

Université du Québec  
INRS  
Centre Eau, Terre et Environnement

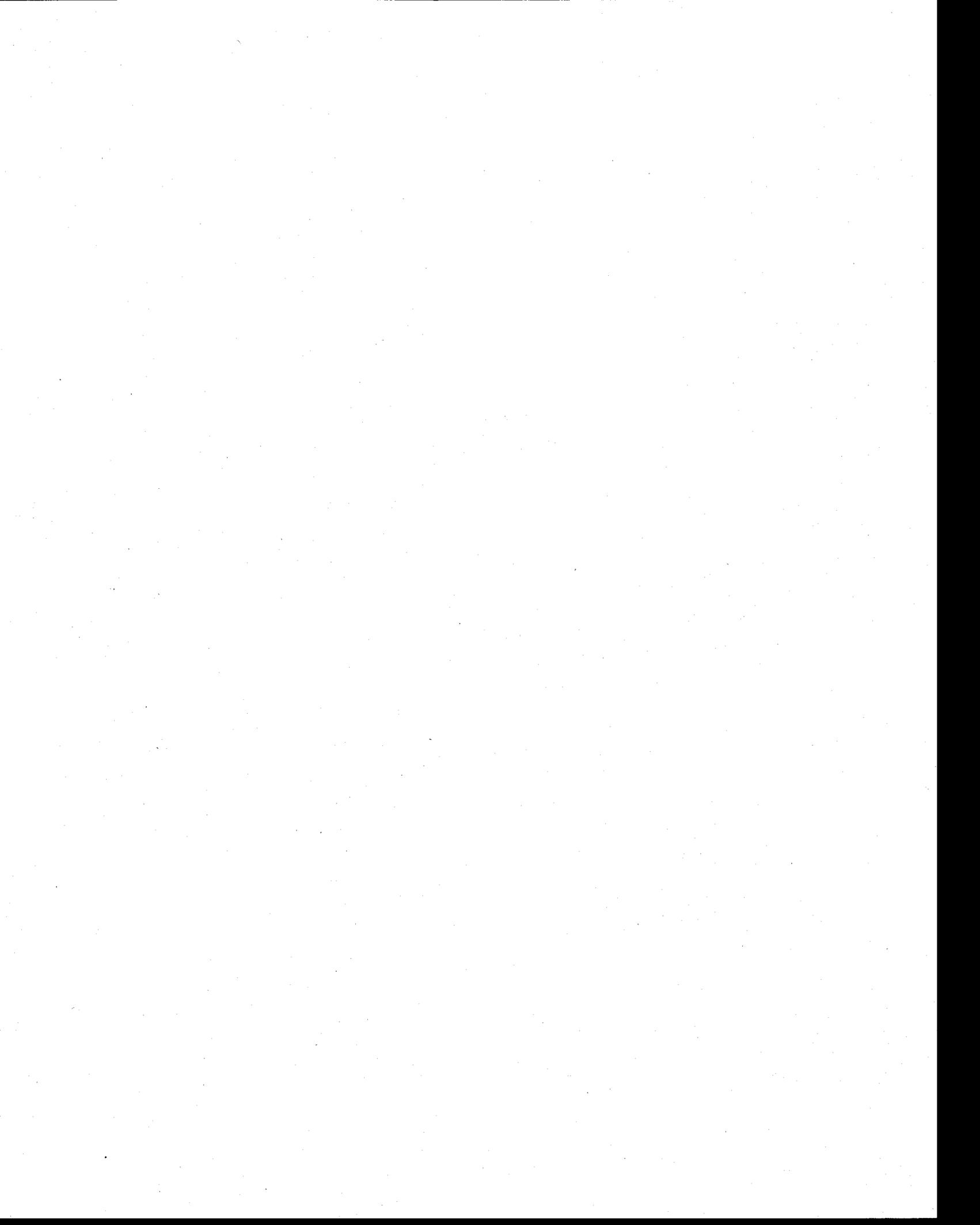
ÉLÉMENTS DU CALAGE ET DE L'IMPLANTATION D'UN MODÈLE HYDROLOGIQUE DANS  
UNE PERSPECTIVE D'UTILISATION OPÉRATIONNELLE EN PRÉVISION HYDROLOGIQUE

Par  
Richard Turcotte

Thèse présentée  
pour l'obtention du grade de Philosophiae doctor (Ph.D.)  
en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

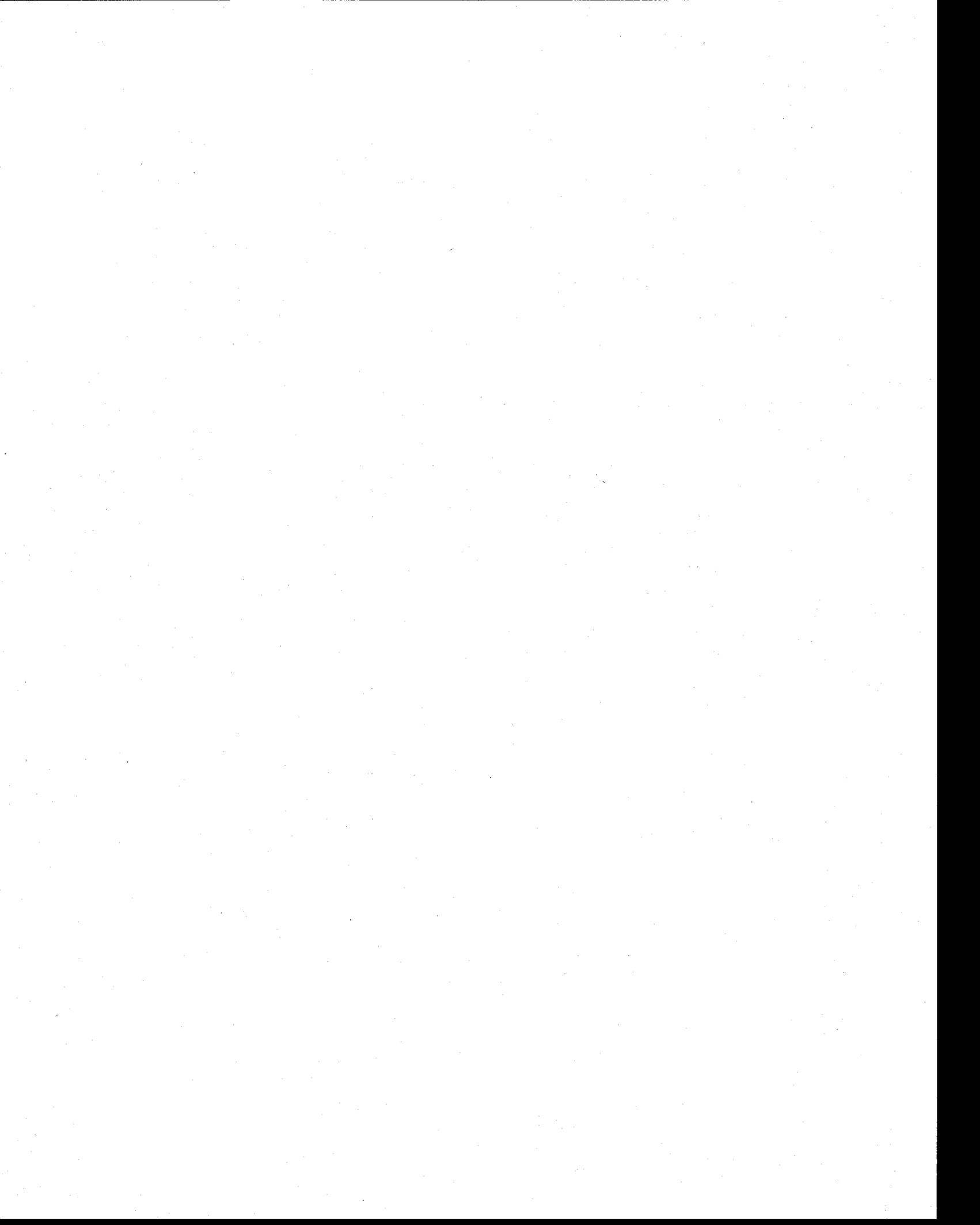
Examineur externe	M. Noël Évora, Manitoba Hydro
Examineur externe	M. Van Thanh Van N'Guyen, Université McGill
Examinatrice interne	Mme Sophie Duchesne, Centre Eau, Terre et Environnement
Directeur de la recherche	M. Jean-Pierre Villeneuve, Centre Eau, Terre et Environnement
Codirecteur de la recherche	M. Alain Mailhot, Centre Eau, Terre et Environnement
Codirecteur de la recherche	M. Alain N. Rousseau, Centre Eau, Terre et Environnement



## RÉSUMÉ

La présente thèse porte sur le calage et sur des éléments de l'implantation d'un modèle hydrologique distribué, le modèle HYDROTEL, dans une perspective d'utilisation opérationnelle en prévision hydrologique sur des bassins versants situés dans le sud du Québec. Des efforts de recherche y sont déployés pour proposer une stratégie de calage du modèle tout en intégrant des contraintes pragmatiques (coûts en calcul élevés, présence de la neige, etc.) ayant un impact significatif sur la stratégie à suivre. Pour répondre à ces contraintes, une approche qui découpe l'exercice de calage en trois sous-exercices est développée. La première étape de cette approche consiste à caler, globalement pour l'ensemble du sud du Québec, la majorité des coefficients du modèle se rapportant à la simulation de la neige au sol à l'aide de données nivométriques. Les coefficients relatifs à la neige, non calés à la première étape, et ceux affectant l'évapotranspiration et le bilan vertical sont, dans une deuxième étape, calés à partir des observations de débits en utilisant un optimisateur global (optimisateur SCE-UA). À la troisième et dernière étape, les coefficients associés à l'écoulement sont aussi calés sur des observations des débits. Enfin, une stratégie de cartographie opérationnelle de la neige au sol, construite à l'aide d'une version autonome du modèle de fonte de neige d'HYDROTEL, à laquelle est adjointe une méthode d'assimilation des données nivométriques, est développée et appliquée.

Il est illustré numériquement, sur trois bassins versants du sud du Québec, que l'approche de calage en trois étapes donne, pour les périodes de vérification, des simulations de qualité à toute fin pratique équivalentes à celles obtenues en calant simultanément tous les coefficients pour des coûts en calcul quatre fois inférieurs. Plus globalement, une simulation de crues de printemps, n'ayant servi ni au calage ni à la vérification, permet d'illustrer la contribution positive de la mise à jour du modèle hydrologique à l'aide du système de cartographie opérationnelle de la neige au sol.



## **REMERCIEMENTS**

Ce document a été rédigé avec l'assistance et le support constants de M. Jean-Pierre Villeneuve, directeur de la recherche. Le concours précieux de MM. Jean-Pierre Fortin, Alain Rousseau et Alain Mailhot est aussi à souligner. Autrement, ce travail n'aurait pas été possible sans la contribution directe de Martin Beaudoin (IREQ), de Louis-Guillaume Fortin, Pierre Lacombe, Charles Poirier et Ali El Battay (CEHQ) et d'Alain Royer (INRS-ETE), et indirecte de Pierre Aubé, Yvon Gosselin, Jocelin Dufresne, Roger Poulin (CEHQ), Alain Garon, Claude Champagne (INRS), Vincent Fortin (EC), Denis Tremblay (HQ) et Quingyun Duan (NLNH). Un remerciement supplémentaire est adressé à Diane Tremblay (INRS-ETE) pour sa contribution à la révision et la mise en page du document. Sur le plan personnel, je tiens impérativement à remercier Nancy, Juliette et Béatrice pour leur patience et leur support indéfectible.



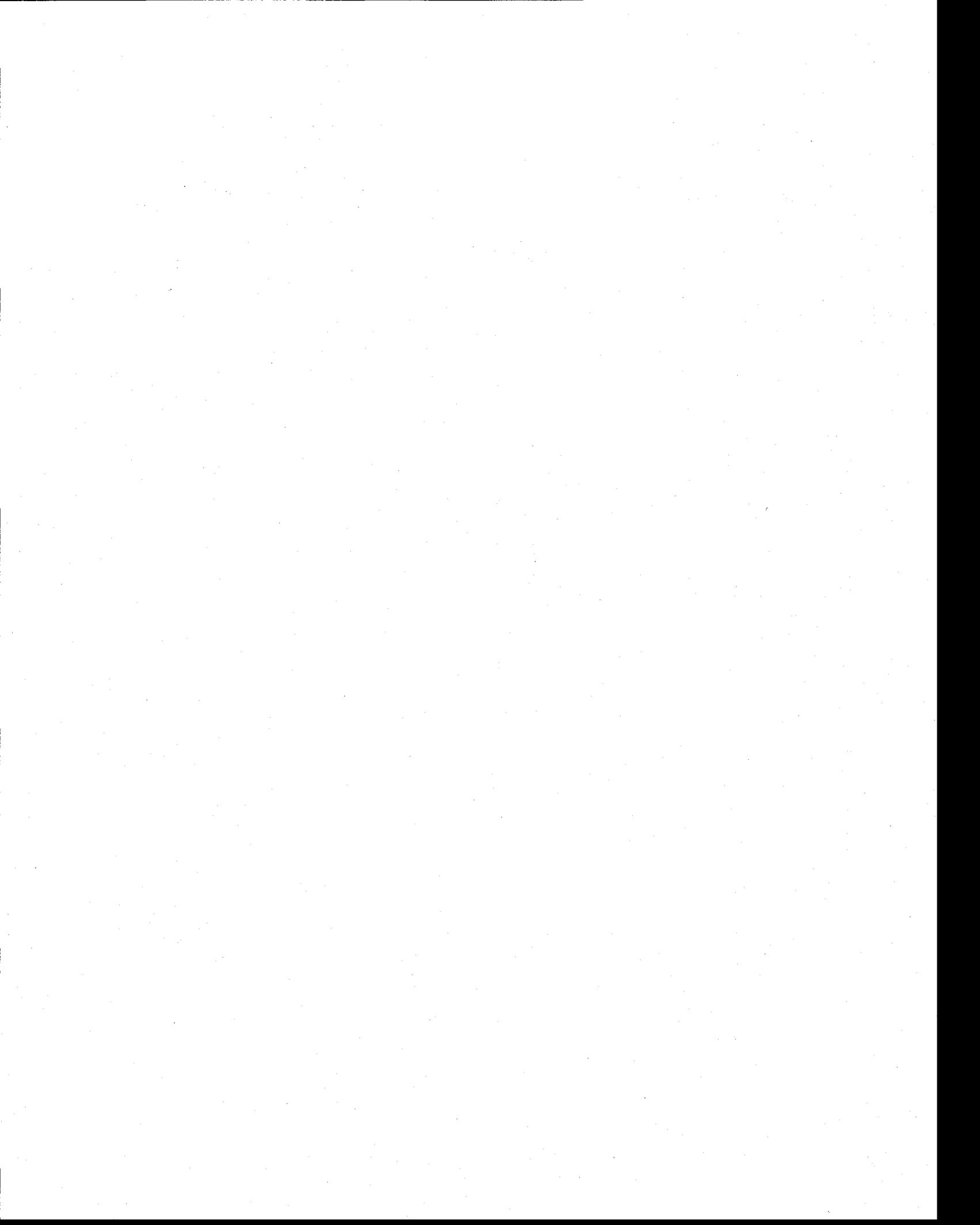
## **LISTE DES SYMBOLES LES PLUS UTILISÉS**

ÉEN : Équivalent en eau de la neige au sol

OMM : Organisation mondiale de la météorologie

RCEQM : Racine carrée de l'écart quadratique moyen

FOC : Fonction « objectif » composite

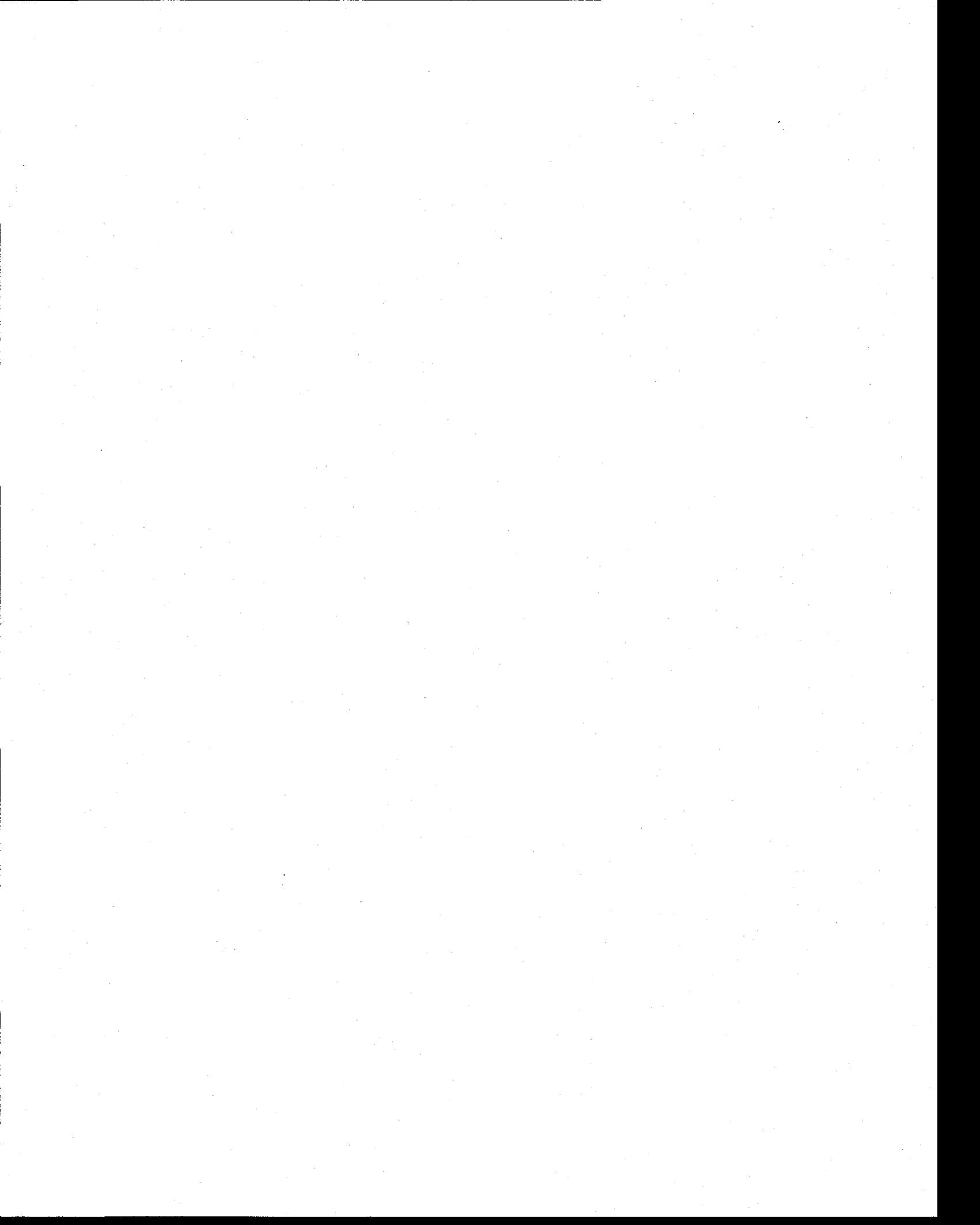


## TABLE DES MATIÈRES

<b>RÉSUMÉ</b> .....	<b>IV</b>
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	<b>III</b>
<b>LISTE DES SYMBOLES LES PLUS UTILISÉS</b> .....	<b>III</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>VII</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	<b>XI</b>
<b>1. INTRODUCTION</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1 Modélisation hydrologique</b> .....	<b>1</b>
<b>1.2 Mise en place des modèles hydrologiques</b> .....	<b>2</b>
<b>1.3 Mise à jour et assimilation des observations de la neige en cours de simulation</b> .....	<b>6</b>
<b>1.4 Thèmes de recherche porteurs</b> .....	<b>7</b>
1.4.1 Découpage de l'exercice de calage par grandes classes de processus.....	8
1.4.2 Exploitation d'observations autres que les débits.....	9
1.4.3 Définition d'une fonction « objectif » englobant différentes caractéristiques.....	9
1.4.4 Assimilation des observations de la neige au sol dans l'utilisation opérationnelle en modélisation hydrologique .....	10
<b>1.5 Objectif et méthode</b> .....	<b>10</b>
<b>1.6 Plan</b> .....	<b>11</b>
<b>2. REVUE DE LITTÉRATURE</b> .....	<b>13</b>
<b>2.1 Méthodes d'optimisation</b> .....	<b>13</b>
2.1.1 Optimisations manuelles et automatiques .....	14
2.1.2 Optimisation automatique locale.....	14
2.1.3 Optimisation automatique globale .....	15
2.1.4 Critère d'optimisation .....	18
<b>2.2 Stratégie de calage</b> .....	<b>19</b>
<b>2.3 Simulation et assimilation de la neige au sol</b> .....	<b>20</b>

2.4	<b>Discussion</b> .....	22
3.	<b>CHOIX SCIENTIFIQUES</b> .....	25
3.1	<b>Sélection de l'algorithme d'optimisation</b> .....	25
3.2	<b>Choix du modèle hydrologique</b> .....	28
3.2.1	Modèle hydrologique étudié.....	28
3.2.2	Regroupement et transformation de coefficients.....	32
3.3	<b>Découpage de l'exercice de calage</b> .....	36
3.3.1	Calage des coefficients liés à la neige .....	37
3.3.2	Calage des coefficients influençant le bilan vertical .....	39
3.3.3	Calage des coefficients influençant l'écoulement.....	39
3.4	<b>Objectifs de calage et critère d'optimisation</b> .....	40
3.4.1	Calage des coefficients à partir des débits.....	40
3.4.2	Calage des coefficients reliés à la neige à partir des relevés nivométriques .....	46
3.5	<b>Modélisation autonome et assimilation de la neige au sol</b> .....	46
3.5.1	Choix du modèle d'évolution et de fonte de neige.....	46
3.5.2	Choix de la structure spatiale de simulation pour le système autonome de simulation de la neige au sol.....	48
3.5.3	Choix de la structure temporelle de simulation.....	48
3.5.4	Mise à jour ou assimilation des observations de la neige au sol.....	49
4.	<b>APPLICATIONS NUMÉRIQUES</b> .....	55
4.1	<b>Calage en utilisant des observations nivométriques</b> .....	55
4.1.1	Zone d'étude et données utilisées.....	55
4.1.2	Interpolation des précipitations et des températures.....	57
4.1.3	Assimilation des observations nivométriques en cours de simulation.....	57
4.1.4	Évaluation des coefficients .....	58
4.1.5	Impact du choix du réseau de stations météorologiques et du pas de temps du modèle .....	67
4.1.6	Impact de la régionalisation .....	68
4.1.7	Vérifications spatiale et temporelle des coefficients de calage .....	70
4.2	<b>Calage en utilisant les observations de débits</b> .....	72
4.2.1	Bassins versants, données utilisées et configuration de calage .....	72
4.2.2	Configuration de l'optimisateur SCE-UA .....	83
4.2.3	Calage synthétique et amorces numériques .....	84

4.2.4	Résultats initiaux.....	91
4.2.5	Impact de la stratégie de calage de la neige.....	101
4.2.6	Comparaison du calage avec l'utilisation de deux fonctions « objectif » différentes... 106	
4.2.7	Calage complet avec les coefficients de frottement.....	114
4.2.8	Comparaison avec le calage simultané de tous les coefficients.....	116
<b>4.3</b>	<b>Simulation autonome de la neige au sol et tests globaux.....</b>	<b>119</b>
<b>5.</b>	<b>CONCLUSIONS, SYNTHÈSE DES CONTRIBUTIONS ET TRAVAUX FUTURS.....</b>	<b>125</b>
5.1	Conclusions et contributions conceptuelles.....	125
5.2	Contributions pratiques.....	127
5.3	Travaux futurs.....	127
<b>6.</b>	<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>133</b>
	<b>ANNEXE A.....</b>	<b>153</b>
	<b>MODÈLE D'ÉVOLUTION ET DE FONTE DE LA NEIGE D'HYDROTEL.....</b>	<b>153</b>
	<b>ANNEXE B : MODÈLE HYDROLOGIQUE MOHYSE.....</b>	<b>163</b>

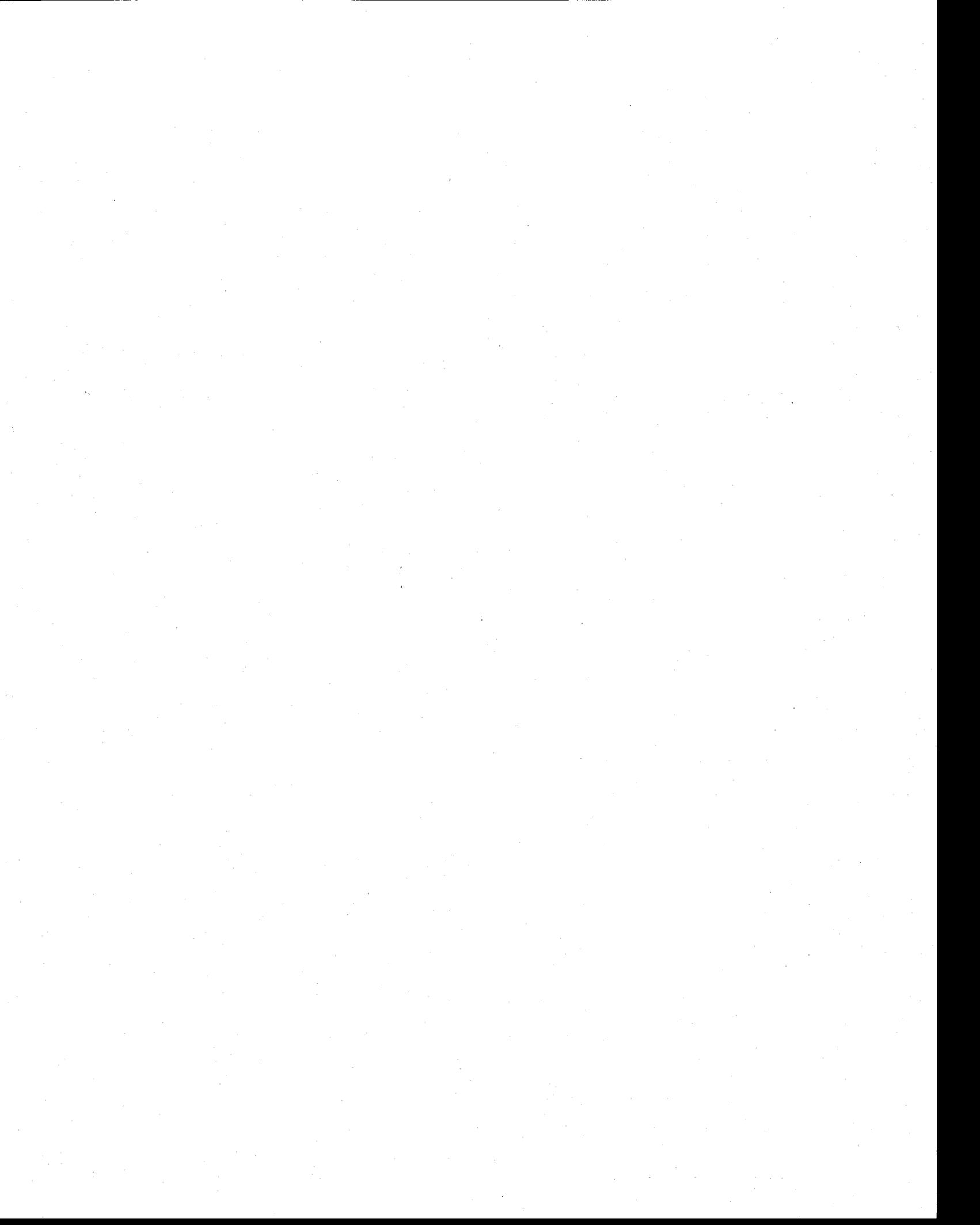


## LISTE DES FIGURES

Figure 4.1 :	Sites d'observation du réseau nivométrique (triangles), stations météorologiques automatiques (cercles) et stations climatologiques (carrés) dans la région pilote.....	56
Figure 4.2 :	Probabilité empirique au non dépassement de l'observation de la masse volumique de la neige au sol selon l'ensemble de la banque de données du Québec (de 1908 à 2003: 42 822 lectures).....	59
Figure 4.3 :	Racine carrée des erreurs quadratiques moyennes sur les masses volumiques simulées en fonction du coefficient de tassement. Les lignes noires sont utilisées pour distinguer différentes combinaisons de coefficients ( $FFF = \{4,5,6\} \text{mm.d}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ et $SFF = \{-1,0,1\} \text{C}$ ) et la ligne blanche représente la moyenne de ces résultats.....	60
Figure 4.4 :	Probabilité de non-dépassement de l'erreur absolue moyenne sur l'ÉEN simulé en utilisant les jeux de coefficients « globale-globale » et « globale-locales ».....	63
Figure 4.5 :	ÉEN observé et simulé avec les jeux de coefficients « globale-globale » et « globale-locales ».....	64
Figure 4.6 :	RCEQM sur les ÉEN en fonction du taux de fonte à l'interface air-neige (FFF) et de la température seuil de fonte (SFF) pour la période 2000-2003 et pour l'option « globale-globale » de calage.....	65
Figure 4.7 :	Interpolation du taux de fonte à l'interface air-neige pour les feuillus (FFF) sur la région pilote. Les courbes de couleurs (espacées de $0.5 \text{mm.d}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ ) et les valeurs numériques donnent les différentes valeurs interpolées du taux de fonte à l'interface air-neige. Les triangles représentent la localisation des sites d'observations nivométriques. Les traits noirs délimitent les contours des principaux bassins versants et le pourtour du fleuve Saint-Laurent. Les croix permettent d'associer une valeur numérique à la courbe de niveau correspondante.....	69
Figure 4.8 :	Localisation générale des bassins versants étudiés.....	74
Figure 4.9 :	Identification (en rouge) des unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) obtenues avec PHYSITEL appartenant au bassin de la rivière Ouiatchouane au barrage des Commissaires (bassin « Ouiatchouane »).....	79

