passé étant conservés. Il en découle entre autre que même si le biais obtenu en climat présent ou passé est nul ou quasi nul, il est impossible d'en conclure de même pour le climat futur. La modification probable du climat pourra par exemple engendrer des migrations de la végétation, ou encore de nouveaux comportements physiques qui ne sont pas incorporés dans les modèles actuels.

2.4.2 Comparaison des sorties de neige d'Hydrotel et du MRCC

De la même manière que pour les simulations en climat présent, il est possible de comparer directement les sorties issues d'Hydrotel et celles du MRCC. Sachant que les données météorologiques qui alimentent Hydrotel correspondent exactement à celles simulées par le MRCC à chaque pas de temps, les différences observables proviennent principalement des différences intrinsèques à chacun des modèles.

2.5 Métriques de changements climatiques

Afin d'analyser correctement les modifications probables de l'hydrologie et des régimes niveaux du territoire en relation avec les changements climatiques, il est utile de développer des métriques permettant d'observer les différents aspects de ces modifications. On peut d'abord considérer les métriques temporelles dont l'objectif est de faire apparaître les

modifications dans le temps d'éisodes particuliers de l'hydrologie ou de la couverture nivale. On peut citer par exemple :

- la date des premières précipitations sous formes de neige,
- les dates d'apparition et de disparition du couvert neigeux,
- les dates de début et de fin du couvert permanent,
- le temps de couverture moyen,
- la date associée à l'ÉEN maximum de la neige,
- la date de la pointe de la crue printanière.

Afin de ne pas mal interpréter les composantes analysées dans ces métriques dont la définition peut légèrement varier d'une étude à l'autre, la liste qui suit énumère comment a été calculée et interprétée chaque caractéristique nivale analysée dans cette étude. Les Figures 2.2 et 2.3 représentant deux allures typiques de courbe d'accumulation et de fonte de l'ÉEN et de courbe de couverture du territoire issues d'une simulation annuelle quelconque et complètent ces définitions en exposant la signification graphique.

- Jour de l'ÉEN maximum : journée correspondant à l'observation du point culminant de la courbe d'ÉEN. Si cette valeur correspond à plusieurs journées, une moyenne est réalisée entre les différentes dates, seule la valeur entière du résultat étant conservée (Figure 2.2).
- Durée d'accumulation : période comprise entre le jour où l'ÉEN est maximum et le premier jour du début d'hiver où l'ÉEN s'annule par logique chronologique inverse. Les potentielles périodes d'accumulation de début d'hiver où la neige finit par disparaître à nouveau ne sont donc pas incluses dans cette caractéristique (Figure 2.2).
- Durée de fonte : période de temps comprise entre le jour de l'ÉEN maximum et le premier jour où l'ÉEN retombe à la valeur nulle (Figure 2.2).
- Premier jour de couvert permanent : première date à laquelle le territoire est couvert à 100% par de la neige sans que cette valeur ne retombe en dessous de 100% dans les sept jours qui suivent (Figure 2.3).

- Dernier jour du couvert permanent : premier jour postérieur au premier jour de couvert permanent où la couverture descend sous le seuil de 100% ainsi que pour les sept jours qui lui succèdent (Figure 2.3).
- Couvert permanent : période comprise entre le premier et le dernier jour du couvert permanent (Figure 2.3).
- Propagation : période comprise entre le premier jour du couvert permanent et la première date où le territoire n'est couvert par aucune neige par logique chronologique inverse (Figure 2.3).
- Disparition : Période comprise entre le dernier jour du couvert permanent et la première date qui suit où la neige a complètement disparu du territoire (Figure 2.3).

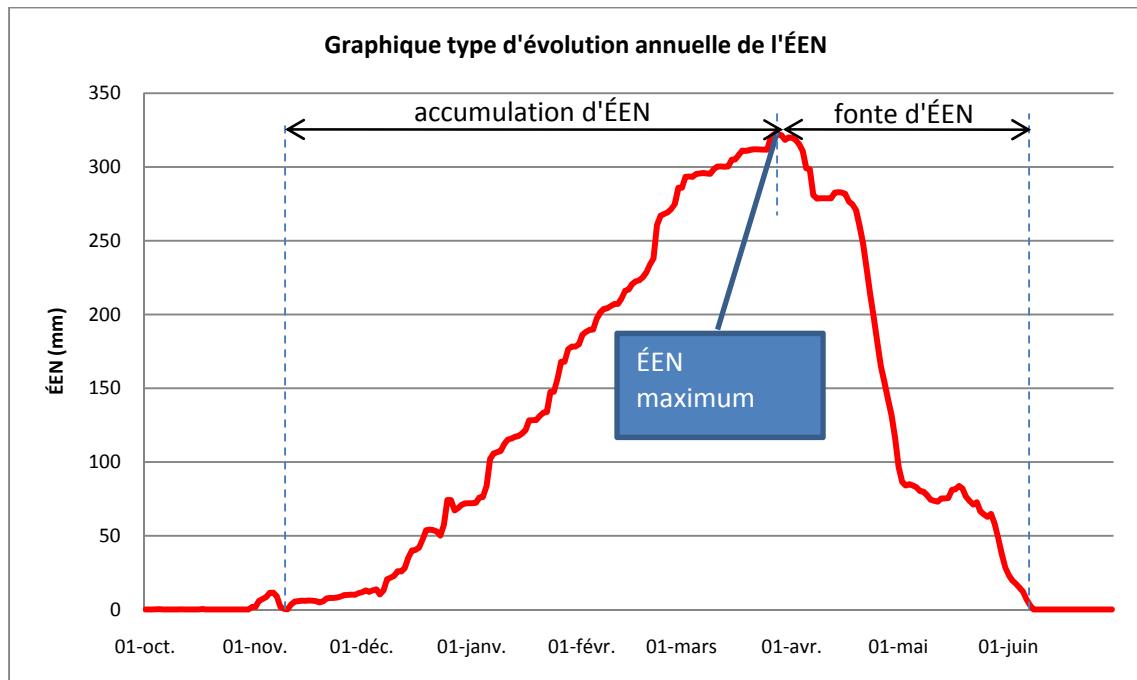


Figure 2.2 Courbe typique d'évolution annuelle de l'ÉEN et caractéristiques associées.

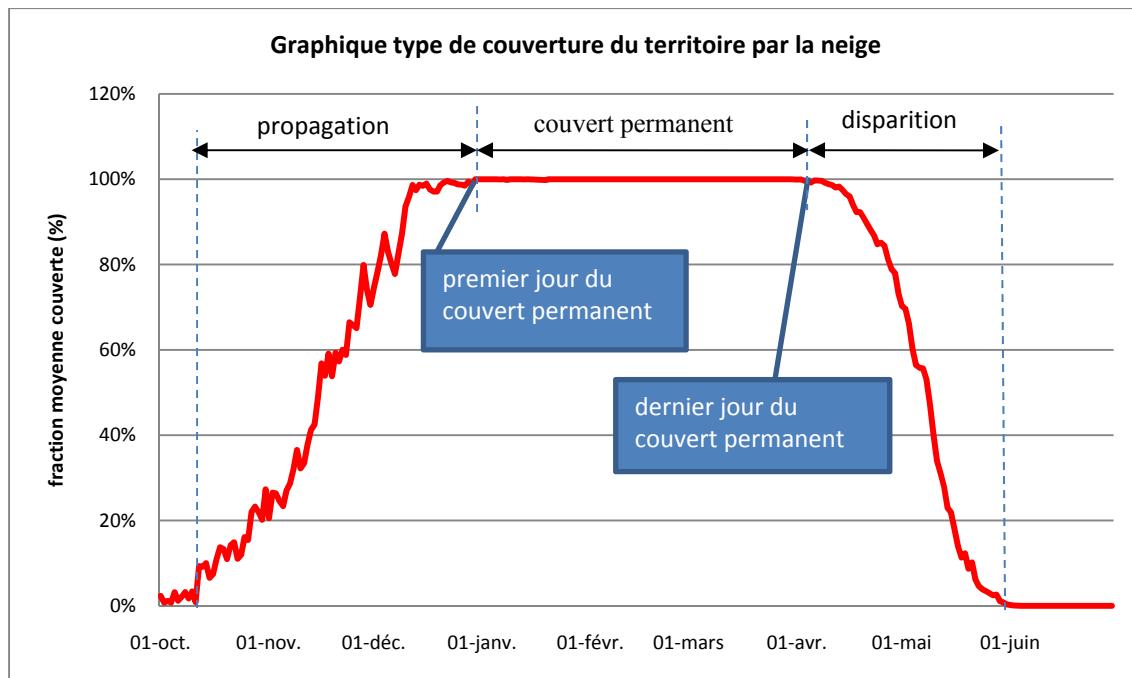


Figure 2.3 Courbe typique d'évolution annuelle de la couverture de neige sur le territoire et caractéristiques associées.

Hydrotel étant un modèle distribué spatialement, il permet aussi de développer un certain nombre de métriques spatiales ou spatio-temporelles qui permettent de mieux comprendre à une échelle locale les implications que pourraient avoir les changements climatiques. Ces métriques, qui vont le plus souvent s'apparenter à des cartes de l'état du couvert neigeux, sont à mettre en relation avec les informations physiographiques renseignées dans le modèle. En effet, les différents modes ou régimes nivaux peuvent être mis en relation avec les multiples natures de végétation, de géologie ou de topographie.

Là encore, on peut citer comme exemple de métriques spatiales :

- les cartes d'apparition et de disparition de la neige pour chaque horizon temporel,
- les cartes de variations locales de l'enneigement au cours d'un mois, ou d'un trimestre.

CHAPITRE 3

DESCRIPTION DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIERE GATINEAU

3.1 Description du territoire

Un bassin versant est une entité géographique qui achemine l'ensemble des eaux de ruissellement vers un même cours d'eau principal. Cette région englobe à la fois les eaux de surface et les eaux souterraines. Le bassin versant de la rivière Gatineau s'étend ainsi sur un territoire de 23724 km² situé à une latitude moyenne de 46° et une longitude moyenne de 76°, au sud ouest du Québec (Figure 3.1). Son cours d'eau principal est la rivière Gatineau qui achemine les eaux selon une direction principale Nord-Sud. Elle prend sa source aux abords de la municipalité de Parent dans la région méridionale des Laurentides, puis s'écoule sur 386 km pour se jeter à son exutoire dans la rivière Outaouais à proximité de la ville de Gatineau (45° 27' 13" N, 75° 41' 44" O). Il s'agit d'ailleurs du plus important affluent de la rivière Outaouais avec un débit moyen de 350 m³/s à son exutoire.

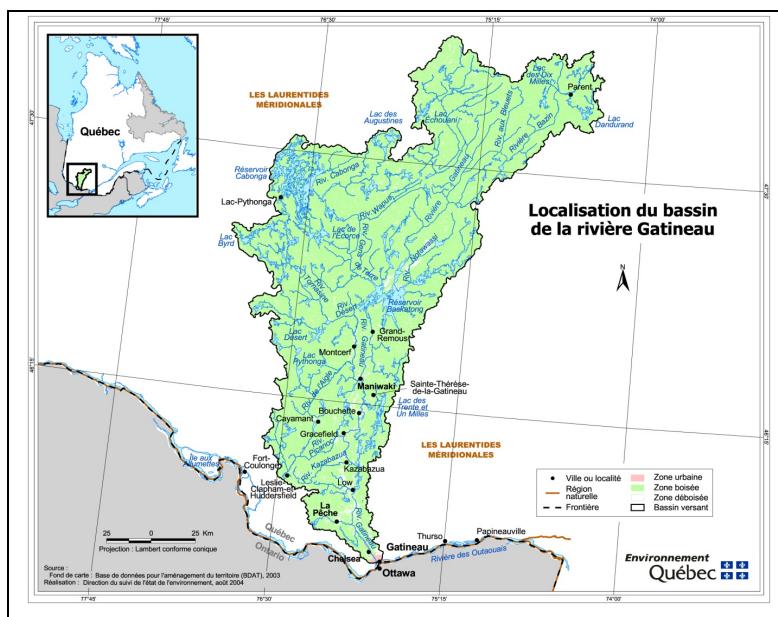


Figure 3.1 Localisation du bassin versant de la rivière Gatineau.

Tirée de COMGA (2007, p. 8)

Le bassin versant est subdivisé en six sous-bassins versants. Comme présenté à la Figure 3.2, on retrouve du nord jusqu'au sud les sous-bassins Ceizur, Baskatong, Cabonga, Maniwaki Paugan et Chelsea. Il existe deux principaux réservoirs sur le bassin versant : le réservoir Baskatong et le réservoir Cabonga qui occupe la quasi-totalité du sous-bassin du même nom. Ces réservoirs permettent une certaine gestion de l'alimentation de deux stations au fil de l'eau situées en aval. La première station hydroélectrique, d'une capacité de 200 MW, est implantée à l'exutoire du sous-bassin versant Paugan tandis que la seconde est localisée à l'exutoire du bassin versant complet, soit dans la partie sud du sous-bassin Chelsea.

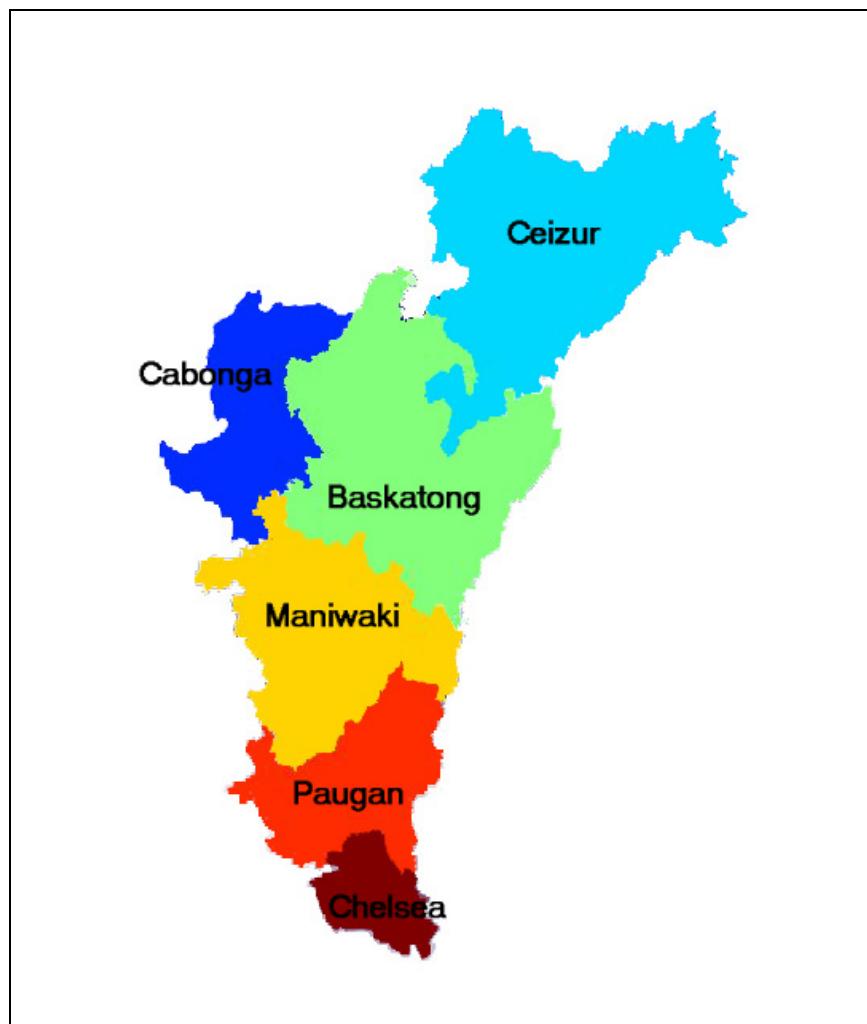


Figure 3.2 Sous-bassins du bassin versant de la rivière Gatineau.

Les dynamiques d'accumulation, de maintien et de disparition de la neige sont influencées par plusieurs caractéristiques spatiales ou physiques du territoire. Il s'agit d'abord de la situation géographique et de la topographie. La topographie générale se compose d'un plateau au nord du bassin versant d'altitude moyenne 400 m avec certains sommets culminant à environ 600 m au dessus du niveau de la mer. Cette région couvre principalement les sous-bassins versants Ceizur et Baskatong. Les zones centrales et méridionales du bassin versant se composent quant à elles principalement de plaines et de terrasses à une altitude moyenne de 150 m (Figure 3.3). Cette topographie caractérise les sous-bassin versants Maniwaki, Paugan et Chelsea à l'exutoire. L'orientation principale de déclinaison du bassin se fait du nord au sud avec pour intérêt concernant l'analyse du couvert nival un gradient d'accumulation de la neige qui devrait être renforcé.

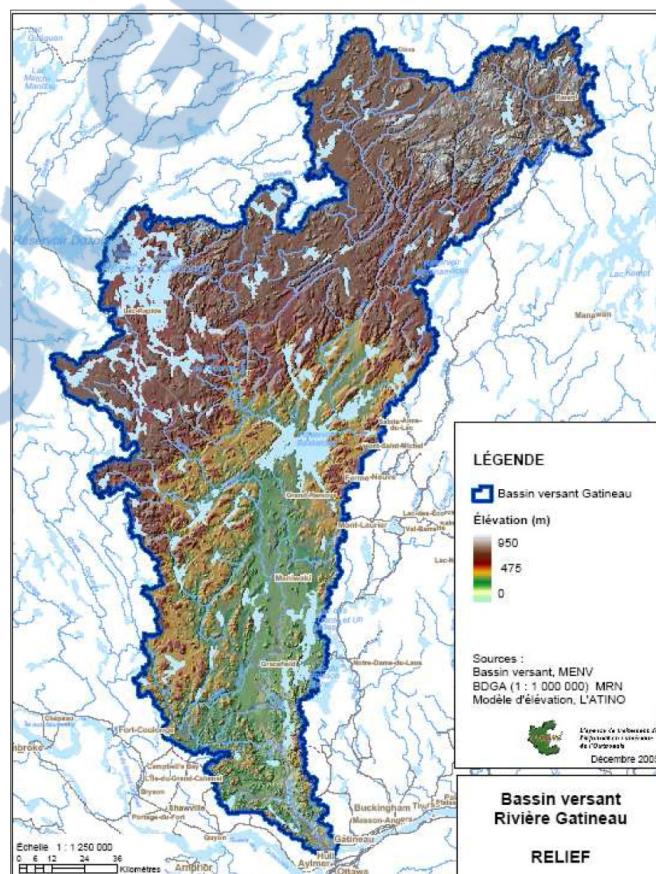


Figure 3.3 Topographie du bassin versant Gatineau.
Tirée de COMGA (2007, p. 14)

Les variétés de végétation présentes peuvent aussi avoir un impact important sur le couvert nival. On retrouve en effet régulièrement des quantités plus importantes de neige dans les régions de conifères car elles sont relativement bien protégées du vent et la fonte est plus tardive que pour des milieux ouverts car la neige est en partie protégée du rayonnement solaire par le feuillage. La forêt s'étend sur environ 80% de la superficie du bassin avec une forêt de résineux au nord principalement localisée sur le sous-bassin Ceizur, une forêt mixte au centre et une forêt de feuillus au sud (Figure 3.4).

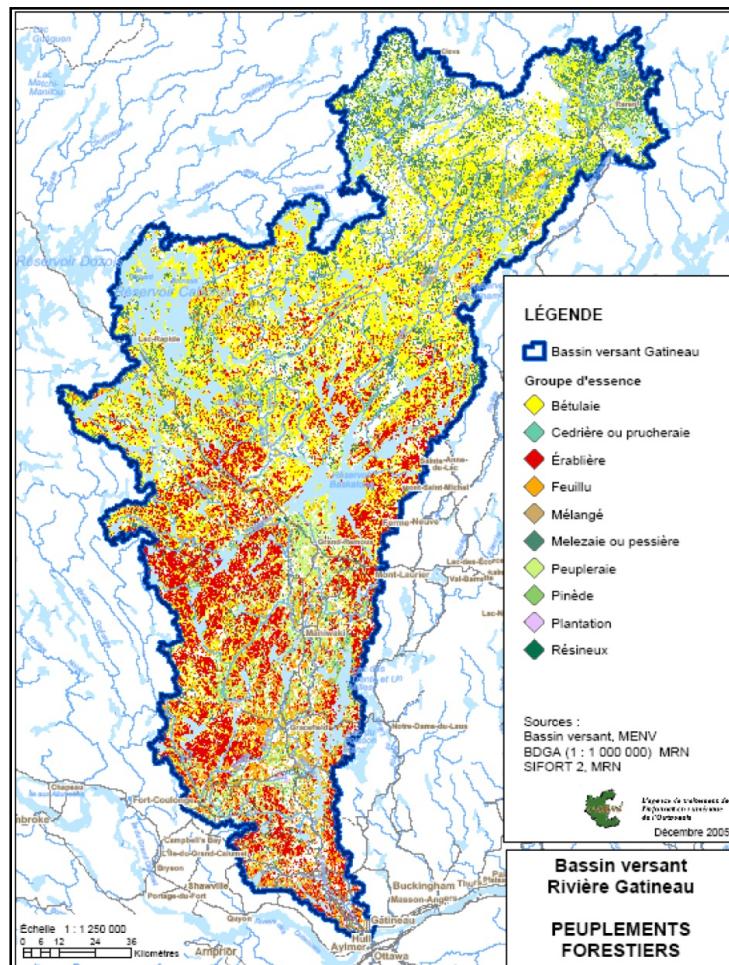


Figure 3.4 Répartition de la végétation observée sur le bassin versant Gatineau.
Tirée de COMGA (2007, p. 35)

En lien avec la situation géographique du territoire, le climat moyen observé sur le bassin versant constitue aussi une caractéristique primordiale à l'étude du couvert nival. Non seulement il peut permettre de comprendre les dynamiques récentes concernant la neige, mais il pourra aussi servir de point de comparaison pour des simulations en climat futur. Le territoire traverse trois grands types de climats principaux: de modéré de Chelsea à Maniwaki, il devient subpolaire doux de Maniwaki jusqu'à la rivière Bazin puis subpolaire jusqu'au limite extrême nord du territoire. (MRNFP, 2005). De manière générale le climat peut être caractérisé comme continental avec des étés chauds et humides et des hivers en général froids et humides avec des précipitations neigeuses importantes. L'écart climatique entre le nord et le sud du territoire est aussi considéré comme important avec des écarts sur les températures moyennes annuelles allant par exemple jusqu'à 2°C (Tableau 3.1).

Tableau 3.1 Climat du bassin versant de la rivière Gatineau
Adapté d'Hydro-Québec, Rapport synthèse bassin versant Gatineau (2003, p. 5)

| | Partie méridionale (grand massif) | Partie Septentrional (Nord de Maniwaki) |
|---|--|--|
| Température moyenne annuelle | Entre 4°C et 5°C | Entre 3°C et 4°C |
| Précipitations totales annuelles | 80 à 100 cm en eau et 200 à 250 cm en neige | 80 à 100 cm en eau et 200 à 250 cm en neige |

CHAPITRE 4

DONNÉES DISPONIBLES POUR LA CARACTÉRISATION NIVALE DU TERRITOIRE

Les caractéristiques physiques, topographiques et hydrologiques du bassin versant décrites dans le chapitre précédent sont retranscrites sous forme numérique donnant entre autres le modèle numérique d'altitude (MNA), la représentation du réseau hydrographique ou les grilles de types et d'occupation des sols. Ces fichiers numériques constituent le squelette du modèle du bassin et permettent de déterminer une structure d'écoulement du bassin ainsi que de générer une base de donnée descriptive de la région. Comme présenté dans la méthodologie, la phase de simulation hydrologique en tant que tel ainsi que de tous les autres processus intégrés dans Hydrotel font appel à des jeux de données météorologiques et hydrologiques généralement issues d'observations.

4.1 **Données nécessaires à la simulation hydrologique**

4.1.1 **Données hydrologiques**

On dispose pour le bassin versant Gatineau de données hydrologiques historiques pour cinq stations. Ces stations sont localisées à l'exutoire de cinq des six sous-bassins versants du bassin complet, les enregistrements associés au sous-bassin Cabonga (Figure 3.2) étant d'une qualité insuffisante pour une analyse hydrologique. Ces relevés proviennent de la base de données HYDAT d'Environnement Canada et fournissent les enregistrements journaliers des débits pour la période 1974-2003 à chacune des cinq stations avec pour la majorité peu de données manquantes. Il faut distinguer parmi ces relevés ceux qui proviennent de mesures directes et ceux qui ont fait l'objet de reconstitutions à cause de la présence d'un réservoir ou d'un ouvrage de contrôle en amont de la station d'enregistrement. Afin de prendre en compte ces spécificités dans la modélisation, le réseau hydrique a dû être déconnecté en trois nœuds

situés à l'exutoire des réservoirs Baskatong et Cabonga ainsi qu'à celui du sous-bassin Paugan (Figure 4.2) où se trouve une centrale hydroélectrique. Le fait de déconnecter un tronçon dans le réseau implique que tous les apports d'eau en amont de celui-ci ne sont pas pris en compte. Ces déconnexions n'ont pas de conséquence négative sur le calibrage du modèle car il est possible de réaliser un calage indépendant sur chaque sous-bassin versant dans Hydrotel. A chaque station d'enregistrement est alors associé le drainage d'un à deux sous-bassins selon la correspondance suivante :

- Station 1 : drainage de Ceizur (6930 km^2).
- Station 2 : drainage cumulé de Ceizur et Baskatong (13120 km^2).
- Station 3 : drainage de Maniwaki (4360 km^2).
- Station 4 : drainage cumulé de Maniwaki et Paugan (7020 km^2).
- Station 5 : drainage de Chelsea (1130 km^2).

La Figure 4.1 présente les hydrogrammes hivernaux moyen ainsi obtenus à chacune de ces stations pour la période de 30 ans comprise entre 1974 et 2003 servant aussi de référence pour l'étape de calage et de validation du modèle.

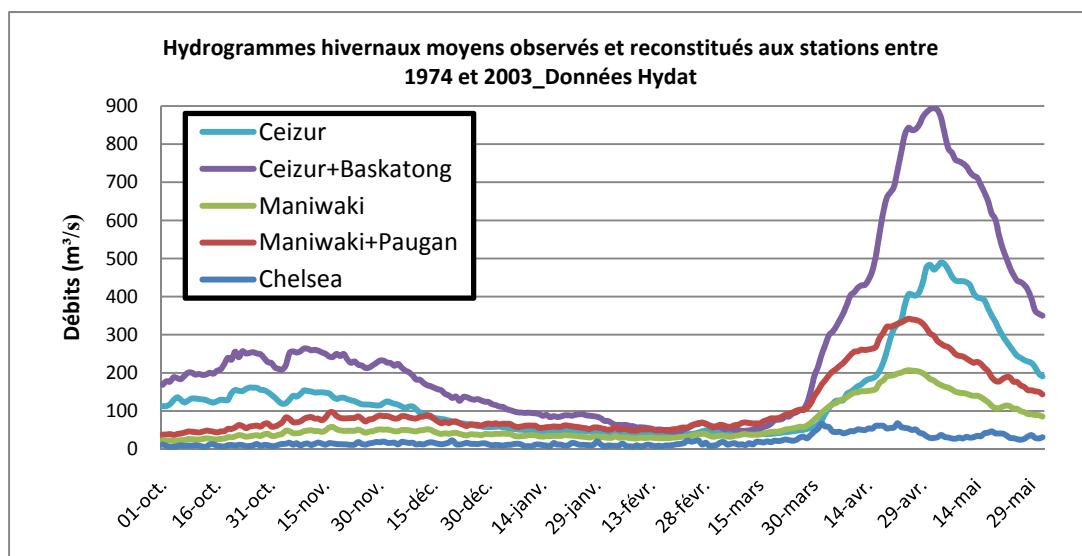


Figure 4.1 Hydrogrammes hivernaux moyens observés et reconstitués aux cinq stations de données.

Les échantillons de débits enregistrés à l'exutoire du sous-bassin Chelsea sont notamment moins nombreux que pour les quatre autres stations. Entre les années 1973 et 1992, 53% des débits hivernaux sont manquants à cette station. Ainsi, le début de l'enregistrement continu des données intervient plus en 1993 conduisant à seulement 11 années d'enregistrements exploitables. Ce manque de données, conjugué à des débits relativement faibles pour ce sous-bassin et reconstitués à cause de la présence de la centrale de Paugan en amont, amène à une allure plus bruitée de l'hydrogramme (Figure 4.1). Ces données ont ainsi été écartées de la procédure de calage et de validation du modèle hydrologique. Les données manquantes aux quatre autres stations sont à l'inverse quasi inexistantes et les relevés se prêtent parfaitement au calage du modèle avec comme spécificité des débits naturels en amont de Baskatong et reconstitués à partir de ce sous-bassin versant. On note aussi d'ors et déjà l'ampleur de la crue printanière par rapport aux débits moyens enregistrés en automne. Cette caractéristique est particulièrement attrayante car une crue printanière importante est généralement synonyme de quantités conséquentes de neige qui entrent en fonte à l'abord du printemps.

4.1.2 **Données météorologiques**

Comme énoncé dans la méthodologie de l'étude, les données météorologiques revêtent un caractère primordial pour la qualité du calage du modèle ainsi que l'évaluation du couvert nival. Les données nécessaires à Hydrotel pour la simulation hydrologique sont les températures maximales et minimales (T_{\max} et T_{\min} en °C) ainsi que les quantités de précipitation totale (P en mm) à chaque pas de temps. Hydrotel est aussi capable de fonctionner à l'aide des données des radars météorologiques. Ces données sont par nature spatialement distribuées contrairement aux valeurs ponctuelles des données enregistrées aux stations. Dans ce dernier cas, une interpolation des données météorologiques vers chaque unité de simulation (UHRH) devient nécessaire. Hydrotel propose à cette fin deux méthodes :

- la méthode des polygones de Thiessen,
- la méthode de la moyenne pondérée des trois stations les plus proches.

Dans le premier modèle pré-calibré du bassin versant de la Gatineau fourni par Ouranos, un total de 12 stations météorologiques avec des relevés couvrant la période 1960-2005 était disponible (Figure 4.2). Ces stations ne sont en revanche pas réparties de manière uniforme sur le territoire avec une plus forte densité dans le sud du bassin versant et certaines stations localisées à moins de quelques kilomètres l'une de l'autre. L'application de la méthode d'interpolation de Thiessen (ou de la moyenne aux stations les plus proches d'ailleurs) conduit dès lors à une incertitude importante de la météorologie estimée pour certaines UHRH. A l'intérieur des sous-bassins versants Ceizur ou Baskatong par exemple, une seule station renseigne la météorologie de la quasi-globalité des UHRH de chaque région (Figure 4.2).

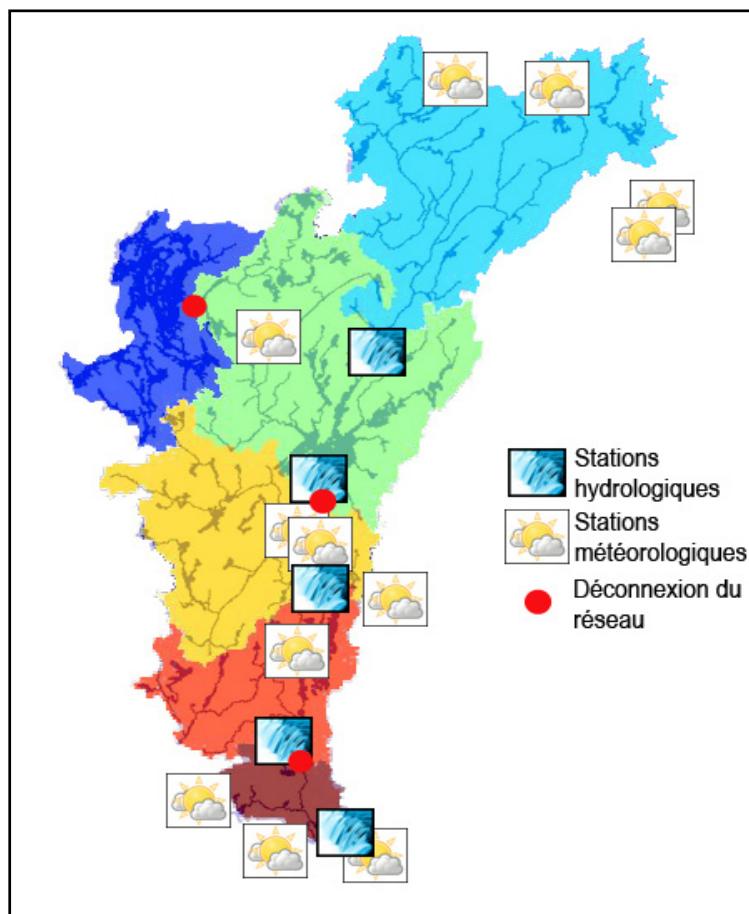


Figure 4.2 Localisation des stations hydrologiques et météorologiques du premier modèle de calage du bassin versant Gatineau.

Dans un deuxième temps, une grille de données météorologiques krigée avec une résolution de 10 km a été fournie par Ouranos (Tapsoba, comm. Pers., 2009), renseignant la totalité du territoire (Figure 4.3). On peut supposer également une précision accrue de ces intrants qui découlent d'une interpolation d'observations corrigée à l'aide des données d'altitude du territoire. Lorsque cette grille krigée est utilisée comme intrant, le choix de la méthode d'interpolation spatiale dans le modèle hydrologique (Thiessen ou moyenne aux trois stations les plus proches) devient aussi sans impact sur les résultats de simulation. Dans l'ensemble des simulations en climat présent, ces données ont été considérées comme non biaisées. Ce présupposé peut être remis en question par un certain nombre d'études, en particulier les travaux de Goodison *et al.* (1998) qui font entre autre état d'une sous captation de 20% à 30% en moyenne des précipitations solides par les capteurs actuels.

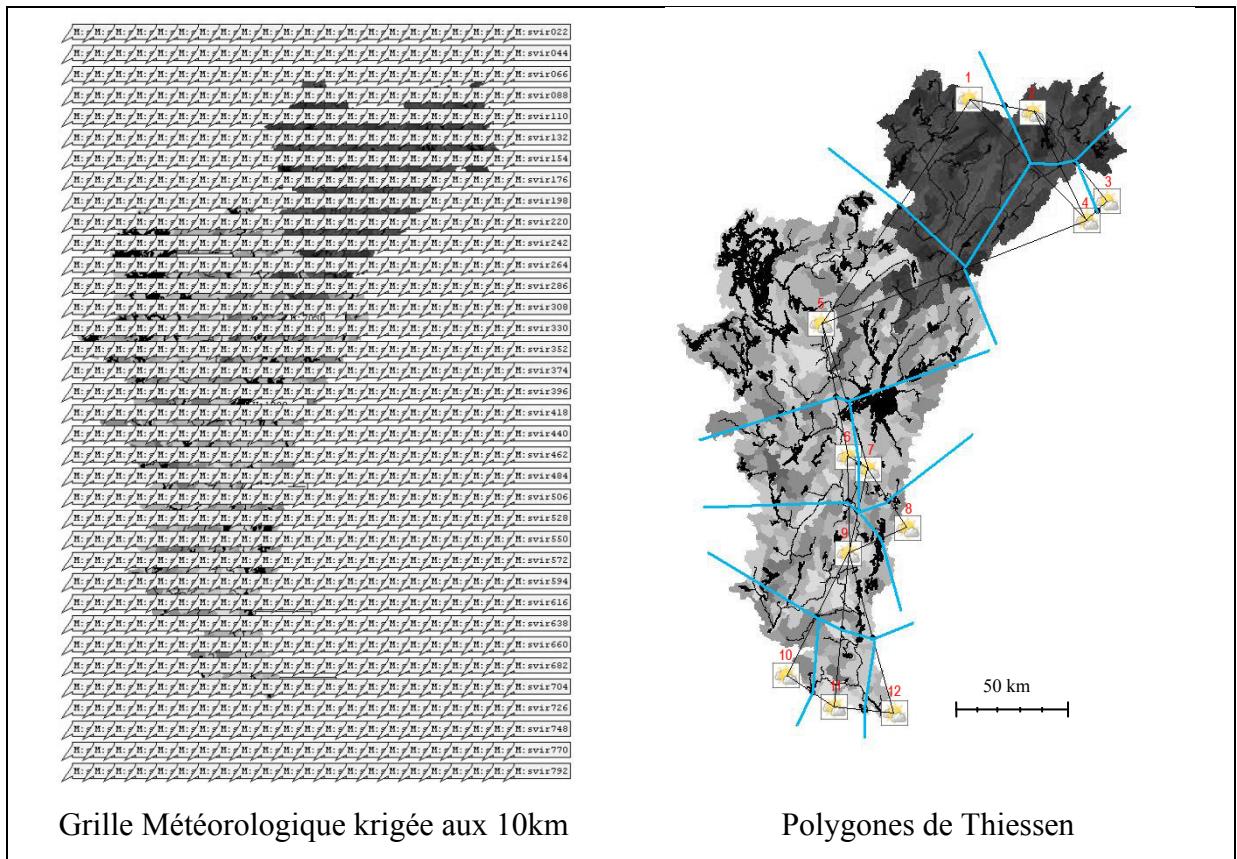


Figure 4.3 Comparaison des densités d'information météorologique entre la grille krigée et l'interpolation par polygones de Thiessen avec les 12 stations d'origine.

Pour les simulations en climat présent et futur, cette grille krigée a servie de référence pour l'élaboration de grilles météorologiques virtuelles. Les données extraites du MRCC ont en effet été réattribuées par interpolation directe en chaque point de la grille et à chaque jour de l'horizon d'étude (Figure 4.4) menant à une grille quotidienne décrivant la période 1961-2000 issue des données aft et la période 1961-2099 issue des données afx. Il est utile de préciser que de nombreux points de grille adjacents vont comporter des informations pluviométriques et de températures exactement semblables à cause de la résolution horizontale du MRCC près de 5 fois inférieure à celle de la grille (45 km contre 10 km précisément). Une possibilité d'optimisation de l'interpolation des données météo du MRCC pourrait consister à faire intervenir le MNA afin d'ajouter une correction des variables météorologiques en fonction de l'altitude du point de grille par rapport à l'altitude moyenne de la tuile correspondante dans la grille du MRCC.

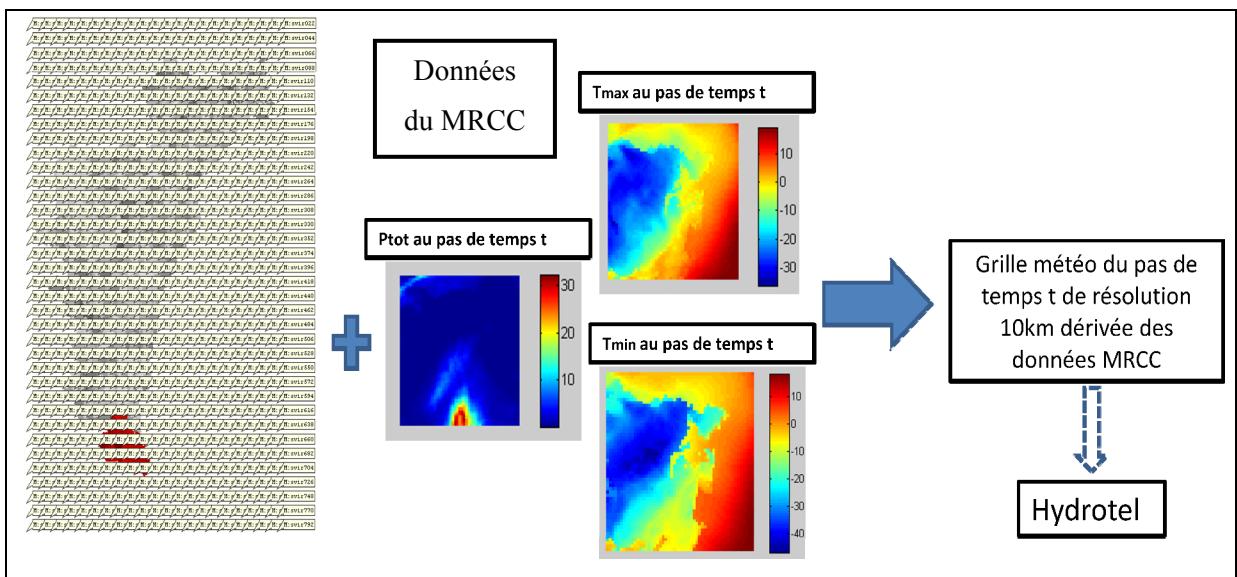


Figure 4.4 Méthode d'interpolation des données météorologiques pour les simulations de références en climat présent et les simulations en climat futur.

En même temps que l'interpolation des données météorologiques, le modèle Hydrotel va aussi effectuer la répartition des précipitations sous forme de pluie ou de neige sur chaque UHRH en fonction des températures extrêmes quotidiennes renseignées. La précision de l'évaluation des premières chutes de neige et des dynamiques d'accumulation et de fonte du

couvert est donc intrinsèquement dépendante de la qualité des données météorologiques en plus de celle apportée aux renseignements physiques et topographiques.

4.2 **Données de couvert nival disponibles**

En plus d'un simple calage hydrologique, cette étude, du fait de ses objectifs, fait intervenir une vérification de l'évaluation du couvert de neige par le modèle hydrologique suivie au besoin de corrections sur les paramètres du sous modèle de neige. On pourrait d'ailleurs à la manière de Turcotte *et al.* (2007) interpréter de manière inverse la simulation hydrologique comme un second facteur de validation des performances du sous-modèle de neige. Cette validation nécessite encore une fois de posséder des patrons d'enneigement de référence pour la région qui intègrent de préférence plusieurs caractéristiques nivales (couverture, hauteur de neige, ÉEN, etc.). De l'avis de plusieurs études sur le sujet, l'obtention de telles références est un des facteurs les plus limitant pour les travaux relatifs à l'évaluation du couvert neigeux (Brown, 2007; Ge et Gong, 2008; Adam *et al.*, 2009).