Figure 4.10 :	Identification (en rouge) des unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) obtenues avec PHYSITEL appartenant au bassin de la rivière Maskinongé au barrage Saint-Didace (bassin « Maskinongé »).....	80
Figure 4.11 :	Identification (en rouge) des unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) obtenues avec PHYSITEL appartenant au bassin de la rivière du Nord à Saint-Jérôme (bassin « du Nord »). ....	81
Figure 4.12 :	Périodes de calage et de vérification selon le bassin. Les périodes s'étendent du 1 <sup>er</sup> novembre de l'année précédente au 1 <sup>er</sup> novembre de l'année indiquée.....	83
Figure 4.13 :	Procédure de calage, données utilisées pour le calage et groupes de coefficients calés ayant conduit à l'obtention des jeux de coefficients O1, M1, D1 et D1a.....	92
Figure 4.14 :	Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « du Nord » sur la période de calage (jeu de coefficients D1).....	96
Figure 4.15 :	Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « du Nord » sur la période de vérification (jeu de coefficients D1).....	96
Figure 4.16 :	Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « Maskinongé » sur la période de calage (jeu de coefficients M1).....	97
Figure 4.17 :	Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « Maskinongé » sur la période de vérification (jeu de coefficients M1).....	97
Figure 4.18 :	Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « Ouiatchouane» sur la période de calage (jeu de coefficients O1).....	98
Figure 4.19 :	Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « Ouiatchouane» sur la période de vérification (jeu de coefficients O1).....	98
Figure 4.20 :	Procédure de calage, données utilisées pour le calage et groupes de coefficients calés ayant conduit à l'obtention des jeux de coefficients O2, M2 et D2. Le caractère gras est utilisé pour faire ressortir les différences avec les variantes de jeux de coefficients O1, M1 et D1.....	102
Figure 4.21 :	Procédure de calage, données utilisées pour le calage et groupes de coefficients calés ayant conduit à l'obtention des jeux de coefficients O3, M3 et D3. Le caractère gras est utilisé pour faire ressortir les différences avec les variantes de jeux de coefficients O1, M1 et D1.....	109
Figure 4.22 :	Procédure de calage, données utilisées pour le calage et groupes de coefficients calés ayant conduit à l'obtention des jeux de coefficients O4,	

	M4 et D4. Cette procédure est aussi l'approche de calage proposée par la présente thèse.....	115
Figure 4.23 :	Procédure de calage, données utilisées pour le calage et groupes de coefficients calés ayant conduit à l'obtention des jeux de coefficients O5, M5 et D5.....	116
Figure 4.24 :	Exemple de simulation d'ÉEN en mm pour les zones de feuillus dans le sud du Québec en date du 17 mars 2007 .....	120
Figure 4.25 :	Simulation de la crue de printemps de 2006 au bassin « Maskinongé » en fonction de l'utilisation ou non d'une mise à jour de la neige au sol en date du 2006/03/18 en fonction des coefficients issus de l'approche proposée de calage en trois étapes (M4) et de l'utilisation directe de l'optimisateur (M5).....	122



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1 : Les algorithmes d'HYDROTEL sélectionnés dans les applications opérationnelles au sud du Québec et les principaux coefficients d'ajustement définis dans l'interface graphique du logiciel.....	30
Tableau 3.2 : Identification des 17 coefficients d'ajustement du modèle HYDROTEL retenus et transformation appliquée pour le calage .....	34
Tableau 3.3 : Bornes minimales et maximales des variations permises pour les coefficients.....	36
Tableau 3.4 : Nomenclature des indicateurs statistiques les plus couramment utilisés dans l'étude.....	43
Tableau 4.1 : Erreur sur l'ÉEN de la neige en fonction des différentes stratégies d'identification des coefficients, des stations météorologiques utilisées, du pas de temps et de la période.....	62
Tableau 4.2 : Coefficients de fonte à l'interface entre l'air et la neige en fonction des différentes options d'identification des coefficients .....	66
Tableau 4.3 : Quelques caractéristiques des bassins versants sélectionnés .....	73
Tableau 4.4 : Occupations du sol selon des images Landsat-7 de 1999-2003 du sud du Québec classifiées par Canards Illimités Canada, ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Service canadien de la faune, Centre Saint-Laurent et Agriculture Canada .....	76
Tableau 4.5 : Nombre d'unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) et leur superficie moyenne selon les bassins versants modélisés .....	78
Tableau 4.6 : Coefficients utilisés pour configurer l'optimisateur SCE-UA pour le calage de référence.....	84
Tableau 4.7 : Valeurs des coefficients obtenues sur le bassin « Maskinongé » suivant le calage synthétique de 15 coefficients (groupes I, N1, N2, E et BV, définis au tableau 3.2) avec quatre germes numériques différents .....	86
Tableau 4.8 : Valeurs des coefficients obtenues sur le bassin « Maskinongé » suivant le calage synthétique de 10 coefficients (groupes I, N1, E et BV) avec quatre germes différents .....	87
Tableau 4.9 : Capacité de fonte totale ( $\text{mm.d}^{-1}$ ) et écart au potentiel de fonte de référence (%) en fonction d'une température de l'air donnée pour des calages issus	

du calage synthétique de 10 coefficients (groupes I, N1, E et BV) avec quatre germes différents sur le bassin « Maskinongé » .....	89
Tableau 4.10 : Valeurs des coefficients obtenues sur le bassin « Maskinongé » suivant le calage synthétique de 5 coefficients (groupes E et BV) avec quatre germes différents .....	90
Tableau 4.11 : Valeurs des coefficients obtenues sur la rivière du Nord suivant le calage synthétique de 15 coefficients (groupes I, N1, N2, E et BV), de 10 coefficients (groupes I, N1, E et BV) et de cinq coefficients (groupes E et BV) avec un seul germe .....	91
Tableau 4.12 : Résultats initiaux du calage avec HYDROTEL en utilisant la RCEQM <sub>Q,PEA</sub> et l'ensemble des coefficients des groupes I, N1, E et BV .....	93
Tableau 4.13 : Corrections appliquées à l'ÉEN moyen sur le bassin « du Nord » lors de la mise à jour utilisant les relevés nivométriques effectués vers le 1 <sup>er</sup> avril de 2000 à 2005 .....	95
Tableau 4.14 : Nombre d'évaluations fonctionnelles et durée de l'exercice de calage pour l'obtention des jeux de coefficients M1, D1 et O1 .....	99
Tableau 4.15 : Coefficients obtenus lors du calage initial d'HYDROTEL .....	100
Tableau 4.16 : Comparaison entre des calages d'HYDROTEL utilisant la RCEQM <sub>Q,PEA</sub> et calant respectivement les coefficients des groupes I, N1, E et BV (jeux de coefficients M1, O1 et D1) et ceux des groupes I, N1, N2, E et BV (jeux de coefficients M2, O2 et D2) .....	102
Tableau 4.17 : Nombre d'évaluations fonctionnelles et augmentation du nombre d'évaluations fonctionnelles du calage intégrant tous les coefficients de neige (I, N1, N2, E et BV) par rapport au calage sur une partie des coefficients de neige (I, N1, E et BV) .....	104
Tableau 4.18 : Comparaison entre les coefficients obtenus en incluant tous les coefficients de neige (M2, O2 et D2) et le calage initial d'HYDROTEL (M1, O1 et D1) .....	105
Tableau 4.19 : Comparaison entre les équivalents en eau de la neige au sol simulés sur la période 1999-11-01 à 2006-04-20 avec deux configurations différentes pour l'estimation des coefficients de la neige .....	106
Tableau 4.20 : Fonction « objectif » composite (FOC) pour la configuration de référence .....	108
Tableau 4.21 : Comparaison entre des calages d'HYDROTEL utilisant la RCEQM <sub>Q,PEA</sub> (jeux de coefficients M1, O1 et D1) et la FOC (jeux de coefficients M3, O3 et D3) et calant les coefficients des groupes I, N1, E et BV .....	108
Tableau 4.22 : Comparaison entre les coefficients obtenus en utilisant la fonction « objectif » RCEQM <sub>Q,PEA</sub> (M1, O1 et D1) et la FOC (M3, M3b, O3 et D3) .....	110

Tableau 4.23 : Comparaison entre des calages d'HYDROTEL sur le bassin « Maskinongé » avec des bornes par défaut (M3) ou avec des bornes étendues (M3b).....	111
Tableau 4.24 : Présentation et définition des caractéristiques des coefficients de la sous-fonction « objectif » visant la simulation des étiages (sous-fonction objectif #3) pour les trois bassins étudiés .....	112
Tableau 4.25 : Présentation et définition des caractéristiques des variantes des coefficients de la sous-fonction « objectif » visant la simulation des étiages (sous-fonction objectif #3) pour les tests menés sur le bassin « Maskinongé ».....	112
Tableau 4.26 : Comparaison entre des calages d'HYDROTEL utilisant des variantes de la fonction « objectif » composite (FOC) et des variantes de bornes pour les coefficients .....	113
Tableau 4.27 : Jeux de coefficients obtenus lors du calage avec les bornes étendues et les différentes variantes de la fonction « objectif » composite.....	114
Tableau 4.28 : Comparaison entre le calage en une étape utilisant les coefficients des groupe I, N1, E et BV (jeux de coefficients M3, O3 et D3) et le calage avec une étape supplémentaire utilisant les coefficients du groupe HU (jeux de coefficients M4, O4 et D4).....	115
Tableau 4.29 : Comparaison entre le calage avec la méthode proposée (jeux de coefficients M4, O4 et D4) et le calage direct de tous les coefficients en une seule étape (jeux de coefficients M5, O5 et D5) .....	117
Tableau 4.30 : Nombre d'évaluations fonctionnelles et durée du calage selon les bassins versants en calant en une seule étape les coefficients I, N1, N2, E, BV et HU.....	119
Tableau 4.31 : Comparaison, en utilisant les valeurs des coefficients de Nash-Sutcliffe calculés sur les périodes considérées, entre les débits simulés et observés pour les trois bassins à l'étude en fonction de l'utilisation ou non d'une mise à jour de la neige au sol en date de la première journée de la période considérée. Les coefficients utilisés sont issus de l'approche proposée de calage en trois étapes (M4, N4 et O4) et de l'utilisation directe de l'optimisateur (M5, N5 et O5).....	121



## 1. INTRODUCTION

La présente thèse porte sur le calage et sur des éléments de l'implantation d'un modèle hydrologique distribué, le modèle HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001a) dans une perspective d'utilisation opérationnelle en prévision hydrologique. Des efforts de recherche y sont déployés pour baliser certains aspects du calage du modèle hydrologique tout en intégrant des contraintes pragmatiques ayant un impact significatif sur la stratégie de calage à suivre. Entre autres, les contraintes apportées par un contexte opérationnel où les évaluations fonctionnelles sont coûteuses, où la simulation de l'évolution et de la fonte de la neige au sol est nécessaire et où le résultat de l'exercice de calage doit être un jeu de coefficients unique encadrent les travaux présentés ci-après. Des efforts de recherche servant à encadrer l'implantation et l'opérationnalisation de la partie du modèle servant à la simulation de l'évolution et de la fonte de la neige en prévision hydrologique, dans une perspective d'assimilation des observations de la neige au sol en cours de simulation, sont aussi déployés pour tirer un profit supplémentaire de l'effort de calage. Les sections qui suivent servent à bien cerner le contexte tant général que spécifique à l'intérieur duquel s'inscrit la thèse et à définir les objectifs visés.

### 1.1 Modélisation hydrologique

Les modèles hydrologiques permettent de s'attaquer à un large éventail de problématiques en gestion de l'eau. Que ce soit pour la prévision des apports (WMO, 1992), pour le calcul de crues à partir de scénarios météorologiques maximisés (WMO, 1986; ACB, 2007), pour la prédiction aux bassins non jaugés (IAHS, 2006), pour l'estimation des débits sous glace (Pelletier, 1990), pour la connaissance intégrée de la quantité et de la qualité de l'eau (ex. : Villeneuve *et al.*, 1998) ou pour l'évaluation des impacts de différents scénarios d'aménagement du territoire (ex. : Quilbé *et al.*, 2008; Yang *et al.*, 2007; Rousseau *et al.*, 2005), de gestion des barrages (ex. : Guo *et al.*, 2004; Turgeon, 2005) ou de changements climatiques (IPCC, 2007), les modèles hydrologiques apportent de nos jours une contribution significative à l'étude des bassins versants.

De ce fait, le nombre de modèles disponibles dans la communauté scientifique est très important (voir Singh, 1995, et Singh et Frevert, 2002a et 2002b, pour une revue substantielle). Des modèles comme TopModel (Beven et Kirkby, 1979 dans Beven *et al.*, 1995), SHE (Abbot *et al.*, 1986), SAC-SMA (Burnash *et al.*, 1973 et Burnash, 1995), HBV (Bergström, 1976 dans Bergström, 1995), SSARR (Speers, 1995), HSPF (Donigian *et al.*, 1995), PRMS (Leavesley et Stannard, 1995) sont des exemples parmi les plus connus à l'échelle mondiale. Plusieurs modèles canadiens, tels WatFlood (Kouwen *et al.*, 1993), Slurp (Kite, 1995), UBC (Quick, 1995), CEQUEAU (Morin *et al.*,

1975, Morin et Paquet, 1995), HSAMI (Bisson et Roberge, 1983 et Fortin, 2000) et HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001a) sont aussi connus et utilisés au Canada et ailleurs dans le monde. Bien que les modèles partagent un objectif commun, la modélisation de l'hydrologie des bassins versants, de nombreux éléments peuvent être différents d'un modèle à l'autre. Pour n'en nommer que quelques-uns, pensons aux différences dans le choix des hypothèses de base et des équations constituant le cœur des modèles, dans le nombre et la nature des coefficients pouvant être ajustés pour une application donnée, dans les régions du globe et les objectifs de simulation pour lesquels ces modèles sont spécifiquement conçus, dans la résolution temporelle et dans le découpage spatial des bassins à l'étude.

Pour ce qui est de l'application en prévision hydrologique ou prévision des apports, il faut noter qu'elle constitue une application importante de la modélisation hydrologique depuis le début des années soixante (par exemple, Burnash *et al.*, 1973). Bien que de nouvelles générations de modèles hydrologiques prenant en compte la variabilité spatiale des phénomènes hydrologiques et s'appuyant sur des philosophies de modélisation plus proches de la physique des processus soient disponibles, la prévision hydrologique continue de s'appuyer massivement (Smith *et al.*, 2004) sur des modèles hydrologiques de première génération et qui sont caractérisés entre autres par une modélisation globale d'inspiration empirique. En fait, le passage d'une modélisation opérationnelle plus simple à une modélisation plus complexe pour la prévision hydrologique est fortement contrôlé par des considérations pragmatiques (Smith *et al.*, 2003). Parmi les obstacles pratiques qui se dressent sur le chemin vers un accroissement de la complexité des modèles hydrologiques utilisés en prévision se trouvent les problèmes de la mise en place des modèles et du calage des coefficients. On peut aussi identifier comme obstacle l'implantation de méthodes de mise à jour spatialisées des variables d'état.

## **1.2 Mise en place des modèles hydrologiques**

L'effort de mise en place d'un modèle hydrologique peut être divisé en deux parties : (1) la structuration des données de base et (2) le calage des modèles. Ainsi, la première étape de la mise en place d'un modèle consiste à obtenir, à regrouper et à structurer des données d'entrée de base qui lui sont nécessaires. Pour certains modèles peu gourmands en données, cet effort est minime. Par exemple, pour les modèles globaux, l'effort se limite à fournir les données météorologiques et hydrométriques d'entrée sous un format spécifié et quelques informations scalaires décrivant la géométrie du bassin versant. Pour d'autres modèles plus gourmands, et ce, principalement au niveau des informations géographiques, l'effort est beaucoup plus important et requiert souvent des logiciels d'assistance à la structuration de données. Par exemple, les logiciels Topaz (Garbrecht et

Martz, 1999) et PHYSITEL (Turcotte *et al.*, 2001; Royer *et al.*, 2006) jouent respectivement ce rôle pour les modèles hydrologiques canadiens Slurp et HYDROTEL. Par ailleurs, cette première partie de la mise en place d'un modèle, bien qu'elle puisse être plus ou moins laborieuse selon le modèle choisi, ne présente pas de difficulté insurmontable si le temps et l'effort nécessaires y sont mis et que les données de base sont disponibles et adéquatement structurées. Par exemple pour PHYSITEL, l'expérience montre qu'il est généralement possible de faire le travail en une demi-journée.

La constatation précédente ne s'applique pas à la seconde étape de la mise en place, soit le calage des coefficients d'ajustement des équations du modèle. En effet, le calage ou l'étalonnage est l'exercice qui consiste à déterminer empiriquement des valeurs pour les coefficients ou paramètres des équations d'un modèle de façon à permettre à ce dernier de reproduire adéquatement les données décrivant l'évolution de l'état du bassin (principalement les données hydrométriques, mais aussi les données nivométriques) à partir des données décrivant l'évolution des sollicitations sur le bassin (comme les données météorologiques). L'exercice de calage sert donc à ajuster le modèle, par l'intermédiaire de ses coefficients, aux conditions spécifiques du bassin versant à l'étude. Un calage est dit « manuel » lorsque le choix des valeurs des coefficients se fait de manière interactive par un hydrologue en procédant par essais et erreurs. Un calage est dit « automatique » lorsque la recherche des valeurs des coefficients est effectuée par un algorithme à partir d'un objectif et des bornes définies préalablement par un hydrologue. Cet exercice de calage, qu'il soit manuel ou automatique, n'est pas trivial et le simple fait d'y mettre le temps ne garantit pas l'obtention de résultats satisfaisants.

Plusieurs éléments font du calage de modèles hydrologiques un problème complexe. Premièrement, il faut noter que l'ajustement des coefficients passe par une recherche approfondie du jeu (ou des jeux) de coefficients permettant d'obtenir les meilleures simulations possibles et, compte tenu de l'espace en plusieurs dimensions à l'intérieur duquel la recherche s'effectue, débouche obligatoirement sur un problème complexe d'optimisation dans l'espace des coefficients. Que l'optimisation soit menée automatiquement ou manuellement, la recherche d'un jeu (ou de jeux) de coefficients optimal se révèle souvent ardue principalement à cause de la topologie de la fonction de réponse des modèles hydrologiques. Cette fonction de réponse est d'ailleurs caractérisée par : (i) la présence de nombreux optimums locaux (Duan *et al.*, 1992), (ii) différentes contraintes sur le domaine à l'intérieur duquel chacun de ces coefficients peut varier (Madsen, 2000) et (iii) un nombre habituellement élevé de coefficients à caler (Jacomino et Fields, 1997). Cette dernière caractéristique est encore plus critique dans le cas des modèles incluant la modélisation de l'évolution et de la fonte de la neige qui nécessite l'utilisation de coefficients supplémentaires.

Deuxièmement, l'extrême dépendance du processus de calage à la qualité et à la représentativité des intrants météorologiques et hydrométriques (pour ne nommer que les deux plus importants) est aussi à la source de difficultés non négligeables. Toute erreur systématique ou fortuite dans ces données a tendance à biaiser le jeu de coefficients qui en sera déduit. Plusieurs études (ex. : Woolhiser, 1996; Chaubey *et al.*, 1999) ont montré que les erreurs sur l'estimation des précipitations (ex. : Andréassian *et al.*, 2001) et des débits peuvent affecter le calage (ex. : Sorooshian et Dracup, 1980). Au même titre, la qualité des données physiographiques utilisées pour définir le bassin versant a une influence sur la qualité du calage.

Troisièmement, les limitations structurales du modèle, c'est-à-dire les limitations qui proviennent du choix des équations et de la façon dont ces équations sont mises en relation avec le bassin versant à l'étude, biaisent l'exercice d'obtention du meilleur jeu de coefficients. En effet, le calage contribue à octroyer aux coefficients des valeurs qui serviront à compenser ces limitations structurales. Ainsi, bien que des principes généraux s'appliquant à tous les modèles hydrologiques puissent être énoncés, le calage est, par définition, extrêmement dépendant du modèle utilisé. On peut même noter qu'il est presque garanti que les coefficients d'équations communes à deux modèles, par ailleurs différents en d'autres points, ne prendront pas des valeurs identiques même s'ils sont évalués sur le même bassin (Binley *et al.*, 1991).

Quatrièmement, les coefficients, de par leur nature, imposent aussi des contraintes sur les valeurs qui peuvent raisonnablement leur être attribuées. Il est couramment admis que les ajustements acceptables pour les coefficients dépendent du type de modélisation des processus auxquels ils sont associés (Gupta *et al.*, 1998). De manière très simplifiée, notons que, pour le calage, les coefficients conceptuels sont fixés initialement à une valeur moyenne et peuvent ensuite être ajustés à l'intérieur d'une fourchette plus ou moins grande de valeurs plausibles (Sorooshian et Gupta, 1995). Inversement, la valeur des coefficients ayant un sens plus physique pourraient potentiellement être estimée en utilisant une valeur connue *a priori* qui pourrait être ajustée très finement considérant l'incertitude sur la mesure ou sur sa représentativité pour l'échelle spatiale utilisée (ex. : propriétés hydrodynamiques des sols). Il s'avère en fait que les problèmes de représentations spatiales des coefficients et les simplifications qui demeurent dans la définition d'équations à base physique (Beven, 1989) font que le calage des coefficients plus proches des paramètres à base physique s'apparente finalement à celui des coefficients plus conceptuels tout en étant par ailleurs généralement plus contraignant et donc plus difficiles à réaliser (Beven, 1989). En effet, on tolère mal, par exemple, qu'un territoire que l'on sait pertinemment recouvert par des sables soit associé à des propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique, porosité, etc.) correspondant à des sols argileux pour des impératifs de calage. Par ailleurs, on note aussi qu'une

représentation mathématique plus près de la physique des phénomènes conduit à des modèles qui ont un nombre plus élevé de coefficients et que ces coefficients sont plus dépendants les uns des autres. Ceci contribue ainsi à augmenter la difficulté du calage (Woolhiser, 1996) en créant notamment des jeux de coefficients distincts qui produisent des résultats de simulation pratiquement équivalents (i.e., l'équifinalité des jeux de coefficients et des modèles; Beven, 2001).

Cinquièmement, il faut aussi considérer la difficulté à définir un (ou des) critère(s) permettant de synthétiser la qualité de la performance comme étant une embûche à l'exercice de calage. Ce critère, qu'il soit subjectif (analyse visuelle) ou objectif (un ou des indicateurs mathématiques dont la synthèse est communément appelée fonction « objectif »), a comme objectif d'identifier le (ou les jeux) de coefficients le(s) plus approprié(s) parmi l'ensemble des jeux de coefficients qui ont fait l'objet de tests de simulation. En fait, très tôt dans la recherche sur l'optimisation des coefficients, il est apparu évident que le jeu de coefficients trouvé n'est optimal que dans le contexte de l'indicateur sélectionné (Diskin et Simon, 1977) et que le choix de l'indicateur est très critique.

Sixièmement, les coûts en calcul associés aux modèles dont les équations s'inspirent d'une représentation physique, et qui, de surcroît, effectuent leurs calculs de manière distribuée spatialement, sont souvent des facteurs limitants pour la définition de stratégies de calage (Schaake, 2003). En effet, plusieurs modèles ont des temps de simulation de plusieurs minutes, et même de plusieurs dizaines de minutes. Ces coûts en calcul empêchent le recours à des stratégies de calage nécessitant des milliers de simulations ou plus et marquent la différence entre les besoins pratiques en calage des modèles hydrologiques et les approches théoriques d'optimisation où la durée d'une évaluation fonctionnelle est jugée négligeable. Il est relativement facile d'éviter les difficultés dans une perspective de recherche en limitant l'analyse à des modèles hydrologiques peu gourmands, ce à quoi plusieurs auteurs ont d'ailleurs recouru en utilisant des modèles hydrologiques parcimonieux comme SIXPAR (Duan *et al.*, 1992), GR4J (Perrin *et al.*, 2003) ou GWLF (Limbrunner *et al.*, 2005). La définition de stratégies de calage pouvant être appliquées avec une certaine efficacité pour des modèles coûteux demeure en pratique essentielle bien qu'elle introduise une difficulté supplémentaire. Le coût en calcul, lorsqu'il est important, s'ajoute aux cinq autres difficultés de calage identifiées précédemment et devient le facteur limitant de l'exercice de calage face aux stratégies pouvant être envisagées pour faire face à ces autres difficultés. Le coût de calcul est d'ailleurs une préoccupation qui transcende implicitement les travaux de la présente thèse.

Finalement, il est à souligner que les termes « coefficient » et « calage » sont utilisés dans le présent document pour refléter l'idée d'ajustement empirique qu'implique les difficultés exprimées

plus haut, et cela malgré le fait qu'en pratique les termes « paramètre » et « étalonnage » soient aussi abondamment utilisés. Il nous est apparu que les termes « paramètre » et « étalonnage » laissent plus sous-entendre qu'il existe une vérité (un étalon) vers laquelle l'exercice tend alors que les termes « coefficient » et « calage » expriment plutôt l'idée d'ajustement empirique.

### **1.3 Mise à jour et assimilation des observations de la neige en cours de simulation**

Dans le cas d'une application en prévision hydrologique, la mise à jour du modèle en cours de simulation à partir des données observées est aussi un enjeu majeur. L'Organisation mondiale de la météorologie (WMO, 1992) a conclu en l'importance, à travers d'autres éléments méthodologiques, de faire la mise à jour opérationnelle des variables d'état d'un modèle hydrologique (comme, par exemple, les teneurs en eau du sol et les équivalents en eau de la neige au sol) pour permettre la préparation de prévisions hydrologiques de qualité. Cette mise à jour se fait généralement en intervenant sur les variables d'état du modèle, soit indirectement à partir des erreurs sur les débits simulés et en tentant de trouver des valeurs pour les variables d'état qui permettent de minimiser ces erreurs, ou soit directement, en substituant des valeurs observées aux valeurs des variables d'état simulées par le modèle. Cette deuxième option implique de disposer d'observations et de stratégies pour rendre les observations compatibles avec les échelles de simulation propres à l'exercice de modélisation. Dans le contexte d'une modélisation distribuée, la mise à jour implique le défi d'obtenir d'abord une cartographie donnant un portrait cohérent spatialement des observations, comme, par exemple, une cartographie des teneurs en eau ou de la neige au sol.

Dans le cas des observations de la neige au sol à partir de stations nivométriques, le modèle hydrologique lui-même peut servir de structure cohérente pour combler les vides spatiaux et temporels dans les observations. De cette façon, le modèle permet de produire des cartographies ou des analyses de neige au sol suivant une nomenclature répandue dans le domaine de la modélisation atmosphérique, qui sont ni plus ni moins des cartes présentant l'évolution de la neige sur un domaine donné et qui servent à mettre à jour les variables d'état du modèle hydrologique en cours de simulation. Les analyses sont obtenues en assimilant les observations de neige ayant des structures spatiales irrégulières (par exemple : un réseau de stations) et des résolutions temporelles insuffisantes (par exemple : des mesures bihebdomadaires) à l'intérieur des simulations du modèle qui servent de champs d'essai. La production d'analyses suppose la définition d'une méthode d'assimilation et un calage des coefficients du modèle associé à la fonte de neige, ciblés sur les résultats en équivalents en eau et en hauteurs de neige. En ce sens, il est apparu pertinent, dans le prolongement des travaux sur le calage, d'inclure dans la présente thèse un volet portant sur la mise

à jour et l'assimilation des observations de la neige au sol en cours de simulation pour les besoins propres de la modélisation distribuée utilisée opérationnellement en prévision hydrologique.

#### **1.4 Thèmes de recherche porteurs**

Comme dans tous les problèmes de sciences appliquées, les orientations à prendre en recherche sont simultanément dictées par les impératifs de la pratique et ceux de l'état d'avancement des techniques. Pour la présente étude, les contraintes apportées par les défis d'implantation opérationnelle du modèle HYDROTEL soulignent les besoins pratiques et scientifiques de la recherche. L'utilisation opérationnelle d'HYDROTEL étant de plus en plus importante, il est justifié de la placer au cœur d'études scientifiques, de la même manière que les modèles SAC-SMA, TopModel ou HBV alimentent une recherche se rapportant à eux directement bien que contribuant globalement à l'amélioration des savoir-faire entourant le calage. Il demeure important de se rappeler que les propositions faites pour HYDROTEL serviront à ouvrir des pistes qui pourront aussi être utilisables pour le calage et l'utilisation opérationnelle d'autres modèles distribués ayant des caractéristiques similaires.

D'un point de vue pratique, certains besoins québécois très spécifiques stimulent la recherche sur le calage des modèles hydrologiques. De ceux-ci nous retiendrons que deux des principales organisations québécoises actives en prévision hydrologique, Hydro-Québec et le Centre d'expertise hydrique du Québec, déploient actuellement le modèle hydrologique HYDROTEL sur un nombre important de bassins situés dans le sud du Québec (Chartier, 2005, et Turcotte *et al.*, 2004). Pour ces deux organisations, une méthode de calage automatisée, à la fine pointe de l'avancement technologique, est désirée pour la mise en place d'HYDROTEL de manière principalement à permettre : (1) de tirer le maximum du modèle hydrologique en ce qui a trait à la prévision opérationnelle des apports, (2) de réduire le besoin en ressources humaines en réduisant l'effort nécessaire pour caler le modèle et (3) de formaliser la méthode. Or, HYDROTEL ne possède actuellement pas d'algorithme opérationnel de calage automatisé. Il faut à ce sujet souligner que les coûts en calcul d'HYDROTEL et d'autres modèles du même type, sans être extrêmement élevés, sont supérieurs à ceux de bon nombre de modèles utilisés opérationnellement en prévision hydrologique et rendent impensables l'utilisation d'approches de calage nécessitant plusieurs dizaines de milliers de simulations.

D'un point de vue scientifique, une contribution à l'avancement des connaissances et des savoir-faire entourant le calage et l'implantation des modèles hydrologiques, tout en s'alimentant dans le

cadre pratique défini plus haut, justifie aussi les présents travaux. Dans ce vaste domaine de la recherche scientifique, quatre thématiques sont développées dans la présente thèse :

- 1- le découpage de l'exercice de calage par grandes classes de processus;
- 2- le calage autonome à partir d'autres données que les débits, notamment les observations de la neige au sol ;
- 3- la définition d'une fonction « objectif » englobant différentes caractéristiques des hydrogrammes;
- 4- l'assimilation des observations de la neige au sol dans l'utilisation opérationnelle en modélisation hydrologique.

Chacune de ces thématiques est développée dans les paragraphes qui suivent.

#### **1.4.1 Découpage de l'exercice de calage par grandes classes de processus**

Il faut d'abord noter que les stratégies simples, donc peu coûteuses en temps de calcul, qui ont initialement été proposées pour le calage automatique, n'ont permis que des succès mitigés. Très souvent ces stratégies n'ont pas su égaler en qualité les calages effectués manuellement par des experts (ex. : Boyle *et al.*, 2000). À l'opposé, le développement d'approches ayant un niveau de complexité et de sophistication élevé (ex. : Sumner *et al.*, 1997; Yapo *et al.*, 1998; Madsen, 2000; Boyle *et al.*, 2000) a été réalisé. Ces approches sont toutefois beaucoup trop coûteuses en calcul pour pouvoir être appliquées au contexte de la présente étude. Il faut noter d'ailleurs que certaines de ces approches fournissent plus d'un jeu de coefficients en sortie et ne sont *de facto* pas compatibles avec les objectifs de la présente étude. Le besoin de développer une méthode à la fois simple et performante demeure toujours.

Pour le développement de cette méthode, la présente thèse part de l'hypothèse que le découpage de l'exercice complet de calage des coefficients du modèle en un certain nombre de sous-étapes de calage faits avec des sous-ensembles de coefficients pourrait réduire les temps de calcul tout en conduisant à des résultats intéressants. Sachant que les coûts en calcul dans la recherche d'un optimum sont généralement liés de façon non linéaire à la dimension de l'espace des coefficients, la division du domaine complet en sous-domaines indépendants et la sommation des efforts de calage sur chacun des sous-domaines est une option avantageuse. De plus, si l'on associe les coefficients lors du découpage sur la base des processus auxquels ils se rattachent, il demeure possible que le comportement du modèle soit valable malgré la réduction de la dimension du domaine de recherche.

Dans cet ordre d'idée, il est à propos de souligner les travaux de Harlin (1991) et de Zhang et Lindström (1997), avec le modèle HBV, qui ont défini une routine de calage prenant en compte les processus hydrologiques (POC, process-oriented calibration). Harlin (1991) a directement lié la période de l'année où chacun des processus et des paramètres correspondants se manifestent de façon plus marquée et a évalué des critères statistiques propres à chacune de ces périodes. Zhang et Lindström (1997) ont développé une variante de cette méthode qui, tout en scindant le calage en deux étapes distinctes en fonction des processus, se veut une systématisation pour des fins de calage des relations entre les coefficients et leurs effets sur l'hydrogramme simulé. Sans même avoir orienté leurs travaux sur des objectifs multiples, Gan et Biftu (1996) ont déjà fait remarquer que procéder au calage séquentiel de groupes de coefficients permettait d'utiliser des techniques simples d'optimisation à chaque étape. Nous croyons que l'orientation prise par ces deux études et le commentaire de Gan et Biftu (1996) sont d'excellents points de départ à partir desquels il est possible de construire une approche applicable à HYDROTEL.

#### **1.4.2 Exploitation d'observations autres que les débits**

Un avantage majeur du découpage du calage par processus est qu'il rend possible l'exploitation d'observations autres que les débits pour réduire le nombre de coefficients qui sont calés à partir des débits. Ces observations peuvent alors être associées à un sous-ensemble de coefficients pour des fins de calage. Compte tenu de la disponibilité d'observations de la neige au sol à partir d'un réseau de stations nivométriques, on peut facilement imaginer que certains des coefficients liés au processus d'évolution et de fonte de la neige puissent faire l'objet d'un calage directement à partir de ces observations. Simple en principe, la mise en œuvre d'un pareil exercice de calage pose le problème de l'échelle spatiale. Le lien entre les observations faites ponctuellement sur le territoire et la structure de modélisation sur laquelle les coefficients sont définis n'est pas trivial. Il est souhaitable de développer dans le cadre de la présente recherche une approche permettant de caler les coefficients liés à la neige à partir des observations en solutionnant certaines des difficultés liées aux échelles spatiales.

#### **1.4.3 Définition d'une fonction « objectif » englobant différentes caractéristiques**

Nous croyons, comme de nombreux auteurs, qu'un calage automatique effectué sur les bases d'un seul objectif ne permet généralement pas d'obtenir un calage du modèle qui soit pleinement satisfaisant (ex. : Boyle *et al.*, 2000). L'utilisation d'un critère objectif unique est même source d'un certain scepticisme chez les hydrologues en regard des méthodes de calage automatique (ex. : Madsen, 2000). En effet, lors du calage d'un modèle effectué manuellement par un spécialiste, il est

assez fréquent que des compromis entre divers objectifs de simulation soient faits spontanément sans pour autant que ceux-ci ne soient véritablement formalisés. On peut même penser que l'utilisation d'une fonction « objectif » s'attardant trop spécifiquement à un volet de l'hydrologie d'un bassin versant, que l'on peut illustrer en référant à l'exemple classique de l'utilisation de l'écart quadratique comme fonction « objectif » qui favorise les crues, conduit à une surspécialisation des coefficients qui risque de diminuer la capacité du modèle à bien performer à l'extérieur de la période de calage. Partant de ces quelques idées, il semble justifié de proposer, dans le cadre des travaux de la thèse, une fonction « objectif » permettant de pondérer différentes caractéristiques souhaitées lors d'une simulation pertinente de l'hydrologie d'un bassin versant.

#### **1.4.4 Assimilation des observations de la neige au sol dans l'utilisation opérationnelle en modélisation hydrologique**

Le lien entre les observations de la neige au sol et la modélisation hydrologique pose un défi considérable, notamment dans une perspective d'incompatibilité *a priori* d'échelles spatiale et temporelle. En effectuant le calage des coefficients associés à l'évolution et à la fonte de la neige de telle sorte qu'il soit possible de faire fonctionner un système de modélisation qui permette de produire une analyse de la neige au sol fonctionnant de façon autonome, il devient alors possible de s'attaquer au problème de l'assimilation pour la prévision opérationnelle.

Il est alors possible de définir dans un premier temps une stratégie d'assimilation des données ponctuelles à partir d'une méthode basée sur un champ d'essai, comme le font les spécialistes de la modélisation atmosphérique (ex. : Kalnay, 2002), et dans un deuxième temps de faire le lien entre cette analyse et le modèle HYDROTEL. Le développement des différentes méthodes nécessaires pour franchir ces étapes et améliorer possiblement la prévision hydrologique opérationnelle est un autre des objectifs de la thèse.

### **1.5 Objectifs et méthodes**

Le premier objectif de la thèse est de développer une stratégie de calage automatique applicable au modèle hydrologique HYDROTEL dans le but d'en faciliter l'implantation dans une perspective d'utilisation opérationnelle en prévision hydrologique. Le développement de cette méthode sera fait en suivant les thèmes de recherche décrits plus haut. Le second objectif de la thèse est d'exploiter les retombées du calage de la neige au sol pour faciliter la mise à jour opérationnelle des variables d'état portant sur la neige lors de l'émission de prévisions hydrologiques opérationnelles.

Les étapes méthodologiques conduisant à l'atteinte des objectifs précités sont :

- la définition d'une séquence de calage qui regroupe des coefficients en fonction des processus et de la nature des observations utilisées pour le calage;
- la sélection de fonctions « objectif »;
- la sélection d'un optimisateur;
- le développement d'un environnement de calage couplant le modèle hydrologique, les fonctions « objectif » et l'optimisateur;
- la définition et le développement d'un système de modélisation autonome de la neige au sol et d'une méthode d'assimilation opérationnelle de la neige au sol;
- l'application et la validation de l'approche de calage;
- l'application et la validation de l'approche de modélisation autonome de la neige.

L'essentiel de la méthode repose donc sur des revues de littérature, des analyses théoriques et des tests numériques pour les étapes portant sur la sélection et la définition d'approches. Pour les étapes de développement, le travail consiste principalement à l'écriture de codes informatiques<sup>1</sup>. Finalement, les étapes de tests et de validations sont effectuées par l'intermédiaire de tests numériques complets sur quelques bassins versants québécois. Ces tests permettent de positionner la contribution de l'étude face aux objectifs de la thèse.

## 1.6 Plan

Le texte est structuré selon le plan suivant. Le chapitre 2 contient les éléments les plus pertinents de la revue de la littérature concernant les sujets d'intérêt pour la thèse. Le chapitre 3 regroupe l'ensemble des choix scientifiques sur lesquels s'appuient les tests numériques qui sont, quant à eux, présentés au chapitre 4. Le chapitre 5 fait la synthèse des résultats et présente les différents éléments à caractère conclusif. À la suite des références bibliographiques, deux annexes portant respectivement sur la description du modèle d'évolution et de fonte de la neige d'HYDROTEL et du modèle de contrôle MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2006), permettent d'apporter les compléments descriptifs nécessaires à l'étude.

---

<sup>1</sup> Il nous apparaît essentiel de souligner immédiatement la contribution significative de tiers dans le travail de développement. Les contributeurs sont Martin Beaudoin (code de l'optimisateur SCE-UA), Louis-Guillaume Fortin (code de l'optimisateur du calage sur la neige au sol), Pierre Lacombe (code du système de modélisation de la neige) et Ali El Battay (code du système d'assimilation).



## **2. REVUE DE LITTÉRATURE**

La littérature concernant la modélisation hydrologique et le calage des coefficients est abondante.

Le calage de modèles hydrologiques est un thème de recherche pour lequel l'intérêt de la communauté scientifique n'a pratiquement pas diminué depuis une quarantaine d'années. L'avènement et la progression de la capacité des micro-ordinateurs et des modèles hydrologiques alimentent les besoins de développer des algorithmes permettant de faire l'ajustement des coefficients des modèles. Les travaux de Dawdy et O'Donnell (1965), qui portent entre autres sur la définition d'un algorithme automatique d'optimisation de quelques coefficients basé sur les moindres carrés, et ceux de Nash et Sutcliffe (1970), qui définissent une méthode intégrant le développement itératif d'un modèle et son calage, pour ne nommer que deux des précurseurs, pavaient déjà la voie aux nombreuses recherches menées par la suite.

Pour ce qui est de l'application de la modélisation hydrologique à la prévision hydrologique, elle faisait déjà partie des préoccupations lors du développement du modèle « Stanford Model » de Crawford et Linsley (1966). L'opérationnalisation d'un modèle à grande échelle (Burnash *et al.*, 1973) pour la prévision hydrologique aux États-Unis et l'intercomparaison des modèles hydrologiques pour leur utilisation en prévision, menée par l'Organisation mondiale de la météorologie (WMO, 1975), montraient déjà, il y a plus de trente ans, un premier niveau de maturité dans l'utilisation des modèles hydrologiques pour la prévision des débits.

Compte tenu de l'étendue considérable du domaine d'étude, il serait laborieux de vouloir faire une revue exhaustive de la littérature portant sur le calage des modèles hydrologiques et sur l'application en prévision hydrologique. Nous nous limiterons ici à décrire des travaux qui permettent de mettre en contexte et d'alimenter la réflexion de la présente étude. En ce sens, les sections qui suivent portent sur : (1) les méthodes d'optimisation, (2) les critères d'optimisation, (3) les stratégies de calage et (4) la simulation et l'assimilation de la neige au sol.

### **2.1 Méthodes d'optimisation**

Il est courant de distinguer le calage qui s'effectue selon des méthodes d'optimisation manuelle et automatique (Sorooshian et Gupta, 1995). De même, les méthodes automatiques peuvent être subdivisées selon que la recherche se fait localement autour d'un jeu de coefficients initial ou globalement sur l'ensemble du domaine des valeurs possibles pour les coefficients. Finalement, il est à propos de mentionner que les méthodes globales peuvent conduire à l'obtention d'un jeu de

coefficients unique ou d'un ensemble de coefficients jugés équivalents par rapport à différents objectifs. Les sections suivantes sont structurées en fonction des distinctions présentées précédemment.

### **2.1.1 Optimisations manuelles et automatiques**

L'approche manuelle consiste à déterminer les coefficients par essais et erreurs en les changeant manuellement d'un essai de simulation à un autre. Les changements se font par l'analyse visuelle des hydrogrammes simulés et observés et par l'analyse d'indicateurs mathématiques montrant l'amélioration ou non de la performance du modèle. Avec l'approche automatique, les coefficients sont ajustés suivant un schéma mathématique de recherche et un indicateur numérique de la qualité de l'ajustement. Par rapport au calage manuel, le calage automatique peut être beaucoup plus rapide. Il peut aussi être plus facile d'établir objectivement la confiance dans les résultats qui en sont issus. Inversement, le calage manuel, lorsqu'il est mené par un expert, peut conduire à des résultats plus satisfaisants que ceux qui sont généralement obtenus lors de calages automatiques (Boyle *et al.*, 2000; Gupta *et al.*, 2003a). Malgré le manque de sophistication technique du calage par approche manuelle, ce dernier argument fait que plusieurs modélisateurs continuent de préférer cette façon de faire. Ceci est d'ailleurs cohérent avec les besoins généraux d'intervention humaine dans la production de résultats opérationnels en science appliquée comme par exemple dans le recours à un météorologue pour émettre une prévision météorologique basée sur une prévision numérique. Le calage manuel est aussi la seule option valable lorsqu'aucun optimisateur n'est disponible d'un point de vue informatique pour un modèle donné. Il permet aussi à l'hydrologue de bien comprendre le modèle hydrologique (Smith *et al.*, 2003).

### **2.1.2 Optimisation automatique locale**

Les méthodes d'optimisation automatique locale tentent de trouver le jeu de coefficients optimal en progressant, à partir d'un jeu de coefficients initial, de proches en proches suivant des directions de l'espace des coefficients permettant de réduire au maximum l'écart entre les simulations et les observations. Ces méthodes sont, par exemple, la méthode de « Rosenbrock » (Rosenbrock, 1960) qui a été appliquée, entre autres, par Lindström (1997) avec le modèle HBV (Bergström, 1995), la méthode « Pattern Search » (Hooke et Jeeves, 1961) qui a été appliquée, entre autres, par Franchini et Galeati (1997) avec le modèle ADM (Franchini, 1996) et la méthode du « Simplex » (Nelder et Mead, 1965) avec le modèle SAC-SMA (Gan et Biftu, 1996). Bien que généralement peu coûteuses en matière d'évaluations fonctionnelles, les méthodes locales ont le défaut de dépendre

fortement du choix du jeu initial de coefficients et conduisent à des solutions généralement non satisfaisantes.

### **2.1.3 Optimisation automatique globale**

Les méthodes globales tentent plutôt d'explorer l'ensemble de l'espace des coefficients. La plupart de ces méthodes globales visent à extraire un jeu de coefficients optimal par rapport à une fonction « objectif » bien que des méthodes récentes visent plutôt à identifier un ensemble de jeux de coefficients équivalents ou optimaux vis-à-vis diverses fonctions « objectif ».

#### *2.1.3.1 Jeu de coefficients uniques*

Duan (2003) présente une revue détaillée des différentes méthodes globales disponibles actuellement et utilisées dans le contexte de jeux de coefficients uniques. Dans la catégorie des méthodes visant l'extraction d'un seul jeu de coefficients, on compte les méthodes énumératives visant à faire une recherche exhaustive sur une grille discrétisée couvrant tout le domaine des coefficients. La méthode (exhaustive gridding method) a été appliquée par Duan *et al.* (1992) avec le modèle SAC-SMA et s'est avérée prohibitive du point de vue des coûts en calcul. Une façon simple de réduire les coûts en calcul est de choisir aléatoirement une certaine quantité de jeux de coefficients initiaux et d'effectuer une recherche locale à partir de chacun de ces points en espérant ainsi trouver le minimum global de la fonction « objectif ». Ces méthodes sont appelées les méthodes à points de départ multiples. Elles ont, à titre d'exemple, été utilisées en combinaison avec une recherche locale avec le « Simplex » par Duan *et al.* (1992), Duan *et al.* (1993), Sorooshian *et al.* (1993) et Gan et Biftu (1996) avec le modèle SAC-SMA; par Gan et Biftu (1996) avec les modèles NAM, XNJ et SMAR; et par Kuczera (1997) et Thyer *et al.* (1999) avec le modèle SFB. Elles ont aussi été utilisées en combinaison avec une recherche locale de Powell par Chen *et al.* (2005) avec le modèle Tank et en combinaison avec une approche quasi-newtonienne par Kuczera (1997) avec le modèle SFB. En général, les méthodes à points de départ multiples ont un taux élevé d'échec dans leur recherche de l'optimum global et demandent un nombre important d'évaluations de la fonction « objectif ».

Des méthodes stochastiques, qui visent à parcourir de façon aléatoire le domaine des coefficients tout en tirant profit de l'analyse statistique, ont aussi été étudiées. Des méthodes primitives d'échantillonnage (Adaptative random search, Controlled random search et Uniform random sampling methods) ont été étudiées par Duan *et al.* (1992) et Sorooshian *et al.* (1993) avec le modèle SAC-SMA. L'échantillonnage du domaine des coefficients du modèle HBV par la méthode de Monte Carlo a été testé par Seibert (1997), Seibert (1999), Uhlenbrook *et al.* (1999) et Lidèn et

Harlin (2000). D'autres approches stochastiques telles que le « simulated annealing approach » (Sumner *et al.*, 1997) et des approches bayésiennes (ex. : Bates et Campbell, 2001; Thiemann *et al.*, 2001) de complexité plus élevée encore ont aussi été proposées et testées. La caractéristique commune de ces méthodes est un coût en matière de nombre d'évaluations fonctionnelles extrêmement élevé.

Les algorithmes génétiques (Goldberg, 1989) dont le mode de recherche consiste à faire évoluer un ensemble de jeux de coefficients initiaux en appliquant les principes de l'évolution des espèces ont aussi été appliqués en hydrologie, notamment par Wang (1991) avec le modèle XNJ, par Franchini et Galeati (1997) avec le modèle ADM, par Kuczera (1997) avec le modèle SFB, par Cooper *et al.* (1997) avec le modèle Tank, et par Cheng *et al.* (2002) et Cheng *et al.* (2005) avec le modèle Xinanjiang (Zhao, 1992). De manière simplifiée, on peut décrire la méthode en indiquant que chaque jeu de coefficients est représenté sous forme de chaînes binaires. À une itération donnée dans le processus d'évolution, les jeux de coefficients les moins performants par rapport à une fonction « objectif » sont éliminés (sélection) et sont remplacés par des jeux de coefficients issus du partage d'information entre deux ou plusieurs chaînes binaires associées aux jeux de coefficients les plus performants (reproduction). La méthode conserve aussi la possibilité d'explorer des jeux de coefficients complètement différents par processus de mutations aléatoires. Bien qu'ils aient l'avantage de parcourir globalement le domaine des valeurs possibles de coefficients, les algorithmes génétiques ont le désavantage d'être peu efficaces et de converger ou d'évoluer lentement vers le jeu de coefficients optimal (Solomatine, 1998), un peu comme le processus naturel duquel ils sont inspirés.

Ce défaut dans la convergence a donné naissance à des approches mixtes combinant quelques idées à la base des algorithmes génétiques avec des méthodes de recherche directes. Un premier exemple de cette approche est la méthode « Genetic algorithm and sequential quadratic programming » utilisée avec ADM par Franchini (1996). Après avoir utilisé un algorithme génétique pour s'approcher de la solution globale, une procédure locale d'optimisation est enclenchée. La méthode SCE-UA (Duan *et al.*, 1992, Duan *et al.*, 1993 et Duan *et al.*, 1994) est la plus connue des méthodes mixtes s'inspirant des algorithmes génétiques tout en n'étant toutefois pas à proprement parler une approche génétique. Elle a été appliquée à plusieurs modèles dont SAC-SMA (Duan *et al.*, 1992, Duan *et al.*, 1993, Sorooshian *et al.*, 1993, Duan *et al.*, 1994, Gan et Biftu, 1996, Yapo *et al.*, 1996, Gupta *et al.*, 1999), NAM, XNJ et SMAR (Gan et Biftu, 1996), Tank (Cooper *et al.*, 1997, Chen *et al.*, 2005), SFB (Kuczera, 1997 et Thyer *et al.*, 1999). Certains travaux portant sur des améliorations pouvant être apportées à l'approche sont aussi à souligner (Muttill et Jayawardena, 2008). Le SCE-UA considère une population de jeux initiaux de coefficients à optimiser par tirage

aléatoire dans le domaine de variation de chacun des coefficients. La population est subdivisée en groupe ou complexes, dont la définition précise est donnée à la section 3.1. Chacun de ces complexes évolue de manière indépendante à l'aide de l'algorithme du « Simplex ». Les complexes sont périodiquement brassés ou mélangés afin de former de nouveaux complexes dans le but de partager le gain d'information obtenu. Des détails sur la méthode sont donnés au chapitre suivant.

La comparaison de diverses stratégies mathématiques récentes a aussi fait l'objet de nombreuses études (Sorooshian *et al.*, 1993; Gan et Biftu, 1996; Kuczera, 1997; Thyer *et al.*, 1999; Hogue *et al.*, 2000) qui tendent à montrer que, lorsqu'elle est applicable, la SCE-UA est souvent l'approche la plus avantageuse. De façon générale, on peut penser comme Schaake (2003) que le SCE-UA est actuellement l'optimisateur de référence en hydrologie. Finalement, il faut noter que l'ensemble des méthodes récentes présentées plus haut a la caractéristique de nécessiter un nombre important d'itérations.

#### 2.1.3.2 Jeux de coefficients multiples

Le développement récent de méthodes visant à identifier un ensemble de jeux de coefficients équivalents ou optimaux vis-à-vis de diverses fonctions « objectif » a permis de faire un pas dans la direction de la formalisation de la notion d'incertitude sur les valeurs de coefficients et sur les simulations avec une structure de modélisation donnée. Les arguments encourageant l'utilisation de l'incertitude sur l'identification des coefficients de calage des modèles hydrologiques sont présentés dans Beven *et al.* (2001).

Parmi une première catégorie de méthodes de ce type, il est essentiel de mentionner la méthode GLUE (Beven et Binley, 1992), appliquée à l'origine avec le « TopModel » (Beven et Kirkby, 1979) mais toujours utilisée dans différentes applications (Freer *et al.*, 2003, Hossain et Anagnostou, 2005), qui s'appuie sur le fait qu'il est impossible d'inverser un modèle hydrologique et qu'ainsi plusieurs jeux de coefficients permettent d'obtenir des réponses équivalentes : l'hypothèse d'équifinalité de Beven (2001). La technique est basée sur une estimation de la probabilité associée à différents jeux de coefficients et aux hydrogrammes correspondants à partir d'une mesure de vraisemblance généralisée.

La seconde catégorie de méthodes présentée ici est celle qui consiste à obtenir plusieurs jeux de coefficients non pas en utilisant l'hypothèse d'équifinalité mais plutôt de manière à obtenir des jeux optimaux vis-à-vis d'objectifs multiples (Yapo *et al.*, 1998; Madsen, 2000; Boyle *et al.*, 2000; Gupta *et al.*, 2003a, Gupta *et al.*, 2003b, et Cheng *et al.*, 2005). Ces méthodes débouchent sur un ensemble

de jeux de coefficients, dit de Pareto, qui sont tous jugés optimaux par rapport à un des objectifs ou à une combinaison particulière d'objectifs (Madsen, 2000). Ainsi, ce type d'approche à objectifs multiples ne permet pas de discriminer spécifiquement pour un jeu de paramètres optimal à l'intérieur de l'ensemble de Pareto.

Bien que les travaux de recherche présentés dans cette sous-section sont à l'avant-garde de la recherche actuelle en calage de modèles hydrologiques et qu'il nous a semblé essentiel d'en faire une revue, il faut rappeler que la définition d'un ensemble de coefficients comme résultat de l'exercice de calage présuppose que le contexte pragmatique dans lequel le modèle sera utilisé opérationnellement est favorable à des simulations multiples et s'effectue dans un cadre probabiliste (voir par exemple Hossain et Anagnostou, 2005). Or, nous avons indiqué dès l'introduction du présent texte que le contexte propre à la présente étude ne le permet pas : un jeu de coefficients uniques conduisant à une prévision déterministe était souhaité par les organisations opérationnelles québécoises actives en prévision au moment de débiter nos travaux.

#### **2.1.4 Critère d'optimisation**

La définition d'un critère d'optimisation sous la forme d'une fonction « objectif » vise essentiellement à choisir un point de vue permettant de représenter la série chronologique des écarts entre les valeurs simulées et celles observées par une valeur numérique unique. La nécessité de faire ce choix a servi de moteur à de nombreuses études portant sur les fonctions « objectif ». Très tôt dans la réflexion sur le calage des modèles hydrologiques, Diskin et Simon (1977) faisaient remarquer que le choix de la fonction « objectif » dépend de l'application. Weglarczyk (1998) a fait remarquer qu'il n'y a pas de critère parfaitement adapté au problème de l'hydrologie, en général. Ceci explique que le nombre de fonctions « objectif » qui ont été proposées pour le calage est important.

Mentionnons tout de même que, malgré les différentes fonctions « objectif » disponibles, l'utilisation comme fonction « objectif » des écarts quadratiques entre les simulations et les observations (ou celle du coefficient de Nash et Sutcliffe (1970) qui en est dérivé) demeure très répandue dans la pratique (Schaeffli et Gupta, 2007). De ce fait, les imperfections et les limitations assorties à ce type de fonction « objectif » a fait et fait encore l'objet de publications (ex.: Garrick *et al.*, 1978; Martinec et Rango, 1989; Legates et McCabe, 1999; McCuen *et al.*, 2006).

Comme mentionné dans Gupta *et al.* (2003a), il faut souligner que lors du calage manuel fait par des experts, ceux-ci ont tendance à « intégrer » de manière subjective plusieurs critères d'optimisation et à faire un compromis entre ceux-ci. Madsen (2000) décrit l'idée de pondération

entre différentes fonctions « objectif » tout en soulignant les besoins de définir des stratégies qui permettent de pondérer les différentes fonctions entre elles sachant notamment que l'amplitude et l'ordre de grandeur des valeurs prises par chacune de ces fonctions peuvent être très variables. Par exemple, Madsen (2000) propose une méthode de pondération basée sur une première simulation et l'ordre de grandeur des erreurs maximales correspondant. Un autre exemple de pondération entre les débits d'étiage et les débits de crue est donné dans Szilagyi et Parlange (1999). Finalement, il faut noter qu'Isabel et Villeneuve (1986) se sont penchés sur la question des critères de convergence et ont montré que certains optimisateurs y sont très sensibles.

## 2.2 Stratégie de calage

Pour la présente thèse, nous nous efforcerons de distinguer : (i) les méthodes d'optimisation, que l'on peut globalement assimiler à des outils mathématiques visant à chercher un optimum dans un domaine donné, et (ii) les stratégies de calage, qui sont plus générales et qui englobent l'utilisation d'une méthode d'optimisation mais aussi le choix de la fonction « objectif », du découpage du problème de calage et du pilotage global du calage. Cette distinction a de l'importance ici dans la mesure justement où la présente thèse s'inscrit plutôt du côté de la stratégie de calage que des méthodes d'optimisation.

Pour illustrer cette idée, quelques textes portant sur des stratégies de calage, qui visent d'une manière ou d'une autre à découper le problème en étapes, sont révisés brièvement ici. Ce type de stratégies s'approche de la proposition que nous souhaitons faire et peut donc servir à alimenter notre réflexion. La stratégie de calage du modèle SAC-SMA utilisée opérationnellement au National Weather Service des États-Unis (US-NWS), par exemple, s'effectue selon une approche à trois niveaux. Au niveau zéro, des valeurs initiales sont données aux coefficients à partir d'une analyse régionale. Au niveau un, les coefficients pouvant être déduits directement des propriétés des hydrogrammes observés sont évalués. Finalement, au niveau deux, une méthode d'optimisation manuelle (Anderson, 1997) contenant une procédure interactive détaillée complète la stratégie de calage. Autre exemple, Cheng *et al.* (2005) proposent, pour le calage du modèle Xinanjiang, une approche itérative en deux étapes : le calage des coefficients régissant le bilan en eau et le calage des coefficients contrôlant l'écoulement. Pour le modèle HSPF (Donigian *et al.*, 1995), la stratégie de calage qui est suggérée (voir Jacomino et Fields, 1997) consiste en un calage manuel comportant trois objectifs précis (1- ajustement des bilans annuels, 2- ajustement des bilans mensuels et 3- calage des coefficients qui influencent le court terme) sans pour autant que la procédure à suivre soit pleinement formalisée.

Pour une approche de calage s'inspirant des processus hydrologiques, il est à propos de rappeler les travaux de Harlin (1991), et de Lidèn et Harlin (2000). Zhang et Lindström (1997) déjà mentionnés en introduction. Chacune de ces approches prévoit le regroupement de coefficients permettant l'atteinte d'un objectif hydrologique spécifique et la subdivision de la séquence de calage en étapes successives associées chacune à un regroupement. Enfin, il faut noter les travaux de Hogue *et al.* (2000) et Ajami *et al.* (2004), qui ont utilisé une approche de calage par étapes avec l'optimisateur SCE-UA et le modèle SAC-SMA et de Fenicia *et al.* (2007), qui ont comparé une approche par étapes avec une approche à objectifs multiples pour conclure que la première est la plus appropriée pour trouver un résultat de calage cohérent avec les données d'entrée.

Schaake (2003) mentionne d'ailleurs l'intérêt d'utiliser une stratégie hiérarchique de calage visant à caler différents ensembles de coefficients à différents niveaux du processus de calage. Sans même avoir orienté leurs travaux sur des objectifs multiples, Gan et Biftu (1996) avaient remarqué que le fait de procéder au calage séquentiel de groupes de coefficients permettait de simplifier le problème de calage et même possiblement d'utiliser des techniques d'optimisation automatique locales et simples à chaque étape. Il est important de remarquer que, contrairement à plusieurs études traitant du calage des modèles hydrologiques, les travaux d'Harlin (1991) et de Zhang et Lindström (1997) portent sur un modèle qui inclut les processus d'évolution et de fonte de la neige. Sans en faire abusivement une affirmation formelle, il convient de souligner l'existence d'une filiation entre le découpage du calage par processus et la présence de processus supplémentaires comme l'évolution et la fonte de la neige.

### **2.3 Simulation et assimilation de la neige au sol**

Bien que la littérature concernant la modélisation hydrologique soit très abondante, son application en prévision hydrologique est relativement peu documentée quoique des défis propres à l'application en prévision subsistent. Les textes de Lettenmaier et Wood (1992) et de Fortin *et al.* (1997) résument les différentes méthodes permettant de faire de la prévision hydrologique, notamment pour la prévision à court terme (sept jours ou moins). Ils indiquent que les approches empiriques et statistiques comme celles de Box et Jenkins (Box *et al.*, 1994), des plus proches voisins (Shamseldin et O'Connor, 1996) et voire même de réseaux de neurones artificiels (Coulibaly *et al.*, 1999) sont réputées avoir le potentiel de bien performer sur un court horizon de temps. Dans le cas des deux premières approches, elles ont comme caractéristique d'être facile à mettre en place. Par ailleurs, la réputation de bien performer est conditionnelle à l'existence dans l'historique de situations hydrologiques se rapprochant de celles que l'on désire prévoir, et donc d'un ajustement préalable couvrant l'ensemble des situations potentielles.