4.2.1 **Données observées in-situ**

Les premières sources de données exploitables pour l'évaluation de la qualité des simulations nivales sont les données ponctuellement relevées sur le terrain par des observateurs ou des stations d'enregistrements nivaux. Les données d'épaisseur de la neige au sol et d'ÉEN associé proviennent d'enregistrements réalisés soit à l'aide d'échantillonneurs, soit à l'aide de règles à mesurer. L'implantation de nivomètres permet aussi à un opérateur de mesurer les épaisseurs des chutes de neige. Ceux-ci sont parfois agrémentés d'un écran nipher ou alter pour fournir des indications de l'ÉEN des précipitations de neige moins biaisées grâce à un écran protecteur réduisant l'influence du vent. On peut aussi citer les dernières technologies de nivomètres à rayon cosmique entre autre développées par l'université de Sherbrooke qui permettent d'accéder aux données de densité de la neige en plus de la hauteur d'accumulation. L'ensemble de ces techniques sont en général reconnus pour être assez fiables, mais leur coût limite leur expansion. Pour un territoire donné, la densité de ces

observations ainsi que la couverture temporelle des données existantes sont régulièrement trop limitées pour toute forme d'exploitation.

Ces données sont en général collectées soit par les agences gouvernementales soit par des entreprises ayant un intérêt direct dans ces enregistrements pour leurs propres opérations comme Hydro-Québec ou Alcan. Il faut en revanche noter que le nombre de stations aurait tendance à diminuer au Québec, entre autres à cause de contraintes économiques (Leconte, 2007). Comme présenté dans la Figure 1.7 issue des travaux de Brown (2007), les stations renseignant l'ÉEN au Québec avec des horizons couvrant plus de 40 ans du passé récent sont rares. Les travaux de Tapsoba *et al.* (2005) indiquent que des stations de mesure de l'ÉEN au sol existent pour la région du bassin versant Gatineau. La plus forte densité de celles-ci se limite cependant à un nombre de 10 pour l'intérieur du territoire et à un total de 28 stations dans la périphérie directe du bassin. Ce réseau de stations, présenté comme le plus dense, remonte à la période 1982; cette densité ayant vraisemblablement diminué depuis. Un rapport de recherche de l'INRS présente également un travail d'estimation de l'ÉEN sur le bassin versant Gatineau (Seidou *et al.*, 2004). L'estimation est aussi développée à partir d'un réseau de 22 stations de mesures de l'ÉEN situées sur ou à proximité du bassin. Seules les quantités d'ÉEN de la mi-mars des années 1994 et 1995 sont en revanche disponibles. De part leur nature ponctuelle et leur couverture temporelle souvent limitée, ces observations d'ÉEN permettent seulement de vérifier localement et à une date précise la qualité des simulations du modèle. Dans la présente étude, aucune donnée d'ÉEN observé au sol intégrant une couverture temporelle supérieure à une dizaine d'années n'a été identifiée et seules des données de hauteur de neige extraites des compilations d'Environnement Canada ont pu être exploitées. La principale variable d'état du sous-modèle de neige d'Hydrotel étant l'ÉEN, ces relevés ponctuels de hauteur de neige ont plutôt servi à vérifier l'aptitude du modèle à simuler la variable d'épaisseur du manteau ainsi qu'à mieux étalonner certains paramètres de l'algorithme comme la constante de tassement du manteau.

Un total de huit stations nivométriques a été sélectionné en fonction de la qualité et de la quantité des données mesurées, beaucoup de stations présentant de nombreuses valeurs

manquantes ou un horizon temporel réduit. Ces stations ont aussi été choisies en fonction de leur localisation géographique (Figure 4.5) afin de couvrir la plupart des sous-bassins versants et d'offrir des caractéristiques d'altitude et de végétation de proximité variées.

Le Tableau 4.1 résume les informations associées à chacune de ces stations de mesure de la hauteur de neige au sol. On peut y lire leurs coordonnées en latitude et longitude, la durée des périodes d'enregistrement propre à chacune d'elle ainsi que leurs altitudes. Cette altitude est aussi comparée à l'altitude moyenne de l'UHRH associée à chacune de ces positions dans la modélisation d'Hydrotel.

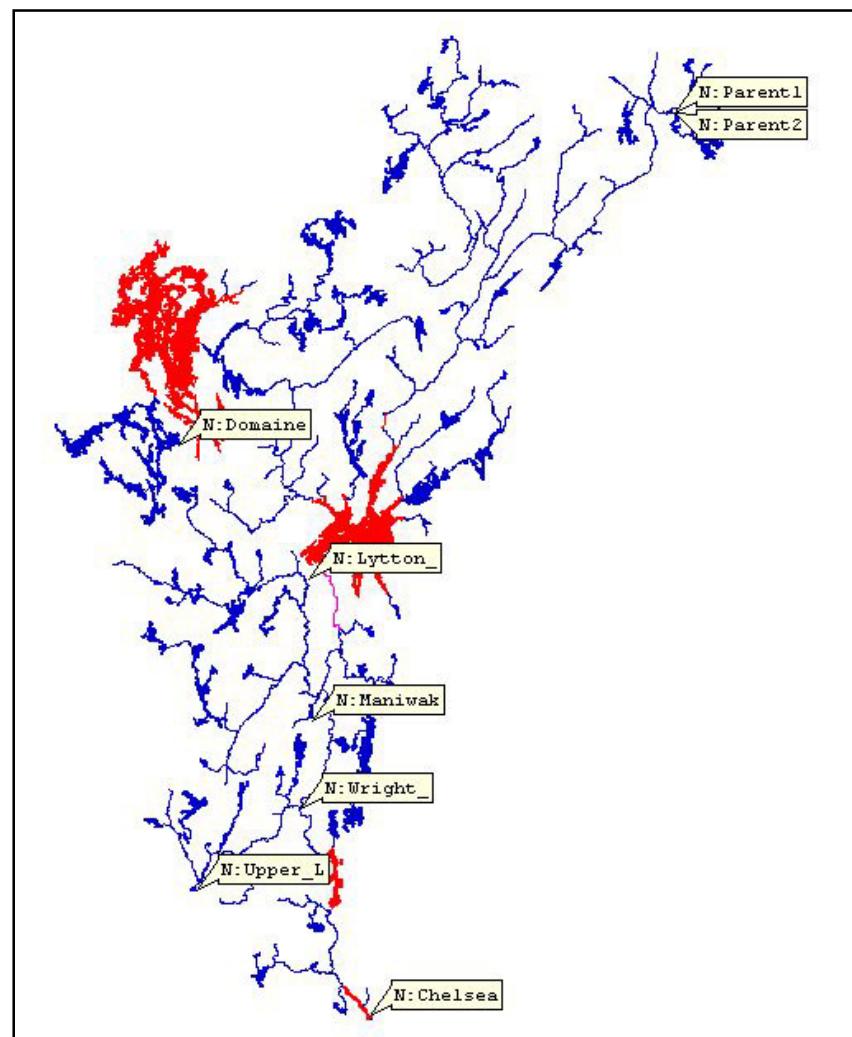


Figure 4.5 Emplacement des stations d'observation nivométrique sélectionnées.

Tableau 4.1 Caractéristiques des stations d'observation nivométrique sélectionnées

| Caractéristiques des stations d'observation de la hauteur de neige au sol | | | | | | | | |
|---|-----------|------------------------|-----------|------------------------|------------|-----------|------------|-----------|
| stations | Chelsea | Maniwaki | Parents1 | Parents2 | Le Domaine | Lytton | Upper Lake | Wright |
| Latitude (deg.) | 45.52 | 46.3 | 47.92 | 47.92 | 47.03 | 46.68 | 45.85 | 46.07 |
| Longitude (deg.) | -75.78 | -76.01 | -74.72 | -74.72 | -76.53 | -76.03 | -76.43 | -76.05 |
| horizons temporels disponibles | 1980-2007 | 1960-1970 et 1972-1993 | 1983-1997 | 1970-1978 et 2003-2007 | 1980-1986 | 1980-1984 | 1980-1997 | 1980-2007 |
| Altitude (m) | 112.5 | 192 | 410 | 445 | 367 | 213 | 213 | 142 |
| altitude de l'UHRH associée (m) | 132 | 184 | 478 | 478 | 388 | 214 | 236 | 131 |

4.2.2 Données satellitaires

A l'inverse des observations in-situ, différentes mesures par satellites vont fournir des données spatialisées avec un degré de précision qui varie en fonction des techniques ou de l'appareillage associé. Les différents types de télédétection se distinguent par exemple selon le type d'ondes utilisées dans le spectre électromagnétique, ou encore en fonction de l'utilisation d'un capteur actif ou passif. L'information apportée par la télédétection en contexte d'étude du manteau neigeux se limite souvent à l'analyse de l'étendue du couvert de neige mais certains algorithmes de traitement permettent aujourd'hui d'accéder à des informations sur la profondeur de neige, l'ÉEN ou encore le degré d'humidité de la neige.

Un set de données satellitaires issu de l'université de Sherbrooke a été utilisé dans cette étude. Il provient des températures de brillance captées par deux satellites à micro-ondes passives sur une base de temps quotidienne :

- le satellite NIMBUS-7 avec le capteur SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) pour la période 1979-1987,
- le satellite DMSP (*Defense meteorological satellite program*) avec le capteur SSM/I (*Special Sensor Microwave Imager*) pour la période 1988 à 2007.

Bien que les capteurs hyperfréquences à ondes passives soient capables de fournir des indications sur l'ÉEN ou la profondeur du couvert, seules les informations d'étendue du couvert neigeux ont été mises à disposition. Les données issues de chaque satellite possédant une résolution de 25km par 25km. Elles constituent une bonne source de comparaison aux cartes d'évolution du couvert neigeux produites par Hydrotel grâce à une compatibilité d'échelle acceptable. Un autre atout évident de la télédétection hyperfréquence est la possibilité de capturer des images en tout temps car l'énergie hyperfréquence possède la capacité de traverser les nuages et contrairement à la télédétection visible, elle ne dépend pas du soleil comme source d'illumination (Ressources Naturelles Canada, 2008). Les enregistrements se basent en effet sur les mesures du rayonnement hyperfréquence émis naturellement par la surface terrestre. Ce rayonnement est capté par le détecteur puis interprété sous forme de température de brillance. Lorsqu'un manteau de neige recouvre le sol, le rayonnement hyperfréquence est propagé, diffusé et atténué au travers des cristaux de neige. Plus le couvert est épais, plus cette diffusion est importante. Cependant, la précision des informations extraites des images provenant de ces techniques de télédétections doit être considérée avec précaution. Un biais important peut en effet être introduit à cause de la présence d'un couvert forestier qui possède son propre rayonnement. Les émissions hyperfréquences sont aussi très sensibles à la présence d'eau et le biais sur les mesures de neige peut être important lorsque celui est très chargé en eau liquide, lors de la période de fonte par exemple. Finalement, l'utilisation conjointe des données SMMR et SSM/I pose problème car il n'existe que quelques mois de chevauchement entre ces deux jeux de données ne permettant pas d'harmoniser leurs résultats par calage. Seules les données les plus récentes issues du capteur SSM/I ont donc été traitées dans cette étude.

4.2.3 **Données obtenues par réanalyses ou reconstruction**

- Données NARR.

Les données NARR pour *North American Regional Reanalyses* constituent un jeu de données climatiques intégrant une large gamme de paramètres de profondeur, de sol et

atmosphériques, à moyenne résolution ($32 \text{ km} \times 32 \text{ km}$) et couvrant un horizon temporel de bonne facture (1979-2007). Cependant, les données relatives aux couverts de neige semblent encore très biaisées avec une sous estimation très significative des hauteurs de neige et de l'ÉEN pour chaque hiver entre 1979-2007. Ceci a été mis en évidence par la comparaison des sorties du NARR à celles d'Hydrotel ou simplement aux données observées disponibles. Brown (2007) était d'ailleurs arrivé aux mêmes conclusions concernant ce jeu de données. Son utilisation dans l'analyse des résultats de cette étude a donc été rejetée.

- Données Brown *et al.* (2003).

Cette base de données est une réanalyse de la hauteur de neige quotidienne sur l'Amérique du nord pour la période 1979-1997 par la méthode d'interpolation optimale selon Brasnett (Brasnett, 1999; Dorsaz, 2008). Pour l'Amérique du nord, 8000 observations quotidiennes de l'épaisseur de neige ont été utilisées pour cette interpolation amenant à une grille de résolution 0.3° (équivalent à environ 30km au sud du Québec). La répartition spatiale de ces observations n'est en revanche pas du tout homogène sur l'espace nord américain, avec une densité bien plus importante des stations au sud concernant le Québec par exemple. La densité de ces stations de mesure de la neige au sol diminue encore lorsque la demande concerne des données couvrant un horizon temporel de plusieurs dizaines d'années sans trop de données manquantes (Figure 1.7). Un champ virtuel a été développé sur la base de cette interpolation des données de hauteur de neige. Ce champ intègre un simple modèle de vieillissement et de fonte de la neige piloté par les données de températures et de précipitation ERA-15 et du programme *Tropical Ocean Global Atmosphere* (TOGA) qui lui permet d'évaluer la densité de la neige (Brown *et al.*, 2003). Les valeurs de l'ÉEN en chaque point de la grille découlent ainsi de la combinaison des données de densité simulées par le modèle de vieillissement de la neige et des hauteurs de neige mesurées au sol.

Grâce à une résolution moyenne et à un pas de temps journalier et malgré une couverture temporelle restreinte mais suffisante pour un calage hydrologique par exemple, cette base de donnée se prête bien à la validation du modèle de neige d'Hydrotel. Certaines limitations doivent cependant être gardées en tête. Pour les régions où on dispose de très peu voire

d'aucune observation, les résultats découlent directement de la simulation du champ virtuel et s'éloignent donc potentiellement de la réalité (Brown *et al.*, 2003). Les stations d'observations des hauteurs de neige étant majoritairement localisées dans des espaces ouverts protégés, on peut aussi s'attendre à ce que certains comportements simulés par ce modèle diffèrent légèrement de la réalité. La disparition simulée du couvert de neige pourra par exemple sembler trop précoce particulièrement en comparaison à des régions avec un couvert forestier important qui ont tendance à accumuler de plus grandes quantités de neige et où la fonte du manteau neigeux est aussi généralement retardée.

- Données Tapsoba *et al.* (2005).

Avec des informations disponibles à toutes les deux semaines du 1er décembre au 15 mai couvrant la période 1970-2005, cette base de données décrit l'ÉEN au Québec avec une résolution horizontale de 10km. Elle est le fruit des travaux de Tapsoba *et al.* (2005) qui a montré que 81.9% de la variance de l'ÉEN dans les Rocheuses canadiennes s'expliquait par l'altitude et la pente. Une méthode de krigeage avec dérive externe basée sur les observations in-situ d'ÉEN au Québec a ainsi été développée, dont la dérive externe est l'altitude. A l'instar des stations de mesures de l'épaisseur de neige au sol, les stations d'enregistrement de l'ÉEN sont également réparties sur le Québec de manière non uniforme (Figure 4.6). Les mesures d'ÉEN sont aussi réalisées seulement aux 15 jours et très rarement à un pas de temps quotidien sauf parfois sur de courtes périodes.

Dans le travail de Tapsoba *et al.* (2005), la mise au point de ce krigeage ainsi que la validation des résultats d'ÉEN ont été réalisées sur le bassin versant de la Gatineau ce qui apporte un niveau de confiance supplémentaire à ces données. Cette validation n'a cependant été réalisée que sur une courte période, à la mi-mars de l'année 1982 exactement, ce qui ne permet pas d'établir une validité sur un horizon de plusieurs dizaines d'années.

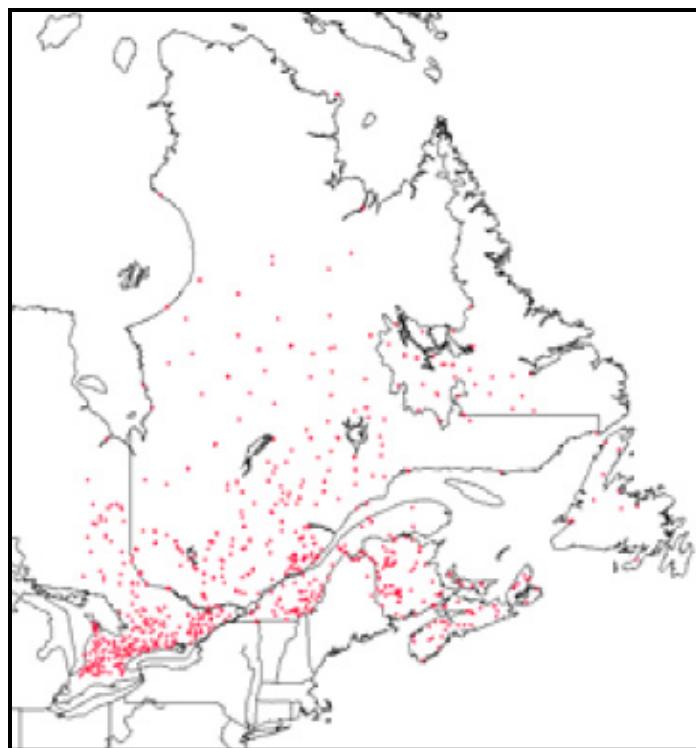


Figure 4.6 Réseau des stations de mesure d'ÉEN au sol du 1^{er} mars dans la région du Québec dans les années 70.

Tirée de Brown (2007)

Cette base de données est aussi attrayante pour la validation du sous modèle d'évaluation de la neige d'HydroTEL grâce à une résolution du même ordre que le modèle hydrologique. Mais le fait de disposer des valeurs d'ÉEN seulement aux 15 jours rend plus difficile l'analyse en continu des dynamiques du couvert neigeux et on ne dispose pas non plus de la date d'apparition du manteau neigeux en général antérieur à décembre dans cette région. A la manière dont Hydro-Québec exploite ces données, il peut être intéressant de comparer les ÉEN maximum obtenus à chaque hiver selon ce jeu de données et selon HydroTEL.

CHAPITRE 5

RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

5.1 Résultats de calage et validation du modèle hydrologique

Le modèle a fait l'objet d'une double procédure de calage/validation en continu mettant d'abord en jeu les données de débits sur la période 1973-2003 puis les données de neige sur la période 1980-1997. Les données météorologiques utiles à cette procédure de calage consistent en une grille krigée de résolution 10km (Figure 4.3) extraite des observations issues d'Environnement Canada. Les données hydrologiques sont des données brutes ou reconstituées selon la présence d'installations hydriques également issues d'Environnement Canada. Les données de neige sont enfin issues à la fois de reconstitutions basées sur des observations tels les modèles de Brown ou de Tapsoba, ou encore de données satellitaires et observées in-situ.

Le calage hydrologique a été réalisé manuellement pour l'ensemble des cinq sous-bassins. Le modèle Hydrotel propose l'ajustement d'un total de 31 paramètres par sous-bassin définissant chaque processus simulé. Afin de conserver une certaine rigueur physique du modèle, ce paramétrage doit renvoyer à des valeurs raisonnables, c'est-à-dire à des valeurs qui pourraient être mesurées ou observées dans la réalité. De la même manière, les variations des valeurs choisies d'un sous-bassin versant à l'autre devraient être relativement faibles et/ou en accord avec les spécificités géologiques, topographiques, hydrographiques et de couverture végétale de chacun d'eux. Le paramétrage complet obtenu lors de la validation finale du modèle est décrit en Annexe I.

5.1.1 Méthode et résultats du calage hydrologique du modèle Hydrotel

Comme présenté dans la méthodologie de l'étude, les deux critères utilisés pour l'évaluation de la qualité du calage sont le critère de Nash Sutcliffe (NS), le biais relatif ($Pbias$) et le coefficient de corrélation (R). Le calage a d'abord fait intervenir l'extraction en continu des

débits quotidiens simulés et observés. Dans un deuxième temps, une distinction entre les débits hivernaux et estivaux ainsi qu'entre les critères associés à chacune de ces périodes a été réalisée. Les cycles hivernaux sont supposés couvrir les périodes du 1^{er} novembre au 31 mai tandis que l'été débute le 1^{er} juin et se termine le 31 octobre de chaque année. Les critères finaux obtenus après calage sont détaillés en Annexe II et sont résumés dans le Tableau 5.1 en excluant les résultats associés aux sous-bassins versants Cabonga et Chelsea qui ne disposent pas d'enregistrements hydrologiques de qualité comme expliqué précédemment.

Tableau 5.1 Intervalles des critères obtenus à la fin du calage sur la période 1985-1995 pour les sous-bassins versants Ceizur, Baskatong, Maniwaki et Paugan

| Critères | Pbiais (%) | NS | R |
|---------------|--------------|-------------|-------------|
| annuel | -5.6 à 0.8 | 0.79 à 0.83 | 0.89 à 0.91 |
| été | 10.4 à 16.1 | 0.38 à 0.57 | 0.71 à 0.79 |
| hiver | -15.2 à -6.6 | 0.84 à 0.87 | 0.93 à 0.94 |

Ce tableau met en évidence que malgré des coefficients de NS de bonne facture, des biais semblent subsister après la procédure de calage y compris pour les simulations restreintes à l'hydrologie hivernale comme le montre la gamme de biais absolu obtenue. Ces biais et leur origine possible sont étudiés dans le chapitre d'analyse des résultats.

Les fenêtres graphiques d'Hydrotel permettent aussi d'apprécier visuellement les débits simulés par le modèle et de les comparer aux débits observés. La Figure 5.1 est un exemple d'hydrogrammes simulés (courbes rouges) et observés (courbes bleues) obtenus à la fin du calage à l'exutoire des sous-bassins Ceizur et Maniwaki. Ces hydrogrammes complètent efficacement l'analyse par critères du calage qui ne témoigne pas toujours de l'ensemble des forces et faiblesses du modèle. L'analyse visuelle peut par exemple être plus attrayante pour détecter d'éventuels biais récurrents du modèle comme une évaluation biaisée des étiages, des volumes ou de la pointe de la crue printanière; une désynchronisation répétée; etc.

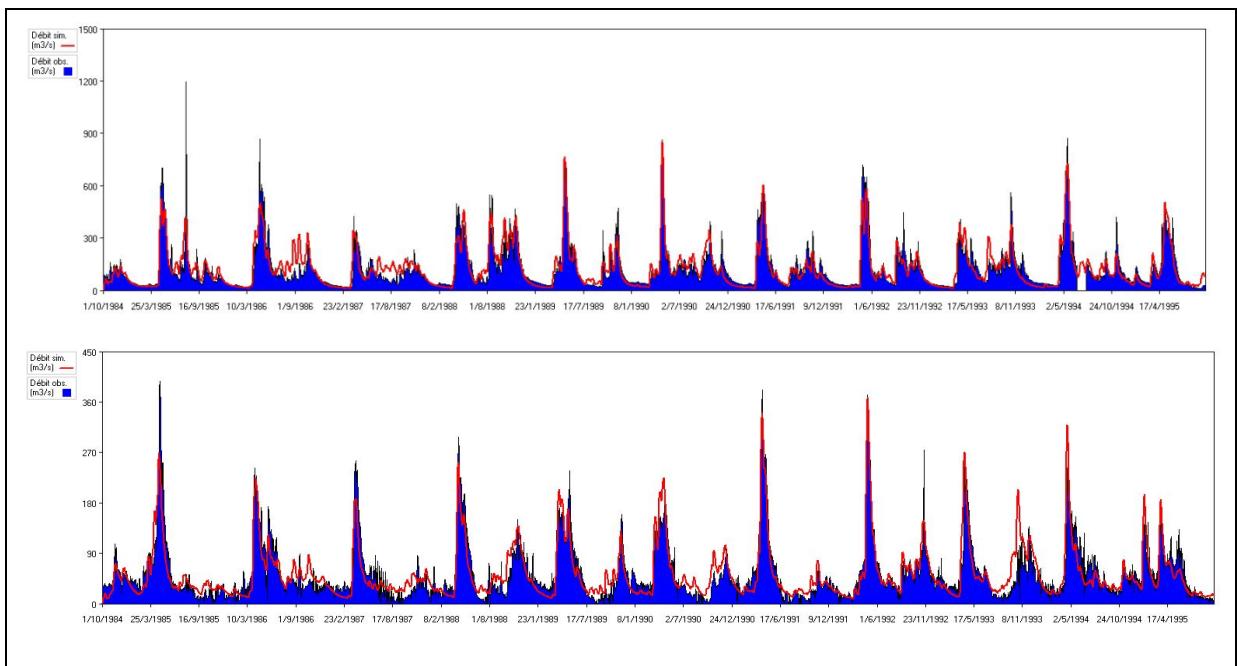


Figure 5.1 Hydrogrammes observés (bleu) et simulés (rouge) après calage du modèle sur la période 1984-1995 pour les sbv Ceizur (haut) et Maniwaki (bas).

L'étape de validation consiste ensuite à réaliser de nouvelles simulations hydrologiques en modifiant seulement l'horizon temporel tout en conservant l'ensemble des autres paramètres obtenus en fin de calage. Ceci permet entre autre de tester la robustesse du paramétrage et de se donner un indice de confiance pour l'ensemble des simulations à venir du modèle. Dans le cadre de cette étude, la validation a été réalisée dans les fenêtres temporelles précédent et suivant directement l'horizon de calage, soit les périodes 1974-1983 et 1996-2003. Les résultats sur l'ensemble des critères pour chacune de ces périodes de validation sont détaillés en Annexe III et en Annexe IV. On peut une fois de plus condenser ces résultats pour les quatre sous-bassins versants d'intérêt afin de les comparer à ceux obtenus lors du calage (Tableau 5.2).

Tableau 5.2 Intervalles des critères obtenus lors de la validation sur la période 1996-2003 pour les sous-bassins versants Ceizur, Baskatong, Maniwaki et Paugan

| Critères | Pbiais | NS | R |
|---------------|---------------|-------------|-------------|
| annuel | -20.1 à 5.7 | 0.74 à 0.79 | 0.87 à 0.91 |
| été | -3.3 à 15.7 | 0.53 à 0.65 | 0.74 à 0.81 |
| hiver | -28.0 à -13.3 | 0.75 à 0.80 | 0.90 à 0.93 |

Les hydrogrammes obtenus en validation du modèle sur l'horizon 1996-2003 sont aussi présentés en Figure 5.2 toujours à fin de comparaison avec les résultats du calage.

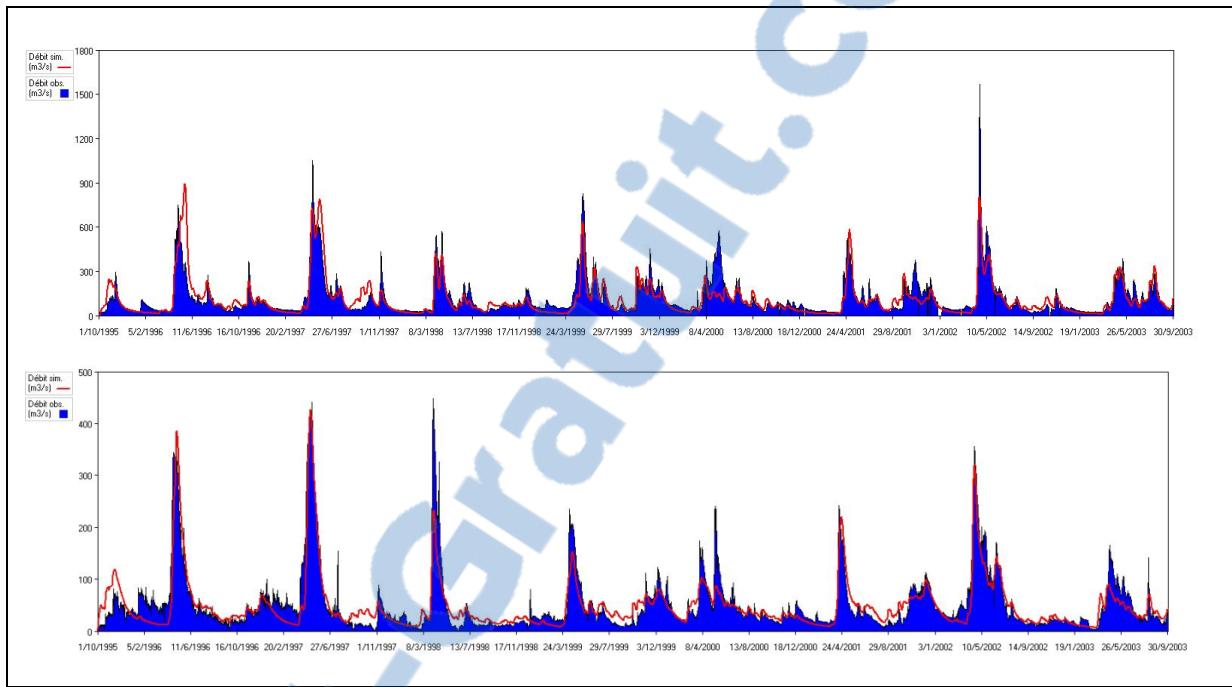


Figure 5.2 Hydrogrammes observés (bleu) et simulés (rouge) obtenus lors de la validation sur la période 1996-2003 pour les sbv Ceizur (haut) et Maniwaki (bas).

5.1.2 Sorties et calage spécifique du modèle de neige d'Hydrotel

L'interface d'Hydrotel permet d'extraire les sorties d'ÉEN et de hauteur de neige à l'exutoire de chaque sous-bassin versant. Ces sorties représentent donc seulement les accumulations de neige simulées pour des fractions de territoire du bassin versant complet, à savoir l'UHRH dans laquelle est située chaque station d'enregistrement hydrologique (Figure 4.2). Elles donnent malgré tout une première indication de l'estimation du couvert de neige pour chaque sous-bassin versant car les paramétrages des processus hydrologiques sont identiques pour chaque UHRH d'un même sous-bassin versant. Reste que la topographie, la végétation et la météorologie peuvent notamment influencer la nature et l'importance du couvert neigeux d'une UHRH à l'autre dans un même sous-bassin. Ces sorties présentent en outre l'attractif d'être relativement localisées selon un axe Nord-Sud ce qui permet de vérifier si le logiciel

parvient à simuler un gradient du couvert de neige à mettre en relation avec le gradient de température et d'altitude sur le bassin. Ce gradient naturel peut être contrebalancé par les quantités de précipitations neigeuses qui devraient diminuer du sud vers le nord. La Figure 5.3 est un exemple de graphique provenant des simulations d'Hydrotel et où les enneigements apparaissent effectivement de plus en plus importants à mesure qu'on se rapproche des stations au nord. L'intervalle des valeurs d'ÉEN simulé au 15 mars des années 1994 et 1995 est mis en relief en vue d'une comparaison d'ensemble des données observées aux mêmes dates dans le travail de Seidou *et al.* (2004) cité en partie 4.1.2. Dans cette étude, le réseau de stations de mesure de l'ÉEN indique un intervalle de mesures (flèches rouges) compris entre 94 mm et 297 mm d'ÉEN au 15 mars 1994 et entre 67 mm et 206 mm d'ÉEN à la même date en 1995 avec un gradient positif des accumulations observé à mesure qu'on se rapproche du nord. L'amplitude des quantités d'ÉEN observées est donc plus grande que celle dérivant des valeurs simulées par Hydrotel. Le réseau des stations d'observations étant plus dense et couvrant plus de caractéristiques d'altitude et de latitude que les seules cinq positions simulées sous Hydrotel, la différence d'amplitude est justifiée. Le fait que les estimations d'Hydrotel soient toujours incluses dans les intervalles des observations constitue une première indication positive quant à la qualité des simulations.

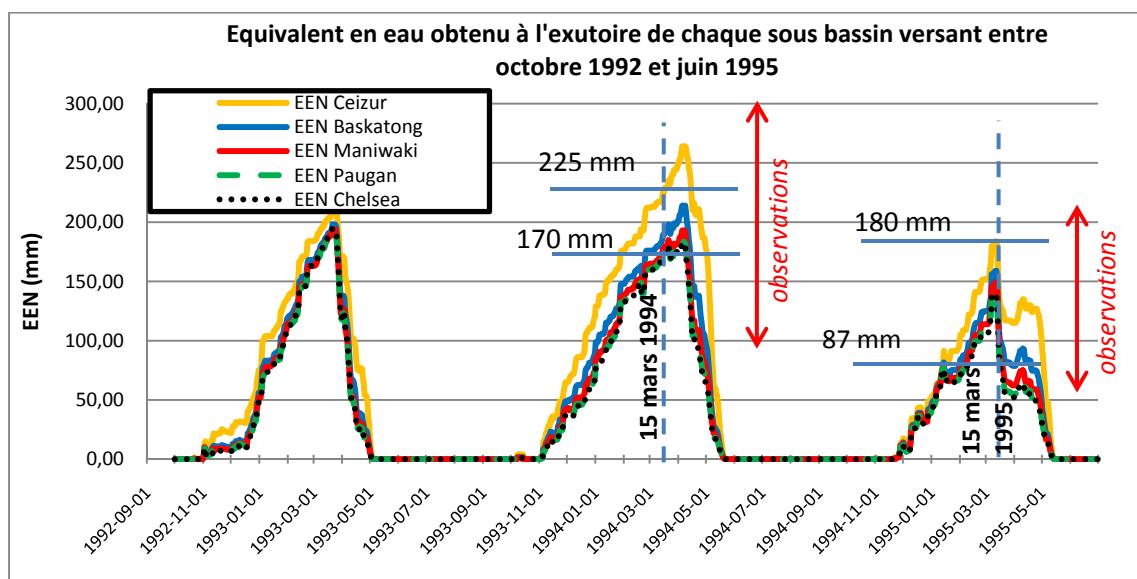


Figure 5.3 ÉEN simulé par Hydrotel entre 1992 et 1995 à l'exutoire de chaque sous-bassin versant avec les paramètres de calage finaux.

Afin de vérifier les performances du sous modèle d'évaluation de l'accumulation et de la fonte de neige d'Hydrotel, on peut, comme présenté dans la méthodologie, comparer les sorties du modèle à des données observées ou dérivées d'observations. En fonction des résultats de comparaison, les paramètres spécifiques du sous modèle peuvent être réajustés, en vérifiant bien sûr par la suite la nature de l'impact sur les débits simulés et en procédant éventuellement à un nouveau calage hydrologique.

Les données qui ont servi de référence pour l'évaluation du sous modèle de neige sont les sorties d'ÉEN issues des modèles développés par Brown et Tapsoba. Ces sorties sont spatialement distribuées et renseignent respectivement le nord du continent américain et le Québec au complet. Il faut donc d'abord isoler les sorties associées aux régions appartenant au bassin versant Gatineau. En ce qui concerne les outputs d'Hydrotel, les résultats d'ÉEN ont été extrait pour chaque UHRH, pour chaque type de milieu et à chaque pas de temps de simulation. Après recompilation de ces données, on peut obtenir une carte de l'ÉEN journalier avec comme résolution spatiale la dimension des UHRH définies dans le modèle. La Figure 5.4 est un exemple de carte reconstituée de l'ÉEN prise à une date quelconque qui permet d'avoir une idée des différences de résolution spatiale en fonction de l'origine des données.

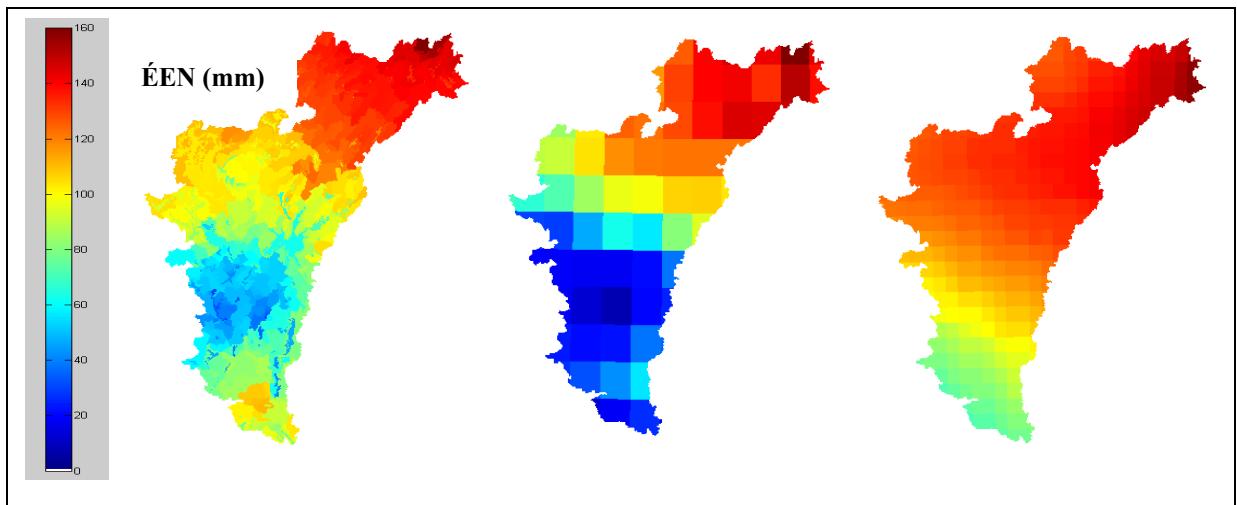


Figure 5.4 Comparaison de la résolution spatiale maximum disponible pour les sorties d'ÉEN provenant d'Hydrotel (gauche), des données Brown (centre) et Tapsoba (droite) (simulation du 1^{er} février 1980).

Un total de 715 UHRH de superficies variables permet de décrire la totalité du bassin versant dans le modèle Hydrotel. En comparaison, la projection des données Brown fait intervenir des données sur 71 tuiles d'environ 30km de coté et celle des données Tapsoba environ trois fois plus (225 tuiles) grâce à une résolution de l'ordre de 10km.

La comparaison des évaluations de neige peut être réalisée par superposition ou soustraction directe des cartes. Ceci permet d'identifier d'éventuels biais régionalisés mais rend l'analyse de performance globale plus difficile car il n'est pas raisonnable de réaliser de telles comparaisons à chaque jour d'un horizon de 30 ans par exemple. Cette méthode s'applique plus à une analyse pour une date spécifique ou éventuellement à une dynamique précise comme le processus de fonte. La deuxième méthode de comparaison consiste à évaluer la moyenne quotidienne d'ÉEN associée au bassin versant complet en faisant la moyenne arithmétique des données d'ÉEN associées à chaque UHRH ou pixel de données à chaque jour. Comme cette quantité d'ÉEN reflète l'image complète du bassin versant, on lui attribue la terminologie de «global» dans la suite de ce rapport. On peut ainsi obtenir une courbe d'ÉEN global à chaque année de simulation. Le maximum de cette courbe est appelé l'ÉEN maximum global annuel et la moyenne constitue la moyenne des apports globaux annuels. Par la suite, si on se transpose sur un horizon climatique composé de N années, on peut compiler l'ensemble des N courbes d'ÉEN global annuel en une seule caractéristique d'ÉEN global moyen du bassin associée à un écart type qui témoigne de la variabilité interannuelle rencontrée lors de ces N années. Outre la composante globale, cette même méthodologie peut être appliquée par détection à chaque pas de temps du maximum local simulé sur le territoire. On parlera alors de la caractéristique d'ÉEN local maximum. Dans ce cas cependant, les courbes extraites de cette technique incluent un biais dissimulé car ces extrêmes sont associés à chaque jour à une région précise du bassin qui peut varier. La caractéristique d'ÉEN maximum absolu annuel découle ensuite du maximum de chaque courbe d'ÉEN local maximum.

En compilant l'ensemble des données hivernales entre 1980 et 1997, on obtient les courbes d'ÉEN global moyen et les écarts types associés présentés sur la Figure 5.5. Notons qu'à

chaque fois, la moyenne de l'ÉEN est réalisée en ne tenant compte que des pixels ou UHRH où il y a présence effective de neige. Un ÉEN global moyen égale à zéro correspond ainsi à l'absence de neige sur l'ensemble du bassin versant.

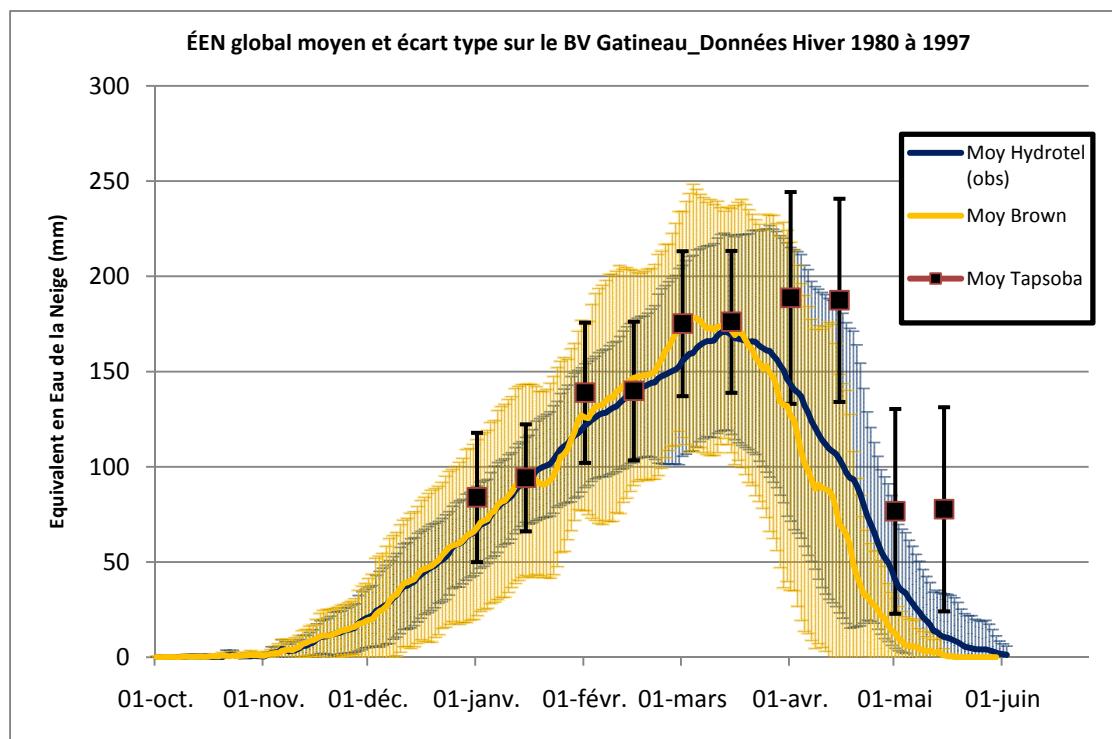


Figure 5.5 ÉEN moyen et écart type pour les hivers 1980 à 1997 selon Hydrotel piloté par observations, les données Brown et les données Tapsoba.