Fortin *et al.* (1997) indiquent aussi que les modèles hydrologiques conceptuels sont très performants sur un horizon court terme tout en soulignant la lourdeur de leur mise en place. Par ailleurs, leur capacité à reproduire des situations hydrologiques pour lesquelles ils n'ont pas été ajustés spécifiquement avec l'historique est plus grande. Comme ces modèles représentent conceptuellement les processus, l'extrapolation des simulations à l'extérieur de la plage des situations hydrologiques pour lesquelles le modèle a été calé ne s'effectue pas arbitrairement, mais en tentant, de manière simplifiée, de mimer le comportement du bassin versant. Bien qu'étant les plus lourdes à manipuler, les méthodes associées aux modèles déterministes distribués sont considérées comme intéressantes pour effectuer de la prévision lorsque la prévision s'effectue sur des bassins versants ayant des temps de réaction rapides et que les variabilités spatiales des conditions météorologiques et des caractéristiques physiographiques (ex. : occupation du territoire, topographie, pédologie, ouvrages de contrôle, etc.) à l'intérieur des bassins versants sont significatives. L'utilisation des modèles distribués sert aussi comme argumentaire dans une perspective d'utilisation des outils les plus sophistiqués et des jeux de données les plus complets lorsqu'il est nécessaire de fournir des justifications opérationnelles (Turcotte *et al.*, 2003). L'intérêt social de faire de la prévision hydrologique et l'intérêt d'utiliser une modélisation distribuée pour ce faire, en pouvant notamment tenir compte explicitement d'un grand nombre de données observées, sont présentés par Takeuchi (2001).

Parmi les défis propres à l'utilisation des modèles hydrologiques dans un contexte de prévisions, nous porterons notre attention sur la mise à jour du modèle en fonction des observations. L'intercomparaison des modèles hydrologiques déterministes (globaux ou distribués) menée par l'Organisation mondiale de la météorologie (OMM, 1992) permet d'avoir un aperçu de différentes approches opérationnelles de mise à jour. Il existe une littérature assez abondante sur la mise à jour des modèles à partir des débits mesurés par l'utilisation notamment des filtres de Kalman (ex. : Assaf et Quick, 1991, Lauzon *et al.*, 1997) ou par modification des données d'entrée (WMO, 1992). Par contre, la question de la mise à jour en assimilant la neige au sol est traitée de manière simpliste. L'OMM (WMO, 1992) indique que l'équivalent en eau de la neige au sol (ÉEN) est en général une variable d'état mise à jour à partir des relevés nivométriques. À titre d'exemple, le système prévisionnel opérationnel finlandais (WSFS, Vehviläinen, 2000) reprend cette idée d'assimilation directe des relevés nivométriques sans autre nuance. Il faut aussi savoir que même dans une perspective d'intercomparaison des modèles de fonte de neige (projet SNOWMIP, Etchevers *et al.*, 2002), la question de l'assimilation des observations demeure une question peu ou pas abordée.

Pour les modèles distribués, cette vision simpliste implique qu'il est nécessaire de réfléchir aux enjeux propres à la définition d'une analyse spatiale complète sur la base des mesures ponctuelles prises aux sites des stations nivométriques. Ces mesures sont les seules données décrivant la neige au sol qui sont utilisables opérationnellement actuellement au Québec. Plusieurs produits permettant d'estimer la distribution spatiale de l'extension du couvert de neige ou la hauteur de neige sont documentés dans la littérature (ex. : Romanov *et al.*, 2003; Woo et Young, 2004). Pour les ÉEN, ces produits sont moins nombreux. Les méthodes basées sur la télédétection comme, par exemple, les approches québécoises utilisant les micro-ondes actives (Bernier *et al.*, 1999) ou passives (De Sève *et al.*, 2001; Roy *et al.*, 2004; Évora *et al.*, 2008) ne sont pas adaptées pour les territoires où la végétation est importante et le relief non négligeable (Derksen *et al.*, 2003), comme c'est le cas dans le sud du Québec. Contrairement aux provinces et territoires de l'Ouest canadien et aux États-Unis, il n'y a pas de programme de mesure à partir des coussins à neige (snow pillows) au Québec. D'autres alternatives, telle l'utilisation de survols aéroportés incluant un capteur gamma, comme ceux faits aux États-Unis par le NWS (Carroll *et al.*, 2000), sont coûteuses et non disponibles opérationnellement au Québec. Par contre, il faut souligner que de telles méthodes font l'objet d'études de développement technologique chez Hydro-Québec.

Plusieurs des efforts récents recensés dans la littérature pour mettre à jour les variables d'état se rapportant à la neige dans les modèles hydrologiques en mode prévisionnel portent par ailleurs sur l'utilisation de données de télédétection (Luoju *et al.*, 2006). Les analyses spatiales développées par Slater et Clark (2006) et Clark *et al.* (2006) permettent d'assimiler ce type de données, à l'aide d'une approche basée sur les filtres de Kalman. Mentionnons aussi la méthode de Barrett (2003) qui propose plutôt un schéma de relaxation newtonien pour l'assimilation des mêmes données quoique la méthode nécessite une intervention humaine pour la détermination de la région à mettre à jour.

Bien que ces façons de faire s'appuyant sur la télédétection soient plus directement utilisables en modélisation distribuée, il demeure que, dans le cadre de cette étude applicable au contexte québécois, les données disponibles opérationnellement sont actuellement celles des relevés nivométriques. Il y a donc un besoin en recherche à ce sujet.

## **2.4 Discussion**

À la lumière des textes consultés, il nous est apparu que la recherche sur le calage des modèles hydrologiques se fait très majoritairement dans une perspective de science appliquée. En effet, bien que s'appuyant sur des bases théoriques qui peuvent être généralisées, les conclusions des études portant sur le calage sont, à toute fin pratique, tirées d'analyses d'applications sur des bassins

versants. Les études sont donc sensibles au contexte des applications, notamment le modèle hydrologique choisi, la qualité et les propriétés des intrants utilisés (Andréassian *et al.*, 2001) et les spécificités de l'application opérationnelle du modèle qui en découle, en plus de l'être aux différentes distinctions dans les méthodes de calage comme telles. Dans la perspective d'une revue de littérature, il est donc essentiel de référer aux études révisées comme des sources d'information précieuses, certes, sans pour autant s'autoriser à transférer les conclusions au contexte de notre étude sans analyse critique. C'est dans cette perspective que la majorité des textes consultés sont considérés pour la thèse.

La lecture de Smith *et al.* (2003) permet de bien saisir la différence entre une réflexion théorique sur le calage et un contexte pragmatique pour le calage. L'élément de contexte le plus significatif dans le cadre de la présente étude est l'utilisation du modèle hydrologique HYDROTEL. Outre les choix algorithmiques dans la modélisation des processus, les deux éléments qui distinguent plus radicalement HYDROTEL de la majorité des autres modèles étudiés dans des exercices de calage sont : la présence d'algorithmes simulant les processus d'évolution et de fonte de la neige et les coûts en calcul, qui sont plus importants.

À ce dernier sujet, l'expression « coûts de calcul » doit être interprétée comme référant au nombre d'opérations élémentaires qui doit être fait pour réaliser une simulation hydrologique ou un calage d'une durée et d'un pas de temps donnés et cela indépendamment de la puissance des ressources informatiques disponibles. Ainsi, on dira que les coûts en calcul d'HYDROTEL, par exemple, sont plus élevés que ceux de MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2006) puisque beaucoup plus d'opérations élémentaires sont nécessaires pour effectuer une simulation par ailleurs équivalente quant à la durée et au pas de temps. Les temps (ou durées) de calcul sont quant à eux dépendants des ressources matérielles des ordinateurs sur lesquels les modèles sont appliqués.

En guise de complément, il faut noter que de façon générale, la prévision hydrologique opérationnelle, par opposition par exemple à la prévision météorologique, s'effectue dans des organisations régionales qui comptent rarement sur des capacités importantes de calcul. Il est à noter tout de même que les plus grosses organisations se dotent de plus en plus de capacité de calcul s'appuyant sur des ordinateurs à multiprocesseurs. Des travaux de recherche (ex. : Sharma *et al.*, 2002; Cheng *et al.*, 2005) montrent déjà, depuis quelques années, les possibilités qu'offrent ces approches. Bien qu'il reste encore quelques développements de nature informatique pour pleinement opérationnaliser ces systèmes, il s'avère que les temps de calcul pour le calage pourront vraisemblablement être réduits pour ces organisations. Malgré cela, il importe de rappeler que la réduction du nombre d'itérations dans la recherche de jeux de coefficients est toujours un objectif

qui transcende l'accroissement de la puissance des ordinateurs. La réduction permet une utilisation par le plus grand nombre d'organisations et d'utilisateurs, simplifie les architectures informatiques nécessaires et permet, même lorsque les capacités de calcul sont disponibles, de faire des essais plus complets avec les mêmes moyens. Schaake (2003) mentionne que les limites de la puissance des ordinateurs demeurent un facteur limitant dans la définition de modèles hydrologiques et dans l'identification des coefficients. À titre d'exemple, notons que dans le contexte de l'utilisation d'une approche locale de calage par gradients pour caler un modèle simulant l'infiltration à partir de l'équation de Richards, Ngnepieba *et al.* (2001) mettent la notion des coûts en calcul au cœur de la réflexion et concluent qu'une certaine diminution dans la qualité des résultats associée à une diminution significative des coûts de calcul est acceptable. Ceci est important notamment pour l'utilisation de modèles hydrologiques dans le contexte de la prévision hydrologique opérationnelle.

Nous retiendrons par ailleurs les idées suivantes. D'abord, l'utilisation d'une méthode de calage global nous semble être incontournable. Ensuite, nous croyons pertinent de développer une stratégie de calage qui permette une efficacité de recherche suffisante et ainsi de fragmenter les optimisations globales pour conserver des coûts en calcul raisonnables. Finalement, nous souhaitons explorer la possibilité d'utiliser une fonction « objectif » pondérant diverses fonctions « objectif » de base.

Pour ce qui est des processus liés à la présence de la neige, ils ont tendance à augmenter le nombre de coefficients des modèles et, de ce fait, à alourdir, voire à complexifier l'exercice de calage. Selon notre connaissance de la littérature, il faut souligner que peu d'études de calage incluent le calage de la fonte de neige. De plus, la littérature entourant l'assimilation des observations de la neige en cours de simulation opérationnelle n'est pas abondante. Il s'avère donc pertinent pour nous de proposer des solutions originales aux problèmes que pose la modélisation distribuée.

### **3. CHOIX SCIENTIFIQUES**

Le problème du calage des modèles hydrologiques dépasse en complexité celui de l'ajustement des coefficients des équations qui les composent. On peut affirmer que le calage des modèles possède bien plus de « degrés de liberté » que ce nombre de coefficients. Sans être exhaustif, on peut mentionner que l'exercice de calage est influencé par la sélection du réseau de stations météorologiques et de leur interpolation spatiale, de la fonction « objectif », de l'optimisateur mathématique et de sa configuration, de l'assimilation ou non des observations nivométriques, des bornes minimales et maximales imposées aux coefficients de calage, du pas de temps de calcul, des données hydrométriques et leur qualité ainsi que par la qualité et la densité des données physiographiques. Quoique certaines de ces options fassent traditionnellement partie de la réflexion sur le calage, d'autres en sont exclues pour des raisons pratiques évidentes. En effet, la prise en considération de l'ensemble des options ajoute à la complexité du problème de calage bien que l'on puisse croire, intuitivement du moins, qu'il soit possible – à l'intérieur du cadre d'une application donnée – d'obtenir des résultats de simulation satisfaisants sans attaquer le problème dans toute sa complexité. Il semble rationnel et efficace de faire *a priori* des choix et de n'explorer que quelques options en supplément des coefficients du modèle comme degrés de liberté. Ce chapitre traite des différents choix scientifiques faits *a priori* qui encadrent l'étude et limitent le nombre d'options qui sont explorées dans le cadre de la thèse.

#### **3.1 Sélection de l'algorithme d'optimisation**

À la lumière de la revue de la littérature, l'algorithme d'optimisation qui a été sélectionné dans le cadre de la présente étude est le « Shuffled Complex Evolution – University of Arizona » (SCE-UA, Duan *et al.*, 1992). Sans revenir en détail sur cette revue, il convient de mentionner que la principale raison justifiant le choix de cet algorithme d'optimisation est le grand nombre d'applications en hydrologie dont il a été l'objet. D'un point de vue pratique, il faut remarquer spécifiquement au Québec qu'Hydro-Québec utilise massivement le SCE-UA pour le calage de son modèle opérationnel HSAMI. Malgré son application étendue, il faut noter qu'à notre connaissance la méthode n'avait jamais été appliquée avec un modèle de fonte de neige avant les applications québécoises (HSAMI et la présente thèse). Ceci laisse ouverte la possibilité d'un défi supplémentaire dans l'application de la méthode pour des problèmes ayant un nombre plus élevé de coefficients.

La méthode du SCE-UA combine quatre principes fondamentaux : (1) la combinaison d'approches déterministes et stochastiques de recherche d'optimum, (2) l'évolution d'ensembles de jeux de

coefficients, appelés « complexes », pour balayer l'espace des coefficients, (3) l'évolution compétitive au sens de l'algorithmique génétique et (4) le transfert d'information entre les complexes.

Pour la première étape, le SCE-UA génère aléatoirement, suivant une loi de distribution uniforme et à l'intérieur des bornes minimales et maximales qui lui sont fournies pour les coefficients, une population initiale de « s » jeux de coefficients à optimiser. La population est subdivisée en « p » complexes qui sont des regroupements qui contiennent chacun « m » jeux de coefficients. Pour ce faire, les jeux de coefficients sont classés selon les valeurs prises par la fonction « objectif » lorsque chacun de ces jeux est utilisé pour la simulation. Les jeux de coefficients qui sont ainsi classés du 1<sup>er</sup> rang au « p »<sup>e</sup> rang sont séquentiellement attribués à chacun des « p » « complexes ». La procédure d'attribution est répétée de la même façon pour les jeux de coefficients classés du « p+1 »<sup>e</sup> rang jusqu'au « 2p »<sup>e</sup> rang et ainsi de suite jusqu'à ce que les « s » jeux de coefficients soient attribués chacun à un des « p » « complexes ». Chacun des complexes de jeux de coefficients évolue ensuite indépendamment suivant une méthode d'évolution compétitive. Cette méthode est essentiellement une adaptation de la méthode du « Simplex », une méthode robuste, sans recours aux dérivées, qui est décrite au paragraphe suivant. Périodiquement, pendant cette période d'évolution, les jeux de coefficients de tous les complexes sont remis en commun et attribués à nouveau selon la procédure de classement présentée plus haut de manière à permettre le transfert d'information entre les complexes. L'algorithme s'arrête lorsque les critères de convergence sont atteints.

Comme évoqué plus haut, la méthode d'évolution compétitive est basée sur la méthode du « Simplex ». Elle consiste dans la construction d'un « sous-complexe » de « q » jeux de coefficients. Le « sous-complexe » est constitué d'une sélection aléatoire de « q » jeux de coefficients provenant du « complexe » en utilisant une fonction de distribution qui donne plus de poids aux jeux de coefficients les plus performants selon les résultats de la fonction « objectif ». Le centre de gravité des jeux de coefficients du « sous-complexe » est calculé en excluant le jeu le moins performant du « sous-complexe ». Les étapes de réflexion et de contraction du centre de gravité et du jeu le moins performant, selon l'approche classique du « Simplex », sont ensuite appliquées.

Rappelons que, selon la méthode du « Simplex », la réflexion consiste à explorer le domaine de recherche d'une solution se trouvant à égale distance entre le centre de gravité et un point défini à l'aide du jeu de coefficients le moins performant. Précisément, ce dernier point est localisé à la même distance que celle qui sépare le centre de gravité du point associé au jeu le moins performant et sur la droite qui relie ces deux points mais dans la direction opposée par rapport à ce centre.

$$\bar{J}C_r = \bar{J}C_{(g)} + \frac{(\bar{J}C_{(g)} - \bar{J}C_{(-)})}{2} \quad (3.1)$$

où

$\bar{J}C_r$  : Vecteur des valeurs des coefficients du jeu de coefficients obtenu par réflexion

$\bar{J}C_{(-)}$  : Vecteur des valeurs des coefficients du jeu de coefficients le moins performant du « sous-complexe »

$\bar{J}C_{(g)}$  : Vecteur des valeurs des coefficients obtenu en calculant le centre de gravité de tous les jeux du « sous-complexe » à l'exception du jeu le moins performant

La contraction selon la méthode du « Simplex » consiste plutôt à réduire la dimension du domaine de recherche en localisant le jeu de coefficients situé à mi-chemin entre le jeu le moins performant et le centre de gravité des autres jeux de coefficients du « sous-complexe » tel que :

$$\bar{J}C_c = \bar{J}C_{(g)} + \frac{(\bar{J}C_{(-)} - \bar{J}C_{(g)})}{2} \quad (3.2)$$

où

$\bar{J}C_c$  : Vecteur des valeurs des coefficients du jeu de coefficients obtenu par contraction

Par la suite, si le jeu de coefficients obtenu par réflexion est meilleur que le jeu le moins performant, celui-ci est remplacé. Dans le cas contraire, le jeu de coefficients obtenu par contraction remplace le jeu le moins performant s'il permet de meilleurs résultats. Si ni la réflexion, ni la contraction ne permettent de meilleurs résultats que le jeu de coefficients le moins performant, ce dernier est remplacé par un jeu de coefficients tiré au hasard dans une distribution uniforme. Dans tous les cas, l'évolution compétitive, sans redéfinir les « sous-complexes », est répétée «  $\alpha$  » fois. Une boucle plus globale permet de répéter «  $\beta$  » fois l'ensemble du procédé d'évolution compétitive en redéfinissant le « sous-complexe ». Les étapes de l'évolution compétitive se répètent donc «  $\alpha$  » multiplié par «  $\beta$  » fois avant la remise en commun des jeux de coefficients des complexes décrite au paragraphe précédent.

## 3.2 Choix du modèle hydrologique

Le choix d'un modèle hydrologique tient à la fois de la sélection d'un modèle parmi l'ensemble de ceux qui sont disponibles dans la communauté et à la fois de la définition des échelles spatiale et temporelle auxquelles il sera appliqué. Sans entrer ici dans les détails qui distinguent les modèles entre eux, il semble à propos de mentionner qu'une comparaison de plusieurs modèles hydrologiques menée par l'Organisation mondiale de la météorologie (WMO, 1992) a montré la grande difficulté à sélectionner un modèle suite à des tests numériques.

Les raisons du choix d'un modèle se rapportent souvent à des considérations générales, en supplément des évaluations numériques sommaires parfois disponibles, qui peuvent être de nature théorique ou purement contextuelle. Entre autres, dans Turcotte *et al.* (2004), il est argumenté que pour la prévision à court terme sur des bassins versants de dimension de 100 à 1 000 km<sup>2</sup>, typiques de ceux que l'on trouve dans le sud du Québec, il est souhaitable de disposer de modèles distribués qui permettent un découpage du bassin versant en entités suffisamment petites pour supporter un calcul avec des pas de temps courts. On sait aussi qu'au Québec, la neige joue un rôle important. Il faut donc s'assurer, sur la base de considérations théoriques, que le modèle sélectionné possède les deux caractéristiques précédentes. Comme les modèles distribués sont plutôt récents et sont en constant développement, il est pratique, pour des considérations d'ordre contextuel, de choisir un modèle pour lequel il existe des canaux facilitant l'échange entre les développeurs et les utilisateurs (Fortin, 1999). Ces éléments ont conduit à la sélection du modèle HYDROTEL au Québec tant par le CEHQ (Turcotte *et al.*, 2004) que par Hydro-Québec (Fortin, 1999).

### 3.2.1 Modèle hydrologique étudié

Il a été mentionné plus haut que l'intention des modélisateurs d'ajouter certains algorithmes porteurs d'un sens physique contribue à ajouter de la complexité au processus de calage des coefficients. Le modèle HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001a,b), à l'étude ici et issu de ce genre de réflexion, n'échappe pas à ce principe. En effet, la genèse du modèle HYDROTEL pourrait être décrite comme la seconde itération de la définition d'un modèle conceptuel dont la première itération serait le modèle CEQUEAU (Morin *et al.*, 1975, Morin et Paquet, 1995). Tant dans la conception de CEQUEAU que dans celle d'HYDROTEL, on note l'intention des concepteurs d'aborder la modélisation d'un point de vue phénoménologique en décrivant mathématiquement les principaux processus hydrologiques en jeu. Plusieurs algorithmes d'HYDROTEL trouvent leur origine dans ceux de CEQUEAU bien que l'intention ait été d'ajouter autant que possible des équations plus proches de la base physique des

processus hydrologiques. Il est à noter finalement que, pour la présente étude, la version d'HYDROTEL en date de mars 2005 a été utilisée, sans y apporter de modification.

Rappelons qu'HYDROTEL est un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique (SIG). Les unités de distribution spatiale des calculs sont : (1) les sous-bassins de chacun des tronçons du réseau hydrographique pour les processus verticaux et l'écoulement sur la partie terrestre du bassin, (2) les tronçons du réseau pour l'écoulement par les cours d'eau. Le modèle est composé de six modules de calculs effectués en cascade de manière découplée à chaque pas de temps de simulation : l'interpolation des données météorologiques, l'évolution et la fonte du couvert de neige, l'évapotranspiration potentielle, le bilan d'eau vertical, l'écoulement sur la partie terrestre du bassin et l'écoulement par le réseau hydrographique. Pour certains de ces modules, une sélection d'algorithmes est offerte de manière à tenir compte des données disponibles sur un bassin en particulier. Ces algorithmes sont soit purement empiriques ou soit dérivés des lois physiques tout en conservant une part d'empirisme. Le tableau 3.1 présente les algorithmes qui sont sélectionnés dans la majorité des cas d'utilisation du modèle pour le sud du Québec (Fortin *et al.*, 1998, 1999 et 2001b; Lavigne 2007, Rousseau *et al.*, 2000 et 2008; Tremblay, 2002; Ricard, 2008) et qui ont aussi été retenus pour la présente étude. Le tableau 3.1 présente aussi les principaux coefficients de ces sous-modèles. Ces algorithmes font l'objet d'une brève description dans les lignes qui suivent. L'essentiel de la description du modèle peut être retrouvé dans Fortin *et al.* (2001a) et Fortin et Royer (2004). Par ailleurs, compte tenu du peu de documentation sur le modèle d'évolution et de fonte de la neige, une description plus détaillée de cette partie du modèle est donnée à l'annexe A (voir aussi, Turcotte *et al.*, 2007).

L'interpolation des données météorologiques s'effectue par les polygones de Thiessen (lorsque moins de trois stations sont disponibles sur un bassin) ou par le calcul de la moyenne pondérée en fonction de l'inverse de la distance au carré des valeurs des trois stations les plus rapprochées. L'interpolation des températures se fait en tenant compte des différences d'altitudes entre les points de mesures et les points où les données sont interpolées.

L'algorithme de modélisation de l'évolution et de la fonte de la neige dans HYDROTEL peut être interprété comme étant une version plus complexe d'une approche de modélisation par degré-jour en ajoutant des variables d'état, des équations d'échange d'énergie thermique et des coefficients pour mieux cerner les différentes composantes des processus contribuant à l'évolution d'un couvert de neige. Cette façon de faire a contribué à augmenter le nombre de coefficients à caler par rapport à une approche par degré-jour standard. Ceci s'est fait notamment en incluant des coefficients

distincts pour les différentes occupations du sol ou des coefficients pour permettre une évaluation cohérente de variables d'état autres que l'ÉEN de la neige au sol (par exemple, le coefficient de tassement, etc.).

Tableau 3.1 : Les algorithmes d'HYDROTEL sélectionnés dans les applications opérationnelles au sud du Québec et les principaux coefficients d'ajustement définis dans l'interface graphique du logiciel

Modules	Algorithmes	Principaux coefficients
Interpolation des données météorologiques	Polygone de Thiessen ou Moyenne pondérée des trois stations les plus proches	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Gradient vertical du facteur multiplicatif de la pluie</li> <li>- Gradient vertical de la température</li> <li>- Température de passage de la pluie en neige</li> </ul>
Évolution du couvert de neige	Méthode mixte (degrés-jours) - (bilan énergétique)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Masse volumique de la neige au sol</li> <li>- Taux de fonte journalier à l'interface air-neige en zone ouverte, de feuillus et de résineux</li> <li>- Seuil de fonte à l'interface air-neige en zone ouverte, de feuillus et de résineux</li> <li>- Taux de fonte journalier à l'interface sol-neige</li> <li>- Coefficient de tassement</li> </ul>
Évapotranspiration potentielle	Hydro-Québec	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Facteur multiplicatif de l'évapotranspiration potentielle</li> </ul>
Bilan vertical	Bilan vertical en trois couches (BV3C)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Profondeur de la limite inférieure des trois couches</li> <li>- Coefficient de récession</li> <li>- Coefficient d'extinction dans la végétation</li> <li>- Coefficient discret de changement de classes de sol</li> <li>- Changement relatif d'humidité du sol</li> </ul>
Écoulement sur la partie terrestre du bassin	Onde cinématique	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Lamme d'eau de référence</li> <li>- Coefficients de frottement de Manning en cours d'eau, en zone ouverte et en zone forestière</li> </ul>
Écoulement par le réseau hydrographique	Onde cinématique	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Coefficients de frottement de Manning en rivière</li> <li>- Coefficient multiplicatif de la largeur des cours d'eau.</li> </ul>

Pour l'évapotranspiration potentielle, une équation empirique développée chez Hydro-Québec dans les années soixante-dix (Fortin, 2000) et basée sur les températures de l'air est utilisée lorsque ces seules données sont disponibles. La spécialisation de cette équation aux conditions du Québec et son utilisation massive chez Hydro-Québec justifie l'utilisation de cette approche malgré sa simplicité. Seul un paramètre servant à multiplier globalement l'évapotranspiration potentielle à chaque pas de temps est disponible pour le calage.

Le bilan vertical sert à évaluer tant les quantités d'eau qui s'écoulent à la surface, dans les premiers centimètres du sol et en profondeur, que celles qui sont stockées dans la matrice de sol. Il sert aussi à évaluer l'évapotranspiration réelle. C'est donc un algorithme crucial. L'algorithme utilisé représente le sol à l'aide de trois couches. Chaque couche peut être assimilée à un réservoir avec des propriétés en matière de stockage et de flux entre les couches qui dépendent des caractéristiques physiques du sol. Ainsi, des caractéristiques hydrauliques des sols telles que : (1) la conductivité hydraulique à saturation, (2) la porosité, (3) les teneurs en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement et (4) le potentiel matriciel à saturation - doivent être fournies en entrée de la même manière que les caractéristiques physiographiques comme la pente de surface et l'occupation du sol. Selon le concept initial d'HYDROTEL, ces caractéristiques ne sont ajustées par aucun calage autrement que par la possibilité de changer la sélection d'un type de sol pour un autre. La capacité totale de stockage et la prédominance accordée aux diverses formes d'écoulement (surface et sous la surface) sont, quant à elles, fortement dépendantes de la profondeur des trois couches (i.e., les capacités des trois réservoirs). Ces profondeurs, de même que le coefficient de récession qui contrôle la vidange de la troisième couche, sont donc sujettes au calage.

Le transfert des eaux disponibles après le bilan vertical sur la partie terrestre du bassin s'effectue par l'intermédiaire d'hydrogrammes unitaires géomorphologiques, eux-mêmes construits par une méthode d'onde cinématique contrainte avec les caractéristiques de la topographie et de l'occupation du sol propres des unités spatiales sur lesquelles s'effectuent les calculs. Finalement, l'écoulement en réseau hydrographique est simulé par une méthode d'onde cinématique pour l'écoulement en rivière, alors que l'effet des lacs et des réservoirs est pris en compte par l'intermédiaire de bilans hydriques et de relations entre les débits évacués et les variables hydrauliques caractérisant les plans d'eau (niveau et bathymétrie). Pour ces modules, le calage s'effectue par l'ajustement des divers coefficients de frottement de Manning.

Spatialement, les calculs des processus verticaux (évolution du couvert de neige, évapotranspiration et bilan d'eau vertical) et de l'écoulement sur la partie terrestre du bassin sont effectués sur chacune des unités hydrologiques de discrétisation appelées unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) et associées individuellement à chaque tronçon du réseau hydrographique. Ces unités correspondent aux petits sous-bassins associés à chaque tronçon. Le calcul de l'écoulement par le réseau hydrographique est, quant à lui, distribué sur chacun des tronçons. Plutôt que d'être fait sur un maillage carré arbitraire, le découpage spatial dans HYDROTEL s'appuie ainsi sur des entités ayant un sens sur le plan hydrologique. Il faut noter qu'il serait possible, à la rigueur, de déterminer un jeu de coefficients distincts pour chaque unité de discrétisation. En pratique, par ailleurs, les unités sont souvent regroupées en fonction des régions se drainant aux divers points de mesure des

débites de telle sorte qu'un seul jeu de coefficients s'applique pour les unités contribuant à un point de mesure donné. Lorsque des données sur la profondeur des sols sont disponibles, il est aussi possible de regrouper les unités pour le calage en fonction des profondeurs de sols (Lavigne, 2007).

Les algorithmes d'HYDROTEL ont aussi la propriété de pouvoir être utilisés à divers pas de temps égaux ou sous-multiples de 24 heures sans que les coefficients utilisés ne doivent être théoriquement changés. Seule la lame de référence fait exception à cette règle et une méthode de conversion de la lame d'un pas de temps à l'autre pour conserver des résultats équivalents aux différents pas de temps existe (Fortin *et al.*, 1998).

### **3.2.2 Regroupement et transformation de coefficients**

La sélection des coefficients d'ajustement disponibles dans l'interface graphique du modèle HYDROTEL, coefficients présentés au tableau 3.1, a été faite, comme pour la majorité des autres modèles hydrologiques, en bonne partie sur la base de l'intuition des développeurs. Toutefois, dans le module d'interpolation des données météorologiques, le gradient vertical du facteur multiplicatif de la pluie et le gradient vertical de la température sont deux coefficients qui peuvent aisément être retirés du processus de calage. En effet, l'utilisation du gradient vertical des précipitations pour le calage dans le sud du Québec n'apparaît pas être une solution intéressante. Il existe possiblement un gradient annuel des précipitations en fonction de l'altitude dans le sud du Québec, mais à l'échelle des événements, aucun effet orographique significatif n'existe (SNC-Lavalin, 2004). Pour ce qui est du gradient vertical des températures, il est courant et pratique de l'égaliser à  $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  par 100 m d'altitude, ce qui reflète approximativement la valeur moyenne du gradient adiabatique humide pour les températures courantes ( $-0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ) tout en étant cohérent avec les observations sur le réseau climatologique québécois. Seule la température de passage de la pluie en neige (TPPN) est finalement retenue pour le calage du module d'interpolation des données météorologiques dans la présente étude.