Une autre métrique caractéristique du couvert neigeux concerne la dynamique d'apparition et de disparition de la neige sur le territoire. Pour chaque échantillon de données, cette dynamique peut être révélée en évaluant la fraction du territoire du bassin versant couverte par de la neige, soit le nombre de tuiles ou d'UHRH avec une valeur d'ÉEN positive, rapportée au nombre total et invariant de tuiles ou d'UHRH couvrant l'ensemble du bassin. Un seuil supérieur à zéro est parfois utilisé dans ce calcul afin de filtrer les petites valeurs résultantes de certains défauts des modèles. Dans le cas présent, le seuil fixé à un ÉEN nul donne des résultats satisfaisants. Les dynamiques moyennes d'accumulation et de disparition du manteau neigeux sur le bassin versant Gatineau simulées par Hydrotel et le modèle de Brown pour la période 1980 à 1997 sont présentées en Figure 5.6. Les données du modèle

Tapsoba sont plus difficilement exploitables pour ce type de métrique à cause de leur caractère bimensuel.

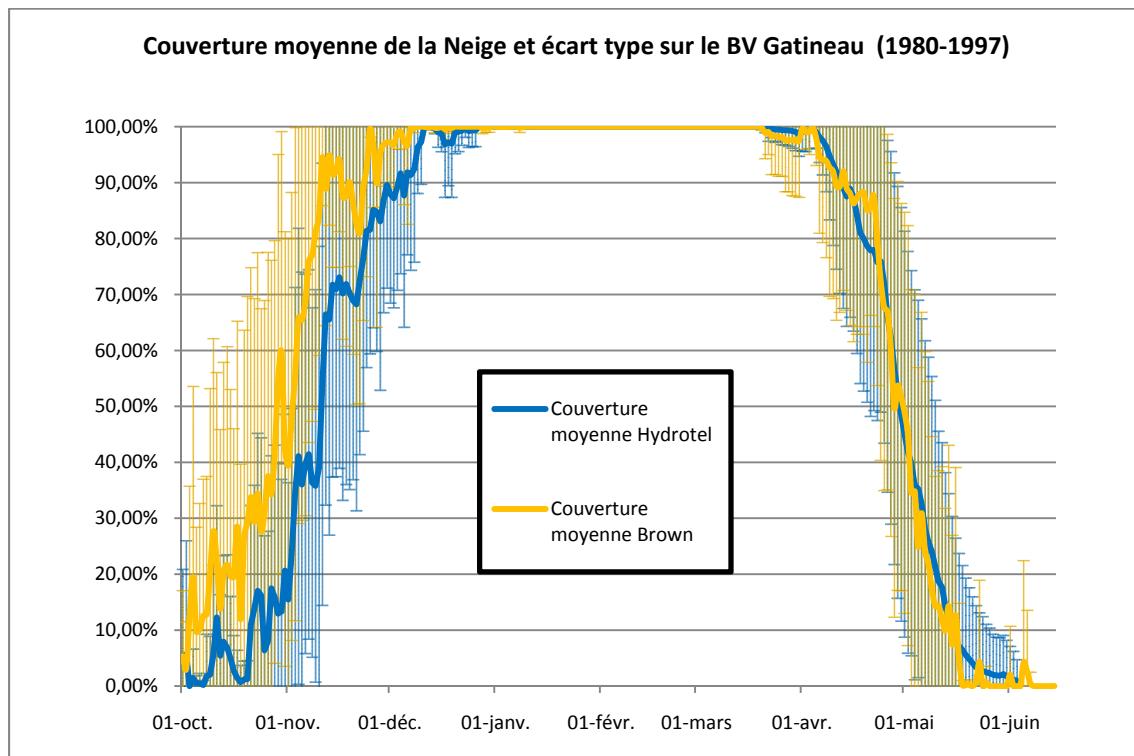


Figure 5.6 Fraction moyenne du bassin versant Gatineau couverte par la neige entre 1980 et 1997 selon Hydrotel piloté par des observations et le modèle Brown.

Toujours dans le cadre du calage du sous modèle d'évaluation de la neige d'Hydrotel, les résultats de simulation de la hauteur de neige ont été ponctuellement comparés à des enregistrements provenant de stations in-situ présentées dans le Chapitre 4. Afin de comparaison avec les sorties d'Hydrotel, il faut encore une fois isoler l'UHRH où sont effectivement localisées chacune de ces stations (Figure 4.5) et extraire en continu les hauteurs de neige simulées associées. Cette comparaison reste malgré tout intrinsèquement biaisée par le caractère non ponctuel des UHRH, certaines caractéristiques allant nécessairement différer comme l'altitude de la station (altitude du site) par rapport à l'altitude associée aux données d'Hydrotel (altitude moyenne de l'UHRH) comme décrit dans le Tableau 4.1.

Quelques résultats de comparaison sont produits en Figure 5.7 pour quatre des huit stations sélectionnées.

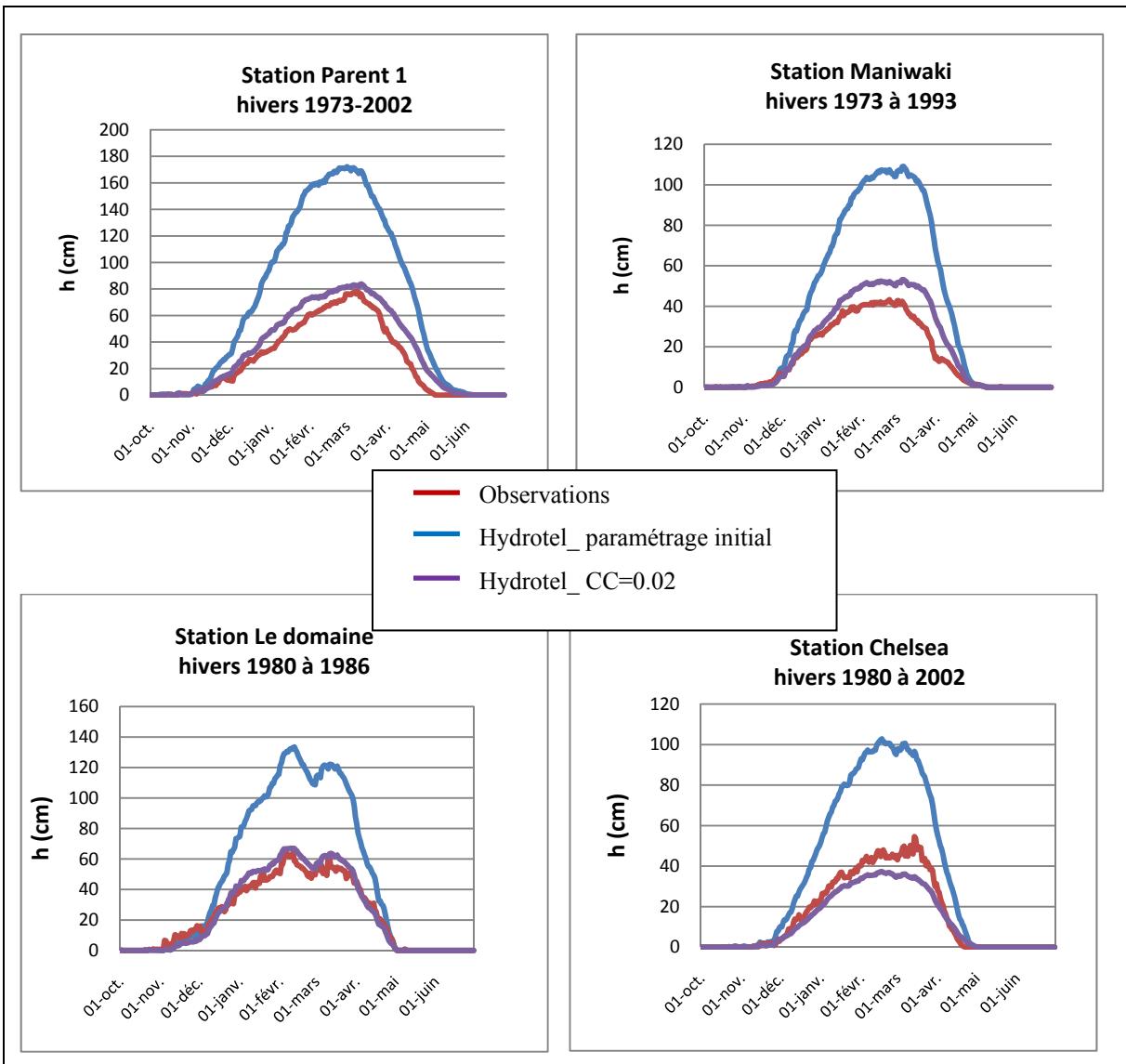


Figure 5.7 Comparaison des hauteurs de neige observées à quatre stations d'observations et simulées par Hydrotel selon deux coefficient de compaction choisis ($cc=0.01$ et $cc=0.02$).

Les courbes rouges indiquent la hauteur de neige moyenne observée sur un horizon temporel variable fonction des données disponibles à chaque station. La comparaison avec les données extraites d'Hydrotel est réalisée en premier lieu avec le paramétrage initial du sous modèle de

neige en fin de calage hydrologique (courbe bleue), puis en modifiant uniquement le coefficient de compaction passant de la valeur 0.01 à 0.02 (courbe violette). Ce réajustement permet de se rapprocher sensiblement des couvertures observées car le paramétrage initial amenait à des estimations trop élevées par rapport aux hauteurs mesurées.

La modification du coefficient de compaction n'a eu quasiment aucune incidence sur l'hydrologie simulée par Hydrotel, un nouvel ajustement du reste des paramètres n'étant donc pas nécessaire. En modifiant la hauteur et la compacité simulée du couvert neigeux, on modifie en même temps sa conductivité thermique et sa capacité à isoler le sol. En effet, plus la neige a une masse volumique faible, plus elle contient d'air et plus elle est isolante. Le fait de doubler la compacité du manteau augmente donc sa conductivité thermique. Ceci aurait pu avoir des incidences dans le calcul du bilan énergétique du couvert nival et sur sa fonte, particulièrement si les phénomènes de gel au sol étaient intégrés dans Hydrotel. Mais ces phénomènes ne sont pas simulés et il semble que les hauteurs de neige mesurées sur le bassin versant Gatineau ne soient pas suffisantes pour que cette modification ait un impact visible sur l'hydrogramme annuel.

5.2 Comparaison des sorties de neige d'Hydrotel avec les sorties du MRCC en climat présent

Les sorties d'ÉEN du modèle calibré et validé ont ensuite fait l'objet d'une comparaison avec les différentes sorties qu'il est possible d'obtenir par l'entremise du MRCC. Dans le cadre des simulations en climat présent, le MRCC peut être piloté à ses frontières soit par des observations ou réanalyses, soit par imbrication au sein d'un MCG. L'impact sur la réponse finale du MRCC de ce pilotage externe pouvant être prononcé, un cas associé à chacune de ces deux options a été traité dans l'étude. En lien avec les noms des simulations du MRCC exploitées, on retrouve ainsi dans cette partie :

- des données MRCC piloté par les réanalyses ERA-40, aussi appelée sorties aft,
- des données MRCC piloté par le membre 4 du MCGC3, ou sorties afx.

Les sorties d'ÉEN produites par le MRCC sur les tuiles décrivant le bassin versant Gatineau ont d'abord été directement extraites à chaque pas de temps puis recomplilées sous forme de caractéristiques moyennes ou extrêmes comme pour les résultats de simulation d'HydroTEL. Dans le cas du MRCC, ces sorties sont disponibles grâce à l'implantation dans le modèle du schéma de surface CLASS (la version 2.7 dans le cas du MRCC 4.2). Là encore, il est utile de rappeler que la résolution spatiale du MRCC est bien plus grossière que celle proposée par le modèle hydrologique (Figure 5.8), l'utilisation du MRCC constituant malgré tout une évolution appréciable par rapport à l'utilisation d'un MCG. L'interpolation au plus proche voisin des sorties du MRCC sur le secteur du bassin versant Gatineau montre que 27 tuiles complètes ou partielles sont utilisées pour décrire le territoire. La forme hexagonale des données projetées du MRCC peut surprendre. Les deux grilles de données associées à HydroTEL et au MRCC diffèrent dans leur système de définition en latitudes et longitudes. Elles sont ainsi tournée l'une par rapport à l'autre et la méthode d'interpolation au point le plus proche utilisée pour réaliser cette carte produit alors ce type de déformation des tuiles.

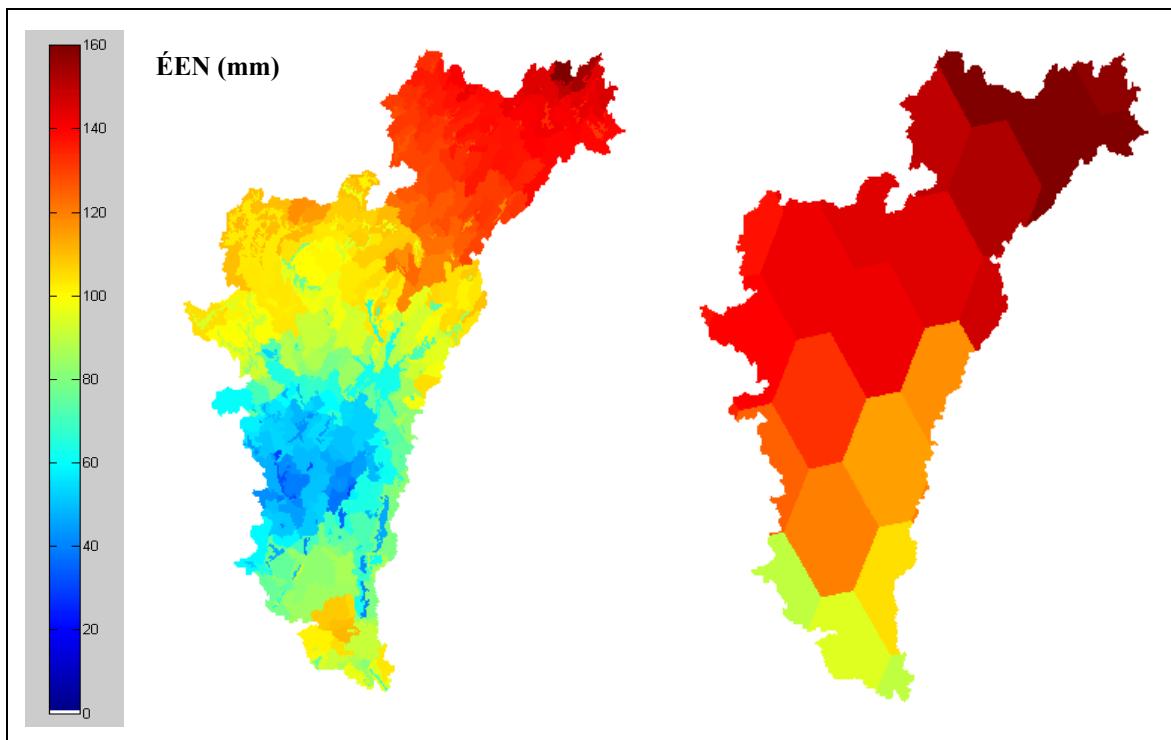


Figure 5.8 Comparaison des résolutions spatiales des sorties extraites d'HydroTEL (gauche) et du MRCC aft (droite) obtenues au 1er février 1980.

La deuxième méthode d'intégration du MRCC consiste à extraire les variables météorologiques propres au processus de simulation du modèle régional puis à les intégrer dans Hydrotel comme nouveaux intrants. Les sorties hydrologiques et d'ÉEN associées à cette méthodologie sont décrites par la dénomination “Hydrotel piloté aft ou afx” dans ce rapport. Elles servent en outre de références de comparaison pour les simulations en climat futur comme énoncé dans la méthodologie.

On distingue au final une combinaison de quatre sorties d'ÉEN connectées au MRCC et faisant intervenir ou non le modèle hydrologique Hydrotel:

- l'ÉEN produit par le MRCC piloté par les réanalyses ERA-40 (aft),
- l'ÉEN produit par le MRCC piloté par le MCGC3 (afx),
- l'ÉEN produit par Hydrotel piloté par les simulations aft du MRCC,
- l'ÉEN produit par Hydrotel piloté par les simulations afx du MRCC.

Il peut être utile de préciser à nouveau que l'horizon temporel disponible associé à chacun de ces jeux de données est variable. Toutes les simulations faisant intervenir les données du MRCC en simulations afx renseignent en continu la période 1961 à 2099 tandis que les simulations aft sont limitées par la couverture temporelle des réanalyses ERA-40 et couvrent l'horizon 1961-2002. La période 1980-1997 est à nouveau sélectionnée pour réaliser la comparaison de ces sorties. L'objectif visé de cette partie de l'étude consistant plutôt à mettre en évidence les différences d'évaluation du couvert neigeux induites par l'utilisation d'Hydrotel ou du MRCC, les résultats de simulations ont été regroupés selon un type de pilotage fixé. Ces résultats apparaissent sur les Figure 5.9 et Figure 5.10 où figurent l'ÉEN global moyen et l'écart type associé (symbolisé par un intervalle) à chaque jour de l'horizon global simulés par Hydrotel et le MRCC respectivement dans les conditions de pilotage aft et afx. Dans chaque cas, les sorties sont comparées à la réponse du modèle Hydrotel alimenté par les données météorologiques observées obtenue en fin de calage de celui-ci. La Figure 5.11 regroupe les résultats de ces deux précédentes figures et permet d'observer chaque écart

introduit soit par l'utilisation d'un type de pilotage, soit par le passage d'un modèle de simulation à l'autre.

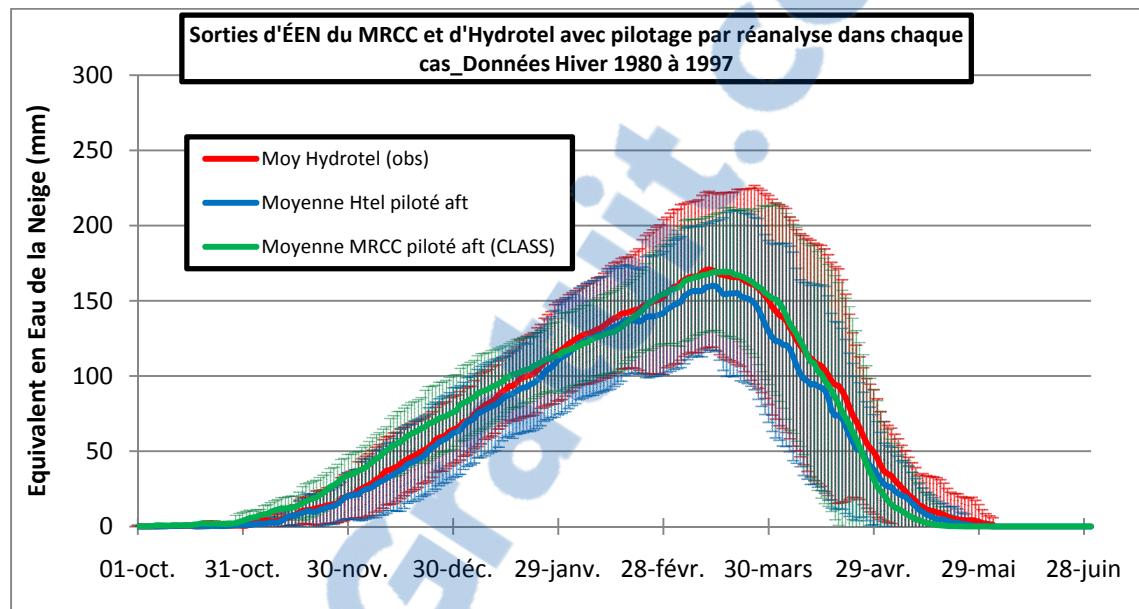


Figure 5.9 Comparaison des sorties d'ÉEN obtenues en utilisant les données issues du MRCC piloté aft par rapport aux sorties d'Hydrotel piloté par observations.

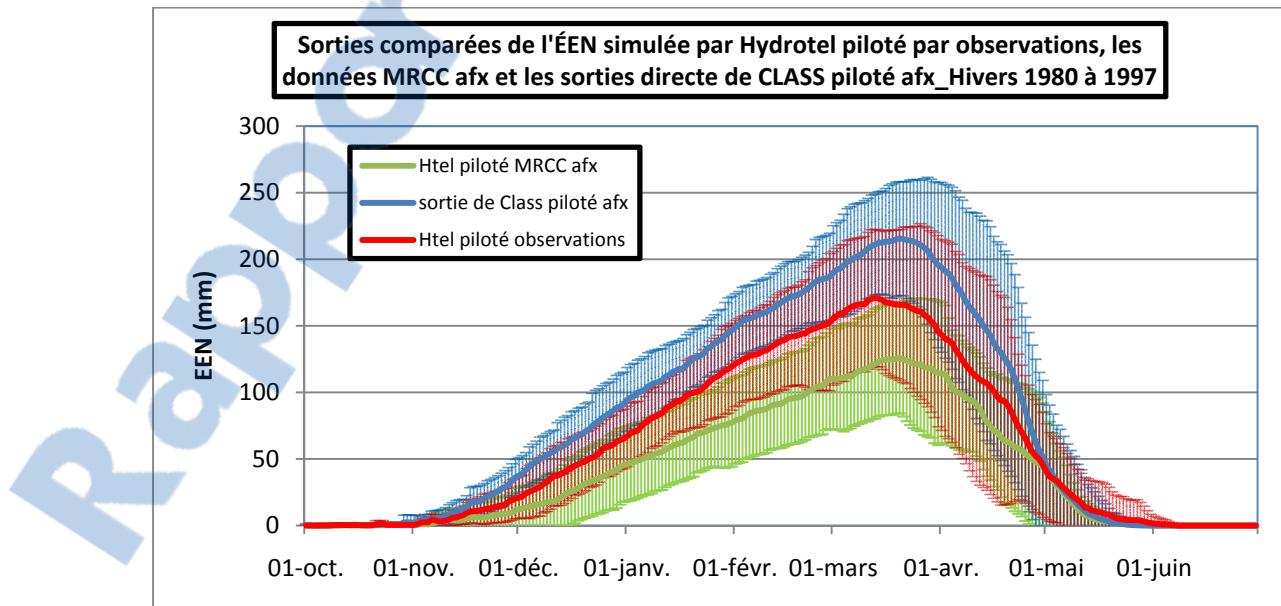


Figure 5.10 Comparaison des sorties d'ÉEN obtenues en utilisant les données issues du MRCC piloté aftx par rapport aux sorties d'Hydrotel piloté par observations.

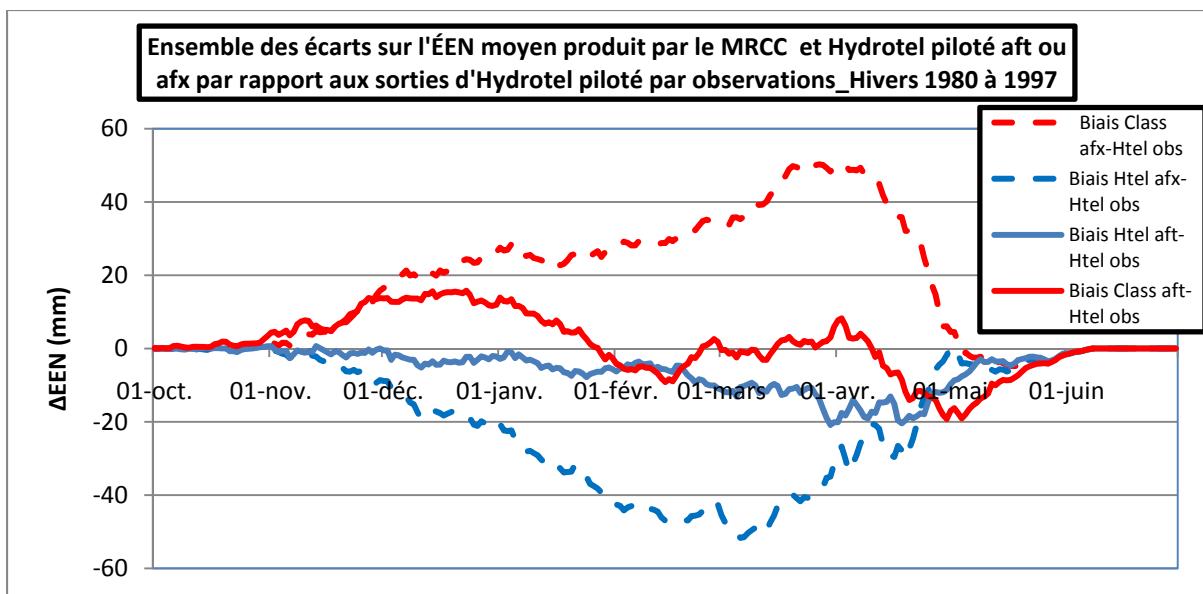


Figure 5.11 Évaluation des écarts moyens entre l'ÉEN produit par Hydrotel et CLASS pilotés aft ou afx et les sorties extraites d'Hydrotel après calage.

La Figure 5.12 expose finalement les différences de simulation des dynamiques moyennes de recouvrement du territoire par le manteau neigeux sur le territoire du bassin versant Gatineau.

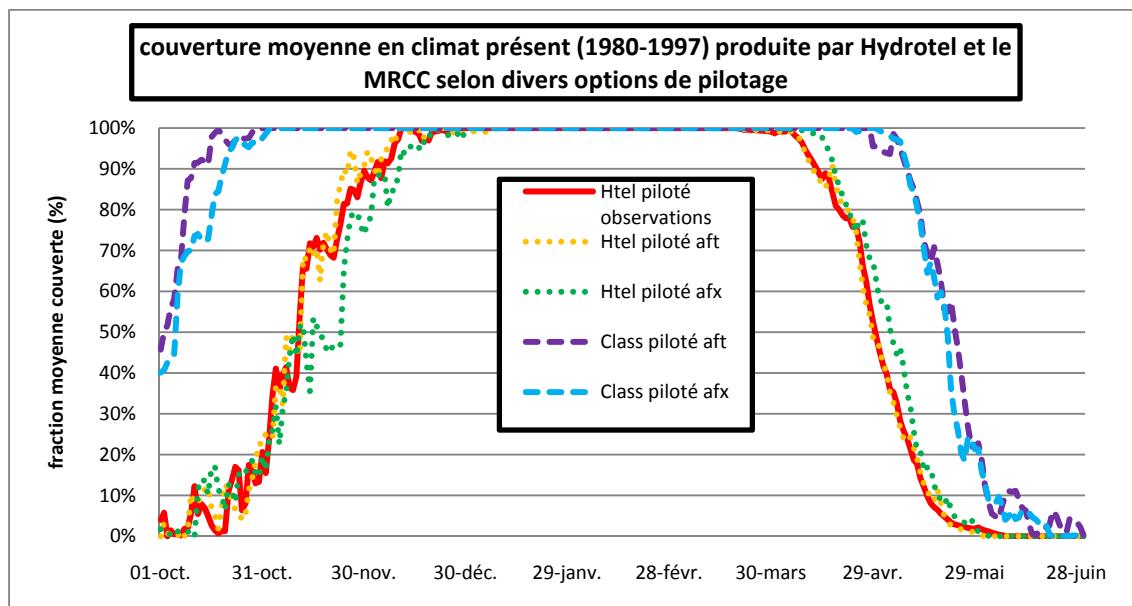


Figure 5.12 Comparaison de la couverture moyenne du territoire simulée entre 1980 et 1997 par Hydrotel et le MRCC selon chaque option de pilotage externe.

5.3 Comparaison des sorties de neige d'Hydrotel avec les sorties du MRCC en climat futur

Le passage en simulation sur des horizons futurs correspond à l'utilisation des modèles en mode prédictif. Il n'existe alors aucune source de données de validation ou de vérification des résultats. En climat futur, les données météorologiques proviennent nécessairement d'un MCG ou d'un MRC. Dans cette étude, les intrants météorologiques futurs proviennent des simulations du MRCC piloté par le MCGC3 (pilotage afx) qui fournissent aussi directement une évaluation quotidienne (et même aux 6 heures) des caractéristiques nivales du bassin versant.

5.3.1 Comparaison des sorties extraites du MRCC et d'Hydrotel avec pilotage commun afx

Dans un premier temps et afin de mettre en évidence la proximité ou au contraire l'écart des réponses de chaque modèle, les réponses moyennes d'ÉEN et de couverture pour différents horizons futurs produites soit directement par le schéma de surface du MRCC, soit par Hydrotel alimenté par les données météorologiques du MRCC en climat futur sont comparées. Trois horizons futurs couvrant un total de 30 années et ayant pour but de représenter une climatologie moyenne à venir représentative ont été élaborés, à savoir :

- l'horizon 2020 couvrant la période 2011-2040,
- l'horizon 2050 couvrant la période 2041-2070,
- l'horizon 2080 couvrant la période 2070-2099.

En parallèle, le choix a été fait d'utiliser les sorties obtenues sur les 30 années comprises entre 1971 et 2000 ou 1961 et 1990 pour symboliser les dynamiques du climat présent moyen. La Figure 5.13 expose l'ÉEN global moyen simulé par Hydrotel pour chacun de ces quatre horizons, qu'il faut comparer aux résultats produits par le MRCC pour ces mêmes périodes (Figure 5.14). La Figure 5.15 regroupe les deux réponses précédentes et permet de

distinguer l'écart absolu existant entre l'ÉEN moyen simulé par le MRCC et celui simulé par Hydrotel à chaque horizon temporel.

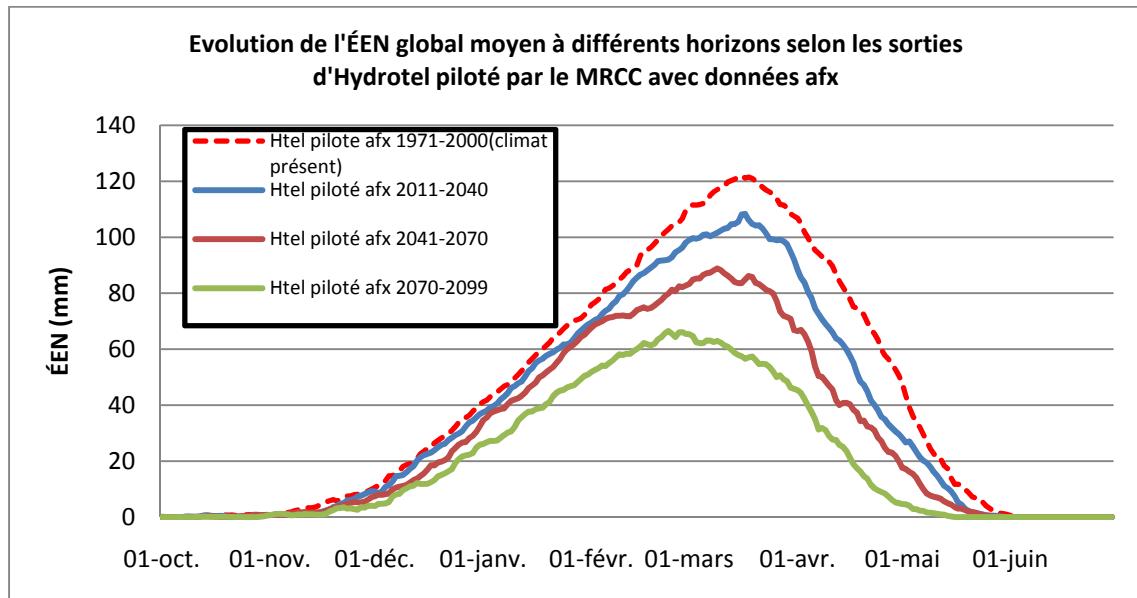


Figure 5.13 Évolution de l'ÉEN moyen pour le climat présent et trois horizons futurs produit par Hydrotel alimenté par le MRCC piloté afx.

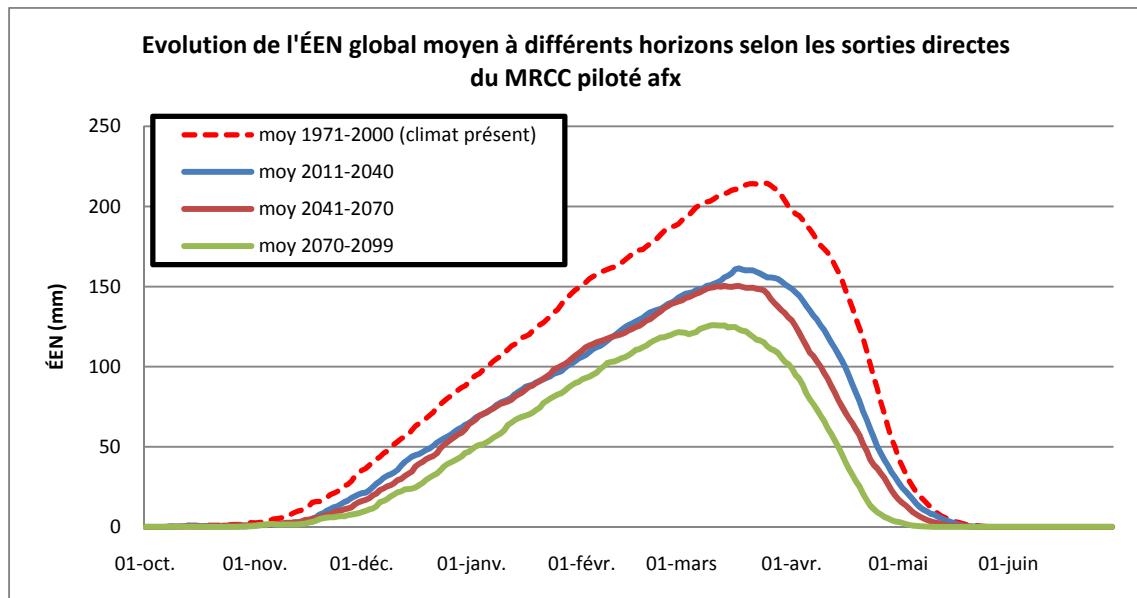


Figure 5.14 Évolution de l'ÉEN moyen pour le climat présent et trois horizons futurs produit par le MRCC piloté afx.

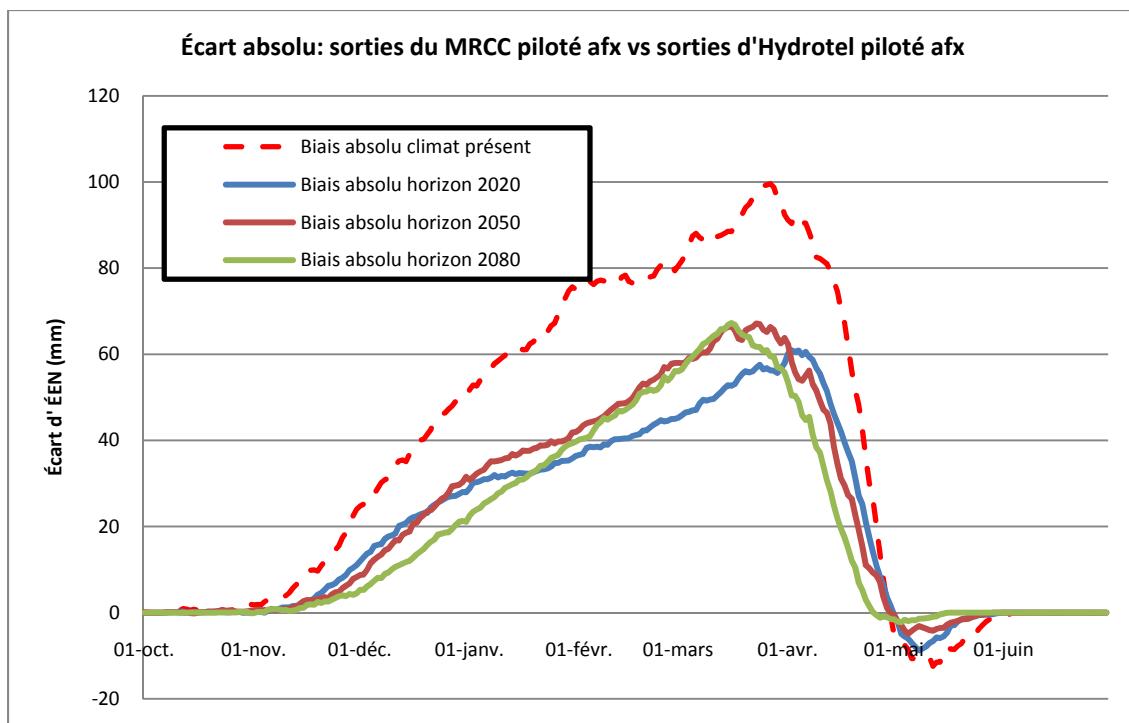


Figure 5.15 Écart absolu mesuré entre les sorties du MRCC et d'Hydrotel pour le climat moyen présent et trois horizons futurs sous les conditions du pilotage afx.

En plus de la composante moyenne, il est instructif d'étudier l'écart type associé à chaque période de simulation. Cette composante peut être interprétée comme un indicateur de la variabilité interannuelle existant à l'intérieur de chaque horizon de 30 ans simulé. Le coefficient de variation d'ÉEN, correspondant mathématiquement à l'écart type divisé par la moyenne, est préféré à la simple présentation de l'écart type car il donne une meilleure image de la dispersion des valeurs en se défaisant des variations d'amplitude des différentes séries d'ÉEN. Ces variations peuvent d'ailleurs s'avérer notables entre deux horizons moyens (Figures 5.13 et 5.14). Les coefficients de variation d'ÉEN produits par les simulations d'Hydrotel piloté afx et les simulations du MRCC piloté afx sont respectivement décrites sur les Figures 5.16 et 5.17.

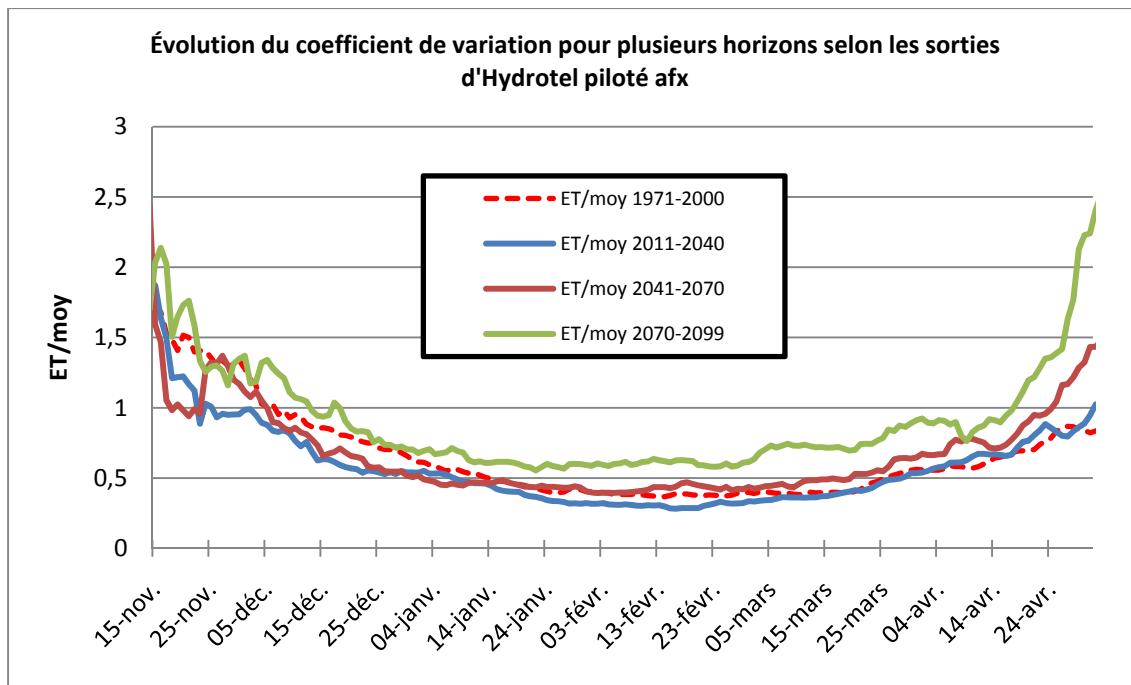


Figure 5.16 Coefficient de variation produit par Hydrotel piloté afx pour le climat présent et trois horizons futurs.

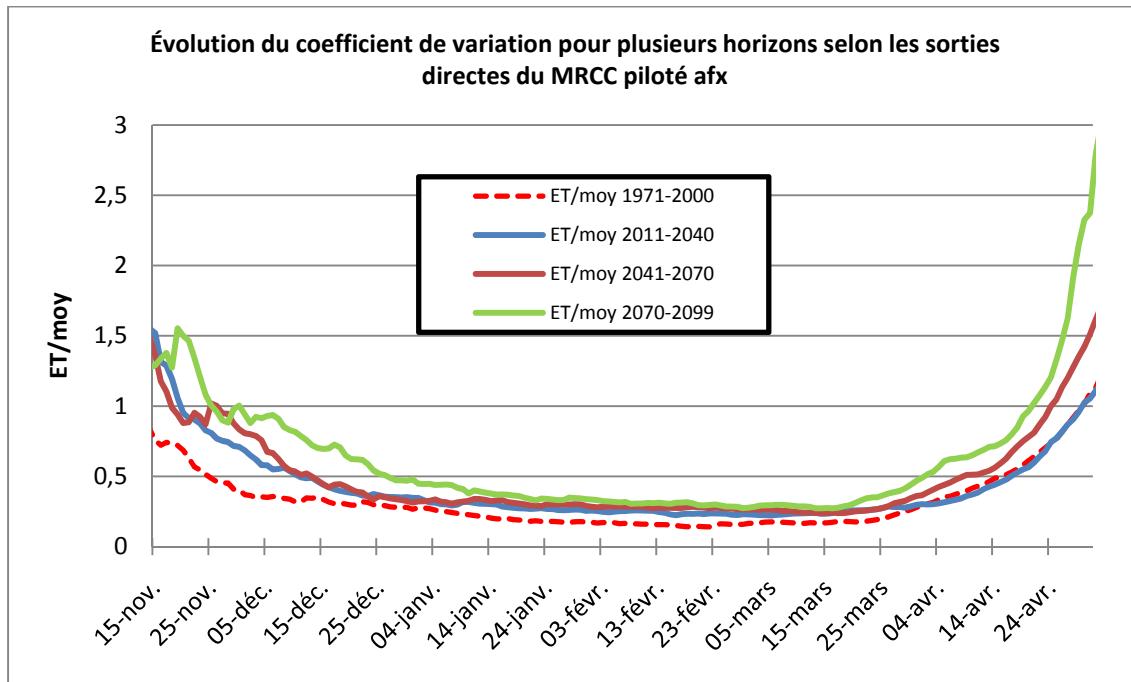


Figure 5.17 Coefficient de variation produit par le MRCC piloté afx pour le climat présent et trois horizons futurs.

Selon le même principe, les couvertures moyennes du territoire par la neige simulées par Hydrotel et le schéma de surface du MRCC tous deux pilotés sous les conditions *afx* et pour chaque horizon temporel apparaissent en Figure 5.18. La plage d'évolution de la couverture moyenne selon les différents horizons temporels est mise en évidence par une région rouge dans le cas des simulations faisant intervenir Hydrotel et une région bleue pour les simulations associées au MRCC.

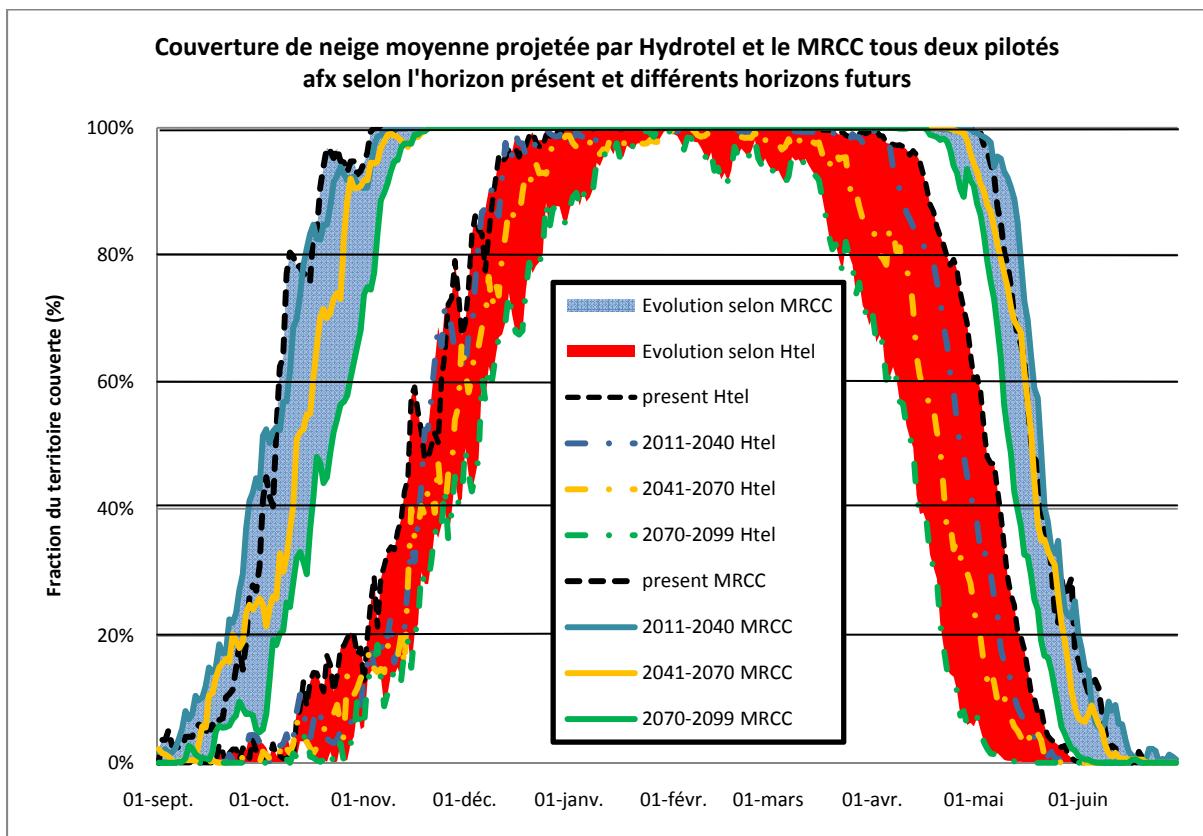


Figure 5.18 Évolution de la couverture de neige sur le territoire simulée par Hydrotel et le MRCC à l'aide du pilotage *afx* pour le climat présent et trois horizons futurs.

5.3.2 Analyse spécifique des simulations d'Hydrotel piloté *afx* à l'horizon 2050

Un modèle de simulation du climat tel que le MRCC ne peut pas être identifié à un modèle hydrologique distribué, la modélisation hydrologique n'étant d'ailleurs pas sa fonction première. L'intégration du modèle Hydrotel dans le processus de simulation, avec les

limitations que cela présente et qui seront analysées dans le Chapitre 7, apporte des indications à la fois nouvelles et/ou à plus fine résolution concernant les modifications hydriques et nivales en climat futur. Pour faciliter la lecture des résultats, l'analyse qui suit n'intègre que les sorties d'Hydrotel pour le climat présent et un seul horizon futur, l'horizon 2050. Afin de ne pas ajouter une source de biais supplémentaire introduit par l'utilisation de deux pilotages distincts, seules les données découlant du MRCC piloté afx sont à nouveau exploitées pour chaque horizon. Sous ces conditions, l'ÉEN global moyen ainsi que la couverture moyenne de neige et les écarts types respectifs simulés par Hydrotel sur les 30 années de chaque horizon sont présentés en Figure 5.19 et 5.20.

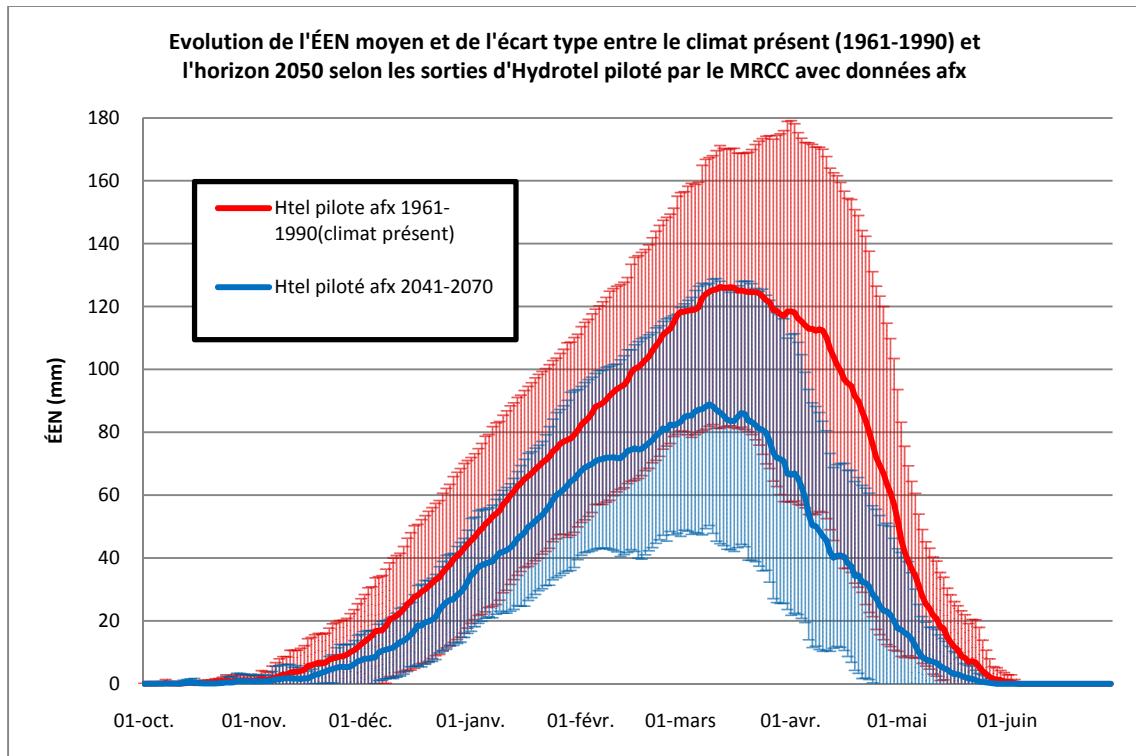


Figure 5.19 ÉEN moyen et écart type simulés par Hydrotel piloté afx en climat présent et à l'horizon 2050.

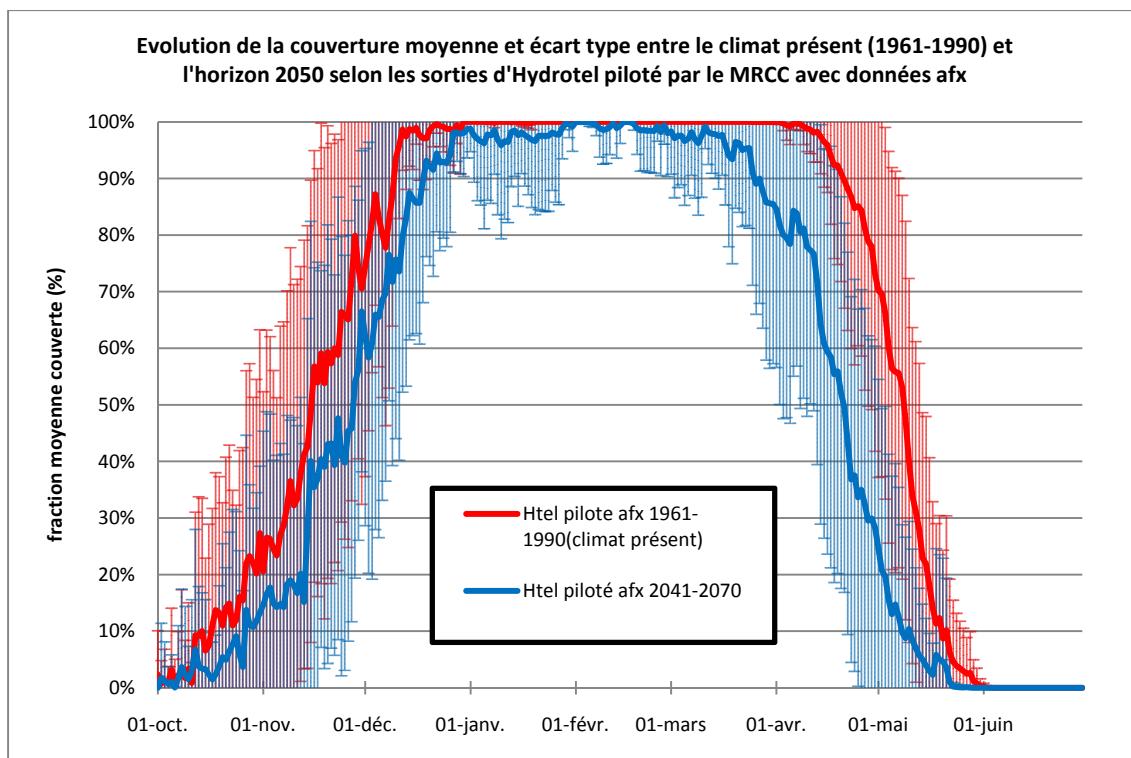


Figure 5.20 Couverture moyenne et écart type simulés par Hydrotel piloté afx en climat présent et à l'horizon 2050.

L'analyse complète des nouvelles dynamiques mises en valeur par ces figures ainsi que la discussion sur les niveaux de confiance qu'il est raisonnable d'y attribuer seront réalisées dans l'interprétation des résultats de cette étude.

Les modifications temporelles et quantitatives du couvert de neige d'un horizon à l'autre ont nécessairement un impact sur l'hydrologie du territoire, seulement cette influence est complexe à mesurer tant l'hydrologie dépend d'une variété de processus en amont. L'étude en parallèle de l'hydrologie et du couvert nival est attractive dans le sens qu'elle permet en partie d'évaluer le degré d'influence de la modification des processus nivaux sur certaines composantes de l'hydrogramme comme les caractéristiques de la crue printanière ou encore les débits moyens hivernaux. Cette comparaison amène ainsi aussi à évaluer la légitimité avec laquelle on peut considérer le couvert nival comme un bon indicateur de changements climatiques par rapport à l'indicateur hydrologique. Les hydrogrammes moyens associés à

chaque station d'enregistrement ont donc été produits et décryptés pour chaque horizon de simulation présent et futur, toujours avec les conditions de pilotage afx d'Hydrotel. La Figure 5.21 est un exemple de résultat obtenu à l'exutoire du sous-bassin Ceizur en climat présent (1961-1990) et à l'horizon 2050, soit la modification hydrologique équivalente aux modifications nivales des deux figures précédentes.

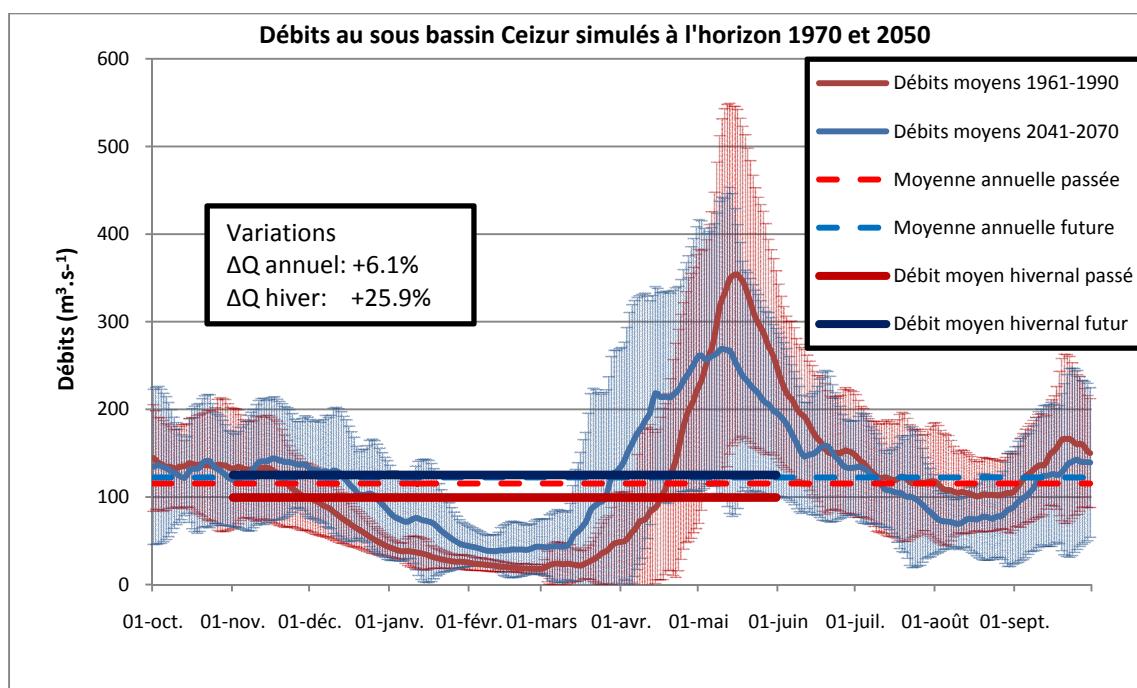


Figure 5.21 Hydrogrammes moyens simulés par Hydrotel piloté afx en climat présent (1961-1990) et à l'horizon 2050.

5.3.3 Métriques spatiales et temporelles de modifications du couvert nival

Un autre objectif de cette étude est de caractériser la modification du couvert nival dans un contexte de changements climatiques le plus précisément possible en développant un ensemble de métriques traduisant chacune une dynamique spécifique. Ces métriques peuvent analyser une composante particulière de la courbe moyenne d'évolution de l'ÉEN global comme le maximum annuel de l'ÉEN global et la date d'apparition de ce maximum pour un horizon temporel donné (Figure 5.22), ou encore l'évaluation de la durée moyenne des périodes d'accumulation et de fonte (Figure 5.23), toutes ces caractéristiques étant

précisément définies dans la méthodologie de cette étude. De la même manière, la courbe d'évolution moyenne des surfaces enneigées du territoire apporte de multiples sous-informations comme les jours de première et dernière neige, les dates de début et de fin du couvert permanent, etc. (Figure 5.24).

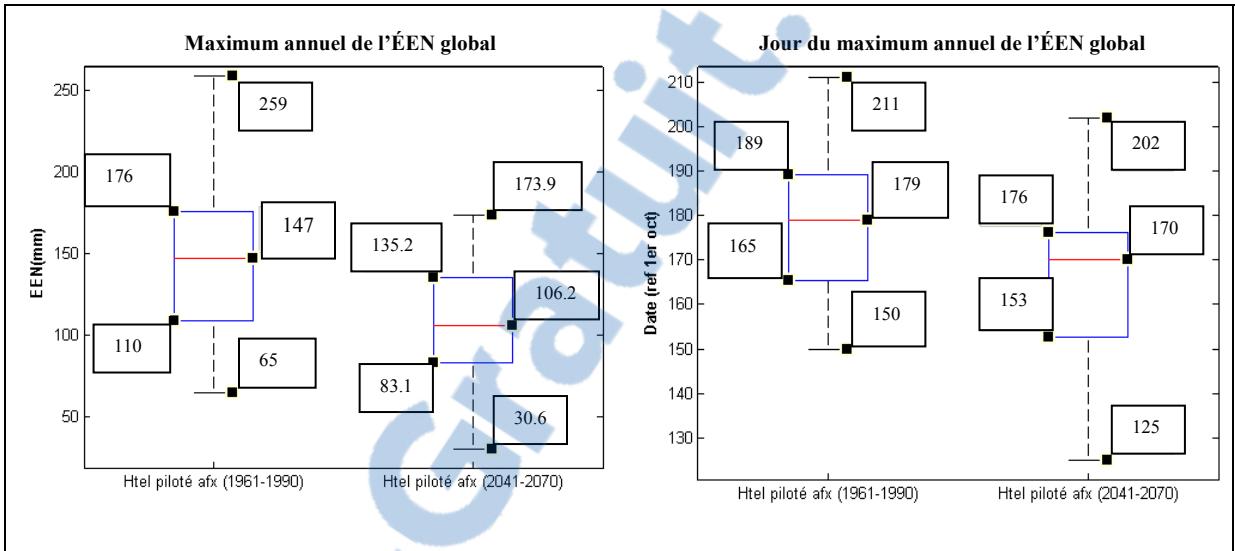


Figure 5.22 Métriques associées aux valeurs (gauche) et dates (droite) de maximum global de l'ÉEN sur le bassin versant Gatineau.

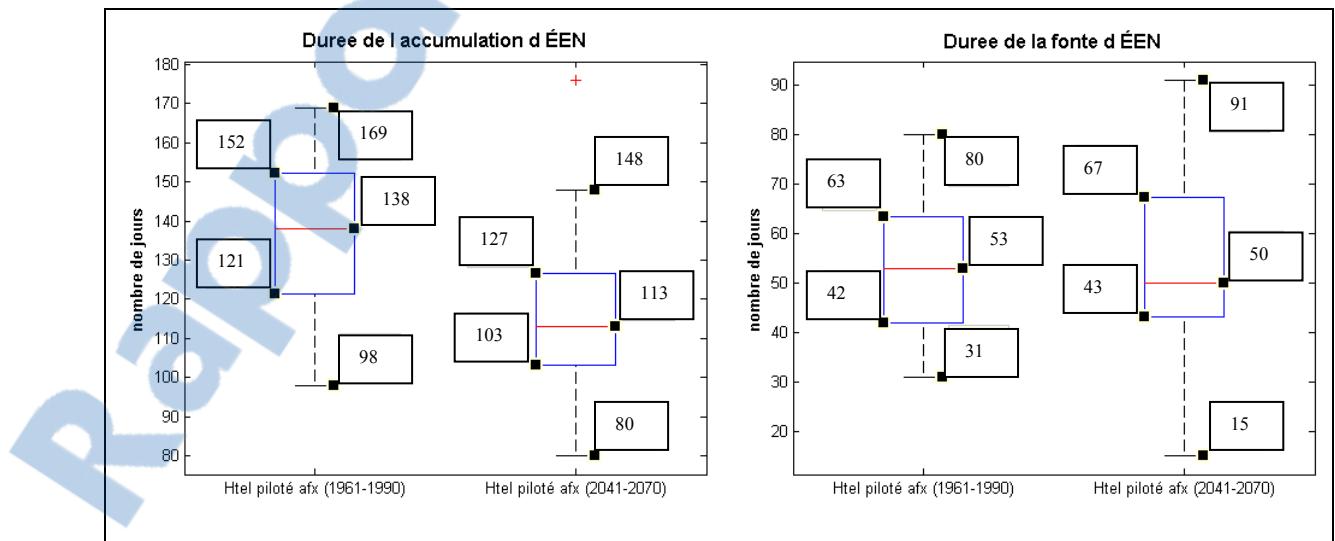


Figure 5.23 Métriques associées aux durées des phénomènes d'accumulation (gauche) et de fonte (droite) de l'ÉEN simulées sur le bassin versant Gatineau.

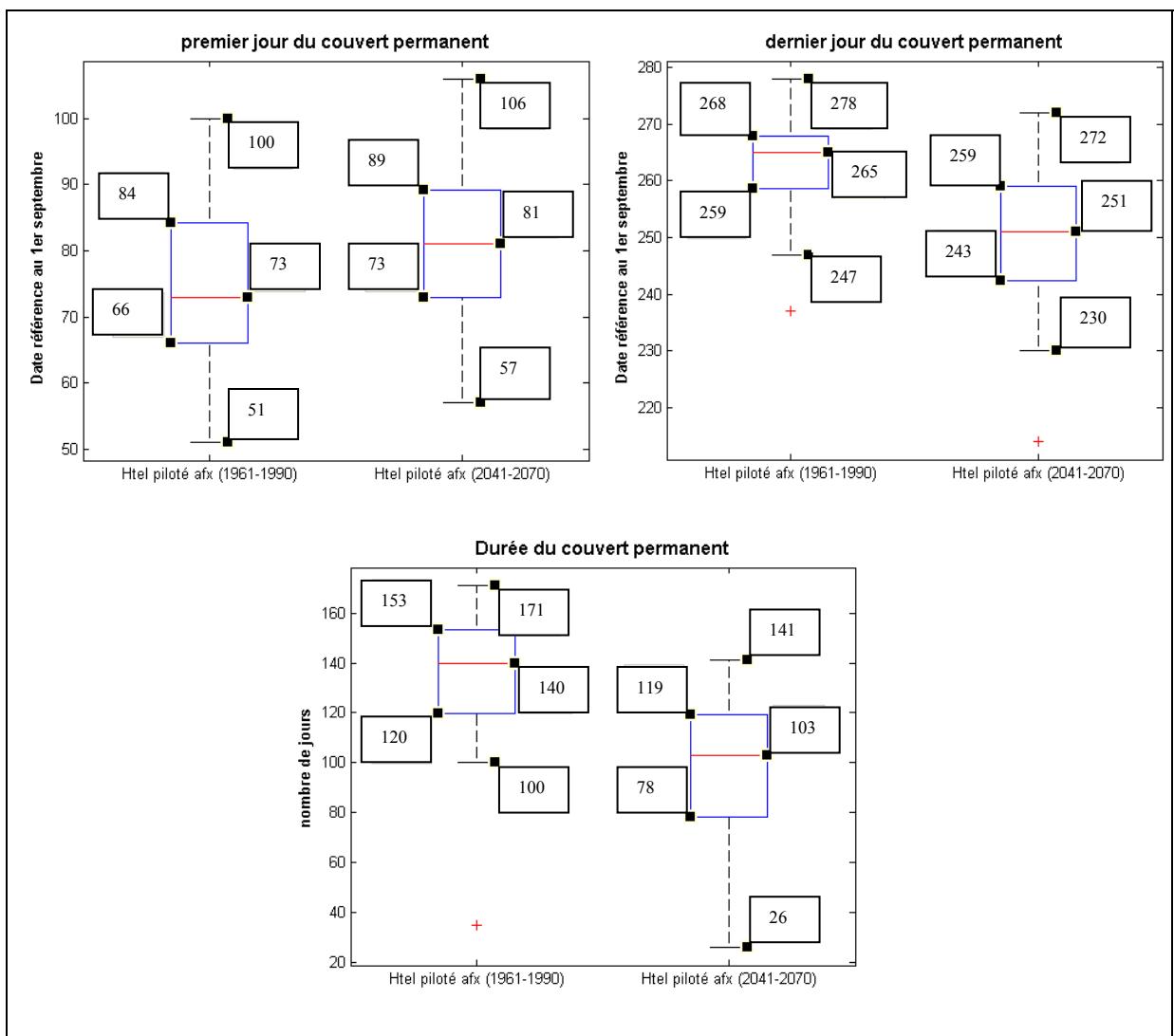


Figure 5.24 Métriques associées aux dates de premier (haut à gauche) et de dernier (haut à droite) jour du couvert permanent et durée (bas) associée à celui-ci.

Une autre méthode de détection d'éventuelles modifications du comportement du couvert nival consiste en une analyse en continu des dynamiques simulées par le sous modèle d'évaluation de la neige. Un exemple de métrique mettant en évidence l'évolution en continu de certaines caractéristiques du couvert neigeux est présenté en Figure 5.25. Les résultats sont ici ramenés à une échelle mensuelle en moyennant pour chaque mois sélectionné l'ÉEN global moyen ainsi que la couverture simulée par Hydrotel aux périodes correspondantes. Ces métriques peuvent être assez révélatrices de l'apparition de nouveaux comportements. A

l'échelle mensuelle, ceci est d'autant plus vrai pour des mois de transition saisonnière comme le mois d'avril.

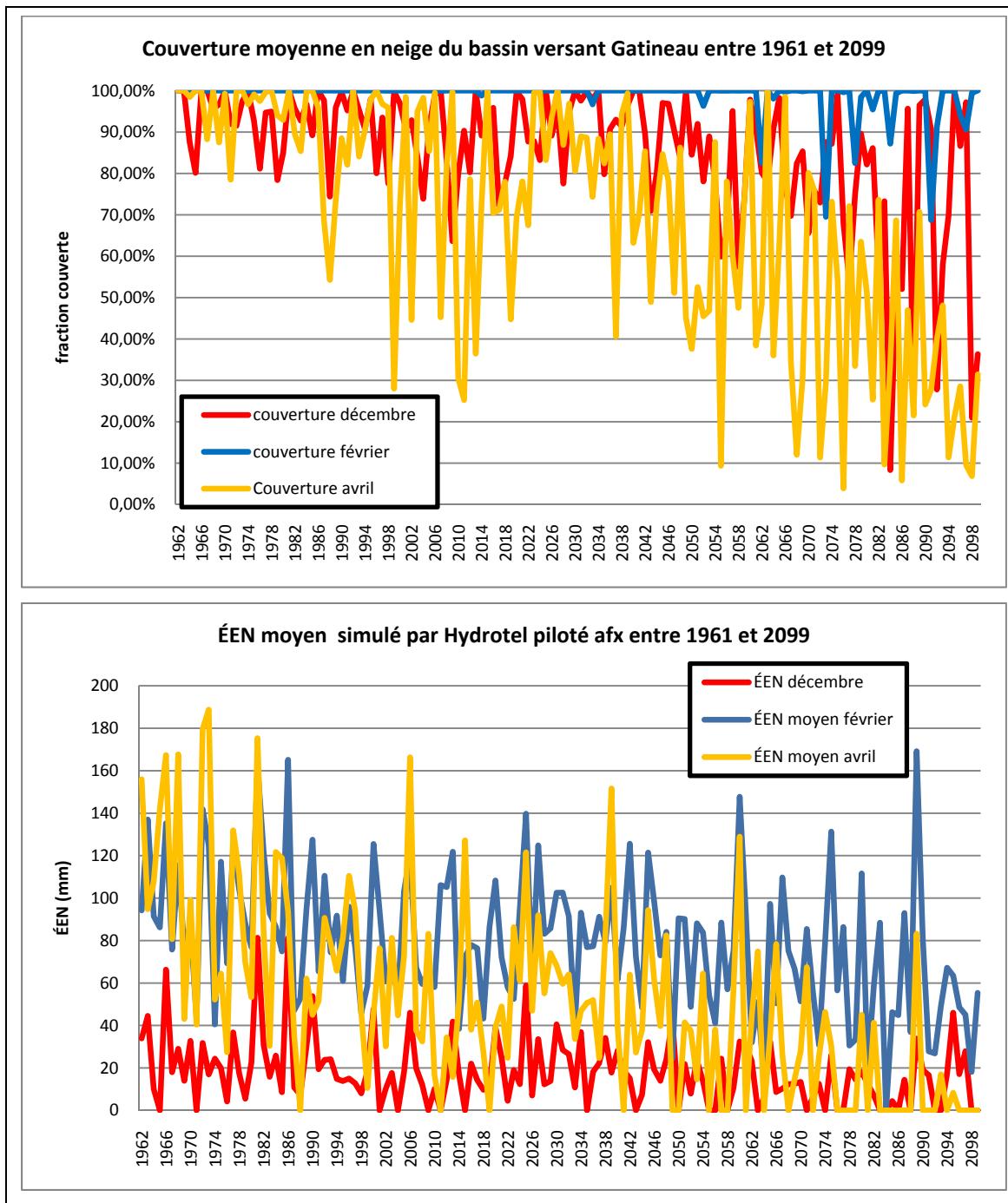


Figure 5.25 Évolutions de l'ÉEN moyen (bas) et de la fraction couverte par la neige (haut) moyennées sur les mois de décembre, février et avril telles que simulées par Hydrotel piloté aux entre 1961 et 2099.

La Figure 5.26 est un autre exemple de métrique continu qui permet d'analyser année après année l'évolution des caractéristiques globales d'ÉEN, soit le maximum global annuel et la moyenne annuelle des apports globaux, et des caractéristiques locales représentées par le maximum absolu d'ÉEN annuel. Ces signaux apparaissent encore une fois comme bruités mais certaines tendances semblent cependant apparaitre, ceci d'autant plus sur les courbes moyennes mobiles sur une période de 20 ans associées à chaque signal. Pour ces caractéristiques d'ÉEN, une tendance à la décroissance plus marquée semblerait se dessiner aux alentours des années 2040.

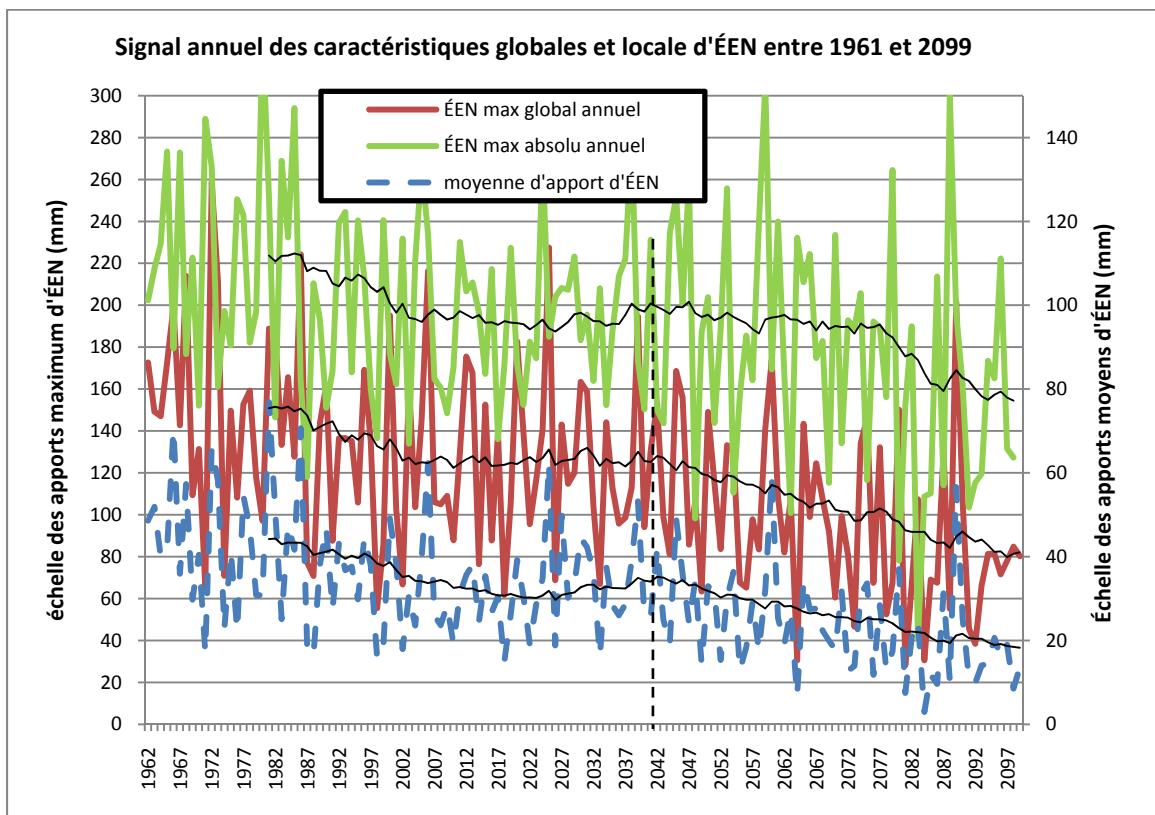


Figure 5.26 Évolutions de l'ÉEN moyen global et local ainsi que des apports moyens d'ÉEN telles que simulées par Hydrotel piloté afx entre 1961 et 2099.

Chacune de ces métriques continues fait l'objet d'une analyse statistique de détection des tendances dans le chapitre d'interprétation des résultats. Celle-ci, réalisée à l'aide du test de Mann-Kendall, permet d'identifier les caractéristiques qui devraient conduire aux

modifications les plus significatives. D'un point de vue pratique, il est également utile de détecter les caractéristiques dont les variations significatives, si elles existent, devraient se réaliser dans l'avenir le plus proche.

Les métriques peuvent finalement révéler des comportements régionalisés ayant lieu à l'intérieur du bassin versant. Ceci est rendu possible grâce à la résolution de simulation élevée du modèle Hydrotel qui produit des résultats indépendants d'une UHRH à l'autre. Les différents comportements régionaux seront alors à interpréter au regard des différentes sources de disparités régionales qui peuvent influencer l'évaluation du couvert comme la végétation, les types de sol ou la météorologie locale. La Figure 5.27 permet par exemple d'évaluer à l'échelle locale les quantités d'ÉEN accumulées entre le 1^{er} janvier et le 28 février (période DJF) moyennées pour l'horizon temporel présent (1961-1990) et futur (2041-2070). Ces cartes exposent clairement différents comportements régionaux. Dans les cas les plus extrêmes observés en climat futur par exemple, les zones blanches indiquent qu'en moyenne il devrait y avoir autant voir moins d'ÉEN à la fin du mois de février qu'au début du mois de janvier à l'horizon 2050.

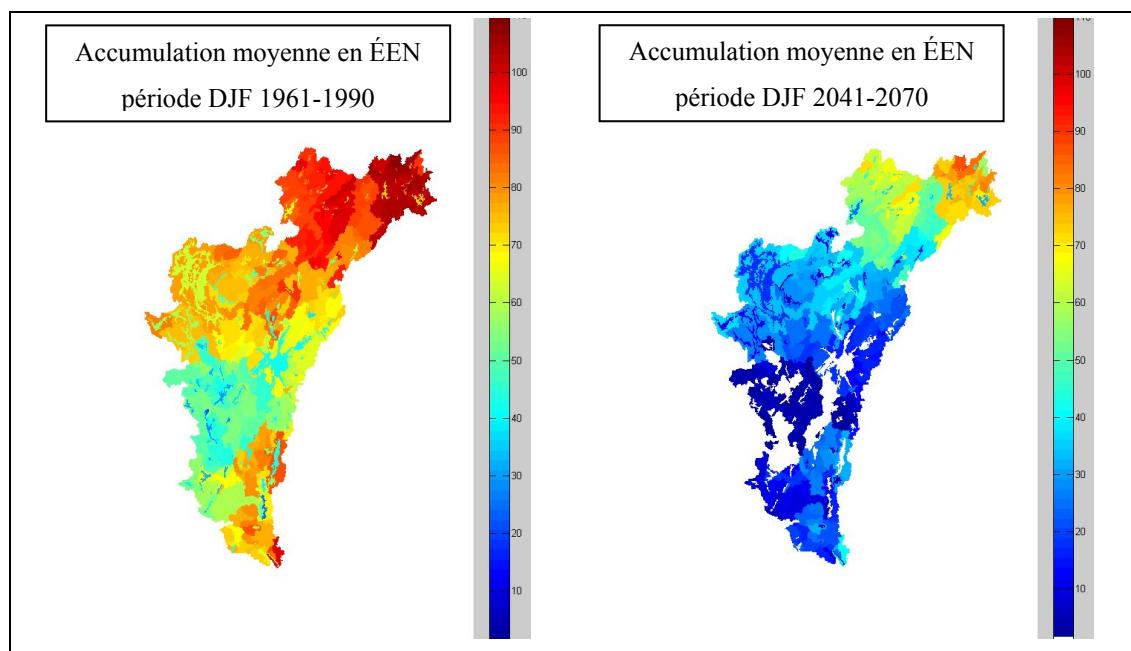


Figure 5.27 Accumulation régionale moyenne d'ÉEN entre le 1^{er} décembre et le 28 février pour l'horizon présent et l'horizon 2050 simulée par Hydrotel piloté afx.

CHAPITRE 6

INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

6.1 Qualité du calage du modèle hydrologique Hydrotel

6.1.1 Calage hydrologique

Au regard des résultats par critères exposés en ANNEXE II, III et IV, on peut estimer que le calage et la validation hydrologique sont de bonne facture. Au préalable, notons que l'analyse de ces critères se focalise sur les simulations en continu à l'endroit des quatre stations qui disposent d'enregistrements hydrologiques de qualité (soit à l'exutoire des sous-bassins Ceizur, Baskatong, Maniwaki et Paugan). A chacune de ces stations, le critère de NS obtenu est toujours supérieur à la valeur 0.79 pour le calage puis respectivement à 0.76 et 0.74 pour la première et la deuxième période de validation. Un autre objet de satisfaction concerne les critères de NS obtenus en isolant les débits hivernaux. Ceux-ci sont dans la quasi-totalité des cas toujours supérieurs au critère de NS annuel, autant en calage qu'en validation. Ceci amène à penser que les débits hivernaux sont relativement bien évalués, en particulier la crue printanière dont le poids dans le calcul du critère de NS est le plus important à cause des débits élevés qui y sont associés. La fonte du couvert neigeux étant le facteur principal à l'origine des crues printanières, la précision de l'estimation de la crue est un critère de première importance dans une étude visant à caractériser l'évolution du couvert nival.

Le coefficient de corrélation R peut varier des valeurs -1 à 1, cette dernière valeur correspondant à des simulations parfaitement synchronisées aux observations. Les valeurs obtenues en calage et en validation sont constamment proches de la valeur 0.9 et toujours plus élevées lorsqu'on se limite aux simulations hivernales. Le synchronisme des simulations réalisées par Hydrotel avec les observations hydrologiques doit donc être plutôt bon bien que le critère de corrélation ne peut attester de l'absence d'une erreur systématique du modèle.

Le biais relatif (P_{biais}) atteste de l'importance relative des apports simulés par rapport à ceux observés. Exprimé en pourcentage, une valeur positive représente un apport simulé trop important et inversement. Les valeurs obtenues aux quatre stations d'intérêt à la fin du calage d'Hydrotel indiquent que le biais annuel sur les apports est faible (compris entre -5.6% et +0.79%). Le modèle ainsi calibré semble avoir plus tendance à sous estimer les apports globaux. Lorsqu'on se transpose aux critères saisonniers, on note que ce critère est le fruit d'une sous estimation généralisée des apports en hiver (variant de -15.2% à -6.6%) contrebalancée par une légère surestimation des apports estivaux. Cette tendance est encore plus marquée lors de la phase de validation où des biais annuels et hivernaux négatifs encore plus marqués sont en général obtenus. Le biais négatif dans les apports simulés par le modèle est confirmé par l'analyse graphique des hydrogrammes. En observant les hydrogrammes obtenus en fin de calage ou de validation, on note que les pointes de crue printanière sont soit correctement évaluées soit sous estimées mais très rarement surestimées. Cette tendance est par exemple mise en valeur par des cercles rouges pour des zooms sur l'hydrogramme simulé à la fois en fin de calage (Figure 6.1) et en fin de validation (Figure 6.2) à l'exutoire des sbv Ceizur et Maniwaki. Le biais positif sur les apports estivaux est aussi observé avec récurrence sur chacun de ces hydrogrammes; il est quant à lui mis en évidence par des cercles jaunes. Une dernière tendance ressortant de ces hydrogrammes concerne les débits simulés directement avant l'enclenchement de la crue printanière qui s'avèrent à la fois trop faibles et trop lisses. Ce biais est souligné par des cercles verts et sa fréquence d'apparition est encore plus élevée pour les sorties de validation à l'image des débits simulés à l'exutoire du sbv Maniwaki exposés en Figure 6.2.