Pour le modèle de fonte de neige, tous les coefficients proposés dans l'interface d'HYDROTEL sont retenus. Le coefficient multiplicatif de l'évapotranspiration potentielle est aussi un coefficient fondamental qu'il est souhaitable de caler.

Pour ce qui est du modèle de bilan vertical, seules les limites inférieures des trois couches (Z1, Z2 et Z3) et le coefficient de récession (CR) seront considérés dans le processus de calage. En effet, le coefficient de changement d'humidité du sol est un coefficient qui sert uniquement au bon fonctionnement du schéma de résolution numérique et n'a pas à être calé sur les débits. Sa

sélection doit s'opérer à partir d'une réflexion sur le pas interne de calcul du schéma d'Euler qui discrétise les équations différentielles de bilan de masse dans le modèle. Le coefficient de changement de classe de types de sol a le défaut de ne permettre que des bonds discrets entre les classes prédéterminées et peut difficilement être calé dans une perspective de recherche dans un domaine continu. On peut aussi questionner la pertinence théorique d'un pareil coefficient bien que les justifications pratiques apparaissent comme évidentes. Finalement, le coefficient d'extinction dans la végétation n'a pas non plus été inclus dans le processus de calage. Dans le cas de ce coefficient, la justification est moins radicale. Il faut comprendre que ce coefficient permet d'une certaine façon d'équilibrer l'évaporation du sol nu avec la transpiration en contrôlant le rayonnement pouvant se rendre au sol et, de façon inversement proportionnelle, le rayonnement capté par la végétation. Bien que cette division ait un impact fin sur les teneurs en eau et sur la provenance de l'évapotranspiration, cet effet reste peu significatif à l'échelle des débits. Or, comme aucun calage sur les humidités de sol n'est directement fait dans le cadre de la présente étude, faute de données, il a semblé pertinent d'éliminer, comme la pratique avec HYDROTEL nous l'apprend, ce degré de liberté.

Le module d'écoulement en partie terrestre est typiquement un modèle surparamétrisé puisque la modification de la lame de référence conduit à un effet comparable à la modification des coefficients de Manning bien qu'avec moins de souplesse. Comme l'évaluation des coefficients d'écoulement est très coûteuse dans HYDROTEL, il a été choisi de limiter immédiatement le nombre de coefficients à caler. Compte tenu du manque de souplesse, le calage de la lame d'eau de référence a été éliminé. Pour ce qui est des coefficients de Manning, nous avons jugé que l'incertitude sur les coefficients en milieu ouvert et forestier de même que l'impact de ces coefficients sur l'écoulement étaient beaucoup plus importants que ceux sur le coefficient lié à l'eau, dont la valeur est bien connue dans la littérature se rapportant à l'hydraulique. Ce dernier a donc été retiré de la liste des coefficients à caler.

Finalement, l'analyse de Lavigne (2007) a clairement montré le peu d'impact de la modification des coefficients liés à l'écoulement en rivière. Par rapport aux écoulements sur la partie terrestre, les légères accélérations et décélérations des déplacements de l'eau qu'autorise la modification de ces coefficients dans un contexte d'onde cinématique sont négligeables pour les bassins versants du sud du Québec.

Le tableau 3.2 présente les coefficients qui ont finalement été retenus. Au niveau de la nomenclature, il est à noter d'abord que le tableau contient une colonne qui sert au regroupement des coefficients pour le calage séquentiel dont les détails seront donnés plus loin. Le groupe « I »

réfère à l'interpolation de la météorologie. Les groupes « N1 » et « N2 » sont deux regroupements de coefficients liés à la fonte de la neige. À noter que les coefficients du groupe « N1 » sont liés aux occupations du sol autres que les forêts de feuillus, alors que ceux du groupe « N2 » sont liés aux forêts de feuillus et aux propriétés générales de la neige. Les groupes « E », « BV » et « HU » sont respectivement utilisés pour les coefficients de l'évapotranspiration, du bilan vertical et de l'écoulement sur la partie terrestre par hydrogrammes unitaires géomorphologiques.

Tableau 3.2 : Identification des 17 coefficients d'ajustement du modèle HYDROTEL retenus et transformation appliquée pour le calage

Nom du coefficient dans le modèle HYDROTEL	Coefficient original	Unités	Groupe	Transformation pour le calage
Température de passage de la pluie en neige	TPPN	°C	I	I_TPPN = TPPN
Taux de fonte journalier à l'interface sol-neige	TFNS	mm.d <sup>-1</sup>	N2	N_TFNS = TFNS
Masse volumique maximale de la neige au sol	MVNS	kg.m <sup>-3</sup>	N2	N_MVNS = MVNS
Coefficient de tassement	CT	d <sup>-1</sup>	N2	N_CT = CT
Taux de fonte journalier à l'interface air-neige en zone ouverte	FFO	mm.d <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup>	N1	N_FFOdFFF = FFO.FFF <sup>-1</sup>
Taux de fonte journalier à l'interface air-neige en zone de feuillus	FFF	mm.d <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup>	N2	N_FFF=FFF
Taux de fonte journalier à l'interface air-neige en zone de conifères	FFC	mm.d <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup>	N1	N_FFCdFFF = FFC.FFF <sup>-1</sup>
Seuil de fonte à l'interface air-neige en zone ouverte	SFO	°C	N1	N_SF0mSFF = SFO-SFF
Seuil de fonte à l'interface air-neige en zone de feuillus	SFF	°C	N2	N_SFF = SFF
Seuil de fonte à l'interface air-neige en zone de conifères	SFC	°C	N1	N_SFCmSFF = SFC-SFF
Facteur multiplicatif de l'évapotranspiration potentielle	ETP	-	E	E_ETP = ETP
Profondeur de la limite inférieure de la première couche	Z1	m	BV	BV_Z1 = Z1
Profondeur de la limite inférieure de la deuxième couche	Z2	m	BV	BV_Z2mZ1 = Z2-Z1
Profondeur de la limite inférieure de la troisième couche	Z3	m	BV	BV_Z3mZ2 = Z3-Z2
Coefficient de récession	REC	m.h <sup>-1</sup>	BV	BV_LOGREC = log <sub>10</sub> (REC)
Coefficient de frottement de Manning en zone ouverte	NAM	-	HU	HU_NAMmNE = NAM-NE
Coefficient de frottement de Manning en zone forestière	NF	-	HU	HU_NFmNAM = NF-NAM

Il faut aussi remarquer que quelques-uns de ces coefficients ont été transformés pour faciliter le calage. La première catégorie de transformations est celle qui permet le respect de contraintes sans devoir exprimer explicitement ces contraintes pour un optimisateur. Par exemple, le sens physique impose que les profondeurs des limites inférieures des trois couches de sol soient croissantes. Pour garantir cette propriété, la soustraction de deux profondeurs de couches successives, l'épaisseur de la couche, a été utilisée pour le calage plutôt que les coefficients originaux d'HYDROTEL que sont les profondeurs. La même idée a été appliquée aux températures seuils pour la fonte, qui sont croissantes lorsque l'on s'intéresse successivement aux zones ouvertes, aux feuillus et aux conifères, et aux coefficients de frottement, qui sont croissants de l'eau, aux zones ouvertes et aux zones forestières (conifères et feuillus). Pour les taux de fonte à l'interface air-neige, décroissants des zones ouvertes aux conifères en passant par les feuillus, il s'avère nécessaire, en supplément, de borner minimalement à zéro les valeurs prises par les coefficients. Pour y arriver, une transformation faite à partir de diviseurs strictement positifs est utilisée. Le taux de fonte pour les feuillus sert alors de référence et des coefficients diviseurs, respectivement supérieur et inférieur à un pour les zones ouvertes et pour les conifères, permettent de faire le calage des deux autres quantités. La seconde catégorie de transformations est celle qui permet de faire une transformation rapprochant le calage automatique des habitudes de calage manuel. Dans cette catégorie, une transformation qui consiste à caler le logarithme du coefficient de récession plutôt que le coefficient lui-même est proposée. Ceci correspond à la pratique du calage manuel d'HYDROTEL qui se fait plus souvent qu'autrement en ajustant l'exposant du coefficient de récession.

Enfin, le tableau 3.3 présente les bornes minimales et maximales de variations permises qui ont été sélectionnées subjectivement pour chacun des coefficients.

Tableau 3.3 : Bornes minimales et maximales des variations permises pour les coefficients

Coefficient	Borne minimale	Borne maximale	Coefficient	Borne minimale	Borne maximale
I_TPPN	-1	2	N_SFCmSFF	0	2
N_TFNS	0,1	2	E_ETP	0,7	1,5
N_MVNS	250	550	BV3C_Z1	0,01	0,2
N_CT	0,0001	0,1	BV3C_Z2mZ1	0,1	0,5
N_FFOdFFF	1	2	BV3C_Z3mZ2	0,5	2
N_FFF	1	20	BV3C_LOGREC	-10	-1
N_FFCdFFF	0,5	1	HU_NAMmNE	0,01	0,5
N_SFOmSFF	-2	0	HU_NFmNAM	0,01	0,5
N_SFF	-3	3			

### 3.3 Découpage de l'exercice de calage

De manière à réduire le nombre de coefficients à caler simultanément, et ainsi réduire la taille des domaines de recherche, l'exercice de calage d'HYDROTEL est divisé en trois parties, c'est-à-dire le calage de coefficients reliés : (i) à la neige, (ii) aux bilans verticaux et (iii) aux écoulements. On peut ainsi penser que le découpage du problème de calage en différents sous-problèmes, chacun ayant un nombre réduit de coefficients ou de degrés de liberté à ajuster, permet de réduire les coûts en calcul. Cette réduction des coûts en calcul ne peut, par contre, se justifier que si le prix à payer en matière de qualité des résultats du calage n'est pas trop élevé. Ceci sera le cas notamment, dans une vision idéalisée, si les coefficients associés à chacun des sous-problèmes sont indépendants.

Une analyse brève de la théorie sous-tendant HYDROTEL indique clairement un découpage entre les différents sous-modèles. Dans HYDROTEL, l'information circule en effet séquentiellement d'un sous-modèle à l'autre par l'intermédiaire de variables d'état. En aucun temps l'information transmise d'un sous-modèle à l'autre ne réalimente le sous-modèle précédent, comme ceci pourrait être le cas dans un contexte de couplage et de rétroaction. En d'autres mots, une fois le calcul des variables d'état influencé par un sous-modèle complété, les sous-modèles subséquents ne peuvent plus

contribuer à la modification de cette variable d'état. Cette idée de découplage favorise donc le découpage de la séquence de calage en sous-problèmes.

Nous proposons ici un découpage qui nous semble intuitif et représentatif d'un compromis intéressant entre le pragmatisme de la réduction du temps de calcul et la diminution de la qualité des résultats. Des tests numériques serviront à formaliser cette intuition. Ce compromis est basé sur les principes suivants. Dans HYDROTEL, l'effet de la neige peut facilement être limité à une période courte et, en ne considérant pas cette période pour le calage des autres objectifs, les coefficients qui influencent la simulation de l'évolution et de la fonte de la neige au sol peuvent, du moins partiellement, être isolés. Un autre élément à considérer est que les impacts des sous-modèles associés aux bilans verticaux (ETP et BV3C) et des sous-modèles de transferts horizontaux sur les hydrogrammes de sortie sont assez différents (Turcotte *et al.*, 2003). En effet, les premiers influencent à la fois les volumes et la forme globale des hydrogrammes alors que les deuxièmes influencent surtout le synchronisme. Évidemment, une interaction entre les effets de ces deux regroupements de coefficients demeure mais il y a tout de même quelques effets distincts desquels il semble possible de tirer profit.

À ce découpage en trois parties basé sur une argumentation de dépendance réduite entre les coefficients, on peut considérer deux arguments d'une toute autre nature qui s'ajoutent à la pertinence d'utiliser une telle approche. D'abord, les coûts en calcul sont surtout répartis dans deux sous-modèles ou groupes de processus, soit les coûts liés aux transferts horizontaux et les coûts liés au bilan vertical. Le fait de diviser le problème de calage permet ici de réduire significativement ces coûts. Ensuite, le calage des coefficients se rapportant à la neige peut compter sur des données auxiliaires autres que les débits. La disponibilité de relevés nivométriques servant à l'observation de l'ÉEN et de la hauteur de neige permet de réduire de façon significative le nombre de coefficients libres du modèle tout en exploitant des données autres que des débits.

Les sous-sections suivantes détaillent les idées à la base du découpage.

### **3.3.1 Calage des coefficients liés à la neige**

Une analyse de sensibilité des coefficients du modèle de fonte de neige d'HYDROTEL (voir Lavigne, 2007) montre clairement que le nombre élevé de coefficients conduit à une surparamétrisation du modèle par rapport à la capacité à reproduire des débits. En d'autres mots, on peut affirmer que, par rapport à leur effet sur les débits en un point du réseau hydrographique, plusieurs ensembles de coefficients conduisent à des résultats similaires. De surcroît, plusieurs coefficients, lorsque ajustés

individuellement, produisent des effets équivalents sur le débit. Somme toute, les coefficients ne peuvent que permettre de devancer ou retarder la fonte, et qu'augmenter ou réduire l'intensité de cette fonte lorsqu'elle se produit. De manière intuitive, on pourrait affirmer que deux coefficients seraient suffisants pour définir le niveau de réaction du modèle par rapport à ces deux caractéristiques de la fonte. C'est d'ailleurs ce qui a conduit plusieurs modélisateurs à utiliser des modèles parcimonieux à deux coefficients pour la fonte de neige (Gray et Prowse, 1992). Les neuf coefficients du modèle de fonte d'HYDROTEL (voir tableau 3.2) sont donc nettement trop nombreux eu égard à cet unique objectif.

On peut ainsi penser que la décision d'avoir ajouté des coefficients au modèle de fonte de neige d'HYDROTEL n'apporte pas de bénéfices significatifs d'un point de vue purement numérique par rapport au coût de calcul à payer au moment de l'optimisation. Sans pousser plus avant la réflexion, on peut d'ores et déjà penser que procéder à une réduction du nombre de coefficients du modèle lors du processus de calage par rapport aux débits est souhaitable. Dans cette optique, les premières réflexions menées sur le calage des coefficients liés à la neige dans HYDROTEL (Fortin *et al.*, 1991) proposaient, sur une base intuitive, de regrouper les coefficients du modèle pour restreindre le nombre de coefficients à caler. Le meilleur exemple de cela est le regroupement des trois taux de fonte à l'interface air-neige associés aux forêts de conifères, de feuillus et aux milieux ouverts par l'utilisation d'un facteur multiplicatif commun servant de coefficient de calage. Cette première réflexion des modélisateurs s'avère être une stratégie de réduction du nombre de degrés de liberté du modèle de fonte de neige.

Dans le cas de la neige, il s'avère que des observations de variables d'état autres que le débit, qui sont aussi simulées par le modèle, sont disponibles. En effet, des programmes systématiques de mesures de la neige au sol existent au Québec, comme ailleurs. On peut affirmer qu'au Québec, la mesure de l'ÉÉN la plus précise qui soit disponible et archivée depuis de nombreuses années par une organisation opérationnelle est celle qui est faite sur le réseau de lignes de neige ou réseau nivométrique.

Il est important finalement d'insister sur le fait que la proposition de caler les coefficients sur l'ÉÉN sera appliquée tout en laissant quelques degrés de liberté libres de telle sorte qu'il soit possible d'apporter des ajustements finaux au calcul de l'évolution et de la fonte de la neige basés sur les observations de débits. Les coefficients TPPN, TFNS, MVNS et CT, FFF et SFF, à travers leur version transformée présentée au tableau 3.2, seront donc calés avec les ÉÉN alors que quatre coefficients seront retenus pour l'ajustement final avec les débits soit les coefficients qui permettent d'ajuster les taux de fonte et les seuils de fonte pour les zones de conifères et les zones

ouvertes (FFO, FFC, SFO et SFC). Ce dernier choix est principalement basé sur le fait que les observations nivométriques ne sont pas disponibles sur ces deux types d'occupation de sol. Ceci conduit finalement à permettre une amélioration des performances du modèle par rapport aux observations de débit en ajustant des coefficients associés à des simulations de la neige au sol sous des occupations du territoire pour lesquelles aucune observation nivométrique n'est disponible.

### **3.3.2 Calage des coefficients influençant le bilan vertical**

Les coefficients influençant le bilan vertical sont véritablement au cœur de la modélisation hydrologique dans HYDROTEL. L'analyse théorique des équations et des coefficients du modèle présentée dans Turcotte *et al.* (2003) permet d'identifier les coefficients qui affectent les différentes composantes du bilan vertical. On y montre que les bilans annuels et estivaux en eau sont très influencés par le coefficient ETP et la capacité maximale de stockage qui peut être ajustée par l'intermédiaire de Z3. On y note que les volumes de récession sont principalement contrôlés par les écoulements en provenance des deuxième et troisième couches de sol (Z2 et Z3) de même que par l'évapotranspiration potentielle (ETP). Pour l'intensité et les caractéristiques générales des crues d'été et d'automne, les coefficients qui affectent principalement le profil vertical et la capacité d'infiltration sont : la profondeur des première et deuxième couches de sol et la conductivité hydraulique à saturation. La conductivité hydraulique à saturation est utilisée à titre de taux maximal auquel l'eau peut s'infiltrer dans le sol tant que l'état de saturation de la première couche du sol de devient pas limitative. En ce sens, une profondeur plus ou moins grande de la première couche Z1 simulera l'effet de bouchon plus ou moins grand qui survient quand le sol, à proximité de la surface, est saturé ou près de la saturation. Finalement, l'épaisseur de la deuxième couche (Z2-Z1) a un effet direct sur l'intensité de l'écoulement retardé s'effectuant par le sol. Ainsi, une influence plus grande de la deuxième couche du sol aura tendance à favoriser un assèchement plus rapide de la surface et des possibilités d'infiltration accrues. Cette réflexion théorique, associée aux conclusions de la section précédente, a mené à la sélection des neuf coefficients suivants : FFO, FFC, SFO, SFC, ETP, Z1, Z2, Z3 et REC pour l'ajustement du bilan vertical.

### **3.3.3 Calage des coefficients influençant l'écoulement**

Parmi les coefficients qui ont été conservés pour le calage, les coefficients de frottement de Manning, qui se rapportent aux deux occupations du sol en milieux terrestres, sont ceux qui influencent le plus significativement la vitesse d'écoulement et permettent ainsi un ajustement fin de la synchronisation des crues. Ces coefficients permettent de modifier la forme de l'hydrogramme unitaire géomorphologique.

Leur calage a, par contre, la caractéristique d'avoir des coûts en calcul très importants. Il faut rappeler en effet que le coût en calcul de l'hydrogramme unitaire géomorphologique dans le modèle HYDROTEL est, pour fixer les idées, au minimum d'un ordre de grandeur plus coûteux que tous les autres modules de simulation. C'est d'ailleurs avec l'objectif de réduire les impacts de ces coûts en calcul de l'évaluation des hydrogrammes unitaires pour un jeu de coefficients de frottement donné qu'une stratégie de sauvegarde sur disque est déployée dans HYDROTEL. Cette stratégie permet qu'il ne soit pas nécessaire de refaire l'évaluation de l'hydrogramme unitaire si ces coefficients ne sont pas modifiés.

Il est important de faire ressortir que le couplage du calage des coefficients de frottement avec les autres coefficients, notamment ceux identifiés à la section précédente, a donc pour effet une augmentation importante du temps nécessaire pour faire une évaluation fonctionnelle dans la mesure où chaque jeu de coefficients à évaluer inclut des changements dans les coefficients de frottement et active les coûteux calculs de l'hydrogramme unitaire. Par ailleurs, le découpage du calage, selon les trois groupes de coefficients proposés ici, offre l'avantage d'isoler le calcul des hydrogrammes unitaires et permet donc une réduction très significative des temps de calcul. Les deux coefficients considérés sont : NAM et NF.

### **3.4 Objectifs de calage et critère d'optimisation**

Les deux sections qui suivent décrivent les critères d'optimisation qui sont étudiés respectivement pour le calage utilisant, d'une part, les débits et, d'autre part, les données nivométriques.

#### **3.4.1 Calage des coefficients à partir des débits**

Partant des conclusions de la revue de littérature, deux fonctions « objectif » différentes ont été utilisées.

Dans le cas de la première fonction « objectif », l'idée maîtresse est de retenir une fonction communément utilisée pour servir de base de comparaison. Dans ce cas, la fonction « objectif » qui a été sélectionnée est basée sur le principe le plus répandu pour les problèmes d'optimisation, soit la minimisation des écarts quadratiques. Dans le présent cas, cette fonction s'exprime sous la forme de la racine carrée des écarts quadratiques moyens entre les débits simulés et observés à l'échelle des pas de temps de la simulation. L'équation (3.3) systématise cette idée.

$$RCEQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim,i} - Q_{obs,i})^2}{N}} \quad (3.3)$$

où

$i$  : Indice de pas de temps

$Q_{sim,i}$  : Débit simulé pour un pas de temps «  $i$  » donné

$Q_{obs,i}$  : Débit observé pour un pas de temps «  $i$  » donné

$N$  : Nombre de pas de temps

Il est à noter que l'exclusion des débits de la période hivernale de l'évaluation de la fonction « objectif » est souhaitable. En effet, les observations des débits pendant cette période sont teintées d'une incertitude beaucoup plus grande que pour le reste de l'année, compte tenu de la présence d'un couvert de glace sur le cours d'eau qui modifie la relation entre le niveau et le débit au droit de la station hydrométrique et qui invalide les déductions de débits par effet de refoulement (Pelletier, 1990; Turcotte *et al*, 2005). Par souci de simplification, la période hivernale est définie à date fixe, soit du premier jour de décembre au dernier jour de février. Pour refléter cette idée, la notation  $RCEQM_{Q,PEA}$  est utilisée. L'indice Q indique que les données utilisées sont des débits. Les indices P, E et A réfèrent respectivement à l'inclusion des périodes dans le calcul des écarts selon les définitions suivantes : printemps (1<sup>er</sup> mars au 31 mai), été (1<sup>er</sup> juin au 31 août) et automne (1<sup>er</sup> septembre au 30 novembre).

Dans le cas de la seconde fonction « objectif » étudiée, l'objectif est de proposer une approche nouvelle visant à exprimer, à l'intérieur même de cette fonction, l'habitude qu'ont les hydrologues lors d'un processus de calage manuel de faire un compromis entre les différentes propriétés souhaitées d'un hydrogramme. L'objectif visé ici n'est pas d'aborder cette idée suivant un formalisme très développé mais bien d'explorer sommairement cette voie.

Dans ce contexte, la fonction « objectif » proposée pour mesurer la performance du modèle vise à pondérer trois comportements du modèle, eux-mêmes exprimés à travers une sous-fonction « objectif », soit la simulation en période de fonte de neige, la simulation en période de crues d'été et d'automne et la simulation en période de récession. Ces choix sont purement arbitraires, comme le sont d'ailleurs ceux que fait intuitivement l'hydrologue lors d'un calage manuel, et d'autres comportements du modèle auraient possiblement pu trouver leur place dans l'exercice de pondération mais ont été écartés du présent travail.

En ce qui concerne la simulation en période de récession, il est à noter qu'une partie des débits d'été et d'automne sont retenus. À l'intérieur de cet intervalle de temps, le calcul de la sous-fonction « objectif » portant sur la récession ne retient que les pas de temps où les débits sont décroissants depuis quelques pas de temps (trois pas de temps pour la configuration testée) tout en étant inférieurs à un certain débit limite, spécifique au bassin, sous lequel une situation de récession est très probable. Cette sous-fonction « objectif » est désignée ici par l'appellation  $RCEQM_{Q<,EA}$ . L'indice  $Q<$  servant à souligner que seuls les débits inférieurs à un certain seuil sont retenus.

Pour les objectifs liés aux crues d'été et d'automne, la sous-fonction « objectif » choisie sera la racine carrée de l'écart quadratique moyen pour les mois d'été et d'automne seulement. Pour la spécialisation à ces crues, il aurait pu être approprié de ne retenir que les pas de temps pour lesquels le débit observé est supérieur à un certain débit limite, au-dessus duquel il est très probable d'être dans une condition de crue. Comme les écarts quadratiques sont biaisés pour les débits forts et que nous ne souhaitons pas éliminer complètement les données associées à des débits intermédiaires (ni crue, ni étiage) dans l'ensemble du calage, il a finalement été choisi de n'éliminer que les débits ayant déjà été pris en compte dans l'évaluation de la fonction « objectif » pour la récession. La fonction associée aux crues d'été et d'automne est notée  $RCEQM_{Q,EA}$ .

Finalement, la spécialisation aux crues de fonte, pour le calcul de l'écart quadratique moyen, est effectuée en retenant les débits de la période s'étendant de mars à mai inclusivement. À nouveau pour cet objectif, comme la  $RCEQM$  a tendance à pondérer les débits forts au détriment des plus faibles, il est possible d'utiliser l'ensemble des pas de temps de la période tout en obtenant, comme souhaité, un indicateur, noté  $RCEQM_{Q,P}$ , particulièrement sensible aux crues fortes. Le tableau 3.4 résume les définitions des indicateurs statistiques de base utilisés. Il présente aussi les limites temporelles dans lesquelles le coefficient de Nash-Sutcliffe (NS), couramment utilisé en hydrologie et dans l'ensemble de la présente étude, a été utilisé. En guise de rappel, la définition du coefficient est présentée ci-après :

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim,i} - Q_{obs,i})^2}{\sum_{i=1}^N (\overline{Q_{obs}} - Q_{obs,i})^2} \quad (3.4)$$

où

$\overline{Q}_{obs}$  : Débit moyen observé sur la période de N pas de temps considérée

Tableau 3.4 : Nomenclature des indicateurs statistiques les plus couramment utilisés dans l'étude

Nomenclature	Statistique	Données traitées	Période étudiée	Unités
RCEQM <sub>Q,P</sub>	Racine carrée de l'écart quadratique moyen (RCEQM)	Débits (Q)	Printemps (P)	m <sup>3</sup> /s
RCEQM <sub>Q,EA</sub>	Racine carrée de l'écart quadratique moyen (RCEQM)	Débits <sup>1</sup> (Q)	Été et automne (EA)	m <sup>3</sup> /s
RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	Racine carrée de l'écart quadratique moyen (RCEQM)	Débits (Q)	Printemps, été et automne (PEA)	m <sup>3</sup> /s
RCEQM <sub>Q&lt;,EA</sub>	Racine carrée de l'écart quadratique moyen (RCEQM)	Débits d'étiage <sup>1</sup> (Q<)	Été et automne (EA)	m <sup>3</sup> /s
NS <sub>Q,PEA</sub>	Coefficient de Nash-Sutcliffe (NS)	Débits (Q)	Printemps, été et automne (PEA)	-

Printemps : 1<sup>er</sup> mars au 31 mai, été et automne : 1<sup>er</sup> juin au 30 novembre

1 : débits d'étiage : Débits inférieurs à un seuil donné et en descente pour au moins trois pas de temps.

Les débits d'étiage sont exclus de l'évaluation de la RCEQM<sub>Q,EA</sub>

Après avoir associé chacun des trois objectifs à une sous-fonction « objectif », il est nécessaire de définir une stratégie pour pondérer entre elles chacune de ces sous-fonctions pour former la fonction « objectif » globale, l'enjeu étant que les sous-fonctions « objectif » puissent être comparables entre elles. Pour ce faire, une approche originale, basée sur le principe de cible, est proposée. Le principe fondamental de cette approche est la définition d'un résultat de référence construit pour représenter le même niveau d'erreur vu à travers chacune des sous-fonctions « objectif ». Le résultat de référence qui est utilisé est dérivé en appliquant un facteur multiplicatif aux observations de débits. Ce facteur multiplicatif, que l'on choisit plus grand que un, permet d'augmenter les observations d'un certain pourcentage, assimilable à un pourcentage d'erreurs, et simule l'équivalent d'un biais relatif systématique. La série constituée par le produit de ce facteur et les observations, selon l'équation suivante, est identifiée par le vocable de série « cible » :

$$Q_{cible,i} = F_{cible} \cdot Q_{obs,i} \quad (3.5)$$

où

$Q_{\text{cible}}$  : Débits de la série « cible »

$F_{\text{cible}}$  : Facteur multiplicatif des observations telles que  $F_{\text{cible}} = 1 + \text{ERS}$

ERS : Fraction d'erreur relative systématique entre 0 et 1

Il est alors possible de calculer les valeurs prises par chacune des trois sous-fonctions « objectifs » en utilisant la série cible et la série observée. Les trois valeurs obtenues avec les sous-fonctions « objectif » ainsi calculées expriment alors des cibles à atteindre avec la sous-fonction « objectif » équivalentes à un pourcentage d'erreur donné. Les écarts relatifs entre ces valeurs servant de cibles et celle compilée avec la même sous-fonction « objectif », mais calculée cette fois de manière classique avec les débits simulés et les débits observés, deviennent alors comparables d'un sous-objectif à un autre.

Pour une sous-fonction qui ne tient compte que des débits au printemps et un pourcentage d'erreur de 20 %, par exemple, cet écart relatif indique dans quelle proportion l'erreur faite par le modèle est supérieure à un biais relatif systématique de 20 %. Des écarts relatifs équivalents peuvent aussi être compilés pour des débits en période d'étiage et pour les débits d'été et d'automne et permettre de positionner la qualité de la simulation du modèle face à ces sous-objectifs par rapport à une erreur de 20 %.

L'utilisation d'une série cible associée à un pourcentage d'erreur prédéterminé (20% dans l'exemple précédent) peut aussi servir à fixer un seuil (ou une cible) sous lequel le modélisateur ne cherche plus à obtenir un gain pour une sous-fonction « objectif » parmi les sous-fonctions faisant partie d'une fonction « objectif » donnée. Il est ainsi possible de concentrer l'exercice de calage sur les sous-fonctions « objectif » n'ayant pas atteint cette cible. De manière à équilibrer la performance du modèle par rapport aux différents sous-objectifs, ceci équivaut à pouvoir annihiler l'effet d'une sous-fonction « objectif » lorsque les résultats issus de la simulation permettent d'obtenir une valeur pour cette sous-fonction qui est meilleure que celle obtenue à l'aide de la série cible.

Cette opération s'effectue simplement dans la mesure où elle implique uniquement d'égaliser à zéro l'écart entre les variantes calculées avec la série cible et avec la série simulée de l'indicateur statistique lorsque celui-ci devient négatif suivant l'équation suivante :

$$\text{si } SsFO(Q_{\text{sim}}) \geq SsFO(Q_{\text{cible}})$$

alors

$$EC = \frac{SsFO(Q_{cible}) - SsFO(Q_{sim})}{SFO(Q_{sim})}$$

sinon

$$EC = 0 \text{ (Objectif atteint)} \quad (3.6)$$

où

EC : Écart à la cible

SsFO(Q<sub>cible</sub>) : Sous-fonction « objectif », telle la RCEQM sur la sous-période considérée, évaluée avec la série cible de débits

SsFO(Q<sub>sim</sub>) : Sous-fonction « objectif », telle la RCEQM sur la sous-période considérée, évaluée avec la série simulée de débits

L'étape finale consiste à pondérer et agréger les différents écarts à la cible qui correspondent à chacun des objectifs sous la forme d'une fonction « objectif » composite. La forme finale pour la fonction « objectif » composite à l'aide d'une approche par cible est donnée par l'équation suivante :

$$FOC = \sum_{j=1}^{NS} w_j EC_j \quad (3.7)$$

où

FOC : Fonction « objectif » composite

NS : Nombre de sous-fonctions « objectif » contribuant à la fonction « objectif » composite

w : Poids accordé à chacune des sous-fonctions

i : Compteur des sous-fonctions « objectif » faisant partie d'une fonction « objectif » composite donnée

avec comme contrainte :

$$\sum_{j=1}^{NS} w_j = 1 \quad (3.8)$$

### **3.4.2 Calage des coefficients reliés à la neige à partir des relevés nivométriques**

Le calage à partir des coefficients de neige est fait de manière classique en utilisant les écarts quadratiques moyens entre les observations et les simulations d'ÉEN. Une nuance est importante : des données fictives donnant des quantités de neige nulles au sol les premiers juin et octobre ont été ajoutées de manière à s'assurer que le modèle fasse fondre toute la neige pendant la période printanière. Ces données fictives sont retirées de la série lorsque des résultats sont présentés plus loin de manière à ne pas augmenter artificiellement l'impression de qualité des simulations.

### **3.5 Modélisation autonome et assimilation de la neige au sol**

Les choix scientifiques associés à la modélisation de l'évolution de l'ÉEN au sol de manière autonome sont principalement de deux types : le choix du modèle d'évolution et de fonte de neige lui-même et la structure et la discrétisation spatiales de son implantation. Pour ce qui est de la simulation comme telle et de l'assimilation de la neige au sol dans la structure spatiale de simulation pour produire une cartographie, les choix scientifiques associés sont essentiellement liés au pas de temps de simulation et au calendrier de mise à jour.

#### **3.5.1 Choix du modèle d'évolution et de fonte de neige**

Dans le cas du choix du modèle, toute la réflexion à la base du calage des coefficients liés à la neige milite pour la sélection d'une version autonome du module de modélisation de la neige au sol d'HYDROTEL. Il est tout de même à propos de positionner le modèle de fonte de neige d'HYDROTEL par rapport à d'autres modèles de fonte courants, notamment les modèles que l'on retrouve à l'intérieur de modèles hydrologiques parmi les plus utilisés.

À cet effet, l'article de Yang (2007) présente une revue des modèles de fonte de neige. Parmi ces modèles, les options liées à l'utilisation de modèles complexes comme, par exemple, les modèles SNTHERM (Jordan, 1991) et CROCUS (Brun *et al.*, 1992) ont rapidement été exclues dans la mesure où les données d'entrée nécessaires à leur fonctionnement (rayonnements incidents de courte et de longue longueurs d'onde, vent, humidité relative, etc.) ne sont pas disponibles sur une base opérationnelle. De même, il faut noter que l'utilisation de modèles comme SNTHERM et CROCUS et leur subdivision de la neige en plusieurs couches rend plus complexe l'opération d'assimilation des données des relevés nivométriques et est beaucoup plus coûteuse d'un point de vue numérique.

Dans un contexte pratique comme celui du sud du Québec, seules les options classiques basées sur les indices de températures peuvent être utilisées avec les données opérationnelles disponibles (Gray et Prowse, 1992). Il existe bon nombre de modèles basés sur les indices de températures. Certains sont des modèles simples n'estimant la fonte que par l'utilisation directe de la température excédant un seuil de fonte alors que d'autres, comme le modèle utilisé par HYDROTEL ou celui de Brown *et al.* (2003), recourent à des approches plus complexes faisant évoluer différentes variables d'état comme l'ÉEN, la densité, le déficit calorifique, etc. Dans ce second cas, les algorithmes implantés utilisent des équations qui estiment les apports énergétiques provenant du rayonnement solaire à partir des températures de l'air. On peut donc penser, du moins sur une base intuitive, que les processus simulés par ces modèles sont plus près de ceux contrôlant l'évolution du couvert de neige. Il faut aussi considérer qu'avec la simulation de variables d'état supplémentaires, il est alors possible avec ces modèles d'assimiler à la fois les ÉEN et les hauteurs relevés sur le terrain. Inversement, certaines autres variables d'état de ces modèles plus complexes, notamment le déficit calorifique ou l'albédo, ne peuvent pas être ajustées lors de l'assimilation, faute d'observations correspondantes.

Par rapport à d'autres modèles d'évolution de la neige basés sur des indices de températures et faisant partie de modèles hydrologiques, le modèle d'HYDROTEL est tantôt plus sophistiqué, tantôt moins. Parmi les points plutôt négatifs d'HYDROTEL, on peut penser à l'absence de module d'interception de la neige par le couvert végétal, module présent dans les modèles DHSVM (Wigmosta *et al.*, 2002) et ARC/EGMO (Becker *et al.*, 2002). À l'inverse, l'ensemble des processus simulés par HYDROTEL (fontes aux interfaces air-neige et sol-neige, tassement, évolution de l'albédo et eau retenue dans le couvert) est beaucoup plus complet que ce que l'on retrouve dans d'autres modèles. Par exemple, WASMOD (Xu, 2002) se limite à l'utilisation directe d'une approche d'indices de températures. En complément aux indices de températures, HBV (Bergström, 1995), DRAINMOD (Koivusalo *et al.*, 2002) et CEQUEAU (Morin et Paquet, 1995) incluent des algorithmes qui tiennent compte de l'eau retenue dans le couvert alors que ARC/EGMO et SSARR (Speers, 1995) disposent de variables d'état suivant l'évolution du déficit calorifique. On peut aussi dire que l'approche d'HYDROTEL pour la simulation de la neige est comparable, bien que légèrement différente, à celle de WATFLOOD (Kouwen *et al.*, 1993), elle-même inspirée des approches d'Anderson (1973) incluses dans SAC-SMA (Burnash, 1995 et Amback, 1988).

### **3.5.2 Choix de la structure spatiale de simulation pour le système autonome de simulation de la neige au sol**

Comme l'indiquent Gray et Prowse (1992), les principales variables expliquant l'évolution du couvert de neige sont différentes selon l'échelle considérée. À des échelles inférieures à l'échelle régionale (de l'ordre de 10 km de résolution), des variables comme les vents, la rugosité du terrain et les détails de l'occupation du territoire deviennent importantes bien que l'information permettant de documenter ces variables sur une base opérationnelle ne soit pas disponible. Autrement, il est à propos de mentionner que, comme le souligne Blöschl (1999), une grille de taille optimale est une vue de l'esprit et que l'échelle spatiale de calcul est contrôlée par la disponibilité des données, la distance entre les stations et les besoins des usagers. Dans la mesure où l'on souhaite produire une cartographie qui fournisse de l'information à une échelle qui est plus fine que le pas d'espacement moyen entre les stations nivométriques et météorologiques, tout en respectant la limite fixée par l'échelle régionale en deçà de laquelle les variables importantes ne sont pas mesurées, une résolution de 0,1° est sélectionnée. Ceci représente *grosso modo* une résolution de 10 km.

### **3.5.3 Choix de la structure temporelle de simulation**

Le choix d'une structure temporelle pour la modélisation autonome de la neige relève des applications prévues et des processus physiques en jeu. D'un point de vue des applications, il faut savoir que le présent système est destiné à permettre la mise à jour opérationnelle de la modélisation hydrologique en période de simulation lorsqu'il y a neige au sol. Cette mise à jour n'est pertinente que lorsque des observations nivométriques sont disponibles. Comme ces données ont une faible résolution temporelle (environ deux semaines), les besoins de mise à jour ne contrôlent donc pas le choix du pas de temps. Il faut savoir aussi que les résultats du système autonome de modélisation trouvent aussi leur application concrète dans les pratiques en sécurité civile pour l'anticipation du risque d'inondation printanière. Des données à l'échelle journalière sont suffisantes pour ces applications.

Du point de vue de la simulation des processus, une estimation efficace de la fonte peut possiblement tirer avantage d'un pas de temps inférieur à la journée de telle sorte qu'il soit possible de capturer les effets diurnes sur la fonte. Brown *et al.* (2003), par exemple, utilisent pour cette raison des pas de temps de simulations horaires malgré l'objectif d'obtenir des résultats finaux journaliers. Par contre, il faut prendre en compte la disponibilité des séries temporelles principales : les données météorologiques. Ces données sont disponibles soit à des pas de temps de trois heures (pour un sous-ensemble de stations) ou à des pas de temps journaliers. Il est à noter que les

banques de données officielles du ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP) et d'Environnement Canada permettent d'obtenir des données horaires mais, dans le cadre du présent projet, des données déjà intégrées à un pas de temps de trois heures pour la prévision hydrologique ont été utilisées. Ce choix, en plus de simplifier l'acquisition, le formatage et la validation des données, offre l'avantage de synchroniser le système de modélisation autonome de la neige avec le système de prévision hydrologique complet. Dans le cadre de la présente étude, le choix de l'utilisation d'un réseau de stations météorologiques moins dense spatialement mais ayant une meilleure résolution temporelle sera comparé au choix d'un réseau plus dense mais ayant une résolution temporelle journalière.

#### **3.5.4 Mise à jour ou assimilation des observations de la neige au sol**

Les données à assimiler sont celles qui sont disponibles sur le réseau de stations nivométriques du Québec. Des mesures sont prises à ces stations de 4 à 7 fois par année, soit à la fin janvier, à la fin février, à la mi- et la fin mars, et, au besoin, à la mi- et la fin avril, et au début de mai. Pour une série de prises de mesure, l'ensemble des stations du Québec est visité à l'intérieur de cinq jours ouvrables.

Il peut être à propos de mentionner de plus que les sites des relevés nivométriques sont typiquement localisés en zone forestière dont le comportement en matière d'évolution et de fonte de la neige est comparable à ce qui se passe en forêt de feuillus. Chaque observation est la moyenne de dix mesures prises manuellement à l'aide d'un échantillonneur (carottier) sur un sentier de neige déboisé d'environ 3 mètres de large et de 100 mètres de long. Les mesures sont prises à l'intérieur des heures normales de bureau (8 h à 17 h) bien que l'heure de la prise de mesures ne soit pas précisée dans la base de données. À toute fin pratique, nous supposons que les mesures sont prises à 12 :00 tout en étant conscient qu'il y a ainsi une certaine erreur sur la localisation temporelle des mesures.

Trois types de mise à jour ou d'assimilation doivent être considérés. Le premier type concerne l'assimilation faite lors du calage du modèle de fonte de neige aux sites des stations nivométriques. Ce premier type sera décrit en détail à la section 4.1.3. Le second type d'assimilation est celui utilisé par HYDROTEL pour transférer les données nivométriques prises aux stations vers ses UHRH en cours de simulation. Cette approche d'assimilation est similaire à celle proposée ci-après. Le troisième type d'assimilation est celui qui permet de mettre à jour les variables d'état des simulations

faites sur la grille qui sert de structure spatiale à la présente étude à l'aide des données prises sur le réseau nivométrique. Sa description est détaillée dans les paragraphes qui suivent.

L'algorithme proposé ci-après est principalement basé sur la correction des différences entre les valeurs simulées et les observations d'ÉEN ou des hauteurs, selon la variable qui est mise à jour, faites aux sites des relevés nivométriques. Une approche basée sur l'interpolation des erreurs, par rapport à une correction utilisant directement les observations, a l'avantage de préserver la forme de la distribution spatiale du couvert de neige, telle qu'induite par les précipitations et les températures sur l'accumulation et la fonte, tout en ajoutant l'information venant des relevés nivométriques et a donc été sélectionnée. Ceci pose par contre trois défis techniques principaux : (1) l'interpolation spatiale de cette erreur, (2) la synchronisation de la contribution des données des différents sites au calcul de l'erreur et (3) la transposition de l'erreur d'une classe d'occupation du sol à une autre.

Comme les localisations des points de la grille ne correspondent généralement pas à la position des sites d'observation des stations nivométriques, une technique d'interpolation spatiale doit être implémentée. Pour ce faire, une méthode de pondération simple, utilisant comme poids l'inverse des distances au carré.

L'utilisation d'une méthode de pondération implique que plus d'un site de relevés nivométriques, dans le voisinage du point de la grille étudiée, contribuent à la mise à jour de la valeur calculée. Comme les données ne sont pas toujours disponibles à la même date exactement pour les sites d'observations nivométriques voisins, il est nécessaire de développer une technique de synchronisation. Cette technique repose, dans une première étape, sur la définition du voisinage de chacun des points de la grille en identifiant les sites de relevés nivométriques les plus proches. Un nombre de six sites a été retenu. Dans une seconde étape, les dates les plus appropriées pour faire les mises à jour sont choisies de manière indépendante à chacun des points de la grille.

Pour établir le jour exact auquel une mise à jour doit être effectuée pour un point de grille donné, il est pertinent de faire un compromis entre, d'un côté, le besoin d'utiliser le plus rapidement possible les plus récentes observations et, de l'autre côté, l'intérêt d'inclure le plus grand nombre possible de sites parmi les six sites du voisinage en acceptant d'attendre quelques jours pour que ces données deviennent disponibles. Dans cette perspective, une période d'attente de cinq jours, suivant la date de mesure au premier site du voisinage, a été retenue. Ce choix est basé sur le fait que l'équipe de techniciens dispose généralement de cinq jours ouvrables pour visiter une région. Si des observations sont toujours manquantes à un ou plusieurs sites du voisinage à la fin de la période d'attente, la mise à jour est faite : (1) en utilisant uniquement les sites disponibles, (2) en ajustant la

pondération de chacun des sites conséquemment et (3) en appliquant la mise à jour à la date de l'observation nivométrique la plus tardive parmi les dates où il y a eu une prise de mesures.

Il est à noter que, suivant cette approche, les relevés nivométriques de plusieurs sites ne sont pas effectués aux dates exactes auxquelles les mises à jour sont finalement effectuées. Pour faire l'estimation des différences entre les valeurs simulées et observées pour les véritables dates de mise à jour, il est nécessaire de synchroniser chacune des mesures contribuant à un point de grille donné. Pour ce faire, il a été choisi d'effectuer des simulations de l'évolution et de la fonte de la neige avec l'ensemble des outils de modélisation sur le réseau de sites d'observations nivométriques en supplément des simulations effectuées aux points de grilles. Pour être plus précis, deux simulations parallèles sont effectuées aux sites des relevés nivométriques et sont comparées pour évaluer les erreurs du modèle par rapport à l'observation. Pour la première simulation, l'ÉEN et la hauteur sont mis à jour dès que les observations deviennent disponibles. Pour la seconde simulation, les mises à jour sont en retard d'une observation, c'est-à-dire que c'est seulement lorsqu'une nouvelle observation est disponible que l'observation précédente est utilisée pour mettre à jour l'ÉEN et la hauteur pour le site. Cette deuxième simulation sert de référence puisqu'elle indique le comportement du modèle dans un contexte où il n'aurait pas été mis à jour par l'observation la plus récente. La différence entre les valeurs simulées pour les deux simulations tournant en parallèle peut alors être interprétée comme étant l'évolution temporelle de l'erreur entre deux observations successives. Cette erreur, notée  $\delta$ , est l'incrément de correction qui est finalement utilisé pour faire la mise à jour.

Pour chaque site, la correction suivante est appliquée indépendamment à chacun des jours les plus tardifs d'observation de chacune des campagnes de mesures (TMO) :

$$\delta_{\text{TMO}} = \frac{\sum_{i=1}^6 \frac{\delta_{i-\text{TMO}}}{d_i^2}}{\sum_{i=1}^6 \frac{1}{d_i^2}} \quad (3.9)$$

avec :

$$\delta_{i-\text{TMO}} = \text{ÉEN}_{i,\text{cor}} - \text{ÉEN}_{i,\text{ret}} \quad (3.10)$$

et

$$\text{TMO} = \max(t_{i,\text{obs}}) \quad (3.11)$$

où

$i$  : Indice de station

$t_{i,obs}$  : Instant de l'observation pour une campagne de mesures donnée, chaque campagne étant espacée de deux semaines ou d'un mois selon que l'on soit à la fin ou au début de la période de présence de la neige au sol

$ÉEN_{i,cot}$  : Équivalent en eau de la neige au sol corrigé à  $t_{i,obs}$  et ayant évolué ensuite par simulation jusqu'à TMO [mm]

$ÉEN_{i,ret}$  : Équivalent en eau de la neige au sol égalé à  $ÉEN_{i,cot}$  avant  $t_{i,obs}$  et évoluant ensuite par simulation jusqu'à TMO [mm]. Cet équivalent en eau est en retard d'une correction sur  $ÉEN_{i,cot}$

La figure 3.1 illustre l'algorithme défini plus haut pour la mise à jour de l'ÉEN. La même approche est transposable à la mise à jour des masses volumiques.

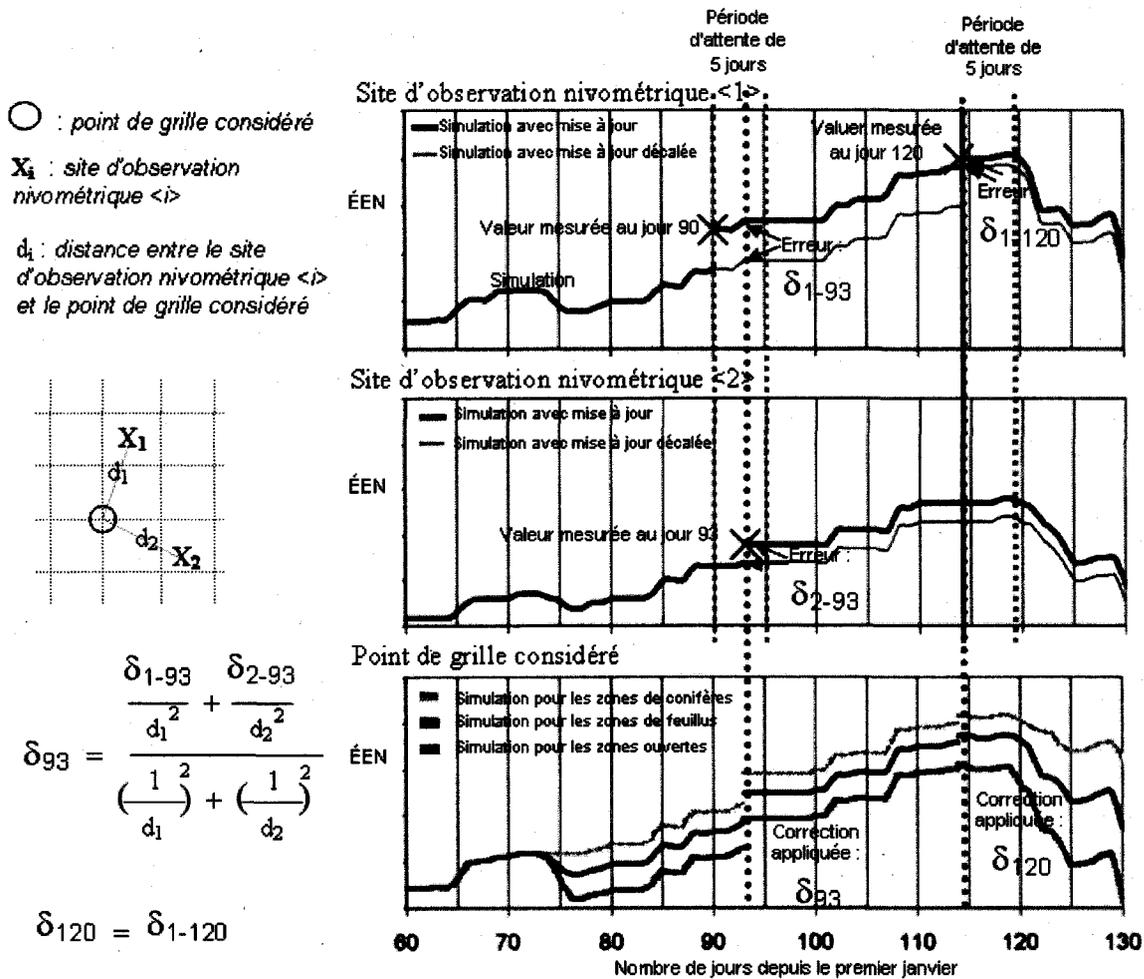
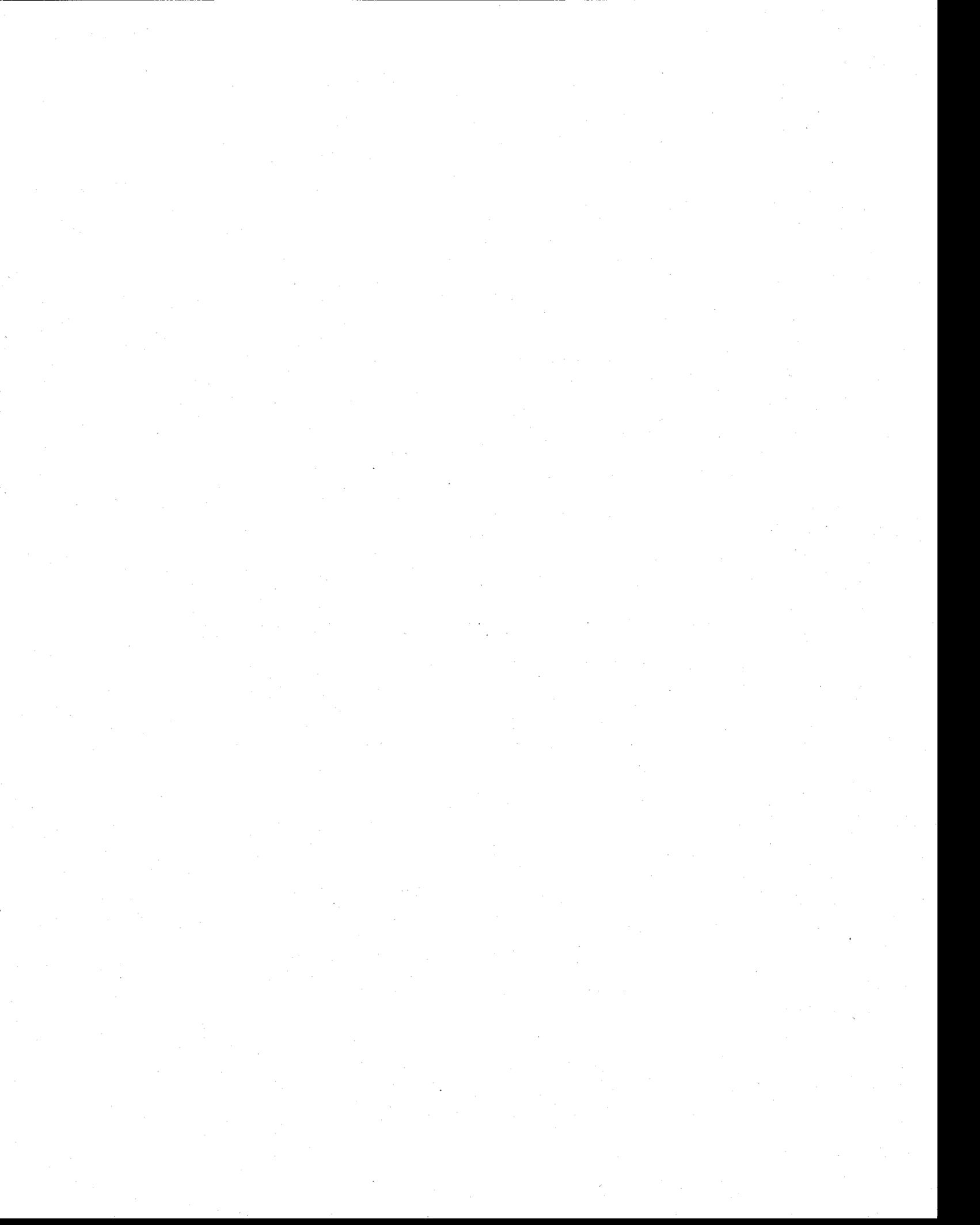


Figure 3.1 : Représentation schématique de la technique d'assimilation pour un point donné à partir d'un exemple fictif. Pour simplifier la présentation, seuls les deux sites d'observations nivométriques les plus près sont considérés pour la mise à jour

Autrement, la technique d'assimilation est applicable exclusivement aux zones de forêts de feuillus puisque aucune observation n'est disponible opérationnellement pour les zones ouvertes et les zones de forêts de résineux. La stratégie la plus simple pour transposer l'approche aux deux autres occupations du sol est d'appliquer la même correction à chacune de ces classes. Pendant la période d'accumulation de la neige au sol, cette stratégie est raisonnable puisque les coefficients du modèle qui se distinguent d'une occupation à une autre ne sont pas actifs. Pendant la période de fonte, l'utilisation de la même stratégie n'est toutefois formellement plus valide. Elle sera tout de même appliquée faute de mieux.



## **4. APPLICATIONS NUMÉRIQUES**

Le présent chapitre présente l'essentiel des résultats numériques qui permettent d'ancrer les objectifs de recherche dans des applications précises et permettent de passer d'énoncés généraux à des conclusions pratiques. Le chapitre est divisé en trois sections portant respectivement sur : (i) le calage à l'aide des observations nivométriques, (ii) le calage à l'aide des observations de débits et (iii) l'utilisation de la combinaison de la cartographie de la neige au sol et du calage pour l'amélioration de la prévision printanière.

### **4.1 Calage en utilisant des observations nivométriques**

Le calage de certains coefficients d'HYDROTEL en utilisant les observations nivométriques est présenté ci-après.

#### **4.1.1 Zone d'étude et données utilisées**

Compte tenu de la disponibilité des données au moment de débiter l'étude, la région Chaudière/Saint-François a servi de région pilote pour effectuer le calage des coefficients du modèle et tirer la majeure partie des conclusions portant sur le calage en utilisant les observations nivométriques. Cette région, qui est présentée à la figure 4.1, s'étend de 70° à 72° à l'ouest du méridien de Greenwich et de 45° à 47° au nord de l'équateur bien que seule la sous-région située au sud du fleuve Saint-Laurent et à l'intérieur des frontières canadiennes soit considérée. D'un point de vue hydrologique, la grille couvre notamment les bassins de la Chaudière et du Haut-Saint-François. Les précipitations annuelles moyennes y sont approximativement de 1 000 mm dont environ le tiers sous forme solide. La période où il y a présence de neige débute en moyenne autour du début décembre pour se terminer autour de la fin avril. Les altitudes du terrain varient de quelques mètres au-dessus du niveau moyen de la mer à proximité du fleuve Saint-Laurent jusqu'à des sommets de collines d'un peu plus de 1 000 m dans l'extrême sud de la région pilote.

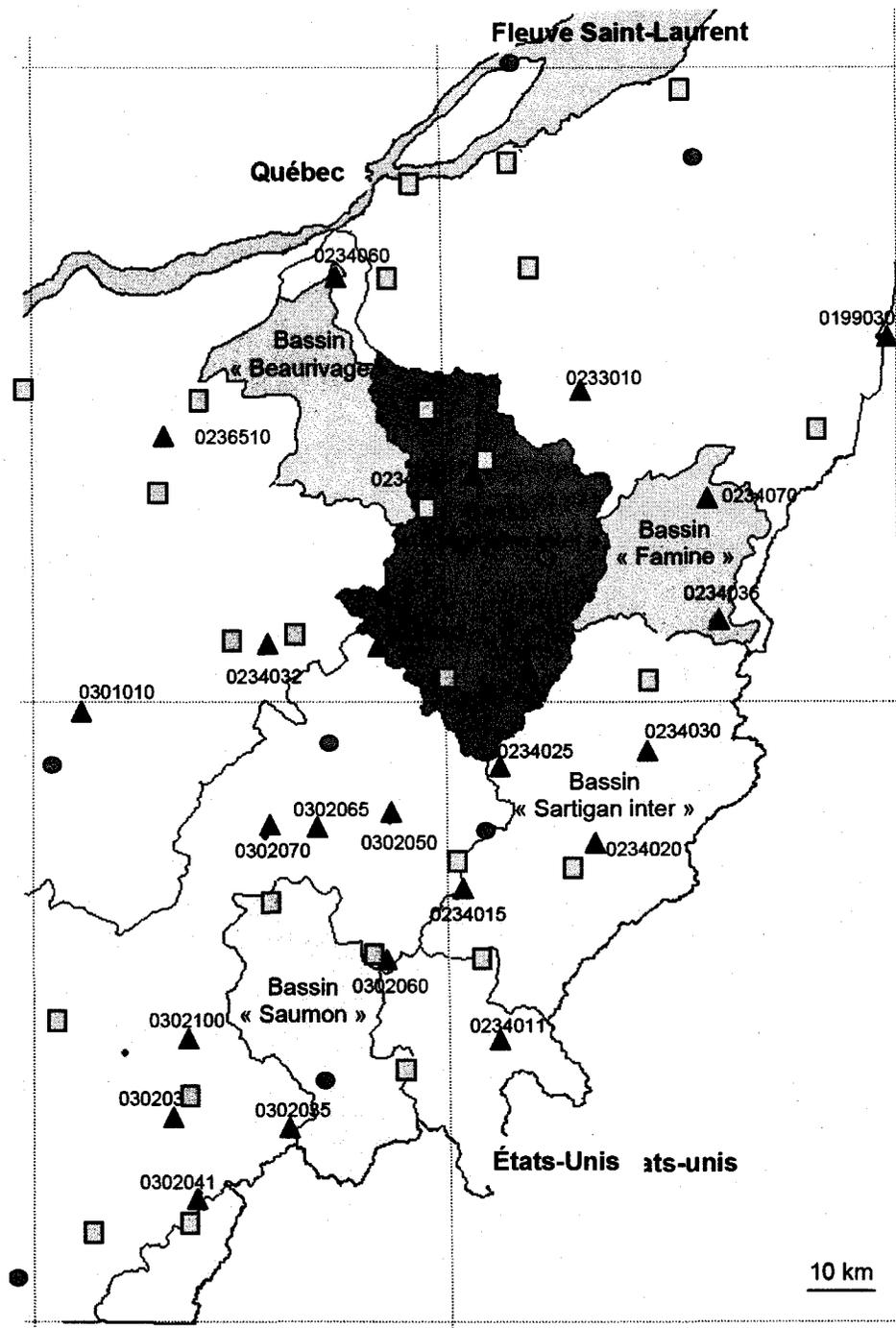


Figure 4.1 : Sites d'observation du réseau nivométrique (triangles), stations météorologiques automatiques (cercles) et stations climatologiques (carrés) dans la région pilote

La figure 4.1 présente aussi les 24 sites d'observations du réseau nivométrique localisés dans la région pilote de même que la position des deux types de stations météorologiques utilisés dans la région pilote. Les stations du premier type sont les huit stations météorologiques automatiques disponibles en temps réel par transmission utilisant soit des lignes téléphoniques, soit des relais satellitaires. Des données de températures de l'air et de précipitations totales, à partir de précipitomètres totalisateurs pesés, y sont disponibles au pas de temps horaire. Les stations du deuxième type sont les 27 stations issues du réseau climatologique. Sur ce réseau, la cueillette et la transmission des données se font deux fois par jour par des observateurs sur le terrain. Les données dérivées de ces mesures sont des données journalières : les températures minimale et maximale, la pluie à partir d'un pluviomètre et la hauteur de neige à partir de planches à neige. Cette dernière est convertie en ÉEN à la source en supposant une densité de neige fraîche de  $100 \text{ kg.m}^{-3}$  (Dingman, 2002). Les précipitomètres des stations automatiques sont équipés d'écrans protégeant du vent alors que les planches à neige des stations du réseau climatique ne sont pas équipées de protection contre le vent. Par ailleurs, les précipitations solides estimées sont sujettes à des problèmes de sous-captage (Yang *et al.*, 1999a et 1999b). Il faut savoir que pour le reste de cette étude, nous avons négligé le problème de sous-captage. Ne disposant pas de mesures des vents, il nous aurait été difficile de faire un bon travail de correction dans la mesure où les corrections à appliquer peuvent être très variables d'un site à l'autre (Fortin *et al.*, 2007). De même, nous jugeons que l'impact des erreurs de sous-captage est grandement réduit par une approche d'assimilation des données nivométriques.