En préambule à l'analyse de ces écarts, il est important de rappeler que l'ensemble des débits mesurés aux différentes stations d'enregistrement hydrologique ont été considérés comme non biaisés, c'est-à-dire reflétant exactement la réalité. Cette hypothèse peut être considérée comme forte, surtout lorsque des débits reconstitués sont utilisés.

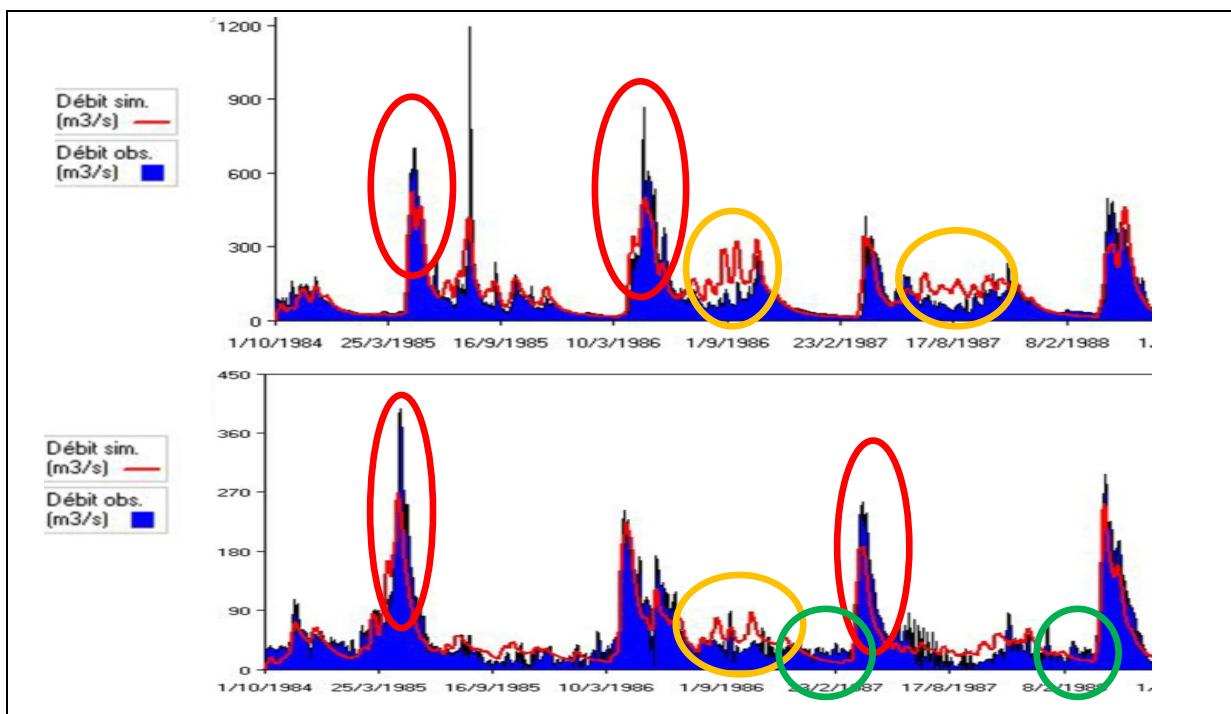


Figure 6.1 Analyse graphique des biais de simulation obtenus en fin de calage aux exutoires des sbv Ceizur (haut) et Maniwaki (bas).

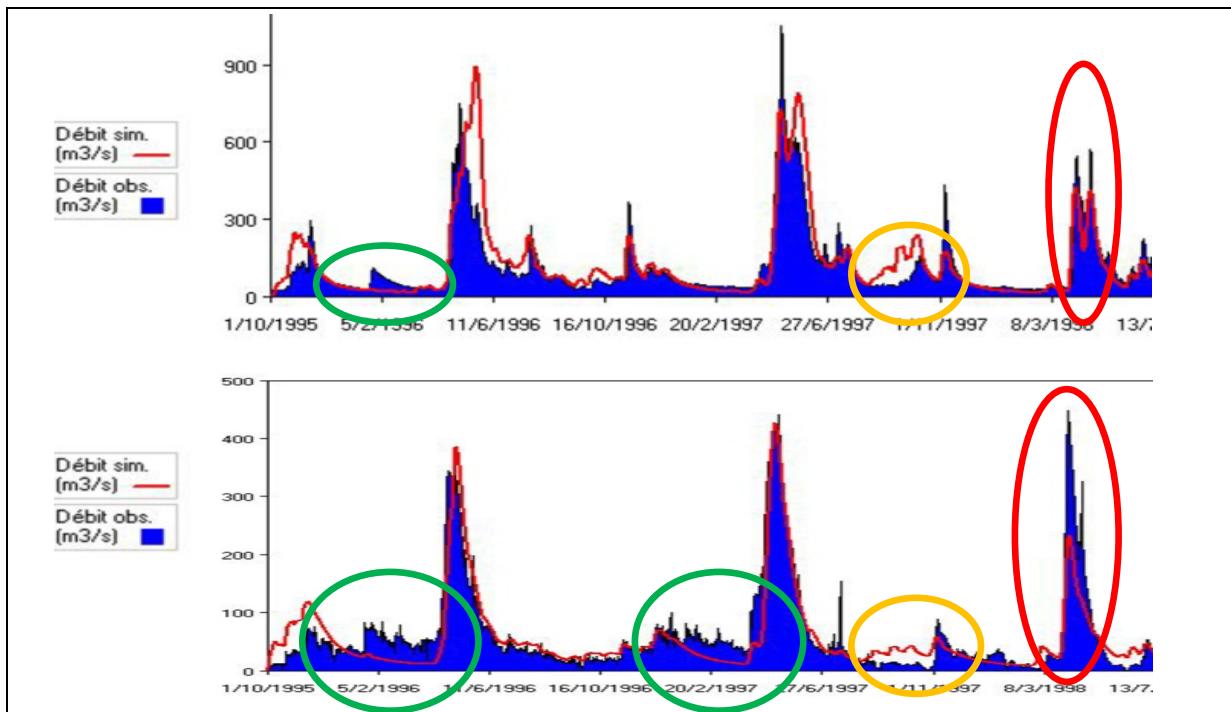


Figure 6.2 Analyse graphique des biais de simulation obtenus en deuxième validation aux exutoires des sbv Ceizur (haut) et Maniwaki (bas).

Conjointement à l'observation d'une sous estimation récurrente des débits hivernaux et de la crue printanière, il est possible que les débits de base simulés soient trop faibles. Ceci pourrait être corrigé en diminuant légèrement la dimension des deux dernières couches du sol (Z2 et Z3) mais la sensibilité associée à ces paramètres est très grande dans Hydrotel, ce qui rend cette correction complexe. De plus, la surestimation des crues de pluie en été semble aller dans le sens inverse. La grande réactivité des débits estivaux par rapport aux épisodes pluvieux semble en effet signifier que le sol est saturé trop rapidement. Une autre possibilité concerne une sous estimation de l'évapotranspiration (ETP) dont l'impact est plus important sur les débits estivaux par rapport aux débits hivernaux. Le coefficient multiplicatif de l'ETP affecté à chaque sous-bassin ne peut cependant pas dépasser des valeurs autour de 1.3 pour des raisons de réalisme et ce paramètre est déjà élevé pour la plupart des sbv en fin de calage comme on peut le lire en ANNEXE I. Concernant les débits simulés qui précèdent directement les épisodes de crue printanière, leur apparence parfois lissée ainsi que leur sous estimation récurrente peuvent aussi provenir du sous module de neige qui n'intègre pas la possibilité d'un sol gelé. Dans la réalité, ce genre d'événement peut en effet annuler tout phénomène d'infiltration dans le sol. Si le manteau neigeux se met alors à fondre, ou si des précipitations de pluie surviennent, l'ensemble de l'eau non emprisonnée dans le manteau neigeux se rajoute au ruissèlement direct, ceci pouvant correspondre aux variations de l'hydrologie parfois observées avant l'épisode de crue printanière. Ces écarts peuvent aussi provenir d'une description des précipitations imparfaite lors de cette période.

On peut donc finalement considérer que les processus de calage et de validation ont donné des résultats satisfaisants bien que certains biais subsistent. Ces biais pourraient être en partie éliminés en retravaillant la procédure de calage ou en complexifiant le degré de précision du modèle par intégration d'un algorithme de suivi du gel et du dégel du sol par exemple. Un processus de calage automatique pourrait être attrayant étant donné les nombreuses combinaisons de paramétrages possibles. Cette technique introduit contre le risque de s'éloigner d'un paramétrage «physique» car les techniques de calage automatique ne se basent que sur l'optimisation mathématique de certains critères et n'intègrent pas la logique physique de chaque paramètre. Pour éviter ces écarts, il est possible de contraindre les

valeurs des paramètres dans des intervalles prédéfinis. Ce faisant, une combinaison des méthodes manuelle et automatisée pourrait être avantageuse avec un premier calage manuel élémentaire du modèle suivi d'un calage automatique pour affiner les résultats.

6.1.2 Calage du sous modèle d'évaluation de la neige

La qualité des résultats produits par le sous-modèle d'évaluation du couvert de neige d'Hydrotel est évaluée par comparaison aux données des modèles proposés par Brown et Tapsoba et dans une moindre mesure, aux données de hauteurs de neige in-situ recueillies sur quelques stations d'observation du bassin. La comparaison de plusieurs caractéristiques de ces sorties extraites entre 1980 et 1997 apparaissent sur les Figures 5.5 et 5.6.

En préambule à l'analyse de la qualité d'évaluation du couvert de neige par Hydrotel, il est utile de rappeler que les données météorologiques observées et utilisées comme intrants ont été supposées comme non-biaisées. Cette hypothèse est une source importante d'incertitude car certaines études ont montré des biais non négligeables dans l'enregistrement des données atmosphériques, entre autre concernant les quantités de précipitations solides souvent sous-évaluées (Goodison et al., 1998) à cause de facteur comme le vent. L'ensemble des biais associés à la météorologie observée ont un impact certain sur les estimations de neige d'Hydrotel, mais ceux-ci n'ont pas été évalués dans la présente étude.

Si on analyse d'abord les sorties moyennes d'ÉEN produites par chaque modèle sur cet horizon (Figure 5.5), on observe d'abord que la phase d'accumulation de l'ÉEN est très similaire pour les trois ensembles de données, ceci jusqu'au 15 mars environ. La variabilité interannuelle mesurée est aussi relativement semblable bien que légèrement plus importante pour le jeu de données Brown. Cette différence est en partie explicable par la résolution de ces données. Un modèle avec une résolution spatiale plus grossière peut en effet avoir tendance à introduire des disparités spatiales et temporelles exagérées pour définir la couverture neigeuse du territoire, les progressions d'ÉEN et de couverture se réalisant plus par échelons même si le fait d'analyser la réponse globale permet d'atténuer en partie cet

aspect. Le maximum des courbes d'ÉEN global moyen évaluées par Hydrotel et les données Brown est relativement similaire et se produit à des dates proches (autour du 15 mars). Pour la période comprise entre le 1^{er} novembre et le 31 mai finalement, l'erreur moyenne absolue est de +5.1 mm d'ÉEN entre les évaluations de Brown et celles d'Hydrotel, correspondant à une erreur relative moyenne de +15% (fortement influencée par l'erreur relative en fin de processus de fonte). Les données Tapsoba en revanche prévoient que l'ÉEN continu en moyenne d'augmenter jusqu'à un maximum plus grand de 10.3% (189 mm contre 171mm pour Hydrotel) et se réalisant autour du 1^{er} avril. Les erreurs moyennes absolues sont alors très variables. Sur les sept couples de points de données moyennes du 1^{er} janvier au 1^{er} avril, le biais absolu relevé entre les données Tapsoba et les sorties d'Hydrotel est de +15.3 mm d'ÉEN (soit +14% en erreur relative moyenne). Les trois couples de points décrivant la période du 15 avril au 15 mai engendrent ensuite une erreur absolue moyenne de +55.0 mm d'ÉEN (et +67% en erreur relative).

L'image moyenne dissimule cependant par nature un certain nombre d'informations. Le véritable maximum de l'ÉEN global annuel n'apparaît par exemple pas chaque année à la même date, il est donc nécessairement sous estimé sur la courbe moyenne d'ÉEN global de l'horizon complet. Certaines caractéristiques du couvert nival des 18 années de la période 1980-1997 ont donc aussi été analysées sur une base de temps annuelle. La Figure 6.3 permet ainsi de se rendre compte que le maximum annuel de l'ÉEN global moyen simulé par les trois modèles suit des courbes aux comportements relativement similaires. Sur l'horizon complet, les couples de valeurs moyennes et médianes sont aussi très proches avec un biais relatif respectivement de +12% et de +7% pour la moyenne simulée par les données Brown et les données Tapsoba par rapport aux sorties d'Hydrotel. Ces biais sont aussi parfois influencés par des comportements annuels très spécifiques d'un modèle comme l'estimation très élevée de l'ÉEN maximum global par les données Brown en 1982 et en 1997.

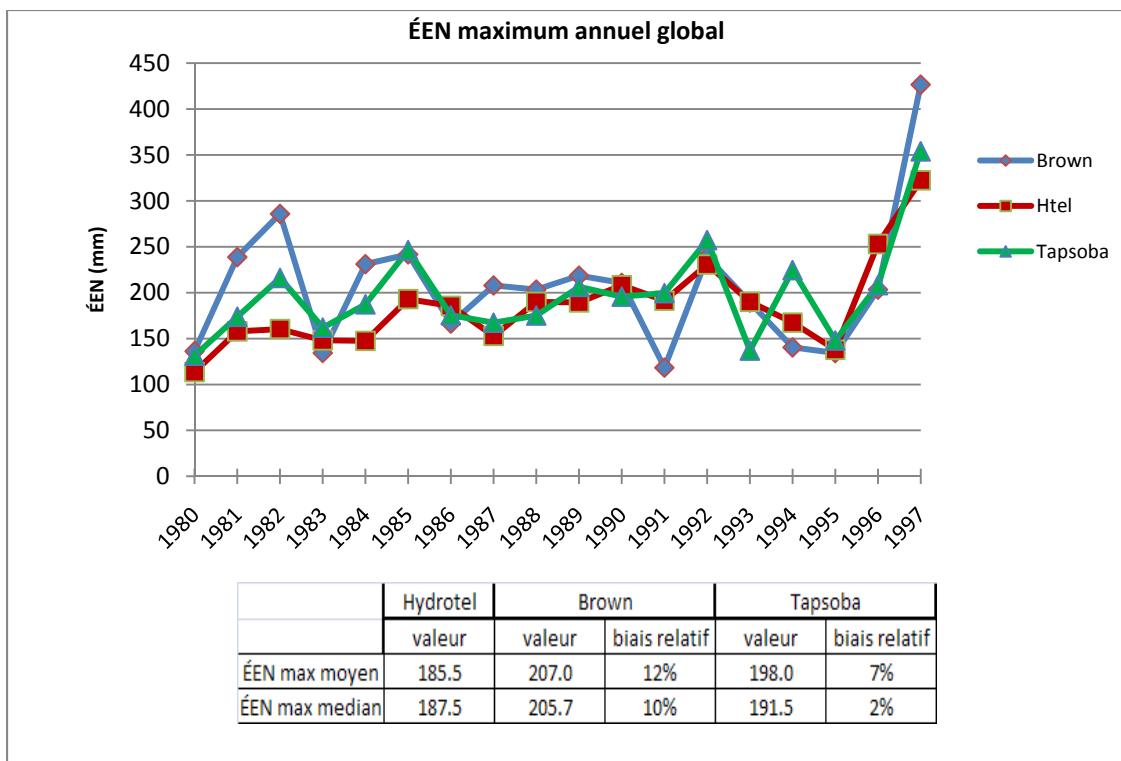


Figure 6.3 ÉEN maximum annuel global simulé entre 1980 et 1997 par le modèles Hydrotel piloté par observations et les données Brown et Tapsoba.

La Figure 6.4 exprime quant à elle la dispersion sur l'horizon complet des jours d'occurrence de l'ÉEN maximum global. Contrairement à ce que laissait penser la courbe moyenne d'ÉEN (Figure 5.5), cette journée se réalise en moyenne 12 jours plus tôt selon les données Brown par rapport aux sorties d'Hydrotel (le 6 mars contre le 18 mars). Là encore, ces écarts découlent en partie de comportements annuels particuliers comme celui simulé en 1984 par les sorties de Brown avec un maximum très précoce dans l'année et le phénomène inverse simulé en 1985 par Hydrotel. Les profils d'évolutions de l'ÉEN global de chacune de ces années ont été extraits (Figure 6.5) pour tenter d'identifier l'origine de tels écarts.

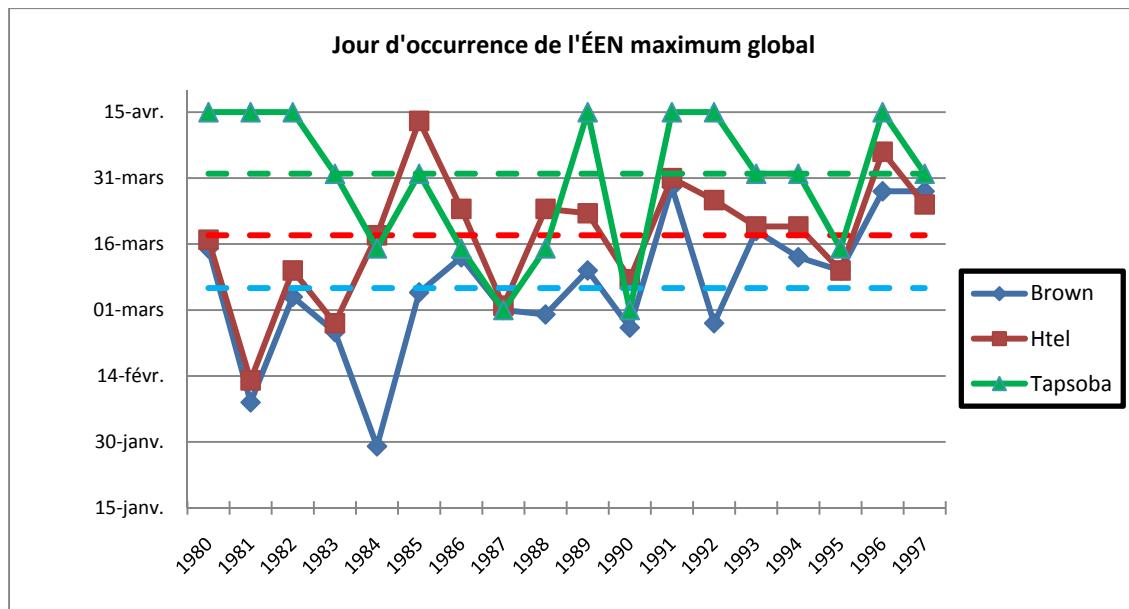


Figure 6.4 Jour d'occurrence de l'ÉEN maximum annuel global simulé entre 1980 et 1997 par le modèles Hydrotel piloté par observations et les données Brown et Tapsoba.

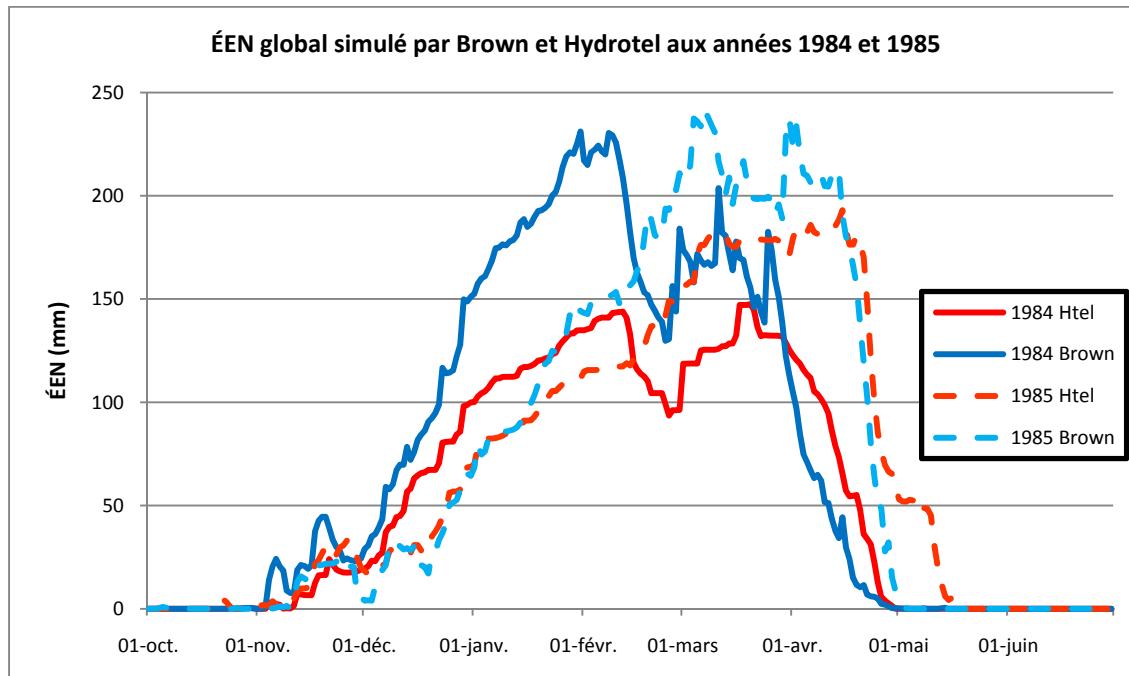


Figure 6.5 Comparaison des profils d'accumulation et de fonte de l'ÉEN global des années 1984 et 1985 simulés par Hydrotel et les données Brown.

La Figure 6.5 prouve que si les amplitudes d'accumulation de l'ÉEN global peuvent être assez distinctes selon les simulations d'Hydrotel ou les données Brown, la synchronisation des dynamiques de fonte et d'accumulation est bonne. Les plus grand biais observés à la Figure 6.4 quant aux dates d'occurrence du maximum global d'ÉEN sont à l'origine de deux constats. Il semble d'abord que les accumulations d'ÉEN issues des données Brown soient régulièrement d'amplitude supérieure à celles prévues par Hydrotel, particulièrement en début d'hiver. Lorsqu'un redoux apparaît au milieu de l'hiver comme il semble que ce fut le cas en 1984, le profil d'accumulation d'ÉEN peut laisser apparaître un double pic. A cause des accumulations supérieures prévues par les données Brown, le premier pic pourra être supérieur au second à l'inverse des simulations d'Hydrotel ce qui engendre un écart notable de date du maximum d'ÉEN comme en 1984 (Figure 6.5). Le deuxième constat concerne le manque de souplesse de l'algorithme de détection du maximum global d'ÉEN développé dans l'étude. En effet, selon les années, les profils d'ÉEN global annuel peuvent comporter plusieurs maximums locaux proches en valeur et parfois éloignés dans le temps mais l'algorithme ne détecte que le maximum absolu de la courbe. Ainsi, l'importance des écarts observés à la Figure 6.4 est à considérer avec précaution. On observe en effet autant en 1984 qu'en 1985 que de très légères variations des quantités d'ÉEN simulées par chaque modèle pourraient décaler et faire coïncider la date d'occurrence du maximum global d'ÉEN.

Les données de Tapsoba renvoient à une date encore plus avancée de 12 jours en moyenne par rapport à Hydrotel. L'estimation extraite de ce jeu de données est cependant moins précise à cause du pas de temps réduit au niveau bimensuel.

L'analyse de la médiane et des quartiles associés aux caractéristiques d'ÉEN maximum absolu annuel (Figure 6.6) est instructive pour évaluer les disparités régionales produites par chaque modèle. On observe ainsi que ce sont plutôt les données Brown qui prévoient localement les valeurs d'ÉEN annuel les plus importantes, avec une valeur médiane supérieure de 20% à celle d'Hydrotel et de 32% à celle de Tapsoba. La variabilité interannuelle modélisée par la hauteur des boîtes (50% des valeurs) et l'intervalle entre les valeurs extrêmes (100% des valeurs) est aussi plus grande telle que simulée par Brown, celle

simulée par Tapsoba étant aussi relativement restreinte par rapport aux deux autres jeux de données.

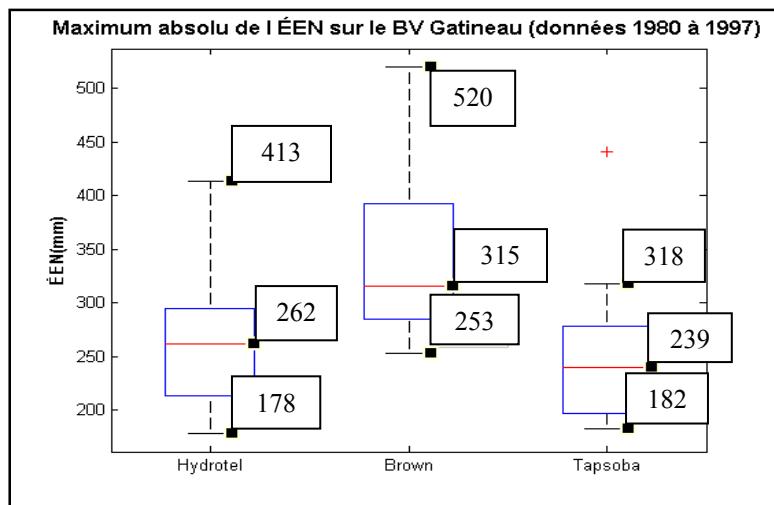


Figure 6.6 Médiane et quartiles calculés pour l'ÉEN maximum absolu prévu par les données Brown, Tapsoba et par Hydrotel piloté par observations entre 1980 et 1997.

La validation des résultats du modèle d'accumulation et de fonte de la neige d'Hydrotel est complexe car les deux jeux de données de référence ne donnent pas les mêmes indications selon la caractéristique nivale étudiée. La question qui vient naturellement consiste à se demander lequel des jeux de données Brown ou Tapsoba donne les résultats les plus proches de la réalité. Il n'existe certainement pas de réponse évidente à cette question, chaque modèle possédant généralement ses propres forces et faiblesses, ils ne consistent qu'en une reproduction imparfaite de la réalité. En fonction de la manière dont ils ont été élaborés et de leurs propriétés, il est quand même possible de distinguer les données Brown et Tapsoba sur plusieurs points.

Malgré leur nature bimensuelle, les données extraites de Tapsoba ont à leur crédit une résolution de maille environ trois fois supérieure rendue possible par des résultats qui se limitent au territoire du Québec, et un algorithme qui se base sur des observations d'ÉEN interpolées et corrigées sur le territoire en fonction de la topographie. La résolution et la précision des données restent intrinsèquement liées à la densité des données d'ÉEN qui ont

servi de base au krigage. Les données Tapsoba ont été vérifiées sur le bassin versant Gatineau mais seulement pour la mi-mars de l'année 1982 (Tapsoba *et al.*, 2005) ce qui ne permet pas de supposer une validité sur l'horizon complet 1980-1997. Ces données sont aussi utilisées par Hydro-Québec pour l'évaluation de l'ÉEN maximum annuel. Si on suppose qu'il s'agit d'une des forces des données Tapsoba, ceci constitue un point positif car les ÉEN maximums autant globaux que locaux évalués par Hydrotel sont assez fidèles à ceux extraits des données Tapsoba, du moins entre 1980 et 1997 comme présenté en Figures 6.3 et 6.6. Il apparaît aussi que si les valeurs maximales de la courbe moyenne d'ÉEN extraite de Tapsoba semblent plus élevées (Figure 5.5), c'est plutôt parce que ces valeurs sont reproduites régulièrement au même moment chaque année à l'inverse de Brown et d'Hydrotel dont la variabilité temporelle sur cette caractéristique est supérieure comme le prouve la Figure 6.4. En revanche, le maximum d'ÉEN produit par les données Tapsoba semble se réaliser de manière assez tardive sans qu'on puisse vraiment en expliquer la raison. En tenant compte de sa précision aux 15 jours, la Figure 6.4 révèle en effet que les données Tapsoba prévoient une accumulation d'ÉEN qui se poursuit après le 1^{er} avril pour au moins sept et jusqu'à douze des dix-huit années étudiées. En analysant les dynamiques de hauteur de neige observées présentées à la Figure 5.7, la hauteur maximale moyenne du couvert, qui correspond ou précède en général de quelques jours la date de l'ÉEN maximum selon l'évolution de la densité de la neige, est observée au cours du mois de mars. Il semble donc que les données Tapsoba surestiment les quantités d'ÉEN aux mois d'avril et de mai malgré que ce biais ne soit pas explicable à partir des renseignements disponibles.

Les sorties extraites de Brown ont déjà été exploitées dans plusieurs études (Ge et Gong, 2008; Frei *et al.*, 2005; Brown *et al.*, 2009), mais plutôt à des échelles plus grandes que le niveau régional. Il est possible d'observer une évaluation moyenne de l'ÉEN très similaire entre les données d'Hydrotel et celles de Brown (Figure 5.5), bien que l'analyse dans le détail des années ait aussi révélé un ÉEN maximum global plus élevé selon les données Brown (Figure 6.3) et surtout une variabilité et des extrêmes généralement plus importants concernant plusieurs caractéristiques extraites de ce jeu de données (Figures 6.4 et 6.6). Un biais connu associé aux données Brown est une représentativité marquée des dynamiques

associées à un milieu ouvert et protégé (Brown, comm. pers., 2009) car les échantillons d'observations qui ont servi de squelette au jeu de données correspondent à ceux de stations nivométriques très majoritairement situées dans des milieux découverts. Il en découle que l'accumulation simulée pourrait être exagérée par rapport à des données observées si ces stations sont effectivement bien protégées de facteurs comme le vent. Ceci est généralement le cas quand on procède à des percées au milieu d'un couvert forestier pour l'implantation des outils de mesure de la neige. De la même manière, la fonte simulée par les données Brown sera en moyenne plus rapide et plus précoce que celle normalement observée sur un territoire avec une végétation mixte. Cette indication, même si elle n'a pas été complètement vérifiée, constitue en soit un aspect positif pour la validation des sorties d'Hydrotel. Les Figures 6.3, 6.5 et 6.6 amènent en effet à l'observation d'une amplitude des accumulations d'ÉEN autant globales que locales en retrait par rapport à celle prévue par les données Brown. La Figure 6.4 montre aussi qu'Hydrotel prévoit presque toujours une occurrence du maximum global d'ÉEN annuel postérieure à celle des données Brown ce qui peut présupposer que la fonte sera plus tardive dans les simulations d'Hydrotel. Cette tendance est d'ailleurs aussi visible dans les profils de fonte moyens sur l'horizon 1980-1997 (Figure 5.5). En connaissance du biais potentiel des données Brown, on peut supposer que la couverture neigeuse simulée par Hydrotel disparaît trop rapidement du territoire car cette dynamique apparait comme synchronisée avec celle extraite des données Brown (Figure 5.6). La fraction de conifères et de feuillus renseignée dans Hydrotel devrait en effet avoir pour conséquence de créer un certain délai dans le processus de disparition du couvert par rapport à celui simulé par les données Brown. Le processus d'apparition du couvert neigeux est quand à lui retardé d'un délai moyen d'environ 15 jours selon les simulations d'Hydrotel et par rapport aux données Brown (Figure 5.6). En revanche la dynamique d'apparition est ensuite bien reproduite, l'accumulation produite par les deux jeux de données étant assez parallèle. Notons que ce délai aurait pu être en partie justifié par les mécanismes d'interception de la neige par la végétation, mais ces interceptions ne sont pas simulées par Hydrotel. Il est aussi possible que les premières chutes de neige simulées par Hydrotel soient trop tardives à cause d'une température de transition pluie/neige trop basse. L'analyse de sensibilité de ce paramètre sur les dynamiques d'apparition et de disparition du couvert dans Hydrotel a

cependant révélé une très faible influence. Il est aussi utile de rappeler que la comparaison de ces dynamiques est nécessairement limitée par la différence de résolution spatiale des deux ensembles de données.

La comparaison des hauteurs de neige produites par Hydrotel et observées aux endroits des stations nivométriques a quant à lui plutôt permis l'ajustement du paramètre de compaction du manteau neigeux. Ceci étant, cette comparaison permet aussi de confirmer que les hauteurs de neige comme les densités de la neige (par lien de proportionnalité) découlant des simulations d'Hydrotel sont rationnelles et réalistes.

En conclusion, on peut estimer que le calage du sous modèle d'évaluation de la neige est acceptable car il permet de reproduire de manière convenable les valeurs et dynamiques extraites de produits de référence comme les données Brown et Tapsoba. Si on devait déclarer certains biais potentiels, ils concerneraient l'ÉEN maximum annuel (local et global) simulé par Hydrotel qui semble un peu en retrait par rapport à celui extrait des autres jeux de données. Une ré-estimation à la hausse de cette valeur permettrait d'ailleurs potentiellement de réduire la sous-estimation de la pointe de crue printanière relevée dans l'analyse des résultats hydrologiques. Il semble aussi que le modèle Hydrotel simule un processus de fonte trop précoce. La problématique majeure de la validation de ces données de neige concerne le degré de confiance attribuable aux jeux de données Brown et Tapsoba dont la réponse diffère sous plusieurs aspects. Un complément efficace à cette validation serait la comparaison des sorties d'Hydrotel aux données de stations in-situ disposant d'enregistrement de l'ÉEN sur une base de temps quotidienne et d'une couverture temporelle de plusieurs années.

6.2 Comparaison des sorties extraites d'Hydrotel et du MRCC avec options de pilotage multiples

6.2.1 Comparaison en climat présent

En conservant à l'identique le paramétrage d'Hydrotel après la procédure de calage/validation, la sensibilité du modèle a été testée en modifiant l'origine des intrants

météorologiques. A cette fin, Hydrotel a été alimenté par les données météorologiques du MRCC lui-même piloté soit par réanalyses (aft) soit par le MCGC3 (afx). Les simulations directes de neige du MRCC pour ces mêmes conditions de pilotage ont en outre aussi été extraites pour comparaison.

Qu'il s'agisse d'Hydrotel ou du MRCC, les courbes d'ÉEN global moyen qui découlent du pilotage externe par les réanalyses ERA40 sont très proches de celle produite par Hydrotel entre 1980 et 1997 lorsqu'il est renseigné par la météorologie observée. Les Figures 5.9 et 5.11 mettent en évidence un biais absolu ne dépassant jamais 20 mm d'ÉEN et dont les plus fortes amplitudes apparaissent au début de la période d'accumulation et à la fin du processus de fonte, là où la variabilité entre modèles est souvent plus importante. Sur la période comprise entre le 1^{er} novembre et le 31 mai, l'erreur relative moyenne entre les sorties d'Hydrotel renseigné par les observations puis en aft est de -13% et l'erreur absolue de -6.8 mm. La même analyse par comparaison aux sorties du MRCC piloté afx donne une erreur relative de +13% et un biais moyen de +1.3 mm d'ÉEN. Cette analyse comparative ne peut être interprétée comme une source supplémentaire de validation d'Hydrotel. On peut en revanche supposer que la météorologie produite par le MRCC lorsqu'il est piloté par ces réanalyses doit être assez similaire aux données observées, du moins en ce qui concerne les données de septembre à juin de cet horizon. De la même manière, sous ces conditions, le modèle CLASS implanté dans le MRCC semble s'accorder avec le modèle Hydrotel en ce qui a trait aux caractéristiques du couvert nival.

Lorsqu'on se transpose aux sorties émanant du pilotage du MRCC par le MCGC3, les différences entre les courbes moyennes d'ÉEN global deviennent significatives. Comme on peut l'observer à la Figure 5.10, Hydrotel et CLASS ont alors deux comportements distincts, le premier ayant tendance à sous-estimer l'apport d'ÉEN tout au long de l'hiver tandis que le second les surestime par rapport à la courbe d'ÉEN global moyen de référence. Les moyennes des erreurs relative et absolue d'ÉEN observées entre le 1^{er} novembre et le 31 mai indiquent cette fois des écarts plus nets, avec des erreurs relative et moyenne de -24% et -23.6 mm entre les deux simulations d'Hydrotel et de +29% et +22.8 mm lorsqu'on compare

les sorties du MRCC avec les données de référence. Dans chaque cas, le biais augmente tout au long du processus d'accumulation d'ÉEN pour atteindre au maximum une valeur absolue proche de 50 mm d'ÉEN (Figure 5.11). Cette modification de source météorologique prouve que le MRCC et Hydrotel simulent de manière fort distincte les processus d'accumulation et de fonte de la neige, ceci contrairement à ce qu'aurait pu laisser penser l'analyse en pilotage aft.

On remarque aussi que les écarts types de la courbe d'ÉEN global moyen de référence (issue d'Hydrotel renseigné par les données météo observées) sont dans l'ensemble toujours plus grands que leurs équivalents en provenance du MRCC ou d'Hydrotel piloté aft ou axf (Figure 5.9 et 5.10). On peut donc supposer qu'à la source, le MRCC reproduit difficilement la variabilité interannuelle naturelle des données de précipitation et de température, ce qui induit une variabilité interannuelle du couvert neigeux moindre.

Les dynamiques moyennes de recouvrement du territoire par la neige se distinguent aussi nettement selon le modèle à l'origine des simulations. On observe à la Figure 5.12 que pour un modèle de simulation donnée (Hydrotel ou le MRCC), la nature des intrants météorologiques (aft ou axf) ne va pas avoir une influence notable sur l'évaluation de la couverture moyenne de neige. On note d'ailleurs qu'Hydrotel simule une dynamique de recouvrement du territoire quasiment identique lorsqu'il est alimenté par la météorologie observée et par les deux types de météorologies extraites du MRCC. La couverture moyenne directement simulée par le schéma de surface du MRCC est en revanche notablement éloignée des évaluations d'Hydrotel. Selon le modèle régional, la neige recouvre en effet la totalité du territoire environ un mois et demi avant la date prévue par Hydrotel, et elle disparait aussi près d'un mois plus tard.

Les différences d'évaluation de chacune de ces caractéristiques moyennes du couvert nival peuvent être à l'origine de trois facteurs : la spécificité de chaque algorithme, les biais inclus dans chaque type de météorologie et les différences de résolution de chaque modèle. Les grilles de données de précipitation solide et liquide ainsi que les données de température

moyenne provenant des observations et du MRCC sous les deux conditions de pilotage externe ont été analysées afin de confirmer ou d'infirmer leur rôle dans les différents écarts de comportements nivaux simulés. Pour l'ensemble des journées de simulation entre 1980 et 1997, une technique similaire à la compilation des données d'ÉEN a été réalisée, à savoir la moyenne à chaque pas de temps de l'ensemble des points de donnée météo donnant une condition moyenne (Température moyenne, Pluie, Neige) décrivant de manière globale le territoire. Ces sorties météorologiques sont comparées aux données observées afin de mettre en évidence l'existence ou non de biais moyens. Pour faciliter la comparaison, chaque donnée a été ramenée à l'échelle mensuelle, les données de température représentant donc la température moyenne mensuelle et les précipitations des quantités solides ou liquides cumulées à chaque mois.

L'ensemble des graphiques de la Figure 6.7 permettent d'abord d'observer que les biais entre la météo produite par le MRCC piloté par les réanalyses (aft) et la météo observée sont dans l'ensemble plus petits que lorsqu'on se sert de la météo du MRCC piloté par le MCGC (afx). Ces biais ne sont cependant pas nuls et si la réponse globale en ÉEN en conditions de pilotage aft est très comparable à la celle obtenu à l'aide des données observées, il est possible que des phénomènes de compensation d'un biais par un autre soient en cause. Un déficit en précipitations solides peut par exemple être compensé dans le calcul d'ÉEN par un surplus de précipitations liquides à la même période et inversement. Concernant la température moyenne simulée dans les conditions aft, il semble exister un léger biais négatif au milieu de l'hiver (mois de novembre à janvier) suivi d'un biais positif en février et en mars qui pourrait influencer la date de la fonte du couvert. Les précipitations sont relativement bien retranscrites, les grands écarts relatifs étant associés à des périodes où les précipitations sont peu élevées. On note cependant une exagération des quantités de pluies simulées lors des mois de mars et d'avril. Le biais est évident en terme relatif avec des surestimations respectives de 38% et 43%, le biais absolu est néanmoins faible en mars (6 mm) et plus significatif en avril (16 mm). Ce biais est à mettre en relation avec l'erreur de température observée à cette période et pourrait aussi avoir comme impact une disparition plus précoce du couvert neigeux.