#### **4.1.2 Interpolation des précipitations et des températures**

Bien que le calage du modèle d'évolution et de fonte s'effectue de façon autonome à l'extérieur de l'environnement d'HYDROTEL, il a été choisi d'interpoler les précipitations et températures aux sites de stations nivométriques selon l'approche généralement préconisée dans ce modèle soit la moyenne pondérée des trois stations les plus proches.

#### **4.1.3 Assimilation des observations nivométriques en cours de simulation**

L'assimilation des observations nivométriques en cours de simulation est faite en changeant directement les variables d'état simulées représentant l'ÉEN et la hauteur de neige par des valeurs observées lorsque celles-ci deviennent disponibles. L'exercice d'assimilation est trivial puisque les mesures et les simulations sont localisées exactement aux mêmes sites. L'assimilation permet de mettre à jour le modèle chaque fois que des observations nivométriques sont faites et ainsi permettre une certaine compensation pour les problèmes de sous-captage des précipitations aux

stations météorologiques. Pour ce qui est des autres variables d'état (le déficit calorifique et l'albédo), elles restent inchangées faute de données. Cette assimilation directe est possible aux sites des stations nivométriques alors qu'elle ne l'est pas à l'échelle d'une modélisation complète du bassin versant. Cet argument s'ajoute donc aux avantages d'avoir découplé le calage de certains coefficients liés à la neige.

#### **4.1.4 Évaluation des coefficients**

Le module de fonte de neige, tel qu'extrait pour l'exercice de calage, ne comporte que cinq coefficients qui se rapportent ou bien à tous les milieux ou aux forêts de feuillus exclusivement, soit les coefficients TFNS, MVNS, CT, FFF et SFF. L'utilisation de l'information sur les données observées contenue dans les relevés nivométriques peut permettre de choisir des valeurs *a priori* pour certains coefficients et ainsi permettre de réduire le nombre de degrés de liberté du modèle.

Dans cette perspective, la masse volumique maximale de la neige au sol (MVNS) a été exclue des coefficients de calage et estimée *a priori* en utilisant l'ensemble des données nivométriques historiques du Québec (de 1908 à 2003, 42 822 relevés). La figure 4.2 donne une idée de la distribution des masses volumiques. De manière à exclure les données aberrantes, la valeur de  $466 \text{ kg.m}^{-3}$  qui correspond au rang se trouvant entre le 98<sup>ème</sup> et le 99<sup>ème</sup> rangs centiles sur une échelle normale, a été retenue.

Toujours avec l'objectif d'exploiter les données de masses volumiques aux sites des relevés nivométriques, le coefficient de tassement (CT) et le taux de fonte à l'interface sol-neige (TFNS) ont été ajustés *a priori*. Ce qu'il faut savoir c'est que lorsqu'il fait trop froid pour qu'il y ait de la fonte induite à l'interface entre l'air et la neige, l'augmentation de la masse volumique du couvert de neige est contrôlée par ces deux coefficients. En effet, une approche par modélisation à une seule couche a le désavantage de distribuer également dans l'ensemble du couvert de neige le flux de chaleur en provenance du sol, ce qui implique que le TFNS contribue à l'augmentation de la densité du couvert en supplément de la contribution du tassement. Sachant cela, la valeur de TFNS a été fixée à  $0,59 \text{ mm.d}^{-1}$ , valeur qui correspond au milieu de l'intervalle des valeurs recensées dans la littérature (Gray et Prowse, 1992). L'effort d'ajustement pour le processus de tassement s'est ensuite limité au coefficient de tassement.

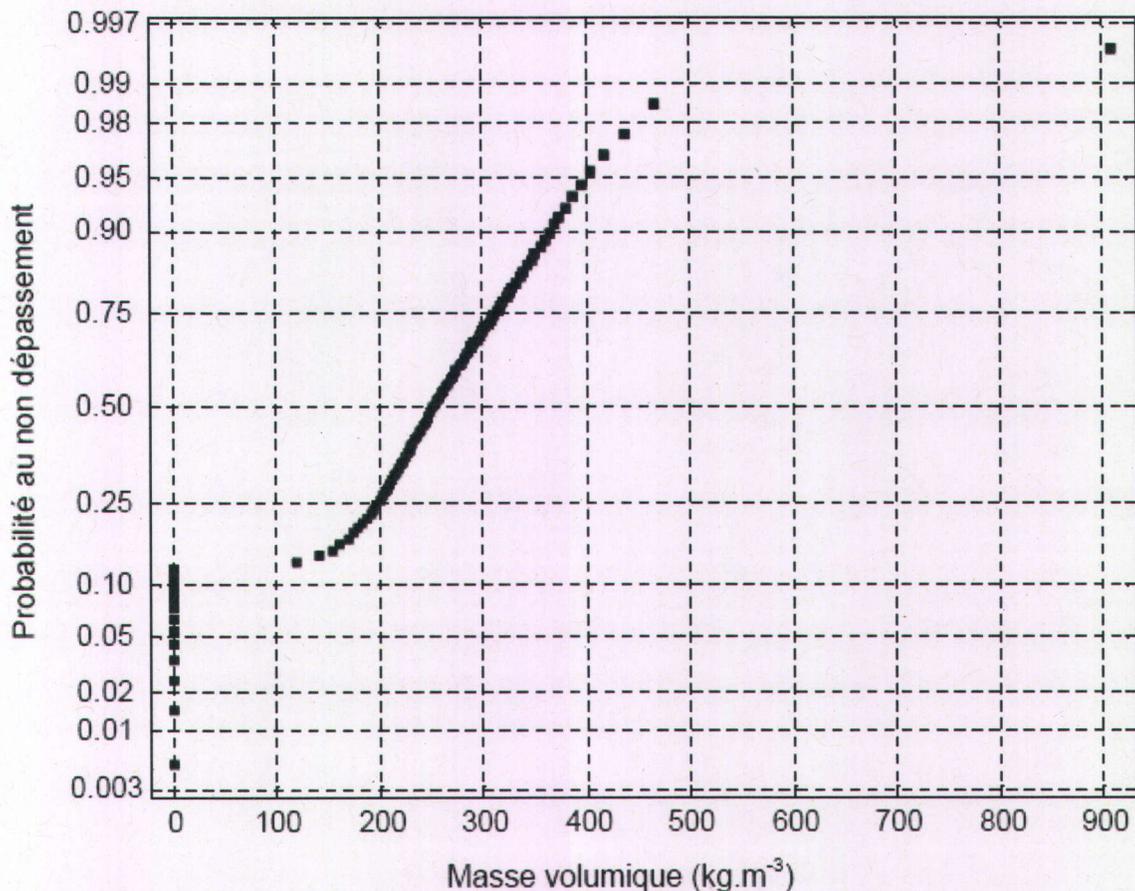


Figure 4.2 : Probabilité empirique au non dépassement de l'observation de la masse volumique de la neige au sol selon l'ensemble de la banque de données du Québec (de 1908 à 2003: 42 822 lectures)

Comme la masse volumique de la neige au sol change lorsqu'il y a de la fonte, les coefficients SFF et FFF influencent aussi la masse volumique simulée. Pour cette raison, une analyse de sensibilité préliminaire basée sur l'écart entre les masses volumiques simulées et observées pour l'ensemble des sites nivométriques de la région pilote a été effectuée. Après avoir testé quelques valeurs possibles pour SFF et FFF (coefficients qui sont calés lors d'une étape subséquente), il a été noté que ces deux coefficients ont un impact plus grand sur la masse volumique que le coefficient de tassement. Par conséquent, le choix de la valeur du coefficient de tassement n'a pas beaucoup d'impact. Ce résultat est illustré à la figure 4.3, qui présente l'erreur sur les masses volumiques en fonction du choix des valeurs pour le coefficient de tassement pour différentes paires de valeurs réalistes pour SFF et FFF. On y note que la variation du coefficient CT en abscisse produit des

variations de RCEQM beaucoup moins importantes que celles induites par des modifications de FFF et de SFF (les différents traits noirs sur la figure).

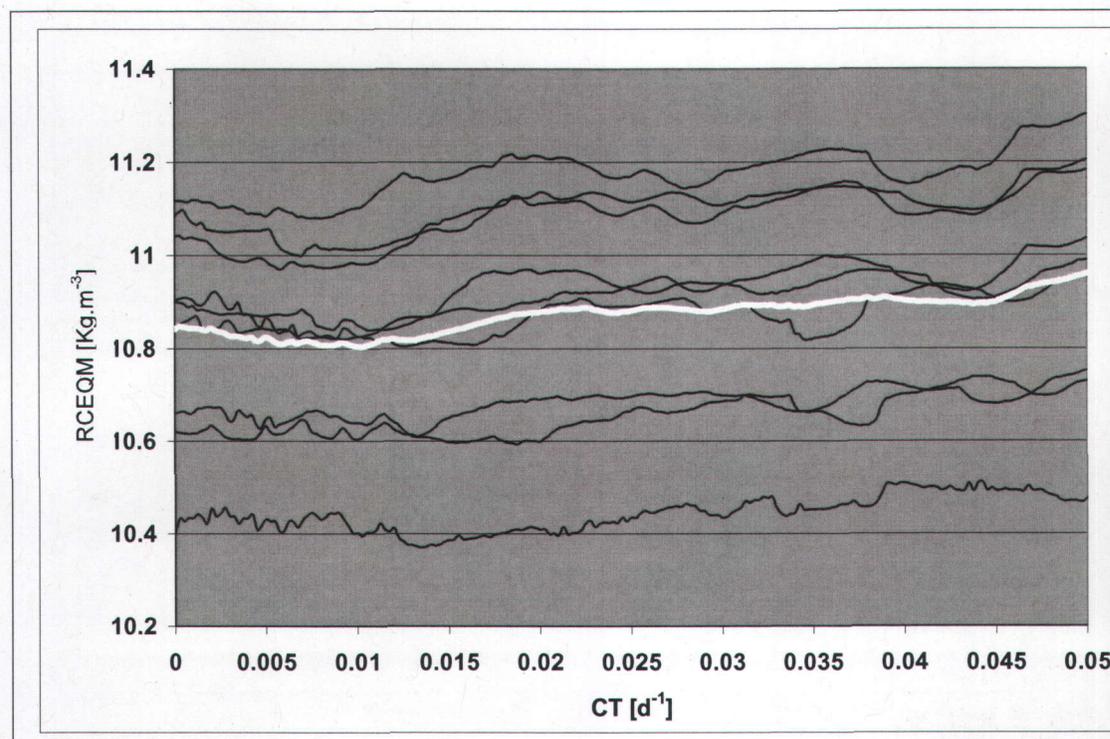


Figure 4.3 : Racine carrée des erreurs quadratiques moyennes sur les masses volumiques simulées en fonction du coefficient de tassement. Les lignes noires sont utilisées pour distinguer différentes combinaisons de coefficients ( $FFF = \{4,5,6\} \text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$  et  $SFF = \{-1,0,1\} \text{C}$ ) et la ligne blanche représente la moyenne de ces résultats

En considérant toutes les paires de SFF et FFF qui ont chacune le potentiel de conduire à des estimations précises d'ÉEN, la valeur moyenne des courbes a été calculée (ligne blanche sur la figure 4.3). La valeur de  $CT = 0,01 \text{ d}^{-1}$  conduit à la plus faible valeur de RCEMQ. Cette valeur a été sélectionnée pour la suite de l'exercice de calage. En avançant les résultats à venir, il faut noter immédiatement que la valeur optimale pour le coefficient CT lorsque l'on utilise les coefficients finaux pour SFF et FFF est de  $0,00 \text{ d}^{-1}$  plutôt que  $0,01 \text{ d}^{-1}$ . Il demeure que nous avons choisi intentionnellement de conserver la valeur  $0,01 \text{ d}^{-1}$  pour deux raisons principales. D'abord, la faible sensibilité du modèle à ce coefficient fait que l'impact sur les résultats est négligeable. Ensuite, l'utilisation d'un coefficient de  $0,00 \text{ d}^{-1}$  aurait été équivalente à éliminer le processus de tassement du modèle, ce qui aurait été à l'encontre du choix de modélisation proposé par les concepteurs d'HYDROTEL que nous avons intentionnellement conservé comme tel pour cette étude.

Le calage des deux coefficients restants (SFF et FFF) constitue l'essentiel de l'exercice de calage pour les coefficients de neige considérés ici. Deux options sont possibles : (1) utiliser un jeu de coefficients globaux applicable à tous les sites et (2) utiliser des jeux de coefficients locaux différents à chaque site. Parce qu'il existe une importante interaction entre SFF et FFF, il est difficile d'obtenir un ensemble de paires SFF et FFF qui soit cohérent spatialement lorsqu'on effectue un calage complètement indépendant à chacun des sites. De ce fait, il a été décidé d'utiliser une valeur de SFF globale demeurant constante sur l'ensemble des sites et de tester les deux stratégies (globale ou locale) pour le calage de FFF. La première option, identifiée par « globale-globale », consiste à caler conjointement SFF et FFF en minimisant globalement l'erreur pour la totalité des sites d'observations nivométriques. La recherche du minimum peut alors se faire à l'aide d'une approche de calage bidimensionnel classique. Pour la deuxième option, identifiée par « globale-locales », le coefficient SFF est d'abord calé globalement sur l'ensemble des sites. Dans un deuxième temps, des coefficients FFF sont calés indépendamment à chacun des sites avec la fonction « objectif » basée sur les ÉEN observés au site seulement. Dans ce cas aussi, une approche itérative exécutant tour à tour le calage global SFF et les calages locaux des FFF jusqu'à la minimisation de l'erreur est utilisée.

Il y a des avantages indéniables à disposer d'un jeu de coefficients global (première option) qui peut ainsi être transposé sur la totalité du domaine d'étude. Par ailleurs, on peut aussi se demander si une spécialisation locale du calage (deuxième option) pourrait conduire à des résultats significativement meilleurs. Le recours à un seul coefficient ajusté localement (FFF) favorise la régionalisation sans devoir tenir compte de l'interaction ou de la dépendance entre les coefficients. Il n'aurait pas été possible d'éviter l'étude de l'interaction des coefficients si la régionalisation simultanée de plus d'un coefficient avait été souhaitée (Fernandez *et al.*, 2000). La régionalisation a donc avantage ici à se limiter à un seul coefficient.

Le tableau 4.1 résume les erreurs découlant des deux stratégies de calage (lignes A et B) et inclut aussi des résultats qui seront discutés plus loin (lignes C à I). On note que la minimisation « globale-locales » réduit la moyenne des écarts absolus d'environ 2 mm par rapport à la minimisation « globale-globale ». Les figures 4.4 et 4.5 permettent aussi de comparer les résultats issus des deux stratégies de calage. De toute évidence, les gains apportés par l'approche « globale-locales » peuvent être détectés bien qu'ils soient minimes. Par exemple, l'erreur absolue sur les ÉEN demeure inférieure à 10, 20 et 50 mm, respectivement 41 %, 61 % et 94 % des fois lorsque l'option « globale-globale » est utilisée. Par comparaison, la même erreur est inférieure à 10, 20 et 50 mm dans 45 %, 65 % et 96 % des cas, lorsque l'option « globale-locales » est utilisée.

Tableau 4.1 : Erreur sur l'ÉEN de la neige en fonction des différentes stratégies d'identification des coefficients, des stations météorologiques utilisées, du pas de temps et de la période

	Modèle	Stratégie d'identification des coefficients	SFF [°C]	FFF [mm. d <sup>1</sup> .°C]	Zone étudiée	Période	Δt [h]	Réseau de stations météorologiques	RCEQM [mm]	Biais mm
A	HYDROTEL	Calage avec l'option « globale-globale ». Les coefficients résultants sont appelés « coefficients globale-globale »	1,6	6,4	Région pilote	2000-2003	3	Automatique	25,7	-1,7
B	HYDROTEL	Calage avec l'option « globale-locales ». Les coefficients résultants sont appelés « coefficients globale-locales »	1,7	En fonction du site (Tableau 4.2, Colonne 1)	Région pilote	2000-2003	3	Automatique	23,5	-1,6
C	HYDROTEL	Calage avec l'option « globale-locales ».	-0,4	En fonction du site (Tableau 4.2, Colonne 2)	Région pilote	2000-2003	3	Automatique et climatologique	27,4	2,9
D	HYDROTEL	Calage avec l'option « globale-locales ».	-1,1	En fonction du site (Tableau 4.2, Colonne 3)	Région pilote	2000-2003	24	Automatique et climatologique	27,5	1,8
E	HYDROTEL	Interpolation des TF <sub>an</sub> des « coefficients globale-locales » en utilisant les trois voisins les plus proches	1,7	En fonction du site (Tableau 4.2, Colonne 4)	Région pilote	2000-2003	3	Automatique	25,5	-3,8
F	HYDROTEL	« coefficients globale-globale »	1,6	6,4	Sud du Québec	2002-2005	3	Automatique	35,4	-1,2
G	HYDROTEL	Calage avec l'option « globale-globale »	0,0	4,6	Région pilote	2004-2005	3	Automatique	28,7	-1,5
H	HYDROTEL	« coefficients globale-globale »	1,6	6,4	Région pilote	2004-2005	3	Automatique	28,7	-1,5
I	Degré-jour	Calage de FF	1,6	2,9	Région pilote	2000-2003	3	Automatique	26,8	-4,2

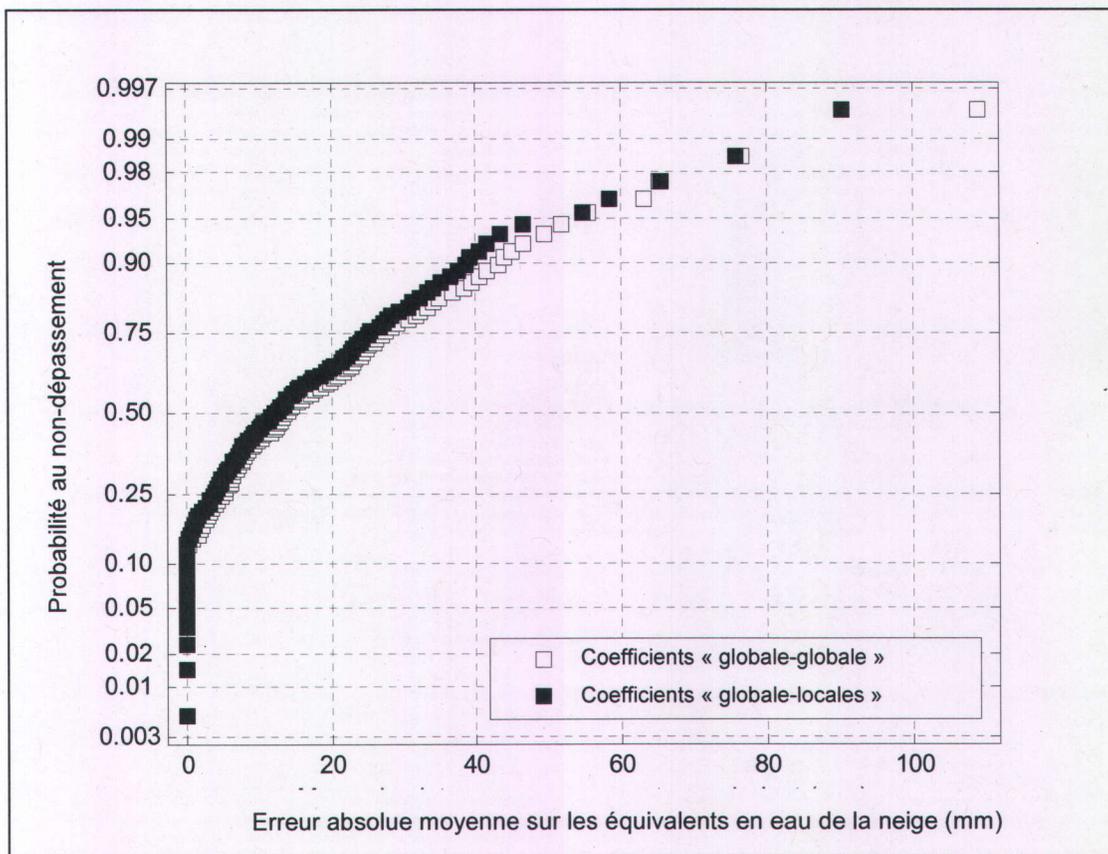


Figure 4.4 : Probabilité de non-dépassement de l'erreur absolue moyenne sur l'ÉEN simulé en utilisant les jeux de coefficients « globale-globale » et « globale-locales »

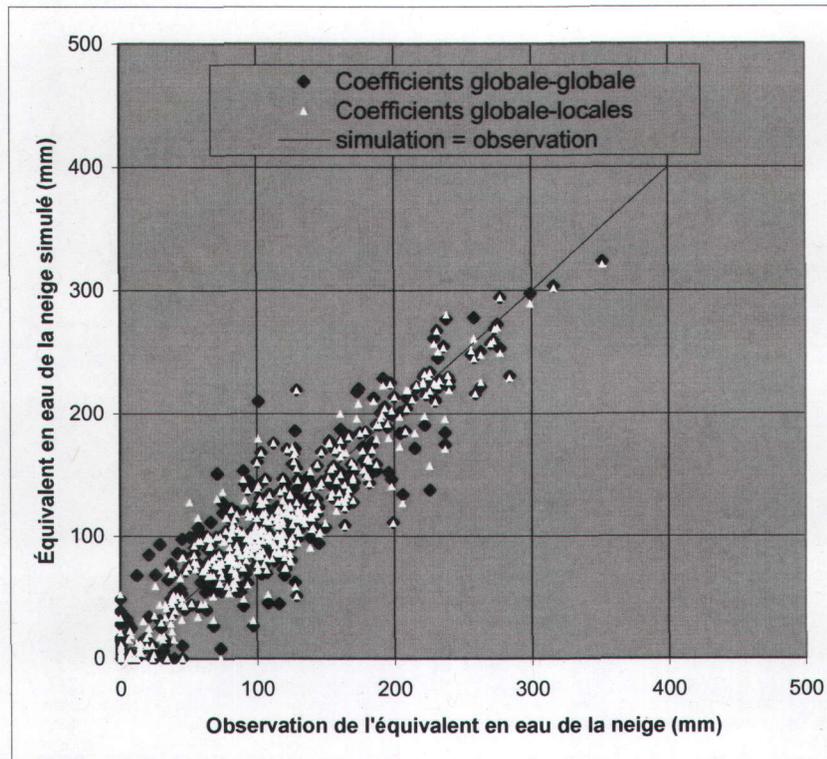


Figure 4.5 : ÉEN observé et simulé avec les jeux de coefficients « globale-globale » et « globale-locales »

Pour ce qui est des valeurs prises par les coefficients eux-mêmes, débutons l'analyse par l'option de calage « globale-globale ». La figure 4.6 montre que la forme de la fonction « objectif » globale en fonction de SFF et FFF est régulière et ne contient qu'un minimum global. La recherche du minimum est donc triviale. Les coefficients permettant de minimiser l'erreur sur les équivalents en eau, et dont les résultats sont présentés au tableau 4.1, sont  $1,6^{\circ}\text{C}$  pour SFF et  $6,4 \text{ mm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  pour FFF.

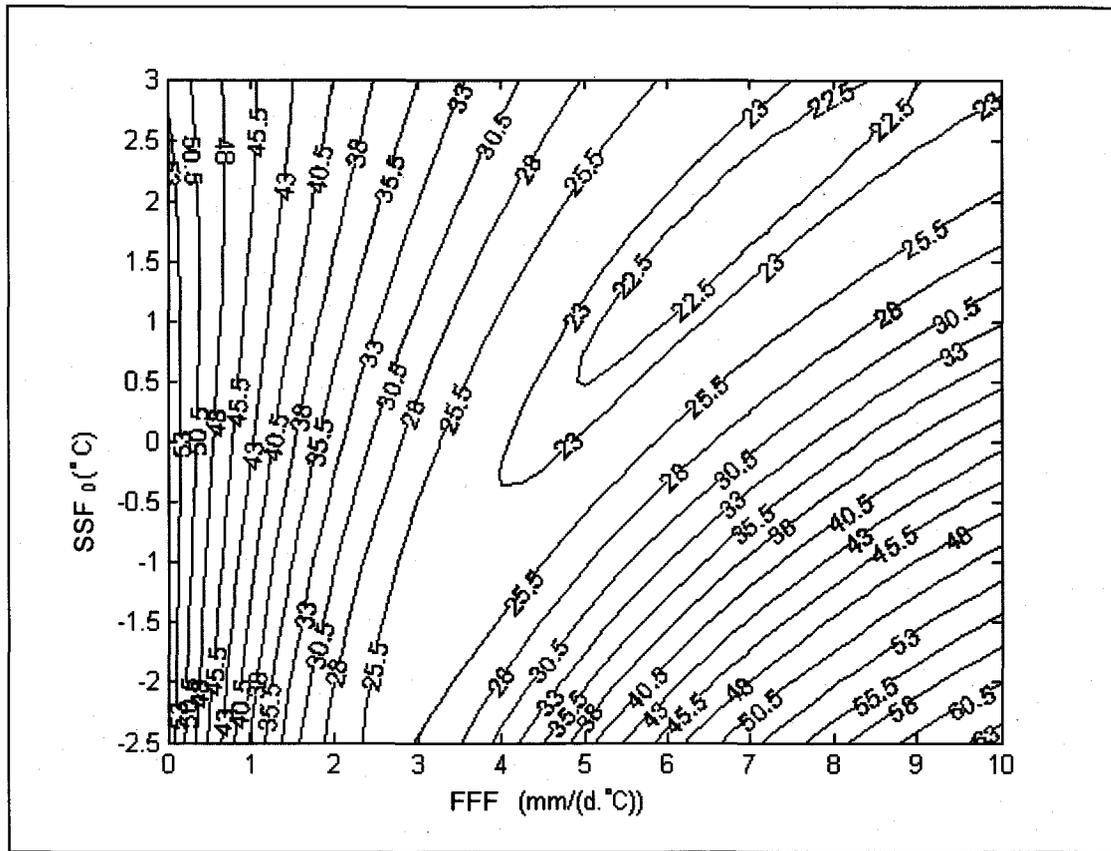


Figure 4.6 : RCEQM sur les ÉEN en fonction du taux de fonte à l'interface air-neige (FFF) et de la température seuil de fonte (SFF) pour la période 2000-2003 et pour l'option « globale-globale » de calage

Les valeurs de coefficients obtenues en utilisant l'option « globale-locales » sont présentées au tableau 4.2 (colonne 1). Les valeurs du FFF varient de 4,4 à 9,9 mm. °C<sup>-1</sup>.d<sup>-1</sup>, et une valeur de SFF = 1,7 °C est obtenue, soit une valeur légèrement plus élevée que celle obtenue à l'aide de l'option « globale-globale ».

Tableau 4.2 : Coefficients de fonte à l'interface entre l'air et la neige en fonction des différentes options d'identification des coefficients

# de colonne	1	2	3	4	
Option	Calage « globale- locales »	Calage « globale- locales »	Calage « globale- locales »	Interpolation	
Stations météorologiques	Automatique	Automatique et climatologique	Automatique et climatologique	Automatique	
Pas de temps	3 h	3 h	24 h	3 h	
Ligne correspondante au tableau 4.1	B	C	D	E	
SFF	1,7°C	-0,4°C	-1,1°C	1,7°C	
	FFF [mm.d <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup> ]	FFF [mm.d <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup> ]	FFF [mm.d <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup> ]	FFF [mm.d <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup> ] et (écart relatif par rapport à la colonne 1)	
<b>Sites du réseau nivométrique</b>	199030	5,0	4,2	4,2	6,4 (-24%)
	233010	6,3	4,8	4,7	6,4 (-1%)
	234011	4,4	3,5	3,4	7,0 (-45%)
	234015	7,3	5,1	5,2	7,6 (-3%)
	234020	4,4	3,4	3,4	7,9 (-57%)
	234025	5,9	4,3	4,2	6,3 (-6%)
	234030	9,9	6,4	6,6	6,1 (47%)
	234032	8,8	6,1	6,0	8,4 (5%)
	234035	6,7	4,6	4,5	6,6 (2%)
	234036	7,9	5,8	6,1	7,1 (10%)
	234040	7,1	5,2	5,0	7,2 (-2%)
	234060	5,0	3,8	4,0	6,3 (-23%)
	234070	5,2	4,7	4,9	6,8 (-25%)
	236510	5,5	6,1	6,0	6,2 (-12%)
	240020	7,7	5,4	5,4	7,9 (-3%)
	301010	5,7	4,7	4,8	6,3 (-9%)
	302031	6,8	4,9	4,0	7,1 (-5%)
	302035	7,1	4,4	4,1	7,1 (0%)
	302041	8,2	4,9	4,4	6,7 (20%)
	302050	8,2	7,7	6,4	8,5 (-3%)
302060	8,5	6,2	6,5	8,2 (3%)	
302065	9,4	6,8	7,0	7,0 (29%)	
302070	5,5	4,6	4,5	8,7 (-45%)	
302100	6,1	4,4	3,4	7,2 (-16%)	

#### **4.1.5 Impact du choix du réseau de stations météorologiques et du pas de temps du modèle**

Une raison qui peut expliquer que les résultats obtenus avec l'option « globale-locales » ne sont pas nettement meilleurs que ceux obtenus avec l'option « globale-globale » est que les données du réseau de stations climatologiques, plus denses spatialement, n'ont pas été utilisées. Pour évaluer l'impact de l'utilisation des stations du réseau climatologique, les deux stratégies supplémentaires suivantes ont été étudiées : (1) la sélection d'un pas de temps de 24 h avec le réseau complet incluant les stations automatiques et climatologiques et (2) la sélection d'un pas de temps de 3 h avec le réseau de stations automatiques et avec le réseau climatologique en dérivant approximativement des données aux 3 h à partir des stations climatologiques.