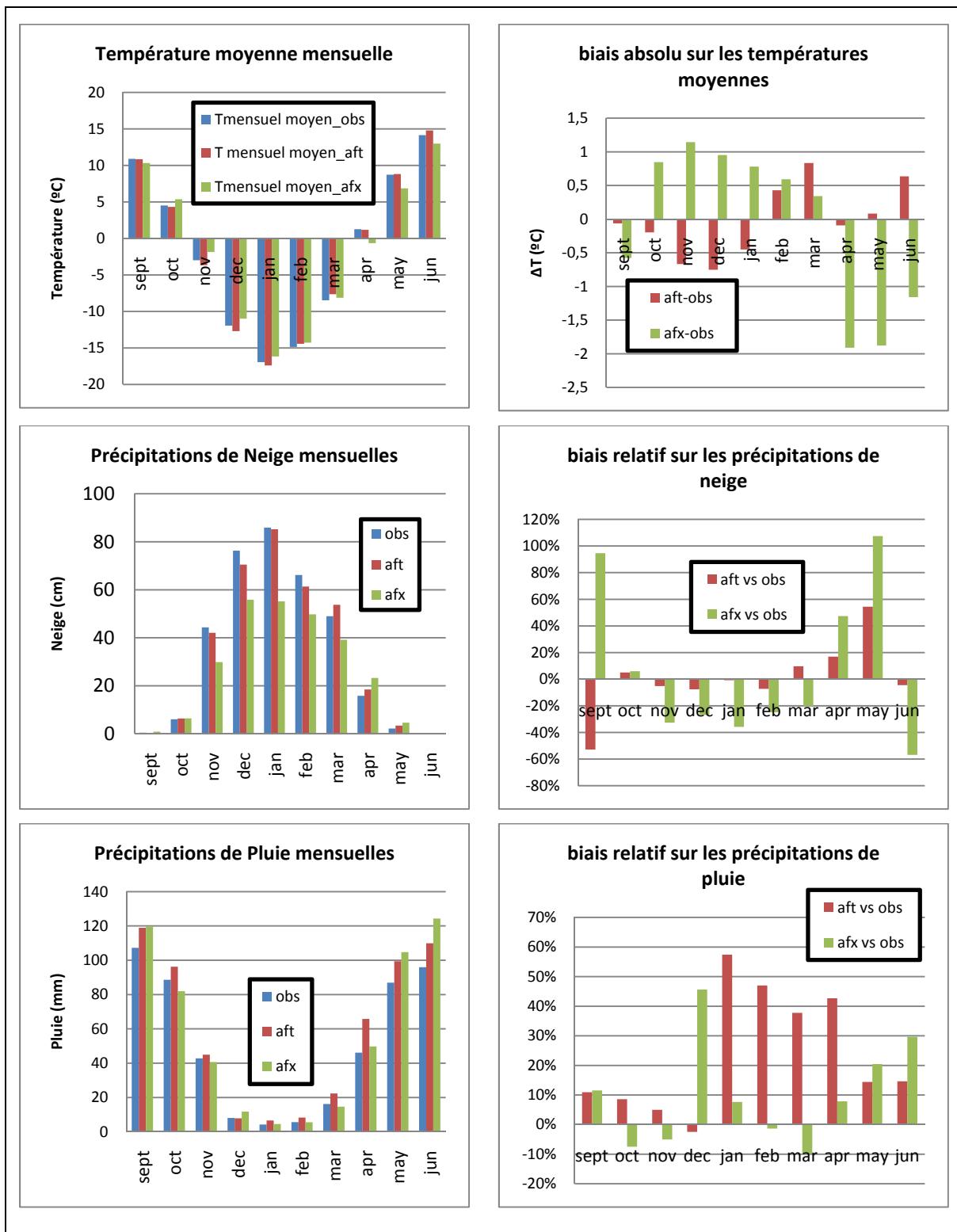


Figure 6.7 Comparaison des données météorologiques mensuelles moyennes observées et extraites du MRCC entre 1980 et 1997 selon le pilotage aft et afx.

Ceci peut expliquer une partie des écarts d'ÉEN observés à la Figure 5.11. L'estimation de l'ÉEN global moyen effectuée par CLASS lorsque le MRCC est piloté aft est supérieure aux observations aux mois de novembre à janvier (Figure 5.9), cette tendance pouvant être liée au léger surplus de pluies prévu par la météorologie lors de ces mois. Le processus de fonte est aussi à l'origine d'écarts de simulations. Hydrotel prédit un déclenchement de la fonte plus précoce que la courbe de référence (Figure 5.9) ce qui engendre un biais négatif d'ÉEN tout au long de la fonte. La fonte démarre en moyenne à la même date que pour la courbe de référence selon les données de CLASS, mais celle-ci semble être plus rapide ensuite ce qui génère aussi un biais négatif d'ÉEN.

La Figure 5.11 met aussi en évidence des écarts significatifs lorsque le MRCC est piloté à ses frontières par le MCGC plutôt que par les réanalyses. La météorologie extraite dans ces conditions explique en grande partie la sous-évaluation de l'ÉEN global moyen réalisée par Hydrotel. On distingue en effet sur la Figure 6.7 un biais positif important des températures moyennes apparaissant dès octobre et variant de +1.2°C en novembre à +0.6°C en février. Il semble que les quantités totales de précipitations associées à cette période soit en dessous de celles observées. En connexion avec les biais en température, les précipitations extraites du MRCC se retrouvent par ailleurs majoritairement sous forme liquide et il existe un déficit important de précipitations de neige pour les mois de novembre à mars. Le processus d'accumulation de l'ÉEN est majoritairement réglé par les chutes de neige associées à cette période. Le biais continu d'accumulation de l'ÉEN produit par Hydrotel piloté aft est certainement directement connecté à ce déficit de neige. Lors des mois d'avril et de mai, on note ensuite sur la Figure 6.7 un biais significatif des températures de l'ordre de -1.9°C et des précipitations totales cette fois supérieures à celles observées dont une part non négligeable de précipitation de neige. Le biais en température provoque certainement le retard dans le processus de fonte de la courbe d'ÉEN global moyen d'Hydrotel piloté aft (Figure 5.10) et la diminution du biais lors de la fonte est sûrement permise grâce aux précipitations supplémentaires introduites par cette météorologie. Le comportement de CLASS dans les conditions de pilotage aft est complexe à mettre en relation avec les biais météorologiques. Une accumulation d'ÉEN supérieure à la courbe de référence s'explique en effet

difficilement lorsqu'il existe un déficit de précipitations neigeuses. Il faut malgré tout considérer que les algorithmes associés à CLASS et à Hydrotel fonctionnent selon des logiques bien distinctes. CLASS est en effet imbriqué dans le processus de simulation du MRCC, chacune de ses évaluations ayant ainsi un impact sur les bilans énergétiques et massiques réalisés à chaque pas de temps par le modèle de climat. A l'inverse, Hydrotel ne fait que réagir aux produits météorologiques extraits du MRCC par l'intermédiaire d'algorithmes parfois simplifiés à l'image de l'utilisation de la méthode degrés jour pour l'évaluation de la fonte. Il est donc impossible de comparer la sensibilité de chaque modèle à la météorologie simulée car un modèle peut influer dessus et l'autre pas. Une analyse fine des processus énergétiques mis en causes dans CLASS pourrait aider à comprendre ces écarts. Une piste d'explication d'un biais positif associé aux évaluations d'ÉEN du MRCC concerne l'algorithme de calcul de la densité implanté dans la version 2.7 de CLASS. Celui-ci ne tiendrait pas compte des températures atmosphériques et généreraient des densités et des conductivités thermiques du couvert exagérées particulièrement en fin de processus d'accumulation (Harvey, 2010). A évaluation égale des hauteurs de neige, l'ÉEN simulé par CLASS devrait alors être supérieur à celui simulé par Hydrotel. Ce défaut, qui devrait être corrigé dans les nouvelles versions du schéma de surface du MRCC, pourrait en partie expliquer les estimations élevées d'ÉEN extraite de CLASS. Cependant, ce biais n'apparaît pas de manière aussi évidente dans les conditions aft, ce qui prouve que le calcul de la densité ne peut pas être seul responsable des écarts observés. De manière identique à Hydrotel, CLASS simule ensuite un départ de fonte retardé par rapport à la courbe moyenne de référence puis un processus de fonte du manteau neigeux accéléré qui permet de rattraper le biais engendré lors de l'accumulation.

Les défauts de modélisation de la météorologie influencent l'ensemble des sous-processus de l'hydrologie continentale et ont ainsi nécessairement en bout de chaîne un impact sur l'hydrogramme moyen simulé. La Figure 6.8 expose les hydrogrammes moyens du sous-bassin versant Ceizur obtenus pour l'horizon 1980-1997. Les mêmes résultats associés aux autres sous-bassins sont disponibles en Annexe V.

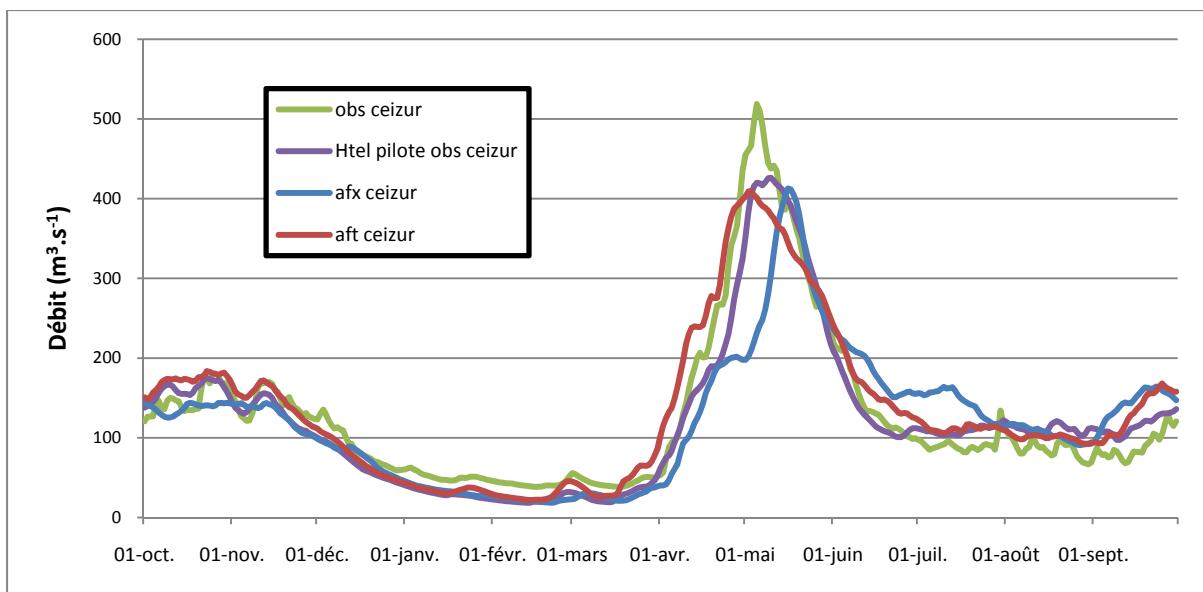


Figure 6.8 Hydrogrammes moyens observé et produits par Hydrotel sous plusieurs options de pilotage à l'endroit du sous-bassin Ceizur et pour l'horizon 1980-1997.

Plusieurs écarts relevés sur les dynamiques du couvert nival semblent avoir une répercussion directe sur l'hydrogramme moyen. Ainsi, dans les conditions de pilotage aft, l'arrivée précoce du processus de fonte provoque un départ moyen de la crue printanière avancé par rapport à la crue observée. Dans les conditions de pilotage afx, la modification de la crue est encore plus notable. Elle se réalise en effet de manière plus ou moins marquée selon le sous-bassin étudié en deux périodes ou pics de crue. La première période intervient au mois d'avril avec l'enclenchement de la crue retardé par rapport aux observations, ceci en lien direct avec le retard du processus de fonte du manteau neigeux mis en évidence plus haut dans l'analyse. Ce premier pic de crue s'atténue ensuite notablement au début du mois de mai certainement influencé par le biais négatif des températures afx qui s'oppose à la fonte de la neige. Un regain de la crue intervient ensuite en moyenne à la mi-mai cette fois potentiellement sous l'influence des biais positifs significatifs associés aux précipitations.

Cette analyse comparative illustre d'abord que les conditions de pilotage aux frontières du MRCC créent des écarts importants sur l'ensemble des processus simulés par celui-ci, à commencer par les variables atmosphériques de précipitation et de température comme observé à la Figure 6.7. Elle met aussi en évidence une sensibilité de chaque modèle à ces

biais bien distincte, au moins en ce qui concerne les modules ou algorithmes impliqués dans le calcul des processus d'accumulation et de fonte de la neige. Comme illustré à la Figure 6.8, ces nouvelles simulations des dynamiques du couvert neigeux, certainement combinées aux modifications d'autres processus, ont un impact certain sur l'hydrologie moyenne du territoire. Dans le cas du pilotage *afx* par exemple, la caractéristique de crue printanière est profondément modifiée avec l'apparition d'un double pic de crue.

L'enseignement à retenir pour la suite de l'analyse est que le fait d'exploiter les sorties météorologiques du MRCC piloté *afx* comme intrants dans Hydrotel est une source de biais pour l'évaluation du couvert neigeux en climat présent et, on peut l'imaginer facilement, également en climat futur également. Il reste que cette option de pilotage est la seule disponible pour le climat futur. Le fait d'utiliser deux méthodes de pilotage différentes pour les simulations en climat présent et futur engendrerait cependant une incertitude encore plus grande. La méthode communément utilisée pour réduire l'erreur engendrée par les biais météorologiques en climat futur qui est adoptée dans la suite de cette étude consiste à toujours évaluer les écarts de réponses entre climat futur et présent (découlant d'un pilotage commun) plutôt que la réponse future directe.

6.2.2 Comparaison en climat futur

Une comparaison identique des sorties du MRCC et d'Hydrotel a été réalisée en climat futur. Le but premier est d'étudier la nature de la réponse de chacun des modèles selon plusieurs horizons de plus en plus éloignés dans un contexte de changements climatiques. La deuxième utilité de la démarche consiste à évaluer si les écarts observés en climat présent apparaissaient toujours et avec la même amplitude pour des horizons futurs.

Les Figures 5.13 et 5.14 du chapitre précédent décrivent les sorties d'ÉEN global moyen pour le territoire du bassin versant Gatineau extrait soit d'Hydrotel soit directement du MRCC toujours dans les conditions de pilotage *afx* et pour quatre horizons de 30 ans étalés entre 1971 et 2099. Quelque soit le modèle, il apparaît que plus l'horizon temporel est

éloigné, moins les accumulations d'ÉEN sont importantes. Par ailleurs, la date de début du processus de fonte est aussi avancée à mesure qu'on s'éloigne dans le temps. Ces transformations, auquel on peut s'attendre en contexte de changements climatiques, apparaissent de manière plus claire et progressive au travers des simulations produites par Hydrotel par comparaison à celles du MRCC. Ce dernier prévoit plutôt une modification notable de la dynamique d'accumulation et de fonte de l'ÉEN entre les deux premiers horizons, soit l'horizon présent et l'horizon 2020. Par la suite, les courbes d'évolution de l'ÉEN global moyen sont beaucoup plus rapprochées d'un horizon futur à l'autre. Une autre dynamique moins attendue révélée par ces graphiques concerne le processus de fonte qui se termine quasiment à la même date en se déplaçant dans les horizons de simulation, ceci malgré un début du processus de fonte plus précoce. Il en découle que selon les modèles exploités, la simulation de la fonte du couvert nival devrait être en moyenne de plus en plus longue.

La Figure 5.15 met en évidence que le MRCC simule un ÉEN moyen significativement plus important qu'Hydrotel quelque soit l'horizon temporel. Cependant, l'écart est nettement plus marqué dans l'horizon présent (1971-2000) que dans les horizons futurs qui suivent. En horizon présent, l'écart moyen culmine en effet à une valeur d'environ 100 mm tandis qu'il est réduit à environ 65 mm d'ÉEN pour les trois horizons futurs. Il faut noter que cet écart est amplifié par le fait que le MRCC accumule de l'ÉEN plus longtemps qu'Hydrotel à chacun des horizons étudié. Encore une fois, il est complexe de desseller si cet écart est plus attribuable à une sous-estimation de l'ÉEN par Hydrotel, une surestimation des valeurs simulées par CLASS ou une combinaison de ces deux biais. Pour vérifier si le calcul de la densité de la neige pourrait être en cause dans un éventuel biais associé à CLASS, il faudrait réitérer le même type d'analyse avec l'ultime version du MRCC dont certains paramètres du schéma de surface ont été corrigés. Une explication à la réduction des écarts entre les sorties du MRCC et d'Hydrotel pour le climat présent d'une part et les horizons futurs d'autre part n'a pas été trouvée. Cette observation soulève le fait qu'on ne peut pas supposer que l'écart observé lors des simulations en climat présent entre les deux modèles va se retrouver à

l'identique en climat futur, ce qui constitue une source d'incertitude supplémentaire des résultats généraux de la présente étude.

En adéquation avec les spéculations quant au climat futur, les Figures 5.16 et 5.17 montrent que le coefficient de variation de l'ÉEN qui matérialise la variabilité interannuelle des sorties d'ÉEN pour chaque horizon devrait augmenter à mesure qu'on s'éloigne dans le temps. Si cette tendance semble évidente pour les horizons très éloignés comme la projection sur la période 2070-2099, les écarts entre les courbes symbolisant l'horizon présent et l'horizon 2020 ou 2040 sont moins significatifs. Les plus fortes variations du coefficient de variation se situent logiquement en tout début de l'accumulation d'ÉEN et en fin de la période de fonte à cause de la variabilité naturelle associé à la date d'occurrence de chacun de ces processus. Les plus grandes variations d'amplitudes coïncident d'ailleurs plutôt à la période de fonte lorsqu'on se déplace vers des horizons plus lointains, ce qui amène à penser que les modèles prévoient un impact plus important sur la période de retrait de l'ÉEN en contexte de changements climatiques plutôt que sur les périodes d'accumulation par exemple. En comparant les deux figures l'une avec l'autre, on note aussi que le coefficient de variation relatif aux simulations d'Hydrotel est toujours supérieur à celui des simulations du MRCC. Au milieu des périodes moyennes d'accumulation d'ÉEN, soit autour du mois de février, ce coefficient varie entre 0.3 et 0.6 selon l'horizon sélectionné pour Hydrotel, et entre 0.15 et 0.3 pour le MRCC. En parallèle, les écarts entre les courbes de chaque horizon sont plus visibles d'après les simulations d'Hydrotel comparativement à celles du MRCC. Cet écart provient en partie du fait que le MRCC produit des moyennes d'ÉEN significativement plus importante, mais la variabilité de ces sorties d'ÉEN est relativement moins importante que celle des sorties d'Hydrotel. On peut donc supposer à nouveau que le sous modèle d'évaluation de la neige d'Hydrotel a tendance à produire plus de variabilité que CLASS. Il faut rappeler malgré tout que l'ensemble des résultats dépendent toujours de la capacité du MRCC à reproduire une bonne variabilité, car dans tous les cas, la météorologie et ses dynamiques interannuelles proviennent du MRCC.

La Figure 5.18 finalement expose les dynamiques d'apparition, de maintien et de disparition d'un couvert neigeux sur le territoire simulées par le MRCC et Hydrotel pour chaque horizon temporel présent et futur. Le premier point déjà soulevé concerne la différence très notable d'évaluation de ces dynamiques selon chaque modèle. Le MRCC au travers de CLASS prévoit en effet un début de recouvrement du territoire par la neige plus précoce de un à deux mois selon l'horizon étudié avec un écart qui se maintient en général tout au long du recouvrement du territoire. La disparition du manteau simulée par CLASS arrive ensuite plus tard, de 15 jours à un mois environ par rapport à celle prévue par Hydrotel. Ainsi, la durée du couvert permanent est très significativement supérieure d'après le MRCC, y compris à l'horizon 2080 par rapport à celui de l'horizon présent simulé par Hydrotel. De tels écarts peuvent en partie provenir de la différence de résolution spatiale de chaque modèle qui a une influence certaine concernant l'évaluation des dynamiques de recouvrement du territoire par la neige. Mais celle-ci ne peut malgré tout pas expliquer l'étendue des écarts de dates d'amorçage des processus d'apparition et de disparition du couvert neigeux. Ces différences ont certainement pour origine deux méthodes d'évaluation du couvert neigeux distinctes entre Hydrotel et le MRCC avec des sensibilités à certains paramètres météorologiques probablement disparates. Le graphique de météorologie moyenne de la Figure 6.7 renseigne uniquement la période 1980-1997 et non l'horizon complet 1970. Il peut quand même donner une première indication et on observe que les accumulations de neige prévues par le MRCC piloté aux neiges sont pas nulles mais malgré tout très faibles (1cm accumulé en moyenne entre 1980 et 1997). Ces faibles quantités sembleraient donc suffisantes pour recouvrir durablement au moins en partie le territoire selon les simulations du MRCC comme l'indique la courbe en pointillés gras de la Figure 5.18. Il se peut aussi que cette couverture soit très fine et la métrique pourrait être corrigée en sélectionnant un seuil minimal d'ÉEN ou de hauteur de neige supérieur à zéro pour éliminer les «bruits» associés à des couvertures neigeuses très fines. L'autre aspect décrit par ce graphique est une fois de plus une sensibilité plus importante simulée par Hydrotel lorsqu'on se transpose d'un horizon temporel à l'autre. Encore une fois, les écarts apparaissent comme plus grands lors de la phase de disparition de la couverture neigeuse comme le prouve l'étalement de la surface en rouge de la Figure 5.18.

6.3 Analyse des métriques associées au couvert neigeux en projection future

L’élaboration de métriques associées à l’évolution de la couverture neigeuse peut être utile selon deux cheminements d’idées. Le premier se traduit par l’analyse la plus exhaustive possible des transformations à la fois spatiales et temporelles des caractéristiques de couverture neigeuse prédictes par le modèle hydrologique. Celles-ci devraient être directement influencées par les modifications du climat ce qui n’est pas forcément le cas d’autres processus de surface. Le deuxième, concernant plus un aspect pratique, découlerait de la sélection des métriques les plus parlantes afin par exemple de développer une campagne d’étude des changements climatiques. Des outils de mesures pourraient alors être installés selon des lieux spécifiques sur le territoire afin d’analyser des caractéristiques ciblées du couvert neigeux qui témoignent clairement et de manière précoce des modifications du climat.

L’analyse qui suit propose l’interprétation des résultats de modifications de la couverture nivale simulés par Hydrotel entre l’horizon actuel et l’horizon 2050 avec dans chaque cas une météorologie extraite du MRCC piloté par le MCGC (pilotage afx). Ces métriques sont celles exposées dans la partie 5.3.2 de ce rapport. Par la suite, les métriques intégrant un horizon temporel continu compris entre 1961 et 2099 ainsi que les métriques spatiales décrites en partie 5.3.3 seront interprétées.

6.3.1 Modifications prévues entre l’horizon présent 1961-1990 et l’horizon 2050

A l’image des courbes moyennes d’ÉEN global étudiées dans la section précédente, les modifications principales du processus d’accumulation et de fonte de l’ÉEN observées par comparaison entre l’horizon 2050 et le climat présent visibles sur la Figure 5.19 sont :

- une accumulation d’ÉEN en moyenne décalée de quelques jours en climat futur et un déficit d’ÉEN en climat futur qui augmente progressivement tout au long du processus d’accumulation,

- un maximum de la courbe d'ÉEN global moyen visiblement réduit en climat futur (88.9 mm d'ÉEN contre 126.2 mm d'ÉEN en climat présent),
- une date moyenne du début du processus de fonte de l'ÉEN avancée (le 9 mars pour l'horizon 2050 contre le 12 mars en climat présent),
- une fonte de l'ÉEN qui, bien qu'accélérée dans un premier temps, se termine en moyenne seulement quelques jours plus tôt lorsque l'ÉEN global retombe à zéro (le 29 mai pour l'horizon présent contre le 4 juin en climat présent),
- Un écart type sur les valeurs moyennes qui semble soit inférieur soit du même ordre que celui obtenu sur les résultats en climat présent. Le calcul du coefficient de variation permet de normaliser ces résultats de variabilité et indique que la variabilité simulée est du même ordre en début d'accumulation puis elle devient plus importante à partir du 1er février environ pour l'horizon 2050. Cette variabilité accrue est particulièrement visible en période de fonte de l'ÉEN.

Les dynamiques moyennes de recouvrement du territoire par la neige pour les mêmes horizons sont présentées en Figure 5.20. Là encore, certaines modifications sont mises en évidence :

- le recouvrement moyen du territoire est constamment retardé de deux à quinze jours en climat futur pour des fractions couvertes variant de 5% à 95%,
- la durée du couvert permanent doit être notablement réduite en climat futur. En horizon actuel, l'écart type calculé est nul ou négligeable entre le 30 décembre et le 2 avril ce qui traduit une couverture complète observée pour la totalité des 30 années de l'horizon. A l'inverse, la variabilité est importante lors de cette période en climat futur ce qui signifie qu'on observe alors des années où le manteau neigeux ne recouvre pas la totalité du territoire y compris au milieu de l'hiver,
- le processus de disparition de la neige sur le territoire apparaît de manière bien plus précoce (le 10 mars environ en climat futur contre le 2 avril en climat actuel),

- la disparition du couvert neigeux se fait en moyenne de manière moins rapide en climat futur qu'en climat actuel. L'écart au début du processus de 23 jours et en effet réduit à six jours concernant la date de disparition moyenne complète de la neige sur le territoire.

A l'image de la Figure 5.21, les hydrogrammes moyens de chacun des horizons présent et futur ont été produits à l'aide d'Hydrotel afin de comparer et de tenter de relier les modifications hydrologiques à celles du couvert nival. Le Tableau 6.1 présente les variations relatives sur les débits moyens annuels et hivernaux simulés par Hydrotel du climat présent au climat futur. Les débits hivernaux considérés couvrent les mois de novembre à mai. L'augmentation des débits moyens hivernaux apparaît de manière claire pour chaque sous-bassin versant, contrairement aux débits moyens annuels, qui diminuent même en climat futur pour le sbv Paugan. A l'exception de Chelsea, l'autre tendance qui ressort de ce tableau est une amplitude des variations de plus en plus marquée à mesure qu'on se situe au nord du bassin versant. Ceci provient potentiellement des modifications météorologiques futures avec principalement l'augmentation des précipitations hivernales dont l'amplitude simulée par les modèles de climat augmente généralement en même temps que la latitude au Québec.

Tableau 6.1 Écart relatif sur les débits annuels et hivernaux moyen entre l'horizon 1961-1990 et l'horizon 2041-2070 simulés par Hydrotel piloté afx

| Sous-bassin versant | ΔQ annuel | ΔQ hiver |
|----------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Ceizur | +6.1% | +25.9% |
| Baskatong | +5.5% | +23.6% |
| Maniwaki | 0.0% | +12.2% |
| Paugan | -1.3% | +10.8% |
| Chelsea | +2.6% | +19.5% |

Chaque caractéristique du couvert nival associée à la fois à l'ÉEN et à la couverture du territoire a été analysée en détail pour l'ensemble des 30 années de chaque horizon. L'analyse de l'évolution de la moyenne, de la médiane ainsi que de l'étendue percentile de ces caractéristiques permet de détecter précisément lesquelles de ces caractéristiques

devraient être les plus sensibles aux modifications du climat. La Figure 6.9 met en évidence les paramètres qui ont été extraits des résultats associés aux Figures 5.22 à 5.24 complétés par ceux de l'Annexe VI. Une terminologie spécifique a été attribuée à chacun de ces paramètres, du moins en ce qui concerne l'étendue des valeurs, avec les caractéristiques $E_{50,p}$ et $E_{100,p}$ (respectivement $E_{50,f}$ et $E_{100,f}$) qui représentent les plages de variation de 50% et 100% de l'ensemble des données de l'horizon présent (respectivement futur) autour de la médiane. Les résultats associés sont regroupés dans les Tableaux 6.2, 6.3 et 6.4.

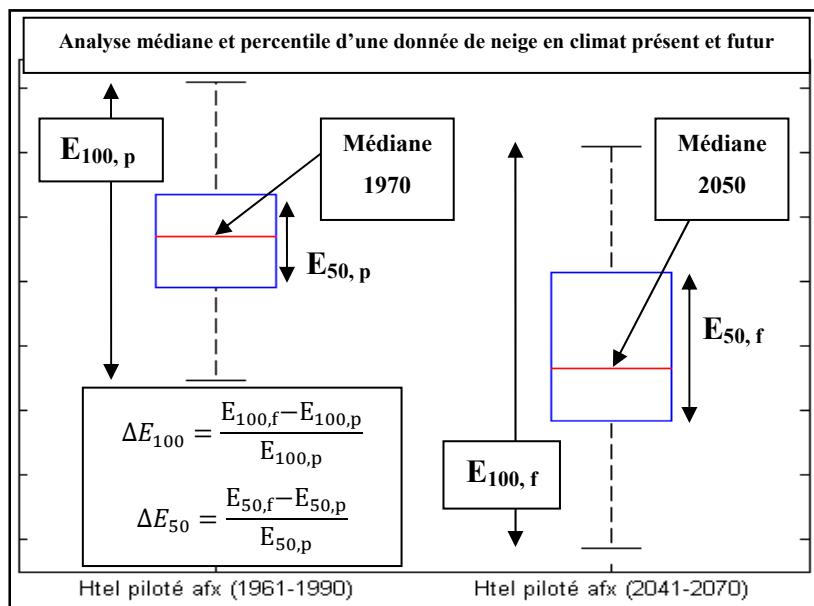


Figure 6.9 Terminologie des analyses de médiane et d'étendue.

Tableau 6.2 Analyse d'évolution de la médiane et de la moyenne des ÉEN maximum global, maximum absolu et moyen entre 1970 et 2050 simulée par Hydrotel

| | Horizon 1970 | | Horizon 2050 | | Biais absolu | | Biais relatif | |
|--------------------|--------------|--------|--------------|--------|--------------|--------|---------------|------|
| | moy/med | | moy/med | | moy/med | | moy/med | |
| ÉEN maximum global | 149 mm | 147 mm | 108 mm | 106 mm | -41 mm | -41 mm | -27% | -28% |
| ÉEN maximum absolu | 216 mm | 211 mm | 192 mm | 182 mm | -24 mm | -28 mm | -11% | -13% |
| ÉEN moyen | 42 mm | 46 mm | 27 mm | 30 mm | -15 mm | -16 mm | -35% | -34% |

Tableau 6.3 Analyse d'évolution de l'étendue de 50% et 100% des valeurs d'ÉEN maximum global, maximum absolu et moyen entre 1970 et 2050 simulée par Hydrotel

| | $E_{50,p}$ | $E_{50,f}$ | $E_{100,p}$ | $E_{100,f}$ | ΔE_{50} | ΔE_{100} |
|---------------------------|------------|------------|-------------|-------------|-----------------|------------------|
| ÉEN maximum global | 67 mm | 52 mm | 194 mm | 143 mm | -28% | -26% |
| ÉEN maximum absolu | 76 mm | 71 mm | 213 mm | 183 mm | -8% | -14% |
| ÉEN moyen | 26 mm | 16 mm | 67 mm | 47 mm | -64% | -30% |

Le Tableau 6.2 met en évidence que concernant les apports annuels moyens en ÉEN simulés par Hydrotel, ce sont les valeurs englobant l'ensemble du territoire qui devraient être réduites le plus significativement. Le maximum de l'ÉEN global annuel est amoindri de 27% en moyenne correspondant à une diminution de 41 mm d'apports entre l'horizon 1970 et 2050. Cette diminution s'élève à 35% lorsqu'on considère la moyenne annuelle des apports complets d'ÉEN. Concernant les mesures d'ÉEN, l'impact des changements climatiques devrait donc être plus significatif par considération générale du territoire plutôt que par une analyse locale comme l'indique la variation relative du maximum absolu de l'ÉEN trois fois moins importante que celle des apports moyens d'ÉEN.

A l'aide du Tableau 6.3, on observe que l'étendue de ces caractéristiques globales d'ÉEN est sujette à des réductions importantes en climat futur. Cette diminution de l'étendue des valeurs peut être interprétée comme l'expression d'une tendance forte ou très probable d'évolution relativement à la diminution de la variabilité. En considérant successivement l'étendue de 50% (E_{50}) puis de 100% (E_{100}) des valeurs réparties autour de la médiane de l'ÉEN maximum global, Hydrotel simule une variation relative respectivement de -28% et -26% d'où une diminution de près d'un tiers de la variabilité de cette caractéristique en climat futur. La réduction est encore plus notable concernant la moyenne des apports globaux d'ÉEN annuels. La caractéristique E_{50} est en effet diminuée de 64% en climat futur. Ces observations amènent à penser que les effets des modifications du climat est encore plus mesurable en considérant le territoire de manière globale. Ceci est d'ailleurs consistant avec

une variabilité spatiale des caractéristiques de neige qui pourrait augmenter en climat futur, ceci influençant moindrement les composantes globales qui caractérisent le territoire complet. Relativement aux impacts hydrologiques maintenant, le fait que les caractéristiques d'ÉEN moyen et d'ÉEN maximum moyen soient sujettes aux modifications les plus marquées et/ou les plus certaines constitue une source d'impact importante. En effet, la moyenne des apports annuels d'ÉEN, associée aux durées d'accumulation et de fonte, permet une bonne première estimation des quantités totales d'eau accumulées dans le couvert neigeux qui vont principalement se retrouver ensuite dans la crue printanière. Le maximum annuel de la courbe d'ÉEN global est quand à lui un bon indicateur des valeurs de la pointe de crue printanière annuelle. A moins qu'il apparaisse des transformations notables dans d'autres sous-processus physiques qui jouent sur l'hydrologie hivernale, on peut donc s'attendre à ce que la modification de ces caractéristiques nivales perturbe sensiblement le processus de crue dû à la fonte de la neige avec une diminution attendue des volumes de crue et de la pointe. Cette tendance peut cependant être compensée partiellement par les apports supplémentaires en précipitations de pluie.

Le Tableau 6.4 s'attarde sur les caractéristiques temporelles du couvert nival et leur évolution entre climat présent et climat futur. Les quatre premiers facteurs analysés dans le tableau sont rattachés aux dynamiques globales et locales d'évolution de l'ÉEN. Concernant les processus d'accumulation et de fonte d'abord, les simulations laissent entrevoir que le premier processus pourrait être réduit d'environ 18% sur les durées médianes (correspondant à une diminution de 25 jours de la durée du phénomène en moyenne). Cette réduction apparaît également dans l'étendue (E_{50} et E_{100}) des durées d'accumulation relevées en climat futur par rapport au climat actuel. A l'inverse, le processus de fonte ne dure que trois jours de moins selon les valeurs médianes calculées (correspondant à un écart relatif de -6%) et cette durée devient bien plus variable en climat futur. Selon les simulations d'Hydrotel et avec l'ensemble des incertitudes associés à la méthodologie de l'étude, la réponse des processus d'accumulation et de fonte de l'ÉEN en contexte de changements climatiques est inégale : l'accumulation étant régulièrement et notablement réduite, la fonte devrait plutôt varier en durée selon de grandes amplitudes lors des années d'un même horizon futur.

Tableau 6.4 Analyse de l'évolution temporelle des caractéristiques nivales et de leur étendue entre 1970 et 2050 tel que simulée par Hydrotel

| | médiane 1970 | médiane 2050 | Δ | Δ relatif | E_{50,p} | E_{50,f} | E_{100,p} | E_{100,f} | Δ E₅₀ | Δ E₁₀₀ |
|--|-------------------------|-------------------------|------------|----------------------|-------------------------|-------------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|--------------------------|
| Durée d'accumulation | 138 jrs | 113 jrs | -25 jrs | -18% | 31 jrs | 23 jrs | 73 jrs | 68 jrs | -33% | -7% |
| Durée de fonte | 53 jrs | 50 jrs | -3 jrs | -6% | 22 jrs | 24 jrs | 49 jrs | 76 jrs | 11% | 55% |
| Date de l'ÉEN maximum absolu | 15 avr. | 26 mar. | -21 jrs | - | 15 jrs | 23 jrs | 47 jrs | 63 jrs | 37% | 34% |
| Date de l'ÉEN maximum global | 28 mar. | 19 mar. | -9 jrs | - | 24 jrs | 24 jrs | 61 jrs | 77 jrs | -2% | 26% |
| Premier jour du couvert permanent | 9 déc. | 21 déc. | 12 jrs | - | 16 jrs | 16 jrs | 54 jrs | 51 jrs | 3% | -6% |
| Dernier jour du couvert permanent | 27 avr. | 7 avr. | -20 jrs | - | 21 jrs | 26 jrs | 40 jrs | 72 jrs | 21% | 80% |
| Durée du couvert permanent | 140 jrs | 103 jrs | -37 jrs | -26% | 34 jrs | 41 jrs | 71 jrs | 115 jrs | 19% | 62% |
| Durée de propagation | 23 jrs | 31 jrs | 8 jrs | 35% | 31 jrs | 32 jrs | 57 jrs | 85 jrs | 2% | 49% |
| Durée de disparition | 28 jrs | 35 jrs | 7 jrs | 25% | 13 jrs | 26 jrs | 44 jrs | 73 jrs | 49% | 66% |

La date annuelle d'apparition du maximum absolu de l'ÉEN est aussi notablement plus avancée que celle de l'ÉEN maximum global avec un retrait respectif de la valeur médiane de 21 jours et de 9 jours. A ceci s'ajoute une variabilité accrue pour le maximum locale, et de manière moins distincte pour le maximum global. Cette observation peut à nouveau être

interprétée comme l'expression de la hausse de la variabilité des caractéristiques locales du couvert nival, alors que l'image globale devrait suivre des tendances plus certaines.

Les cinq autres facteurs analysés dans le Tableau 6.4 découlent des dynamiques annuelles de recouvrement du territoire par la neige. Ces dynamiques possèdent un intérêt particulier car elles sont mesurables par les outils d'observations satellitaires déjà employés dans les travaux de surveillance du couvert neigeux. Il est aussi important de distinguer les notions de propagation du couvert et d'accumulation d'ÉEN, et pareillement de disparition et de fonte. On peut d'ailleurs noter que contrairement aux deux processus associés aux évolutions de l'ÉEN (accumulation et fonte), les périodes de propagation et de disparition du couvert neigeux simulées augmentent selon leur valeur médiane entre les deux horizons temporels. Ces facteurs sont malgré tout connectés et comme pour la fonte, on observe une augmentation de la variabilité de la durée de disparition du couvert neigeux plus prononcée que celle du recouvrement en climat futur. La durée du couvert permanent pourrait également être un bon candidat d'indicateur privilégié des modifications climatiques. Selon les simulations d'Hydrotel, celui-ci devrait en effet être réduit de 37 jours (en valeur médiane) à l'horizon 2050 par rapport à l'horizon 1970, ce qui correspond à une diminution relative de 26%. Cette réduction est d'ailleurs majoritairement influencée par la date du dernier jour du couvert permanent dont la valeur médiane est avancée de 20 jours. Dans le même temps, le premier jour du couvert permanent est simulé avec un retard d'environ 12 jours en climat futur. La limitation des indications de ces composantes spatiales est cependant révélée en prenant en compte l'évolution de la variabilité de chacun d'entre eux du climat présent au climat futur. A l'exception de la date du premier jour du couvert permanent, on observe en effet dans les deux dernières colonnes du Tableau 6.4 que l'étalement des dates ou des durées de chaque facteur augmente notablement. Ainsi, en considérant la totalité du spectre des valeurs de durée du couvert permanent par exemple, la variabilité sur un horizon de 30 ans augmenterait de 62% (ou de 44 jours). Même si le signal devrait être à tendance claire, ces indicateurs peuvent comporter une part de bruit importante qu'il est possible d'éliminer en partie en se projetant sur des horizons contenant un nombre consistant d'années.

6.3.2 Métriques d'évolution temporelle continue

Les métriques d'évolution continue sont intéressantes pour visualiser les tendances et le bruit associé aux modifications temporelles de caractéristiques sélectionnées. L'ensemble des caractéristiques de neige évaluées dans les métriques précédentes peuvent d'ailleurs faire l'objet d'une analyse en continu. Ces métriques continues sont cependant assez peu lisibles lorsque la variabilité de la caractéristique étudiée augmente avec le temps ce qui génère un bruit important. Quelque soit la caractéristique de neige analysée, il est aussi important d'apporter plus de crédit aux variations qui se dégagent plutôt qu'aux valeurs annuelles prises par la caractéristiques en tant que telle. L'analyse précédente des sorties d'Hydrotel piloté *afx* en climat présent et futur invite en effet à associer une incertitude élevée aux valeurs absolues des caractéristiques de neige simulées par Hydrotel. En relation avec les résultats obtenus entre les horizons 1970 et 2050, les caractéristiques associées aux valeurs globales d'ÉEN devraient constituer de meilleurs indicateurs. Dans l'idéal, la sélection des critères doit aussi être en accord avec des techniques de mesures de composantes déjà existantes dans la réalité et/ou faciles à mettre en place.

La Figure 5.25 est un exemple de métrique continue qui pourrait être développée pour une surveillance des modifications du couvert nival. Elle reflète l'évolution année après année de la moyenne d'un mois donné de l'ÉEN globalement simulé sur le territoire et de la couverture moyenne associée. Avec comme objectif la détection la plus précoce possible d'impact dû aux changements du climat, la figure révèle que les mois intégrant des transitions saisonnières devraient être révélateurs des tendances les plus distinctes. La tendance à la diminution de la valeur moyenne d'ÉEN et de la couverture moyenne du territoire relative aux mois d'avril se distingue par exemple nettement de celle des autres mois étudiés.

Pour chaque mois sélectionné, des analyses statistiques non paramétriques ont été effectuées pour examiner la direction et l'amplitude des évolutions d'ÉEN et de couverture moyenne entre 1961 et 2099. L'analyse standard de Mann-Kendall a été appliquée afin de détecter les

directions moyennes d'évolution. La pente de l'approximation linéaire associée est ensuite calculée à l'aide de la méthode de Sen, donnant une idée de l'amplitude de la variation. Le niveau de confiance minimum sélectionné pour chaque méthode a été établi à un niveau de 95%. Lorsqu'au moins une des deux méthodes ne permet pas d'atteindre ce niveau, l'indicateur n'est pas considéré comme statistiquement significatif et l'hypothèse initiale est alors préférée, à savoir l'absence de tendance significative. Une description complète du test est disponible dans Salmi *et al.*, (2002). La Figure 6.10 est un exemple de l'application de ces tests statistiques pour la détection des tendances de la couverture moyenne en avril entre 1961 et 2099. On observe dans ce cas précis une tendance significative à la décroissance à un niveau de confiance de 99.9% (représentée par le symbole ***) déduit du résultat du test de la loi normale (ou test Z). La méthode de Sen prévoit une amplitude de décroissance (ou pente moyenne Q) de 0.465% par an de la couverture moyenne en avril sur cet horizon complet. Les amplitudes de variations maximale et minimale à un niveau de confiance de 95% sont finalement représentées par les tendances linéaires en pointillés rouges.

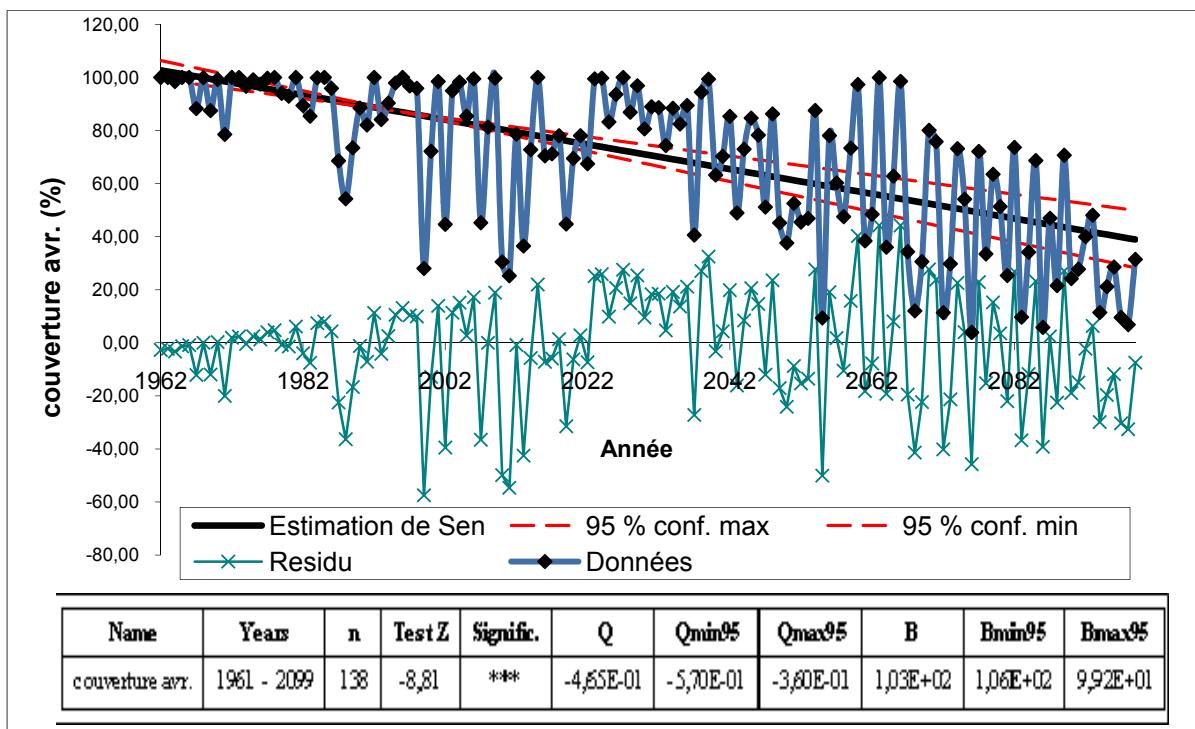


Figure 6.10 Application du test de Mann-Kendall et de la méthode de Sen sur la série des couvertures moyennes d'avril 1961 à avril 2099.

Quatre niveaux de signification du test de tendance de Mann-Kendall peuvent être obtenus. Ils sont représentés par les symboles :

- *** pour un niveau de signification à 99.9%,
- ** pour un niveau de signification à 99%,
- * pour un niveau de signification à 95%,
- + pour un niveau de signification à 90% (niveau rejeté dans l'étude).

Le test de Sen est quant à lui considéré comme significatif avec une confiance minimum de 95% lorsque les pentes des tendances linéaires maximale (Qmax95) et minimale (Qmin95) ont le même signe. Les paramètres B, Bmin95 et Bmax95 représentent les ordonnées à l'origine de chaque tendance linéaire calculée.

Le Tableau 6.5 permet d'observer qu'à l'instar des résultats associés aux modifications de la couverture en avril (Figure 6.10), les tendances à la diminution de la couverture moyenne des mois d'octobre à décembre et du mois de mai sont toutes significatives à 99.9% sur l'horizon 1961-2099. Cette tendance possède un niveau de signification élevé à associer au nombre élevée de données de chaque série, soit 139 années de données. Ces niveaux confortent dans l'idée que de telles caractéristiques peuvent être sensibles aux changements climatiques.

Tableau 6.5 Résultats complets des tests de Mann-Kendall et de Sen sur les caractéristiques de couverture moyenne mensuelle de 1961 à 2099

| Série | Horizon | n | Test Mann-Kendall | | Caractéristiques de Sen | | | | | |
|-----------------|--------------|-----|-------------------|-----------|-------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | | | Test Z | Signific. | Q | Qmin95 | Qmax95 | B | Bmin95 | Bmax95 |
| couverture oct. | 1961 2099 | 139 | -6.02 | *** | -0.043 | -0.063 | -0.027 | 5.93 | 7.95 | 4.90 |
| couverture nov. | 1961 2099 | 139 | -4.82 | *** | -0.199 | -0.284 | -0.122 | 50.85 | 55.62 | 45.20 |
| couverture dec. | 1961 2099 | 139 | -5.32 | *** | -0.130 | -0.195 | -0.076 | 97.51 | 100.26 | 95.44 |
| couverture avr. | 1961 2099 | 139 | -8.81 | *** | -0.465 | -0.570 | -0.360 | 102.70 | 106.39 | 99.25 |
| couverture mai | 1961 2099 | 139 | -8.47 | *** | -0.143 | -0.200 | -0.099 | 17.93 | 23.31 | 13.36 |

En revanche, les amplitudes des variations détectées par la méthode de Sen sont inégales selon le mois étudié. A l'inverse du mois d'avril, on se rend compte que les degrés de variations prévues pour octobre, décembre ou mai, renseignés par les pentes (Q) des approximations linéaires respectives, sont par exemple bien inférieurs. La détection en pratique de modifications d'amplitude restreinte serait en proportion moins évidente et seul le suivi des évolutions sur une période comme le mois d'avril semble efficace pour obtenir des indications quant aux modifications du climat, ceci en accord avec les simulations d'Hydrotel du moins.

Ces tendances sont à interpréter aussi avec précautions car elles peuvent être notablement différentes les une des autres lorsqu'on modifie les limites et la durée de la fenêtre temporelle d'étude. Un risque potentiel pourrait en effet d'interpréter une tendance donnée comme une image des modifications climatiques alors qu'il pourrait s'agir uniquement d'un cycle de modifications naturel. Concernant les évolutions de la couverture moyenne spécifique au mois d'avril (Tableau 6.6), on observe en effet que la modulation des limites temporelles du test peut amener à des modifications des niveaux de signification et même des inversions des signes des tendances.

Le Tableau 6.6 révèle qu'une tendance à la réduction de la couverture moyenne de ce mois apparaît déjà en climat passé (1961-2000) avec un niveau de confiance élevé (99%).

Tableau 6.6 Analyse des tendances associées à la couverture moyenne du mois d'avril avec modification de la fenêtre temporelle

| Série | Horizon | n | Test Z | Signific. | Q | Qmin95 | Qmax95 | B | Bmin95 | Bmax95 |
|-----------------|-----------|----|--------|-----------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|
| couverture avr. | 1961-2000 | 40 | -2.70 | ** | -0.18 | -0.55 | -0.01 | 100.06 | 103.25 | 97.01 |
| couverture avr. | 2010-2029 | 20 | 2.86 | ** | 2.59 | 1.07 | 4.16 | -73.41 | 15.74 | -169.82 |
| couverture avr. | 2025-2049 | 25 | -2.45 | * | -0.94 | -2.02 | -0.16 | 153.47 | 230.04 | 97.32 |
| couverture avr. | 2025-2074 | 50 | -3.83 | *** | -0.93 | -1.48 | -0.43 | 149.27 | 191.36 | 110.15 |
| couverture avr. | 2025-2099 | 75 | -6.15 | *** | -0.87 | -1.13 | -0.62 | 144.56 | 167.92 | 120.53 |

Cependant, les simulations d'Hydrotel engendrent aussi une tendance à l'augmentation tout aussi significative lors des années 2010 à 2029. Ces tendances seraient alors peut être plutôt à associer à la variabilité naturelle du climat. Les modifications observées à partir des années 2025 sont en revanche continuellement à la baisse et avec un niveau de confiance au moins égale à 95% dès que la fenêtre d'étude intègre un minimum de 25 années de données. En dessous de ce seuil, les tendances ont été déclarées comme non significatives. Cette variation de la couverture moyenne qui s'exprime de manière significative sur une fenêtre temporelle intégrant entre 25 et 75 données annuelles matérialise cette fois certainement une indication fiable des changements climatiques. La tendance moyenne simulée se traduirait alors par une réduction d'environ 1% par an de la couverture moyenne de la neige en avril.

Le même type d'analyse statistique a été produit concernant les séries annuelles d'ÉEN globales et locales présentées en Figure 5.26. Un résumé des résultats principaux apparaît dans le Tableau 6.7. A l'image des analyses produites dans la section 6.3.1 de cette étude, l'analyse statistique des tendances révèle que pour un niveau de confiance minimum de 95%, les diminutions des quantités d'ÉEN global moyen annuel puis d'ÉEN global maximum annuel sont les plus souvent significatives en se déplaçant vers l'avenir et par réduction de la taille de la série de données. Lorsque la tendance est significative, les amplitudes de variation les plus affirmées coïncident en revanche plus aux données d'ÉEN maximal (global et local).

Tableau 6.7 Analyse des tendances et de leur amplitude sur les séries annuelles d'ÉEN global et local par glissement progressif la limite inférieur de la fenêtre temporelle

| | 1961-2099 | | 1980-2099 | | 2000-2099 | | 2020-2099 | | 2040-2099 | | 2060-2099 | | 2080-2099 | | |
|------------------|---------------|-------|---------------|-------|---------------|-------|---------------|-------|---------------|-------|-----------|--------|-----------|---|---|
| | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q | |
| ÉEN global moyen | *** (-6.7) | -0.20 | *** (-5.6) | -0.19 | *** (-4.9) | -0.19 | *** (-5.0) | -0.28 | *** (-3.5) | -0.27 | * | (-2.2) | -0.32 | - | - |
| ÉEN max global | *** (-5.6) | -0.55 | *** (-4.6) | -0.53 | *** (-4.2) | -0.25 | *** (-4.1) | -0.79 | ** (-2.8) | -0.75 | - | - | - | - | - |
| ÉEN max absolu | *** (-3.7) | -0.43 | *** (-2.8) | -0.42 | * | -0.45 | * | -0.66 | + | -0.84 | + | (-1.8) | -1.60 | - | - |

Une analyse du même type a été réalisée en fixant cette fois la taille de l'échantillon de données annuelles. Celle-ci a permis de révéler que pour chacune des variables d'ÉEN étudiée, aucune tendance significative n'a été décelée avec des échantillons de 10, 20 ou 30 années glissant sur l'horizon complet 1961-2099. Il faut alors intégrer un minimum de 40 années de données pour commencer à détecter des tendances significatives à la diminution. Les résultats associés à des échantillons de 40 et 50 années sont présentés en Annexe VII de ce rapport. D'après ces résultats, lorsque le niveau de confiance minimum est fixé à 95%, seules les variations de l'apport moyen d'ÉEN global semblent significatives sur plusieurs horizons futurs successifs. Il faudrait en outre un échantillonnage d'au moins 50 années de données pour commencer à détecter la tendance, celui-ci débutant aux alentours de l'année 2020. Cette analyse, si les simulations d'Hydrotel se vérifient, remet en partie en cause la possibilité d'utiliser ces caractéristiques d'ÉEN comme indicateurs. Ces caractéristiques génèrent d'un point de vue statistique des tendances plus difficilement détectables que les caractéristiques de couverture par exemple. D'un point de vue pratique, l'obtention de données d'ÉEN couvrant de grands horizons temporels et un territoire étendu peut s'avérer à la fois complexe et couteux. De ce point de vue, seule une campagne d'observation de l'ÉEN spécifique à une localisation donnée et mesurant une caractéristique simplifiée telle que le maximum annuel d'ÉEN associé à ce lieu serait plus envisageable. Comme les séries de maximum absolu d'ÉEN n'amènent pas aux tendances les plus significatives d'après les tests précédents, il faudrait tenter de détecter, si elles existent, des régions spécifiques où ces modifications pourraient devenir plus régulièrement significatives même avec un échantillon de données réduit (à 15 ou 20 années par exemple).

6.3.3 Métriques à dimension spatiale

Les métriques spatiales comme celle produite en Figure 5.27 sont des résultats particulièrement intéressants à exploiter. Par exemple, ils pourraient permettre de localiser les régions d'un territoire donné où, en accord avec les simulations du modèle, les changements climatiques devraient produire les modifications les plus importantes. Ces régions pourraient alors servir de localisations privilégiées à différents types d'appareils de

mesure dont les enregistrements pourraient à la fois valider ou non les prédictions du modèle et servir d'indicateur pour des changements à venir.

La Figure 6.11 présente les résultats d'écart moyens absolus observés en chaque région du territoire pour l'accumulation et la fonte d'ÉEN entre l'horizon 2050 et l'horizon 1970. Ce type de carte est le résultat de la soustraction des cartographies moyennes présentées à la Figure 5.27 par exemple pour l'accumulation.

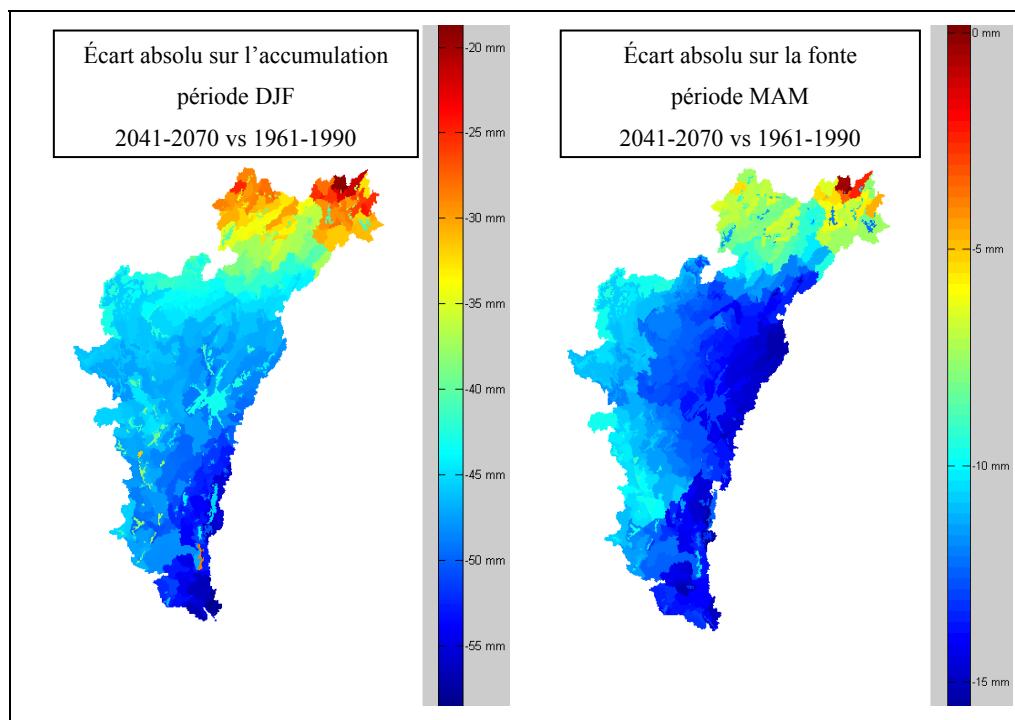


Figure 6.11 Écart absolu sur les quantités moyennes d'ÉEN impliquées dans l'accumulation et la fonte entre l'horizon 2050 et le climat actuel.

Il apparaît encore sur ces cartes que le phénomène d'accumulation moyen d'ÉEN devrait être plus sévèrement touché (en amplitude du moins) par les modifications climatiques en comparaison à la fonte, les variations d'amplitude d'accumulation étant comprises entre des réductions d'environ 20 mm à 60 mm d'ÉEN et celles de la fonte entre 0 mm et 15 mm seulement. Les tendances révélées par ces cartes sont cependant très sensibles aux périodes de l'année qui représentent l'accumulation (de décembre à février) ou la fonte (de mars à mai). Si ces périodes constituent des images assez fiables pour le climat actuel, les transitions

des dynamiques mensuelles associées aux hausses de variabilité temporelle en contexte de changements climatiques amèneront peut être à reconsidérer ces périodes de référence en climat futur.

A partir des informations de terrain qui renseignent à la base Hydrotel, on peut aussi tenter de mettre en relation les amplitudes des modifications simulées avec certaines informations descriptives du territoire. On sait par exemple que la nature du couvert neigeux est intimement reliée au type de végétation au sol. Il est alors intéressant d'observer s'il semble y avoir des concordances entre les cartes moyennes d'évolution du couvert nival et les cartes de pondération de la végétation intégrées dans la base de données d'Hydrotel (Figure 6.12).

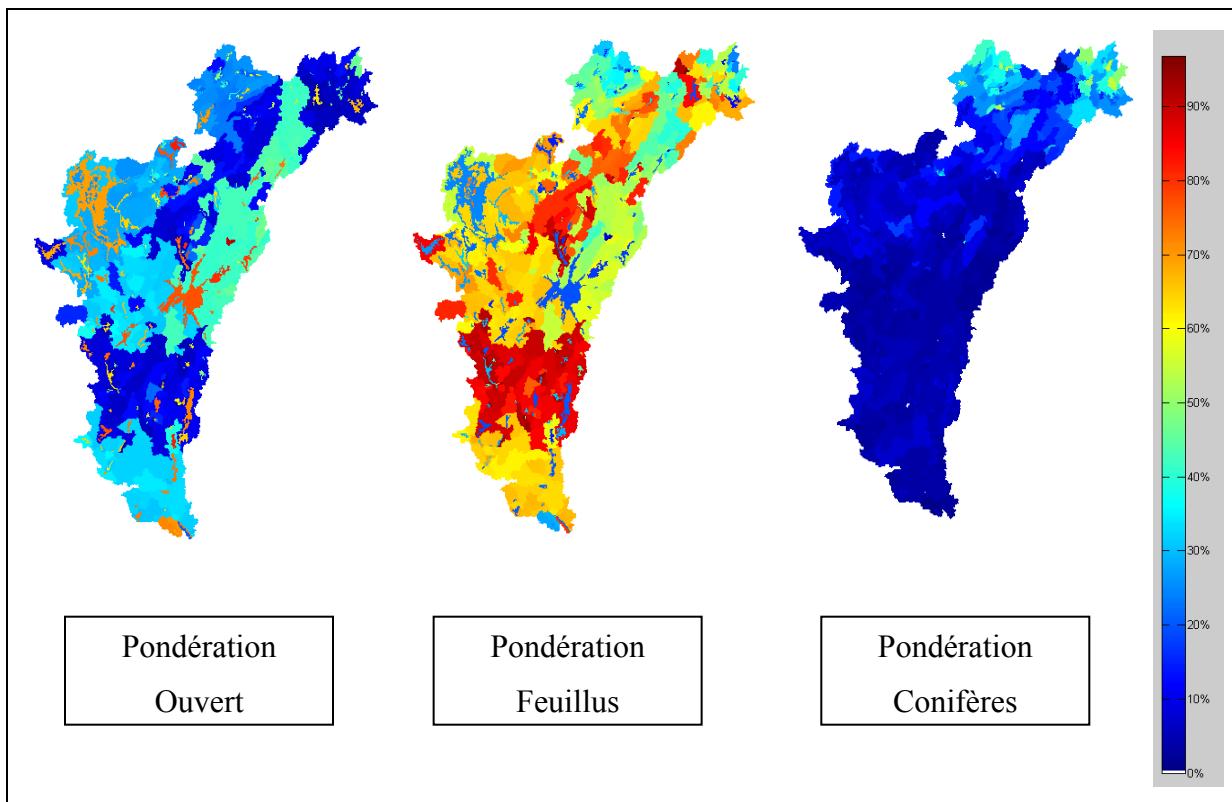


Figure 6.12 Pondération associée à chaque type de végétation renseignée dans Hydrotel.

Les régions où l'amplitude des variations moyennes sont les plus importantes dans la Figure 6.11 correspondent aux régions orientales du bassin et particulièrement au centre et au sud. Si

on met cette information en correspondance aux données de couverture de la Figure 6.12, il semble que les régions où les modifications prédictes par Hydrotel sont les plus sensibles correspondent aux forêts de feuillus de densité moyenne. Si le paramétrage associé à chaque type de couverture est précis et que les simulations d'Hydrotel apparaissent comme fiables, il faudrait donc installer les outils de mesures du couvert nival dans ces mêmes types de régions plutôt que dans des zones à forte densité de conifères par exemple où le signal de changements climatiques semble atténué.

Ces conclusions sont cependant à considérer avec prudence car les interactions entre la végétation et la neige sont loin d'être simulées dans leur globalité dans Hydrotel. Les conifères peuvent par exemple intercepter des quantités non négligeables de neige qui peuvent ensuite se sublimer et ne jamais se rajouter à la couverture au sol. Ce mécanisme, non intégré dans les simulations d'Hydrotel, devrait être amené à varier en amplitude en climat futur, la sublimation de la neige étant directement affectée par les modifications de températures. De la même manière, la description de la végétation du territoire ne devrait pas être stationnaire mais plutôt dynamique en fonction des modifications climatiques. Ces limitations conduisent à penser qu'il faudrait un modèle hydrologique ou d'évaluation de la neige bien plus sophistiqué pour déceler précisément les écarts régionaux de sensibilité aux changements climatiques.

CHAPITRE 7

ANALYSE CRITIQUE DE LA MÉTHODOLOGIE ET RECOMMANDATIONS

7.1 Analyse critique de la procédure de calage d’Hydrotel

7.1.1 Disponibilité des données

A l’instar d’études présentées dans la revue de littérature de ce rapport (Lammers *et al.*, 2001; Brown, 2007; Adam *et al.*, 2009), la disponibilité des données décrivant précisément le territoire constitue la première difficulté rencontrée dans ce type d’étude. Ces données sont celles qui renseignent la neige observée sur le territoire, mais aussi la météorologie observée ou le territoire lui-même.

Le travail a été facilité par le pré-calibrage du modèle Hydrotel sur le bassin-versant Gatineau. Ainsi, il n’a pas été nécessaire de collecter l’ensemble des fichiers renseignant les altitudes, les couvertures, la nature des sols, les types de végétations, le réseau hydrographique, etc. Une modélisation fine et réaliste du territoire constitue le premier pré-requis à des simulations de qualité. Le deuxième pré-requis concerne la précision et la quantité des intrants météorologiques en amont et les enregistrements hydrologiques disponibles en aval qui vont influencer directement la qualité du calage du modèle. Dans la présente étude, le nombre de stations météorologiques exploitables pour décrire le territoire a d’abord constitué un problème car seulement 12 stations avec des valeurs consistantes ont été détectées à l’intérieur ou à la périphérie du bassin versant. Ce problème a été en partie solutionné par l’obtention dans un second temps d’une grille météorologique krigée à fine résolution (10 km). La précision accrue de la grille krigée reste malgré tout conditionnée par la densité et l’homogénéité des observations qui ont servi de squelette à son développement. Les enregistrements hydrologiques exploités lors du calage sont en revanche pour la plupart des débits reconstitués qui ont nécessité la déconnexion du réseau en plusieurs points dans la modélisation. Par ailleurs, la qualité de ces enregistrements est apparue comme défectiveuse, spécifiquement pour les stations aux exutoires des sous-bassins versant Chelsea et Cabonga.

A l'aide des courbes de tarage des réservoirs Cabonga et Baskatong, il aurait été possible de recréer la réponse hydrologique du bassin complet. Cette donnée aurait permis de comparer la réponse globale du couvert de neige en contexte de changements climatiques à la réponse globale hydrologique observée à l'exutoire du bassin versant.

Comme énoncé dans la partie 6.1.2 du rapport, les données disponibles pour la validation spécifique du sous-modèle d'évaluation de l'accumulation et de la fonte de la neige d'Hydrotel comportent potentiellement des biais. Une validation définitive des résultats du sous modèle passerait éventuellement par la comparaison ponctuelle à des enregistrements de stations nivales où des mesures d'ÉEN sont disponibles. Ce type d'information est en général considéré comme la moins biaisée par rapport à la réalité, mais elle est aussi relativement rare au Québec. Pour le bassin versant Gatineau, plusieurs études prouvent que de telles données existent (Tapsoba *et al.*, 2005; Seidou *et al.*, 2004) mais l'étendue temporelle qu'elles renseignent semble en revanche limitée.

7.1.2 Méthode de calage et de validation

En plus des données disponibles pour le calage du modèle hydrologique, il est possible de discuter sur le choix de la méthode de calage et de validation en elle-même. On sait que le modèle est nécessairement renseigné par la météorologie issue d'un MCG ou d'un MRC en mode prédictif. Une option de calage du modèle aurait pu consister à tenter de paramétriser le modèle hydrologique pour qu'il reproduise correctement l'hydrologie tout en étant déjà renseigné par la météorologie extraite du MRCC en climat actuel. Comme dans l'étude de Gagnon *et al.* (2009), un certains nombre de biais rattachés à la météorologie extraite du MRCC ont été détectés dans le présent rapport. Le fait de calibrer le modèle hydrologique en exploitant à l'origine ces données biaisées pourrait éventuellement permettre d'obtenir une réponse plus réaliste du modèle en se transposant en climat futur. Cette méthodologie est en revanche critiquable sous deux aspects. Elle amènerait d'abord, en raison des écarts entre la météorologie observée et celle simulée par le MRCC, à certainement imposer des paramétrages s'éloignant de toute réalité physique afin de compenser ces biais. L'utilisation

d'un modèle à base physique est alors totalement remise en cause. Le deuxième aspect concerne l'évolution du biais des sorties du MRCC. Il est impossible de dire si ce biais devrait se conserver ou au contraire évoluer lorsque le MRCC simule le climat futur.

7.2 Analyse critique du développement des métriques et de leur incertitude

7.2.1 Incorporation de la météorologie du MRCC

Une fois le modèle Hydrotel calibré et validé sur les données observées, il aurait aussi été possible d'appliquer la méthode des deltas pour exploiter les données météorologiques du MRCC et simuler le climat futur sous Hydrotel.

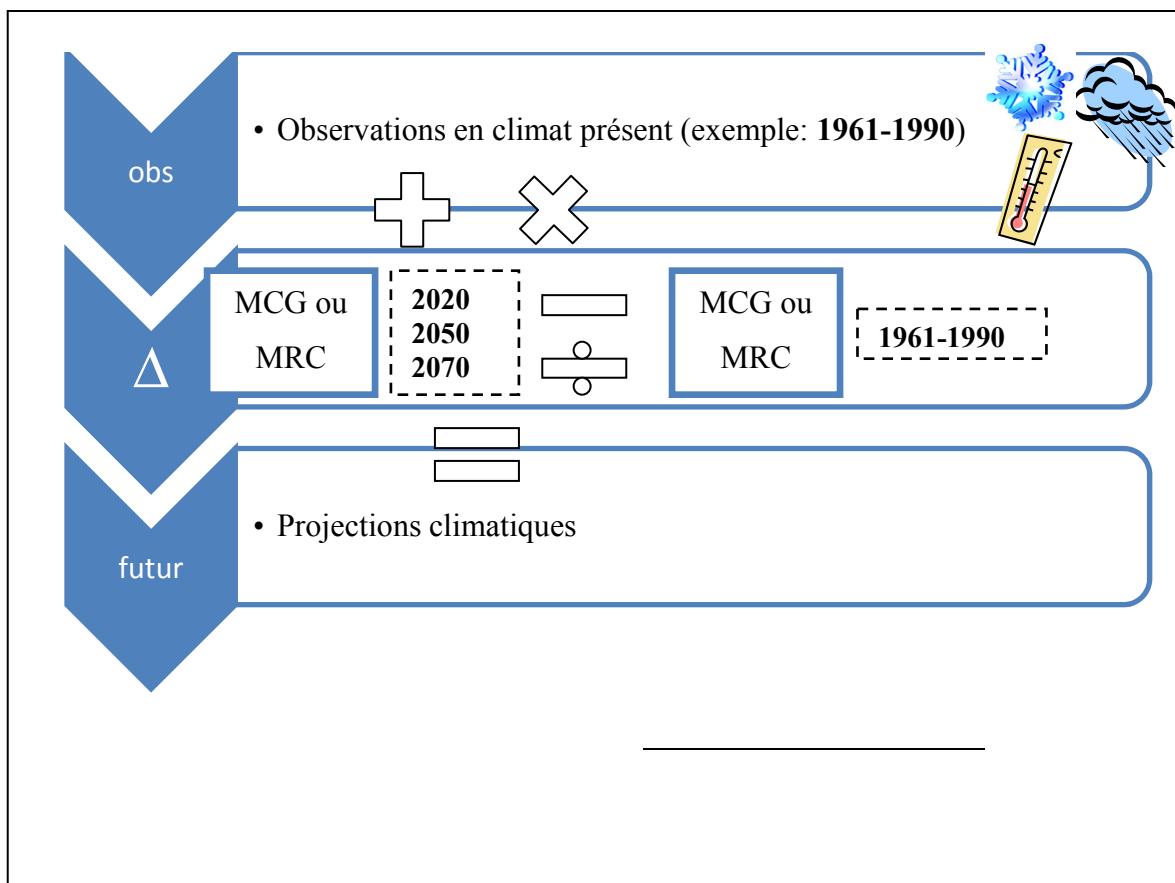


Figure 7.1 Description de la méthode des deltas.

Cette méthode est communément utilisée dans les travaux de projections climatiques et permet en général de réaliser une mise à l'échelle des sorties de précipitations et de température d'un modèle de climat (MRC ou MCG). La technique, décrite en Figure 7.1, consiste à mesurer les écarts des données météorologiques prévues par le MRCC entre deux horizons futur et présent sélectionnés. Cet écart, ou valeur delta, peut être soit une différence pour les températures, soit un rapport pour les précipitations, et il peut être évalué à chaque pas de temps (t) ou selon une moyenne mensuelle (\bar{m}). Dans les deux cas, cette variation est appliquée aux données météorologiques observées afin d'obtenir les nouvelles conditions d'entrée des projections climatiques.

Cette technique possède l'avantage d'être relativement simple d'approche et elle permet d'éliminer une partie du biais inhérent à la météorologie produite par le modèle de climat. Comme cité précédemment, il est cependant impossible de vérifier si les biais du modèle sont stationnaires ou non. Si la méthode des deltas n'a pas été utilisée dans cette étude c'est aussi et surtout parce que cette technique produit des données météorologiques futures dont la variabilité est identique à celle du climat actuel ou de référence. En effet, si aucune précipitation n'est observée à une époque donnée de la période de contrôle, il n'y aura aucune précipitation possible pour la période correspondante en projection future, ceci quelque soit la valeur de delta calculée. A l'identique, la variabilité des courbes de température des projections est nécessairement influencée par celle associée aux observations. Or, comme on a pu s'en apercevoir dans plusieurs métriques de modification du couvert neigeux présentées dans cette étude, la variabilité du climat constitue une source majeure de modification des dynamiques relatives à l'apparition, l'accumulation, la fonte ou la disparition de la neige.

Dans la méthode sélectionnée lors de cette étude, le principal défaut qui a été mis en évidence est l'observation d'un biais de simulation déjà observable en climat présent et qui se répercute certainement dans les projections. En revanche, par opposition à la méthode des deltas, les sorties du MRCC n'ont pas été prétraitées avant de renseigner le modèle hydrologique. Le fait d'utiliser les données brutes du MRCC permet d'exploiter la totalité du

spectre des modifications du climat simulé par le modèle régional, soit à la fois les évolutions d'amplitude des événements météorologiques ainsi que leurs nouvelles fréquences d'occurrence. Les biais observés dans les données météorologiques extraites du MRCC en climat actuel invitent cependant à intégrer une incertitude importante aux résultats obtenus en projection, c'est pourquoi l'analyse des écarts entre les réponses futures et actuelles a été préférée.

Une autre source d'amélioration potentielle de la méthode d'incorporation des données météo consisterait à interpoler les données du MRCC avec des procédures plus sophistiquées que celle de l'étude. Pour produire les fichiers météorologiques des simulations d'Hydrotel, les données du MRCC ont été extraites puis interpolées par méthode linéaire sur une grille de résolution 10km. On peut alors considérer que la haute résolution spatiale d'Hydrotel n'a pas complètement été exploitée car les intrants météorologiques restent confinés dans la résolution plus grossière du MRCC. Une évolution imaginable de cette procédure consisterait à réaliser une correction des valeurs de précipitation et de température à chaque point de la grille météorologique en fonction des données du MNA, un peu à la manière du développement des données du modèle de Tapsoba. Il est possible que l'impact engendré par une telle modification du traitement météorologique soit négligeable pour la région sélectionnée dans cette étude. Ce traitement deviendrait peut être indispensable pour le même type d'étude en milieu accidenté ou montagneux.

7.2.2 Incertitudes associées au modèle hydrologique

L'incertitude des sorties de neige associée au choix du modèle de simulation s'est avérée comme notable dans plusieurs métriques ou courbes moyennes exposées dans ce rapport (Figure 5.11, Figure 5.12, Figure 5.15, etc.). En ce qui concerne les écarts de prévisions du MRCC et d'Hydrotel, on peut supposer que la majorité des incohérences découlent de deux logiques de simulations distinctes. Le MRCC solutionne en effet simultanément les bilans massiques et énergétiques tandis qu'Hydrotel ne solutionne que des bilans massiques qui incluent des équations simplifiées d'énergie.

Plusieurs imperfections spécifiques au modèle hydrologique Hydrotel ont aussi été soulevées dans la présente étude. Concernant en particulier l'algorithme d'évaluation de la neige, les inconsistances qui peuvent potentiellement avoir une sensibilité notable sur les simulations nivales sont la non prise en compte des cycles de gel et dégel du sol ainsi que la modélisation manquante des mécanismes d'interception des précipitations neigeuses par la végétation. Il serait intéressant d'évaluer les écarts engendrés par ces défauts de modélisation par exemple en utilisant dans le même type d'étude un autre modèle hydrologique ou d'évaluation de la neige plus sophistiqué.

Une option particulièrement attrayante est incarnée par l'utilisation d'un modèle hydrologique qui partage le même schéma de surface que le MRCC. Il existe par exemple le modèle WATCLASS qui combine les algorithmes du modèle hydrologique WATFLOOD et de CLASS (Soulis *et al.*, 2000). Son utilisation permettrait aussi d'analyser pourquoi les sorties de neige prévues par CLASS sont parfois aussi éloignées de celles d'Hydrotel et de détecter éventuellement un paramétrage défaillant dans le schéma de surface ou dans Hydrotel. La solution idéale concernerait un modèle hydrologique complètement imbriqué dans la boucle de simulation dont les réponses en surface influencerait directement les calculs de bilans énergétique et de masse du MRCC et inversement. Avec les évolutions rapides des technologies informatiques, il est possible que les versions successives du MRCC simulent dans un avenir proche sur une résolution équivalente à celle d'Hydrotel et intègrent aussi la simulation d'une plus large gamme de processus de surface. On pense en particulier aux écoulements latéraux, qui influencent le drainage, et par conséquent les échanges énergétiques entre l'atmosphère et la surface.

7.2.3 Analyse complète d'incertitude

L'analyse de l'incertitude relative aux différents résultats de l'étude constituerait aussi un complément efficace pour fournir un niveau de confiance aux conclusions réalisées. Les sources d'incertitude dans ce type d'analyse sont multiples, les principales se matérialisent

dans le choix du MCG et du MRCC qui incarne ici une méthode de mise à l'échelle des données du MCG, le scénario d'émission de GES sélectionné, le modèle hydrologique et enfin dans la variabilité naturelle du climat.

Une forte sensibilité des sorties d'Hydrotel en fonction du type de pilotage du MRCC a par exemple été révélée concernant les simulations en climat actuel. De la même manière, la sensibilité due au modèle hydrologique est apparue en comparant les sorties directes de CLASS aux simulations d'Hydrotel, au moins concernant le couvert neigeux. La gamme de projections météorologiques exploitable pour une analyse d'incertitude est aujourd'hui très vaste du fait de l'arborescence de simulations engendrée par la combinaison des choix de MCG, de MRC et de scénario SRES. La création des fichiers météorologiques associés à chacune de ces options démultiplierait considérablement le temps de travail d'une telle étude. Il serait alors dans ce cas plus recommandable d'opter pour la méthode des deltas avec des scénarios de MCG déjà connus. Cette méthode est en effet bien plus simple à mettre en œuvre pour une analyse complète d'incertitude. Pour l'analyse des résultats, il faudrait cependant prendre en compte une incertitude importante associée à la stationnarité de la variabilité du climat simulé.

CONCLUSION

L'objectif principal de cette étude est d'évaluer comment le manteau neigeux peut être considéré comme un indicateur privilégié des changements climatiques, à l'échelle régionale et au Québec. A cette fin, une procédure complète d'évaluation des modifications relatives à la neige ainsi qu'à l'hydrologie du bassin versant Gatineau localisé au sud ouest du Québec a été mise en place. Cette procédure requiert en premier lieu la sélection d'outils de simulation, incarnés par le MRCC qui fournit les projections climatiques et par le modèle hydrologique Hydrotel qui permet la réalisation de l'ensemble des simulations à une échelle régionale.

Le modèle hydrologique a d'abord fait l'objet d'un calage manuel et d'une validation de ses résultats pour le climat actuel. La vérification de la précision des simulations des débits en rivières et des simulations des couvertures neigeuses a ainsi été réalisée à l'aide de données observées ou dérivées d'observations prises comme références. Les résultats de calage du modèle sont très convenables, spécifiquement lorsqu'on se concentre aux dynamiques simulées pendant l'hiver. Si un biais du modèle devait être déclaré, il se traduirait peut être par une légère sous estimation des accumulations maximums d'ÉEN qui se répercute potentiellement sur l'hydrologie avec une sous-évaluation de la pointe de crue printanière.

La procédure de calage/validation terminée, les évaluations d'ÉEN produites par le schéma de surface du MRCC et par Hydrotel alimenté par la météorologie du MRCC ont été comparées sur des plages temporelles actuelles et futures. Cette comparaison a permis de relever plusieurs spécificités du MRCC. La première concerne la haute sensibilité des données climatiques qu'il prédit en fonction du type de pilotage implanté aux frontières du domaine de simulation du MRCC, au moins en climat présent. Chaque météo issue du MRCC piloté soit par les réanalyses ERA40 soit par le MCGC3 comporte en effet des biais par rapport à la météo observée qui sont de nature variable, voire opposée selon le type de pilotage. En réponse à ces différents produits météorologiques, Hydrotel et le MRCC se comportent aussi distinctement quant aux simulations des caractéristiques du couvert neigeux. Ces différences ont deux origines principales : CLASS est d'abord imbriqué dans le

MRCC et influe sur le processus complet de simulation du modèle régional (contrairement à Hydrotel); les algorithmes d'évaluation de la neige d'Hydrotel et de CLASS fonctionnent ensuite sur des logiques distinctes. Il est possible que la version du schéma de surface de MRCC exploitée dans ce travail surestime les quantités d'ÉEN accumulées sur le territoire ainsi que la durée du couvert permanent. Il est tout aussi possible que ce soit plutôt Hydrotel qui produit des valeurs d'ÉEN sous-estimées en climat futur, par exemple à cause d'une simplification exagérée de certaines équations de son module d'évaluation de fonte de la neige. Une autre constatation concernant l'écart entre les évaluations de neige d'Hydrotel et du MRCC est qu'il ne se conserve pas forcément pour ce qui est de son amplitude lorsqu'on simule sur plusieurs horizons actuels ou futurs.

L'exploitation des données météorologiques du MRCC s'avère donc être une source de biais importante sur les produits de simulation nivale et hydrologique d'Hydrotel. Pour réduire ce biais, l'analyse des résultats s'est concentrée sur les différences des simulations produites par Hydrotel pour les prédictions futures et le climat actuel et non sur les réponses directes du modèle. L'analyse de ces prédictions de variation des régimes nivaux amène d'abord à vérifier que le couvert nival devrait subir des modifications significatives si les tendances liées au climat se confirment. Rétroactivement, il pourrait constituer un indicateur efficace des modifications en cours et à venir des changements climatiques.

Les simulations d'Hydrotel indiquent une réduction progressive des quantités de neige accumulées sur le territoire couplée à un déclenchement de plus en plus précoce du processus de fonte à mesure que l'horizon temporel est éloigné. La durée d'accumulation simulée est aussi raccourcie avec une variabilité réduite, à l'opposé de la durée de fonte à peine réduite mais dont la variabilité interannuelle augmente notablement. Un impact majeur des changements climatiques est d'ailleurs relié à la variabilité des caractéristiques connectées à la fonte et à la disparition du couvert, soient le dernier jour du couvert permanent, la durée de la fonte et la durée de la disparition du manteau neigeux. En partie influencée par ces mêmes caractéristiques, la durée du couvert permanent devrait être réduite de manière notable mais aussi devenir de plus en plus variable avec les horizons futurs. En général, les

caractéristiques globales du couvert neigeux (soit la moyenne des caractéristiques de chaque région du territoire) devraient évoluer de manière plus précoce et avec des tendances plus significatives que des caractéristiques locales comme le maximum local d'ÉEN. L'amplitude des variations des composantes locales étant cependant plus marquée. Ceci s'explique certainement par une réduction de l'influence de la variabilité spatiale des modifications dans les métriques globales, cette variabilité spatiale constituant aussi une réponse forte des dynamiques de la neige en contexte de changements climatiques. Ces modifications sont aussi typiques de cette région, les modèles de climats prévoyant par exemple pour le nord du Québec une réduction de la durée de vie moyenne du couvert neigeux mais associé cette fois à une augmentation du maximum annuel d'ÉEN.

En référence à l'analyse des métriques, un suivi sur le terrain de plusieurs caractéristiques du manteau neigeux proposerait effectivement des indications privilégiées d'impact des modifications du climat. Relativement à ce que les technologies de mesures permettent aujourd'hui, l'analyse de la durée annuelle du couvert permanent potentiellement capturable par les outils satellites matérialise un indicateur efficace. De la même manière, l'analyse statistique a démontré que l'observation des variations de la couverture moyenne de neige au mois d'avril pourrait être un indicateur hautement significatif dans un avenir proche, du moins concernant cette région du Québec. Son interprétation est cependant compliquée par un bruit important ainsi que l'existence de cycles de modifications naturels indépendants des changements climatiques. Le suivi des quantités moyennes d'accumulation d'ÉEN sur le terrain, en plus d'être plus coûteuse, amène à des tendances significatives seulement pour un échantillonnage continu d'au moins 50 ans. Ce suivi se justifierait donc plus dans un contexte d'anticipation des impacts hydrologiques que pour la détection des premiers indices de changements climatiques. Une option plus raisonnable qu'un suivi sur la globalité du territoire pourrait aussi consister à détecter des régions spécifiquement sensibles aux modifications du climat pour y planter une station unique de mesure des caractéristiques de neige. Dans la présente étude, les simulations prévoient par exemple que les modifications les plus significatives d'accumulation et de fonte de la neige se produiraient dans les forêts de feuillus de densité moyenne du territoire. Il faudrait reprendre l'étude avec des modèles de

fonte plus sophistiqués, représentant de manière plus physiques les interactions entre le sol, la neige, la végétation et l'atmosphère, pour valider cette tendance ou détecter de manière plus sûre les caractéristiques des régions à haute sensibilité. Des mesures comparatives pourraient alors être réalisées dans ces régions pour vérifier si les tendances prévues par le modèle se vérifient en réalité et en même temps donner des indices de changements climatiques.

Finalement, une analyse d'incertitude serait recommandable pour attribuer un niveau de confiance à chacune des prévisions réalisées dans cette étude. Il est en effet apparu de manière claire que le MRCC et le choix du type de pilotage associé sont une source importante de biais et seule l'utilisation de plusieurs modèles de climat pour produire les données météorologiques permettrait d'identifier l'amplitude et l'évolution de ce biais sur différents horizons de simulation. Cette analyse d'incertitude serait efficacement complétée en faisant également varier soit le type de scénario d'émission des GES renseignant le modèle climatique en amont des simulations, soit le type de modèle hydrologique en aval.

ANNEXE I

Paramétrage complet d'Hydrotel pour chaque sous-bassin versant en fin de procédure de calage

| <u>CALAGE HYDROTEL</u> | | | | Sous-bassin Versant | | | | | |
|-----------------------------------|---------------------------------|--|--|----------------------------|------------------|----------------|-----------------|---------------|----------------|
| Paramètres du Calage Final | | | | | | | | | |
| SOUS-MODELES | MÉTHODES | PARAMÈTRES | unités | Ceizur | Baskatong | Cabonga | Maniwaki | Paugan | Chelsea |
| | | | | Paramètres | | | | | |
| Interpolation | Polygones de Thiessen | Gradient vertical des précipitations | mm/100m | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | | Gradient vertical des températures | °C/100m | -0.65 | 0.65 | 0.65 | 0.65 | 0.65 | 0.65 |
| | | Température de passage de la pluie en neige | °C | 0 | -1 | -0.5 | -0.5 | -1 | 0.5 |
| Couvert nival | Méthode mixte degré-jour | Taux de fonte | mm/jr | 0.59 | 0.59 | 0.59 | 0.59 | 0.59 | 0.59 |
| | | Densité maximale du couvert nival | Kg/m ³ | 466 | 466 | 466 | 466 | 466 | 466 |
| | | Constante de tassement | | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| | | Milieu 1- Taux de fonte dans l'air | mm.jr ⁻¹ . °C ⁻¹ | 5.7 | 6 | 6.4 | 3 | 6.4 | 6.4 |
| | | Milieu 1- Seuil de températures | °C | 1.9 | 2 | 2 | -1 | 1.6 | 3 |
| | | Milieu 2- Taux de fonte dans l'air | mm.jr ⁻¹ . °C ⁻¹ | 6.4 | 6.4 | 6.4 | 4.5 | 6.4 | 6.4 |
| | | Milieu 2- Seuil de températures | °C | 1.6 | 1.6 | 1.6 | -1.5 | 1.6 | 1.6 |
| | | Milieu 3- Taux de fonte dans l'air | mm.jr ⁻¹ . °C ⁻¹ | 8.8 | 7 | 6.4 | 7 | 6.4 | 6.4 |
| | | Milieu 3- Seuil de températures | °C | -0.9 | -1.5 | -0.9 | -1.5 | -1.5 | -1 |
| | | Algorithme d'albédo Exponentielle avec seuil | | non | non | non | non | non | non |
| Évaporation | HQ | Coefficient multiplicatif | | 1.2 | 1.3 | 1 | 1 | 1.2 | 1 |

| | | | | | | | | | |
|------------------------------------|-----------------------|---|--------|------------------|-------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Bilan d'eau vertical | BV3C | Limite inférieure de la couche 1 | m | 0.17 | 0.1 | 0.4 | 0.1 | 0.1 | 0.2 |
| | | Limite inférieure de la couche 2 | m | 0.4 | 0.6 | 1.2 | 0.5 | 1.1 | 2 |
| | | Limite inférieure de la couche 3 | m | 1.1 | 1.7 | 3 | 2 | 2.7 | 5 |
| | | Humidité relative initiale de la couche 1 | | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 |
| | | Humidité relative initiale de la couche 2 | | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 |
| | | Humidité relative initiale de la couche 3 | | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 |
| | | Infiltration maximale fixe | | oui | oui | oui | oui | oui | oui |
| | | Coefficient d'extinction (DES) | | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 0.2 | 0.2 | 0.2 |
| | | Coefficient de récession | m/h | 3E ⁻⁶ | 5E ⁻¹⁰ | 5E ⁻⁸ | 5E ⁻⁷ | 5E ⁻⁶ | 5E ⁻⁶ |
| | | Coefficient additif | | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | | Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement | | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | | Variation maximale de l'HR dans un pas de temps | | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Écoulement partie terrestre | Onde cinétique | Milieu forestier | | 0.2 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 |
| | | Coefficients de Manning | Eau | 0.05 | 0.05 | 0.1 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| | | | Autres | 0.13 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 |
| | | Lame de référence pour l'hydrogramme géomorphologique | m | 3E ⁻⁴ | 3E ⁻⁴ | 3E ⁻⁴ | 3E ⁻⁴ | 3E ⁻⁴ | 3E ⁻⁴ |
| Écoulement réseau | Onde cinétique | Coefficient d'optimisation de la rugosité | | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | | Coefficient d'optimisation de la largeur des rivières | | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |

ANNEXE II

Résultats finaux de calage sur chaque sous-bassin versant. Simulations sur les années 1985 à 1995

CEIZUR

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -1.64395343 | 0.79341212 | 0.89447222 |
| | été | 10.357452 | 0.55909464 | 0.78594564 |
| | hiver | -11.189702 | 0.86004579 | 0.93346589 |

CEIZUR+BASKATONG

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -4.28497036 | 0.79024644 | 0.89695041 |
| | été | 11.5616691 | 0.57375954 | 0.77505087 |
| | hiver | -15.2382114 | 0.83693333 | 0.93764674 |

MANIWAKI

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | 0.79119851 | 0.79858394 | 0.89798466 |
| | été | 16.1088134 | 0.37942464 | 0.70658804 |
| | hiver | -6.60917954 | 0.85245215 | 0.93067416 |

MANIWAKI +PAUGAN

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -5.59731449 | 0.82904819 | 0.91325384 |
| | été | 11.1462713 | 0.52161282 | 0.739916 |
| | hiver | -13.6854058 | 0.86561313 | 0.94349791 |

CHELSEA

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|-------------|------------|
| | an | 36.9514396 | 0.3674659 | 0.66784278 |
| | été | 62.9964129 | -0.21192145 | 0.4294322 |
| | hiver | 24.6952689 | 0.42427859 | 0.68250171 |

ANNEXE III

Résultats finaux de première validation sur chaque sous-bassin versant. Simulations sur les années 1974 à 1983

CEIZUR

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -15.5575801 | 0.79114789 | 0.90898128 |
| | été | -6.29605034 | 0.60102426 | 0.7802635 |
| | hiver | -22.0670592 | 0.82052833 | 0.93445622 |

CEIZUR+BASKATONG

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -15.13777 | 0.7629361 | 0.90739642 |
| | été | -0.24733986 | 0.62310331 | 0.79483116 |
| | hiver | -24.1505129 | 0.78262245 | 0.9350991 |

MANIWAKI

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -10.0955171 | 0.7651489 | 0.88241158 |
| | été | -3.14732548 | 0.58370885 | 0.76490789 |
| | hiver | -13.7257605 | 0.79172787 | 0.9028183 |

MANIWAKI+PAUGAN

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -11.9292548 | 0.79039524 | 0.905216 |
| | été | -4.71325729 | 0.62970909 | 0.80809104 |
| | hiver | -15.7004454 | 0.81379022 | 0.92227289 |

CHELSEA

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|-------------|------------|
| | an | 13.9485198 | 0.06183736 | 0.46678604 |
| | été | 49.2729318 | -0.05956639 | 0.44515288 |
| | hiver | 4.10829851 | 0.0019003 | 0.43748768 |

ANNEXE IV

Résultats finaux de deuxième validation sur chaque sous-bassin versant. Simulations sur les années 1996 à 2003.

CEIZUR

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -15.3292778 | 0.74130538 | 0.87262241 |
| | été | 1.56577014 | 0.55324677 | 0.78183942 |
| | hiver | -26.5886441 | 0.76270625 | 0.90409426 |

CEIZUR+BASKATONG

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -9.43925902 | 0.74646738 | 0.87908381 |
| | été | 15.7178884 | 0.55646247 | 0.77873856 |
| | hiver | -23.7397276 | 0.75782207 | 0.91021607 |

MANIWAKI

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -5.66804036 | 0.79370864 | 0.89325188 |
| | été | 11.1645601 | 0.53300182 | 0.74412522 |
| | hiver | -13.3007361 | 0.80358779 | 0.90539385 |

MANIWAKI+PAUGAN

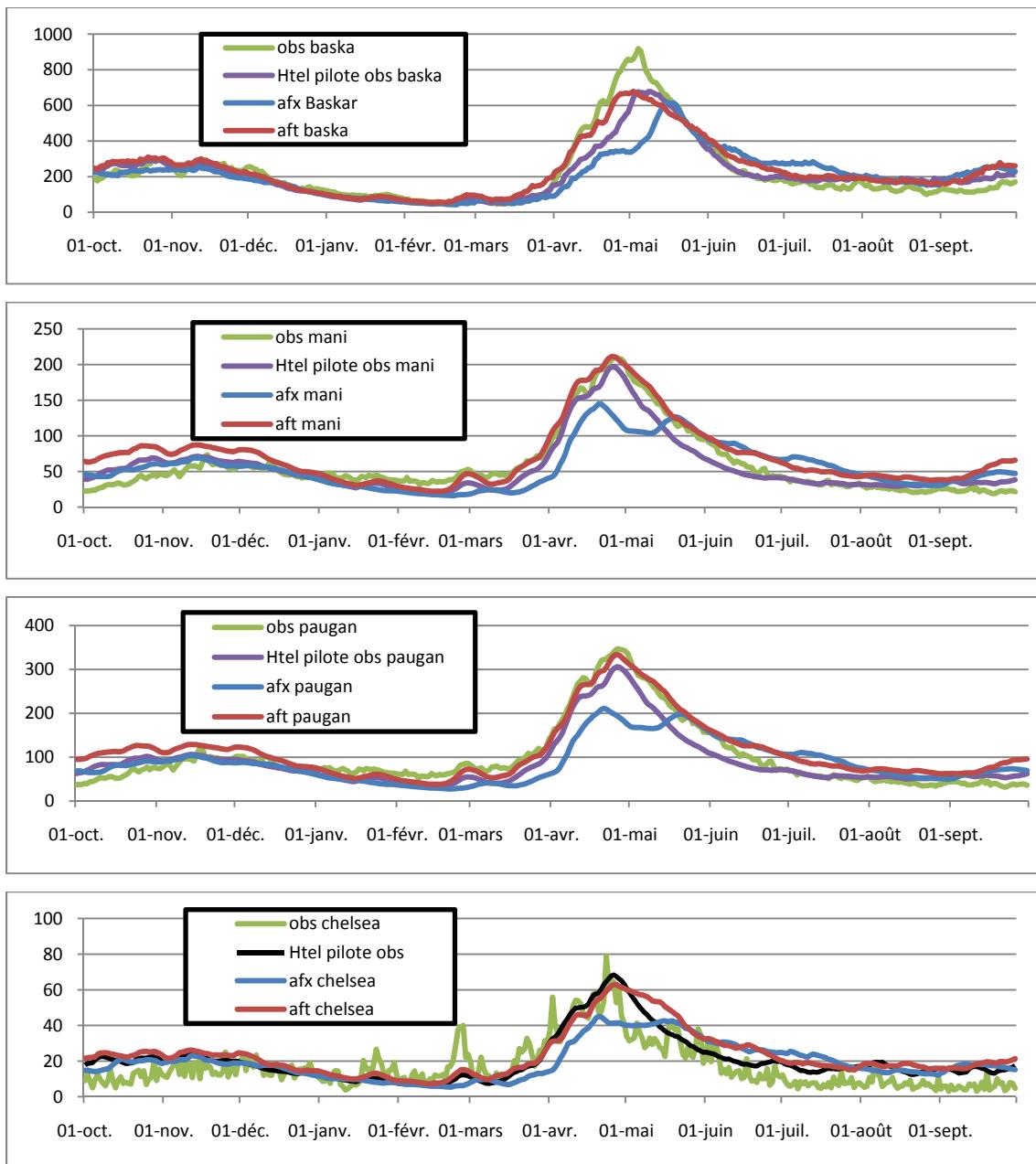
| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | -20.0656906 | 0.76666986 | 0.90876852 |
| | été | -3.3246882 | 0.65380528 | 0.81398942 |
| | hiver | -27.9929444 | 0.74987721 | 0.92561495 |

CHELSEA

| Résultats | | Pbiais | NS | R |
|------------------|-------|---------------|------------|------------|
| | an | 19.8457586 | 0.56669065 | 0.76692634 |
| | été | 68.8703431 | 0.28827091 | 0.72547129 |
| | hiver | -2.64022334 | 0.60756092 | 0.78472906 |

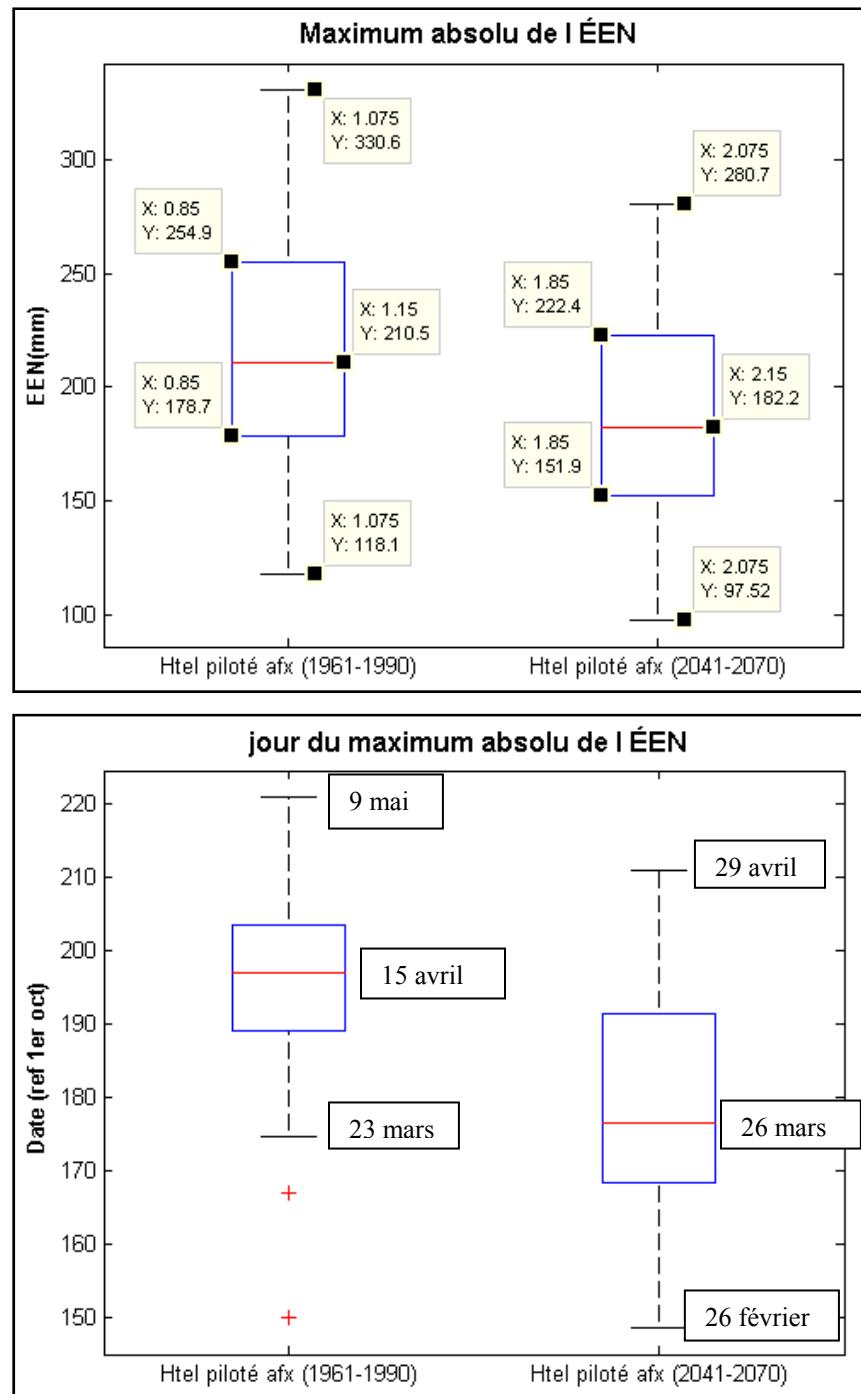
ANNEXE V

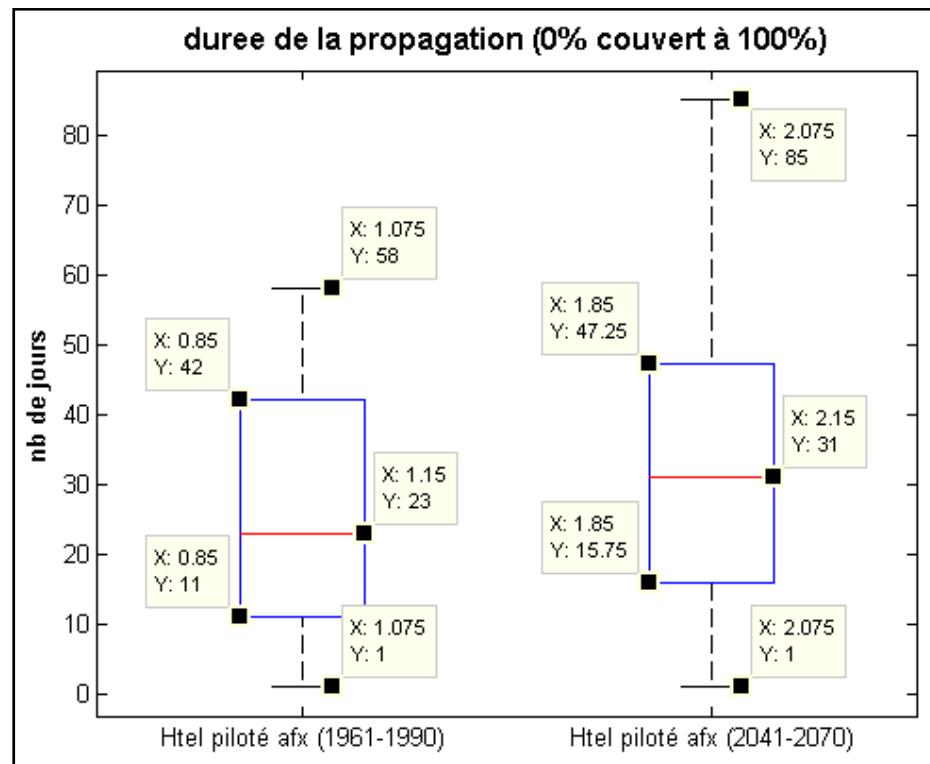
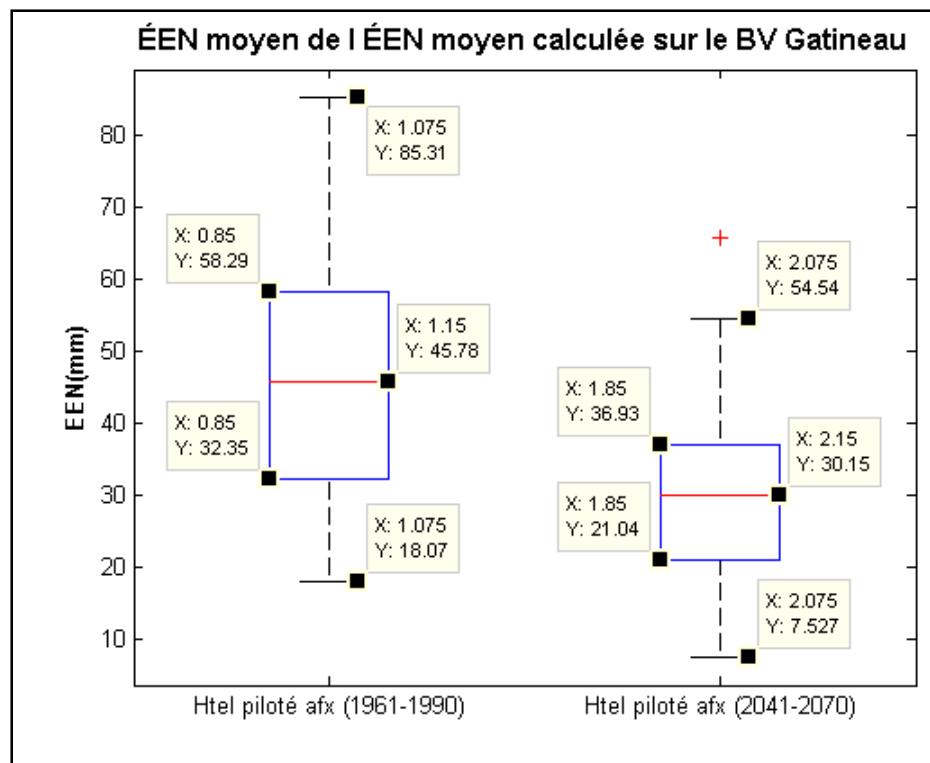
Hydrogrammes moyens observé et simulés par Hydrotel pour l'horizon 1980-1997 en faisant varier le type d'intrant météorologique.

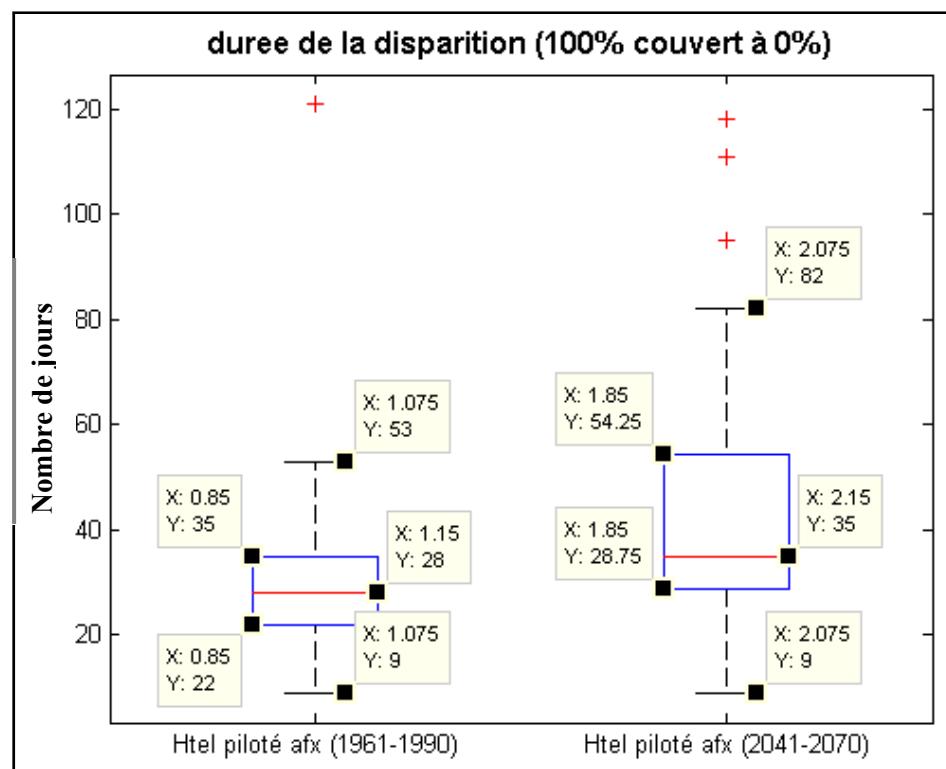


ANNEXE VI

Analyse des médianes et des quartiles des caractéristiques d'ÉEN et de couverture simulées par Hydrotel piloté afx à l'horizon 2050 et actuel







ANNEXE VII

Analyse statistique de la signification et des amplitudes des tendances des séries d'ÉEN global et local pour des échantillons de 40 ans et 50 ans.

| | Horizon glissant de 50 ans | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------|----------------------------|-------|-----------|-------|-----------|-------|-----------|-------|-----------|---|-----------|---|-----------|---|-----------|---|-----------|---|-------|---|
| | 2050-2099 | | 2040-2089 | | 2030-2079 | | 2020-2069 | | 2010-2059 | | 2000-2049 | | 1990-2039 | | 1980-2029 | | 1970-2019 | | | |
| | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q | Z | Q |
| ÉEN global moyen | ** | -0.27 | * | -0.27 | ** | -0.34 | * | -0.26 | | | | | | | | * | -0.33 | * | -0.38 | |
| ÉEN max global | * | -0.79 | + | -0.77 | * | -0.8 | * | -0.70 | | | | | | | | | | + | -0.98 | |
| ÉEN max absolu | + | -1.07 | | | | | | | | | | | | | | + | -0.77 | | | |

BIBLIOGRAPHIE

- Adam, J. C., A. F. Hamlet et D. P. Lettenmaier. 2009. « Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century ». *Hydrological Processes*, vol. 23, n° Copyright 2009, The Institution of Engineering and Technology, p. 962-72.
- Anctil, François. 2005. *Hydrologie : cheminements de l'eau*. Montréal: Presses internationales Polytechnique, 317p.
- Brasnett, B. 1999. « A global analysis of snow depth for numerical weather prediction ». *J. Appl. Meteorol.* 38 : 726-740
- Brissette F., Leconte R. 2008. « MGC 921 : Impacts des changements climatiques sur les ressources hydriques ». Notes de cours MCG 921 du programme de maîtrise en génie de la construction, Montréal : École de Technologie Supérieure, pagination multiple.
- Brown, Ross D. 2000. « Northern hemisphere snow cover variability and change, 1915-97 ». *Journal of Climate*, vol. 13, n° Copyright 2001, IEE, p. 2339-55.
- Brown, Ross D, B. Brasnett and D. Robinson. 2003. « Gridded North American monthly snow depth and snow water equivalent for GCM evaluation », *Atmosphere-Ocean* 41 (2003) (1), pp. 1–14.
- Brown, Ross D. 2007. « The Snow Climate of Quebec: A compilation of data sources and information for characterizing the snow cover of Québec. » Rapport de présentation. Montréal: Ouranos. 53 p.
- Brown, Ross D., et Philip W. Mote. 2009. « The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate ». *Journal of Climate*, vol. 22, n° 8, p. 2124-2145.
- Brun, E., E. Martin et V. Spiridonov. 1997. « Coupling a multi-layered snow model with a GCM ». In *International Symposium on Representation of the Cryosphere in Climate and Hydrological Models, 12-15 Aug. 1996*. Vol. 25, p. 65-72. Coll. « Ann. Glaciol. (UK) ». UK: Int. Glaciological Soc.
- Caya, D., R. Laprise, M. Giguere, G. Bergeron, J. P. Blanchet, B. J. Stocks, G. J. Boer et N. A. McFarlane. 1995. « Description of the Canadian regional climate model ». In *Proceedings of the International Boreal Forest Research Association Conference, September 25, 1994 - September 30, 1994*, 1-2. Vol. 82, p. 477-482. Coll. « Water, Air, and Soil Pollution ». Saskatoon, Can: Kluwer Academic Publishers. <<http://dx.doi.org/10.1007/BF01182857>>.

- Caya, D., et R. Laprise. 1999. « A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: the Canadian RCM ». *Monthly Weather Review*, vol. 127, n° Copyright 1999, IEE, p. 341-62.
- COMGA. 2007. « Comité du bassin versant de la rivière Gatineau: Portrait du bassin versant de la rivière Gatineau ». 95 p.
- Conseil national de recherches du Canada. Comité associé sur le Code national du, bâtiment. 1990. *Hydrologie des crues au Canada : guide de planification et de conception*. Ottawa: Le Comite.
- Cunderlik, Juraj M., et Taha B. M. J. Ouarda. 2009. « Trends in the timing and magnitude of floods in Canada ». *Journal of Hydrology*, vol. 375, n° 3-4, p. 471-480.
- De Elia, R., D. Caya, H. Cote, A. Frigon, S. Biner, M. Giguere, D. Paquin, R. Harvey et D. Plummer. 2008. « Evaluation of uncertainties in the CRCM-simulated North American climate ». *Climate Dynamics*, vol. 30, n° Copyright 2009, The Institution of Engineering and Technology, p. 113-32.
- Dorsaz, Frédéric. 2008. « Évaluation des simulations du couvert nival sur le Québec par les modèles MRCC 4.2.3 et GEMCLIM 3.3.0 ». Rapport de stage. Montréal : Université du Québec à Montréal, 35 p.
- Environnement Canada. 2009. « Modèle de circulation générale de l'atmosphère de troisième génération » En ligne. <<http://www.cccma.ec.gc.ca/french/models/gcm3.shtml>>. Consulté le 2 décembre 2008.
- Fortin, J. P., R. Turcotte, S. Massicotte, R. Moussa, J. Fitzback et J. P. Villeneuve. 2001a. « Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. II: Application to Chaudiere watershed ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 6, n° 2, p. 100-108.
- Fortin, J. P., R. Turcotte, S. Massicotte, R. Moussa, J. Fitzback et J. P. Villeneuve. 2001b. « Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. I: Description of model ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 6, n° 2, p. 91-99.
- Fortin, Louis-Guillaume, Richard Turcotte, Stephane Pugin, Jean-Francois Cyr et Francois Picard. 2007. « Impact des changements climatiques sur les plans de gestion des lacs Saint-Francois et Aylmer au sud du Quebec ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 34, n° 8, p. 934-945.
- Frei, Allan, R. Brown, J. A. Miller et D. A. Robinson. 2005. « Evaluating snow mass modelling over North America ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 86, n° Compendex, p. 1409-1410.

- Gagnon, P., B. Konan, A. N. Rousseau et M. Slivitzky. 2009. « Hydrometeorological validation of a canadian regional climate model simulation within the chaudiere and chateauguay watersheds (quebec, canada) ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 36, n° 2, p. 253-266.
- Ge, Yan, et Gavin Gong. 2008. « Observed inconsistencies between snow extent and snow depth variability at regional/continental scales ». *Journal of Climate*, vol. 21, n° Compendex, p. 1066-1082.
- Ge, Yan, et Gavin Gong. 2009. « North American snow depth and climate teleconnection patterns ». *Journal of Climate*, vol. 22, n° Compendex, p. 217-233.
- GIEC. 2001. « Bilan 2001 de l'évolution du climat: Troisième rapport d'évaluation », *Rapport de synthèse du GIEC*. Wembley, R-U: Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. 37 p.
- GIEC. 2000. « Special report on emissions scenarios ». Edited by Nebojsa Nakicenovic and Robert Swart, pp. 612. ISBN 0521804930. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Goodison, B.E., P.Y.T. Louie, and D. Yang. 1998. « WMO solid precipitation measurement intercomparison, final report ». WMO/TD-No.872, WMO, Geneva, 212 pp.
- Graham, L. P., J. Andreasson et B. Carlsson. 2007. « Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, model scales and linking methods: a case study on the Lule River basin ». *Climatic Change*, n° Copyright 2009, The Institution of Engineering and Technology, p. 293-307.
- Hulme, M.A. et N. Sheard. 1999. « Climate Change Scenarios for Canada ». *Climatic Research Unit*. Norwich, Grande-Bretagne: University of East Anglia. 6 p.
- Hydro-Québec Production. 2003. « Rapport de synthèse: bassin versant Gatineau ». 5 p.
- INRS-ÉTÉ. 2000. « Le modèle hydrologique Hydrotel ». En ligne. <<http://www.inrs-ete.quebec.ca/activites/modeles/hydrotel/fr/accueil.htm>>. Consulté le 30 novembre 2008.
- IPCC. 2001a. « Climate Change 2001 : Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change » (Mc Carthy, J.J, Canziani, O., Leary, N.A., Dokken, D.J. and White, K.S.). Cambridge: Intergovernmental Panel on Climate Change. 967p.
- IPCC. 2001b. « Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change » (Houghton, J.T, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K.

- Maskell, and C.A. Johnson). Wembley, U.K.: Intergovernmental Panel on Climate Change. 882 p.
- IPCC. 2007a. « Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change » (Parry, M.L., Canziani, J.P., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J and Hanson, C.E.). Cambridge, UK: Intergovernmental Panel on Climate Change. 1000p.
- IPCC. 2007b. « Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change » (Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L Miller). Cambridge, U.K. and New-York: Intergovernmental Panel on Climate Change. 996 p.
- Jones, Norman K. 2008. « On the impact of recent climate change on seasonal Floods - A case study from a River Basin in Southern Quebec ». *Canadian Water Resources Journal*, vol. 33, n° 1, p. 55-72.
- Jordan, R. E., E. L. Andreas et A. P. Makshtas. 1999. « Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4 ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, n° Copyright 1999, IEE, p. 7785-806.
- Jylha, Kirsti, Stefan Fronzek, Heikki Tuomenvirta, Timothy R. Carter et Kimmo Ruosteenoja. 2008. « Changes in frost, snow and Baltic sea ice by the end of the twenty-first century based on climate model projections for Europe ». *Climatic Change*, vol. 86, n° Compendex, p. 441-462.
- Lambert. 1996. *Geographie du cycle de l'eau*. Toulouse: Presses Universitaires du Mirail, 439p.
- Lammers, R. B., A. I. Shiklomanov, C. J. Vorosmarty, B. M. Fekete et B. J. Peterson. 2001. « Assessment of contemporary Arctic river runoff based on observational discharge records ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, n° Copyright 2001, IEE, p. 3321-34.
- Laprise, R., D. Caya, A. Frigon et D. Paquin. 2003. « Current and perturbed climate as simulated by the second-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM-II) over northwestern North America ». *Climate Dynamics*, vol. 21, n° Copyright 2004, IEE, p. 405-21.
- Leconte, Robert. 2007. « CTN 762 : Gestion des ressources hydriques ». Notes de cours CTN 762 du programme de baccalauréat en génie de la construction, Montréal : École de Technologie Supérieure, pagination multiple.

- Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement. 2003. « Qu'est ce qu'un Modèle de Circulation Générale? ». En ligne. <http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr/~christo/gcm/MCG.htm>. Consulté le 23 novembre 2008.
- Llamas, José. 1993. *Hydrologie générale : principes et applications*. Boucherville, Québec: G. Morin, 527p.
- Minville, Marie, Francois Brissette, Stephane Krau et Robert Leconte. 2009. « Adaptation to climate change in the management of a Canadian water-resources system exploited for hydropower ». *Water Resources Management*, vol. 23, n° 14, p. 2965-2986.
- Morin, Jennifer, Paul Block, Balaji Rajagopalan et Martyn Clark. 2008. « Identification of large scale climate patterns affecting snow variability in the eastern United States ». *International Journal of Climatology*, vol. 28, n° 3, p. 315-328.
- MRNFP, Gouvernement du Québec. 2005. « Portrait territorial de la région de l'Outaouais ». 80 p.
- Musy, André. 2005. *Hydrologie*, Collection Gérer l'environnement ;21. Lausanne: Presses polytechniques et universitaires romandes, 314p.
- Music, B., and D. Caya, 2007. « Evaluation of the Hydrological Cycle over the Mississippi River Basin as Simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM) ». *J. Hydromet.*, 8(5), 969-988.
- Nakicenovic, N., et A. Grubler. 2000. « Energy and the protection of the atmosphere ». *International Journal of Global Energy Issues*, vol. 13, n° Copyright 2000, IEE, p. 4-57.
- Organisations des Nations Unies. 1998. « Protocole de Kyoto ». En ligne. <<http://unfccc.int/resource/docs/convkp/kpfrench.pdf>>. Consulté le 16 avril 2008.
- Organisation météorologique mondiale. 2008. « Couverture Neigeuse des Prairies Canadiennes Extraite des Données Satellitaires Hyperfréquence Passive DMSP SSM/I ». En ligne. <<http://www.wmo.int/pages/prog/sat/CGMS/Directoryofapplications/fr/ap6-12.htm>>. Consulté le 16 mars 2009.
- Ouranos. 2004. « S'adapter aux changements climatiques ». Montréal: Consortium sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques. 83 p.
- Plummer, David A., D. Caya, A. Frigon, H. Cote, M. Giguere, D. Paquin, S. Biner, R. Harvey et R. De Elia. 2006. « Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian RCM ». *Journal of Climate*, vol. 19, n° 13, p. 3112-3132.

Ressources Naturelles Canada. 2008. « Tutoriel: Notions fondamentales de télédétection : Détection passive et active ». En ligne. <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundam/chapter1/06_f.php>. Consulté le 17 février 2009.

Salmi , T. , Määttä , A. , Anttila , P. , Ruoho-Airola , T. , Amell , T. 2002. « Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by Mann-Kendall test and Sen's slope estimates – the Excel template application MAKESENS ». Publication on Air Quality, Finnish Meteorological Institute , Helsinki. No. 31. p. 35.

Seidou, O., St-Hilaire A., El-Adlouni S., Favre A-C, Fortin V., Bobée B. 2004. « Estimation de l'équivalent en eau de la neige sur le bassin versant de la Gatineau par modélisation Bayésienne hiérarchique ». INRS-ETE, rapport de recherche R -740, 49 p.

Soulis, E. D., Snelgrove, K. R., Kouwen, N., Seglenieks, F., and Verseghy, D. L. 2000. « Toward Closing the Vertical Water Balance in Canadian Atmospheric Models:Coupling of the Land Surface Scheme CLASS with the Distributed Hydrological Model WATFLOOD », *Atmos.-Ocean*, 38, p. 251–269.

Spokes, L.J., 2004. « Elévation du niveau de la mer ». En ligne. <http://www.atmosphere.mpg.de/enid/1_Oc_ans_et_climat/-_El_vation_du_niveau_de_la_mer_3hc.html>. Consulté le 4 mars 2009.

Serreze, M. C., M. P. Clark et A. Frei. 2001. « Characteristics of large snowfall events in the montane western United States as examined using snowpack telemetry (SNOWTELE) data ». *Water Resources Research*, vol. 37, n° 3, p. 675-688.

Sushama, L., R. Laprise, D. Caya, A. Frigon et M. Slivitzky. 2006. « Canadian RCM projected climate-change signal and its sensitivity to model errors ». *International Journal of Climatology*, vol. 26, n° Copyright 2007, The Institution of Engineering and Technology, p. 2141-59.

Tapsoba, D., V. Fortin, F. Anctil et M. Hache. 2005. « Use of kriging with external drift for the spatial estimation of snow water equivalent: Application to the Gatineau River basin ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 32, n° Copyright 2007, The Institution of Engineering and Technology, p. 289-97.

Turcotte, R., Rousseau, A.N., Fortin, J.P., Villeneuve, J.P. 2002. « in Calibration of Watershed Models ». Édité par Duan *et al.*, AGU Water Resources Monograph Series. Washington DC, USA : American Geophysical Union. 345 p.

Turcotte, Richard, L. G. Fortin, V. Fortin, J. P. Fortin et J. P. Villeneuve. 2007. « Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Quebec, Canada ». *Nordic Hydrology*, vol. 38, n° 3, p. 211-234.

Yagouti A., G. Boulet et L. Vescovi. 2006. « Homogénéisation des séries de températures et analyse de la variabilité spatio-temporelle de ces séries au Québec méridional », rapport no 4 dans *Homogénéisation des séries de températures du Québec méridional et analyse de l'évolution du climat à l'aide d'indicateurs*. Montréal ,Québec : Ouranos. 140 p.