Pour cette dernière option, il est nécessaire de faire un prétraitement des données des stations climatologiques. La stratégie utilisée consiste à considérer les précipitations réparties également sur les pas de temps de trois heures appartenant à l'intervalle d'observation. Les températures sont, quant à elles, interpolées linéairement entre la valeur maximale attribuée à 15 h et la valeur minimale attribuée à 3 h. Évidemment, ces estimations sont imparfaites mais dans le contexte où des résultats journaliers sont visés et que l'utilisation du pas de temps de trois heures relève principalement d'une stratégie de modélisation, on peut penser que l'impact de ces estimations est faible eu égard au rejet complet des données disponibles sur le réseau climatologique.

Le tableau 4.1 montre que l'option de calage « globale-locales » (ligne C), en utilisant à la fois les stations automatiques et climatologiques à un pas de temps désagrégé de 3 h, détériore la qualité des résultats par rapport à l'utilisation exclusive du réseau de stations automatiques. Ceci porte à penser que la qualité inférieure des données de précipitations solides aux stations climatologiques (prises avec des planches à neige) a un impact sur la qualité de la simulation. L'utilisation du pas de temps de 24 h (ligne D) amplifie légèrement cette dégradation, ce qui implique qu'il serait mieux de désagréger temporellement les données 24 h des stations climatologiques. Finalement, on notera au tableau 4.2 que les coefficients résultant de l'utilisation des différentes combinaisons de pas de temps et de réseau de stations sont fort différents les uns des autres.

Ces résultats semblent d'autant plus généralisables à l'ensemble du sud du Québec que la région pilote étudiée est caractérisée par un rapport entre le nombre de stations

climatologiques et de stations automatiques parmi les plus élevés au Québec. Il faut donc penser que s'il n'y a pas d'amélioration notable des résultats dans cette région, il est très probable qu'il en soit ainsi ailleurs au Québec. Cet argument, couplé aux arguments sur la disponibilité en temps réel et l'absence de besoin de désagréger temporellement les données des stations automatiques, milite pour l'utilisation exclusive de ces dernières. Il semble donc clair que l'utilisation exclusive du réseau de stations météorologiques au pas de temps de 3 h est le meilleur choix d'un point de vue opérationnel.

#### **4.1.6 Impact de la régionalisation**

Il faut remarquer que l'utilisation des coefficients issus de l'option « globale-locales » à des sites autres que ceux où le calage a été effectué implique qu'il faille régionaliser ou interpoler spatialement ces coefficients. La dernière étape de l'exercice de détermination des coefficients consiste donc à choisir laquelle des deux options est la plus appropriée en contexte opérationnel dans lequel l'étude est faite. Il a déjà été mentionné que les résultats obtenus avec les options « globale-globale » et « globale-locales » sont presque équivalents, l'option « globale-locales » conduisant à des résultats dont la qualité est légèrement supérieure. Il a été aussi montré que l'utilisation des stations climatologiques ne permettait pas d'améliorer les résultats de l'option « globale-locales ». Pour trancher entre l'une ou l'autre des options, il faut maintenant évaluer l'impact de leur utilisation à des sites autres que ceux où le calage a été effectué et, de ce fait, il est nécessaire de réfléchir à la régionalisation des coefficients de l'option « globale-locales ».

Dans ce cas, la réflexion sur la régionalisation des coefficients est facilitée par le fait qu'un seul des coefficients est variable dans l'espace, soit le coefficient FFF. À titre d'hypothèse, il a été supposé qu'il était possible d'en faire l'interpolation. La méthode d'interpolation retenue est la moyenne des trois stations les plus proches pondérée par l'inverse de la distance au carré au point considéré. Cette méthode offre l'avantage de fournir un champ continu pour le coefficient FFF et d'être simple d'application. La figure 4.7 présente la distribution spatiale à l'intérieur du domaine après l'interpolation. On note une variabilité importante des coefficients sans que l'on puisse identifier visuellement un patron spatial particulier.

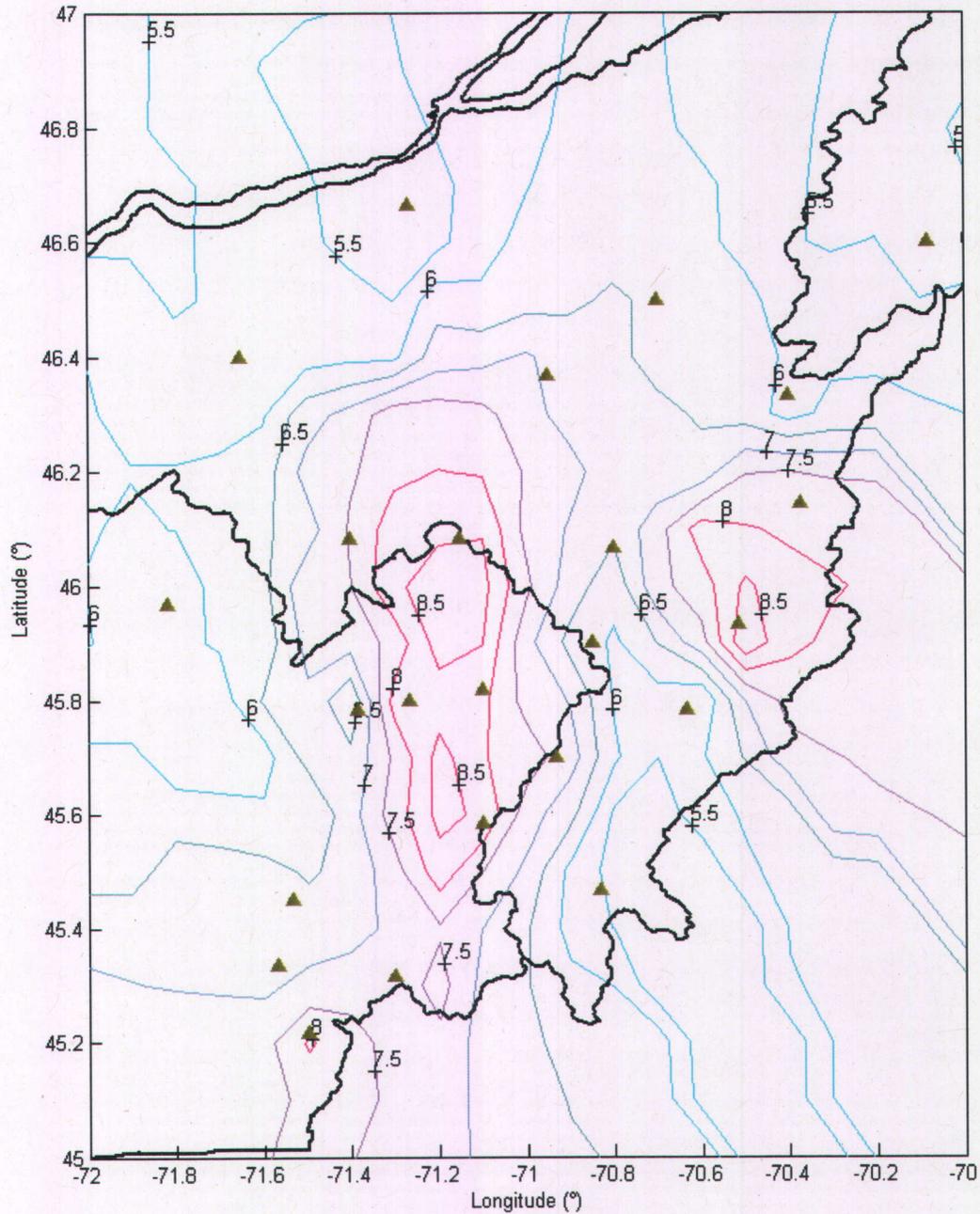


Figure 4.7 : Interpolation du taux de fonte à l'interface air-neige pour les feuillus (FFF) sur la région pilote. Les courbes de couleurs (espacées de  $0.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ ) et les valeurs numériques donnent les différentes valeurs interpolées du taux de fonte à l'interface air-neige. Les triangles représentent la localisation des sites d'observations nivométriques. Les traits noirs délimitent les contours des principaux bassins versants et le pourtour du fleuve Saint-Laurent. Les croix permettent d'associer une valeur numérique à la courbe de niveau correspondante

La méthode objective retenue pour faire l'analyse de la qualité de la régionalisation est d'évaluer, à la position de chacun des sites, la valeur du FFF à l'aide de l'algorithme d'interpolation sans inclure dans cette évaluation la valeur de FFF au site lui-même (validation croisée). Sur le plan des résultats en ÉEN, les différences sont données au tableau 4.1 (ligne E). On remarque que les résultats obtenus par la régionalisation sont pratiquement équivalents à ceux obtenus par l'option « globale-globale ». On peut donc affirmer que les objectifs de pouvoir définir un jeu de coefficients à un point quelconque sont tout aussi bien desservis par l'utilisation d'une méthode d'interpolation que par une approche globale. Cet argument, conjointement avec la complexité ajoutée par le recours à une méthode d'interpolation, nous suggère de retenir les coefficients issus de l'option « globale-globale ».

#### **4.1.7 Vérifications spatiale et temporelle des coefficients de calage**

De manière à vérifier si les valeurs des coefficients obtenues sur la région pilote sont applicables dans le reste du sud du Québec (45 à 50 degrés Nord et 64 à 80 degrés Ouest), des simulations ont été effectuées en utilisant l'ensemble des données nivométriques du domaine pour une période de quatre ans. Comme le montre le tableau 4.1 (ligne F), l'utilisation des coefficients « globale-globale » conduit à une RCEQM de 35 mm tout en conservant un biais très bas. À titre de comparaison, la RCEQM sur les ÉEN est approximativement de 20 mm pour une sous-région du sud du Québec pour un cas d'interpolation spatiale directe des relevés nivométriques par krigage (Tapsoba *et al.*, 2005) où la densité de stations correspond à celle de la présente étude. Dans ce cas de comparaison, il faut savoir que seule l'erreur d'interpolation spatiale est estimée puisque l'évaluation se fait à la date des relevés. Dans notre exemple, l'erreur inclut aussi l'erreur qui s'accumule avec le temps puisque l'estimation est faite à l'aide des données simulées au minimum deux semaines après la mesure. On peut donc penser que l'erreur sur les ÉEN générée par notre approche est raisonnablement précise.

Le tableau 4.1 présente aussi les résultats servant à faire la vérification du modèle (lignes G et H). Ces résultats proviennent de simulations sur la période (2004-2005), laquelle n'a pas servi au calage des coefficients. L'erreur sur l'ÉEN en utilisant les coefficients calés sur la période 1999-2003 (ligne H) est pratiquement identique à celle obtenue lorsque le modèle est calé spécifiquement sur la période 2004-2005 (ligne G) pour les fins du présent test.

Enfin, le module de fonte de neige extrait d'HYDROTEL et utilisé ici est comparé avec un modèle de degré-jour simple défini par les deux équations suivantes :

$$\frac{\Delta \text{ÉEN}}{\Delta t} = N - F \quad (4.1)$$

$$F = \frac{FF}{86400} \cdot \left( \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} - SF \right) \quad (4.2)$$

où

N : Accumulation de la précipitation solide pendant un pas de temps [mm]

F : Accumulation de l'eau de fonte pendant un pas de temps [mm]

FF : Facteur de fonte du modèle de degré-jour simple [mm.d<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>]

SF : Température seuil de fonte du modèle de degré-jour simple [°C]

Comme le montre le tableau 4.1 (comparaison entre les lignes I et A), la RECQM obtenue par calage du coefficient FF avec un SF de 1,6 °C est légèrement plus élevée que celle obtenue avec le calage « globale-globale » alors que le biais, lui, est nettement plus élevé. Ceci illustre l'apport sur la qualité des résultats d'avoir utilisé un modèle d'évolution et de fonte de neige plus complexe, comme celui d'HYDROTEL, par rapport à l'utilisation d'un modèle de degré-jour plus simple. Enfin, il est à noter que la valeur du facteur de fonte FF obtenue avec le modèle de contrôle est comparable avec les facteurs de fonte proposés par différents chercheurs dans des régions géographiques comparables (voir Gray et Prowse, 1992). Une comparaison entre les valeurs de la littérature et le coefficient FFF du modèle d'HYDROTEL est par contre difficile dans la mesure où d'autres équations et coefficients influencent la fonte de neige dans un modèle plus complexe et induisent des effets de compensation ayant un impact sur la valeur finale de FFF.

En conclusion, la vérification faite dans la présente section conduit à l'utilisation des valeurs qui sont documentées à la ligne F du tableau 4.1. Ces coefficients servent, pour la suite de l'étude, à titre de coefficients finaux de calage d'HYDROTEL, pour le groupe de coefficients N2 (voir le tableau 3.2), et à titre de coefficients pour la cartographie autonome de la neige au sol.

## 4.2 Calage en utilisant les observations de débits

Le calage des coefficients du modèle hydrologique complet, en utilisant les observations de débits, est présenté dans les sections qui suivent. Après avoir brièvement décrit les bassins versants qui servent aux tests numériques (4.2.1) et avoir défini les paramètres de l'optimisateur SCE-UA qui seront utilisés (4.2.2), plusieurs tests de calage sont effectués menant progressivement d'une compréhension des outils proposés à des conclusions sur l'intérêt de leur utilisation.

Ainsi, les performances de l'optimisateur et de l'approche d'optimisation dans un contexte de calage synthétique sont d'abord analysées (section 4.2.3). Un premier calage, utilisant les composantes les moins coûteuses des algorithmes développés en excluant le calage des coefficients de frottement, est ensuite réalisé et comparé au calage d'un modèle de contrôle (section 4.2.4) de manière à avoir un premier portrait des possibilités et besoins d'ajustements de l'approche proposée. L'impact de l'utilisation, lors du premier calage, de coefficients de neige issus du calage à partir des observations nivométriques est ensuite évalué (section 4.2.5). Par la suite, l'évaluation de l'intérêt d'utiliser une fonction « objectif » composite (section 4.2.6) par rapport à la minimisation directe des écarts quadratiques lors du premier calage est effectuée. L'application complète de l'approche de calage (en incluant l'étape de calage des coefficients de frottement) est finalement testée (section 4.2.7). Elle est ensuite comparée à l'application directe de l'optimisateur sans sous division du calage en trois étapes (section 4.2.8) ce qui permet d'évaluer la contribution propre aux découpages en étapes.

### 4.2.1 Bassins versants, données utilisées et configuration de calage

Dans les sections qui suivent, les données qui ont servi aux tests numériques de calage basés sur les débits sont présentées et discutées.

#### 4.2.1.1 *Description des bassins versants*

Pour mener les tests numériques, trois bassins versants du sud du Québec ont été sélectionnés : les bassins de la rivière du Nord à Saint-Jérôme, de la rivière Ouiatchouane au barrage des Commissaires et de la rivière Maskinongé au barrage Saint-Didace. La localisation des bassins versants des trois cours d'eau mentionnés et leurs caractéristiques principales sont données à la figure 4.8 et au tableau 4.3 respectivement. Comme on le remarque à la figure 4.8, les bassins sélectionnés couvrent trois régions hydrographiques

différentes du nord du Saint-Laurent. La sélection des bassins permet de couvrir la gamme de superficies de 500 à 1 500 km<sup>2</sup> qui représente une superficie typique pour laquelle, entre autres, il y a un intérêt pour la gestion des barrages appartenant au gouvernement du Québec (Turcotte *et al.*, 2004). Il est à noter que les bassins versants étudiés sont des sous-bassins des bassins représentés sur la figure 4.8.

Tableau 4.3 : Quelques caractéristiques des bassins versants sélectionnés

Nom complet du bassin versant	Ouiatchouane au barrage des Commissaires	Maskinongé au barrage Saint-Didace	Du Nord à Saint-Jérôme
Nom abrégé du bassin versant pour la thèse*	Ouiatchouane	Maskinongé	Du Nord
Nom et [numéro] de la région hydrographique selon la BDH**	Saguenay et Lac-Saint-Jean [06]	Saint-Laurent nord-ouest [05]	Outaouais et Montréal [04]
Altitude moyenne [m]	404	429	393
Superficie [km <sup>2</sup> ] [selon la BDH] et {selon PHYSITEL}***	{562} et {592}	{836} et {822}	{1170} et {1105}
Pente moyenne [%]	8,3	5,5	8,1
Nombre de stations météorologiques sur le bassin [stations supplémentaires à proximité]	1 [0]	0 [1]	0 [1]
Nombre de stations nivométriques sur le bassin	2	0	5
Type d'observations des apports	Apports calculés	Apports calculés	Stations hydrométriques

\* : Pour simplifier la nomenclature, les noms abrégés des bassins versants étudiés correspondent aux noms des bassins versants des cours d'eau dont ils sont les sous-bassins versants

\*\* BDH : base de données hydriques du Québec

\*\*\* Il y a lieu de croire que l'estimation de la superficie faite avec PHYSITEL est légèrement moins précise que celle qui a été faite manuellement pour la BDH.

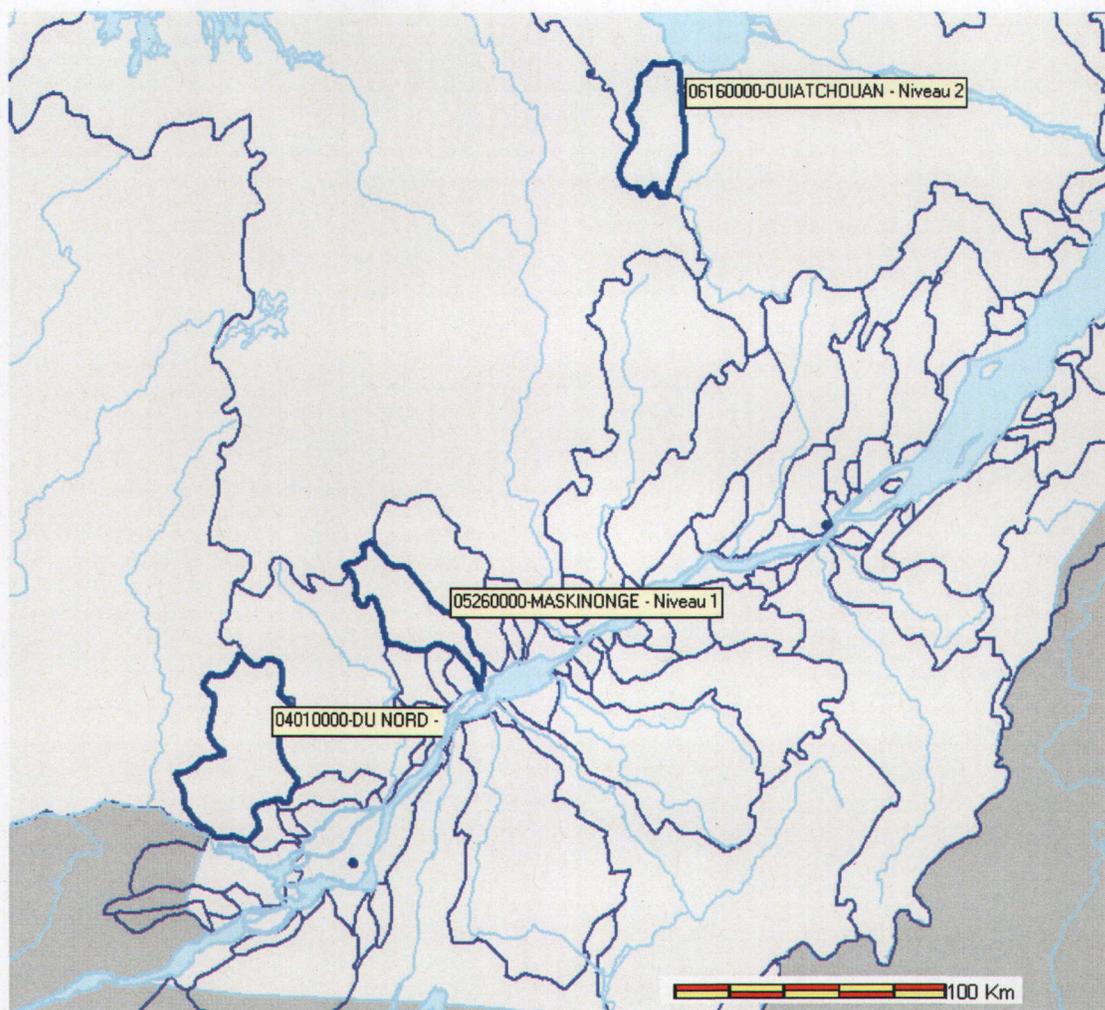


Figure 4.8 : Localisation générale des bassins versants étudiés

Les topographies des trois bassins sont assez similaires, les bassins « Ouiatchouane » et « du Nord » ayant les pentes moyennes les plus fortes. La densité de stations météorologiques situées sur le bassin ou à proximité est très faible, ce qui représente bien la densité des stations disponibles dans une perspective opérationnelle pour les bassins situés dans la partie sud du Québec mais au nord du fleuve Saint-Laurent. Bien que cela conduise à des simulations hydrologiques beaucoup moins précises que dans le contexte de bassins expérimentaux, l'étude de bassins peu instrumentés permet de confronter les outils utilisés au défi de la modélisation opérationnelle.

Le type d'observation des débits entrant au point de simulation considéré est aussi un élément qui distingue les bassins. Une station hydrométrique classique en rivière sert à l'observation des débits à Saint-Jérôme sur le bassin « du Nord ». La qualité des

observations y est donc cohérente avec la qualité des observations utilisées couramment en hydrologie des bassins versants. Pour les deux autres bassins, les débits entrants sont calculés par la méthode du bilan hydrique. Plus précisément, le débit entrant (communément appelé apport) est déduit en sommant deux quantités : la variation de la quantité d'eau emmagasinée dans le réservoir du barrage et le débit moyen sortant pendant un pas de temps. La première quantité est estimée à partir des niveaux mesurés dans le réservoir à la fin et au début du pas de temps et d'une relation entre le niveau et le volume emmagasiné alors que la seconde quantité est obtenue à l'aide d'une station hydrométrique ou à l'aide d'une relation entre le niveau du lac et le débit en fonction des ouvertures des vannes et des déversoirs d'un barrage.

La déduction des apports par bilan hydrique est sujette à diverses sources d'incertitudes et est particulièrement sensible aux oscillations qui accompagnent la mesure des niveaux. En effet, pour des réservoirs suffisamment volumineux par rapport aux bassins versants qui les alimentent, des fluctuations artificielles des observations de niveaux de quelques millimètres peuvent donner l'impression de variations importantes de l'emmagasinement et conduire à des estimations d'apports inexacts. En ce sens, il est couramment nécessaire de filtrer les niveaux et/ou sur les apports déduits de manière à tenter d'éliminer ces fluctuations artificielles (Haché *et al.*, 1994).

Par ailleurs, le problème de savoir jusqu'à quel point on doit filtrer se pose dès qu'il est nécessaire d'effectuer cette opération. En effet, un filtrage radical a l'avantage de permettre l'élimination de la quasi totalité des fluctuations artificielles. L'inverse est aussi vrai. Un filtrage fort aura tendance à amenuiser l'intensité maximale des crues fortes et à étaler le volume de ces crues sur une période plus grande. L'utilisation de débits entrants obtenus par bilan hydrique pour effectuer le calage amène plusieurs imprécisions. Notamment, l'utilisation du filtrage implique nécessairement une incertitude dans l'estimation de l'intensité des pointes de crues. Un autre effet à considérer est celui de la présence possible d'oscillations résiduelles dans toute la gamme des apports malgré le filtrage. Bien qu'un comportement correct d'un modèle hydrologique qui vise à reproduire les apports réels du bassin soit d'obtenir un hydrogramme cheminant entre les oscillations, il faut mentionner qu'une erreur résiduelle, s'exprimant à travers les indicateurs statistiques comme le coefficient de Nash-Sutcliffe, demeure. Encore une fois, il est à propos de mentionner que l'utilisation de données s'apparentant à celles qui sont disponibles dans un mode opérationnel augmente la problématique du calage tout en l'associant à des contraintes pragmatiques bien réelles. Finalement, il est à préciser que pour les présents travaux un

filtre de Hanning (Blackman et Tukey, 1958) a été utilisé pour filtrer les niveaux, d'abord, avec une fenêtre de 12 heures et les apports, ensuite, avec une portée de 48 heures, selon la pratique en cours au CEHQ lors de la préparation des données (Poirier *et al.*, 2005).

L'occupation du territoire de chacun des bassins est résumée au tableau 4.4. On y remarque que pour les trois bassins, la forêt occupe l'essentiel du territoire bien que la distribution d'une classe de forêt à une autre y soit différente. On note enfin que les plans d'eau sont très présents sur le bassin « Ouiatchouane ».

Il est à noter qu'à des fins algorithmiques, le modèle HYDROTEL utilise des classes d'occupations de sol qui regroupent les classes définies au tableau 4.4. Suivant cette approche, le regroupement des classes « culture », « territoire urbain et routes », « eau » et « sol nu » correspondant à la classe « aire ouverte », le regroupement des classes « forêt mixte » et « forêt de feuillus » correspondant à la classe « forêt de feuillus » et, finalement, la classe « forêt de conifères », prise seule, sont les trois regroupements utilisés pour le sous-modèle de simulation de l'évolution et de la fonte de la neige. Pour le sous-modèle de bilan vertical, la classe « territoire urbain et routes », prise seule, représente le regroupement qui sert à modéliser le comportement des surfaces imperméables alors que la classe « eau », prise seule, représente le regroupement qui sert à la modélisation des plans d'eau. Finalement, pour le sous-modèle simulant l'écoulement sur le bassin versant, les trois classes de forêt sont regroupées pour la simulation de l'écoulement en milieu forestier. La classe « eau » sert à la simulation pour les plans d'eau. Enfin, les trois classes restantes sont regroupées pour la simulation de l'écoulement dans les autres milieux.

Tableau 4.4 : Occupations du sol selon des images Landsat-7 de 1999-2003 du sud du Québec classifiées par Canards Illimités Canada, ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Service canadien de la faune, Centre Saint-Laurent et Agriculture Canada

	Forêt de conifères	Forêt mixte	Forêt de feuillus	Culture	Territoire urbain et routes	Eau	Sol nu
Maskinongé	26%	28%	35%	3%	2%	6%	0%
Ouiatchouane	10%	61%	14%	0%	0%	14%	0%
du Nord	12%	21%	49%	4%	9%	5%	1%

L'obtention de matrices décrivant les textures des sols demeure un exercice laborieux. En effet, les sources de données sont peu nombreuses et ne sont généralement pas adaptées

aux besoins de l'hydrologie. En ce sens, il est pratique courante d'estimer les propriétés hydrauliques des sols à partir d'une connaissance générale du territoire émanant, par exemple, de cartes de dépôts meubles et de compter sur le processus de calage des coefficients pour compenser les imprécisions qu'une pareille approche a pu engendrer. Suivant cette logique pragmatique, les sols des trois bassins versants à l'étude ont été considérés uniformes spatialement et sont catégorisés dans la classe des sables limoneux (« sandy loam » selon la classification de Rawls et Brakensiek, 1989). Cette connaissance approximative des sols représente un défi supplémentaire pour le calage en contexte opérationnel et s'inscrit dans le cheminement logique vers l'objectif de la thèse.

Finalement, les bassins ont été sélectionnés avec l'objectif de rendre disponibles de nouvelles implantations d'HYDROTEL, très peu nombreuses au moment où les travaux de thèse ont débuté, permettant ainsi d'ajouter à la contribution pragmatique de la thèse. Les bassins « Maskinongé » et « Ouiatchouane » sont directement associés à des barrages gérés en temps réel pour lesquels la prévision joue un rôle important. La modélisation sur le bassin « du Nord » contribue à la connaissance de l'hydrologie et à la prévision nécessaire pour la gestion de l'Archipel de Montréal et des petits barrages en tête de bassin (barrages aux-Sables, Manitou, Cornu, Papineau, Montagne-Noire, Ludger, Brulé et Masson).

#### 4.2.1.2 *Détail de l'implantation d'HYDROTEL*

Les détails de l'implantation d'un modèle sont associés aux différents choix, certains arbitraires, qui doivent être faits pour représenter les données et les processus en jeu. Ces choix, présentés plus bas, sont directement ancrés dans le contexte opérationnel qui cadre l'étude, soit l'utilisation de la prévision hydrologique dans le sud du Québec.

##### 4.2.1.2.1 *Résolution spatiale*

Comme mentionné précédemment, le logiciel PHYSITEL (Turcotte *et al.*, 2001) sert à structurer les données physiographiques du bassin versant permettant d'en faire la représentation dans HYDROTEL. Bien que quelques choix doivent être faits pour construire cette représentation numérique du bassin (sélection des données physiographiques, dépouillage du réseau de lacs et de rivières), le choix le plus significatif est celui du nombre d'unités de discrétisation spatiale (unités hydrologiques relativement homogènes, UHRH) qui servent à découper le bassin. Comme on peut le constater au tableau 4.5, la sélection de la résolution a été faite en visant une superficie moyenne des unités de 15 km<sup>2</sup>. Ce choix

arbitraire a été inspiré des implantations passées du modèle et a conduit aux unités présentées aux figures 4.9, 4.10 et 4.11.

Tableau 4.5 : Nombre d'unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) et leur superficie moyenne selon les bassins versants modélisés

	<b>Nombre d'UHRH</b>	<b>Superficie moyenne des UHRH (km<sup>2</sup>)</b>
Ouiatchouane	52	12,4
Maskinongé	47	17,5
du Nord	81	13,6

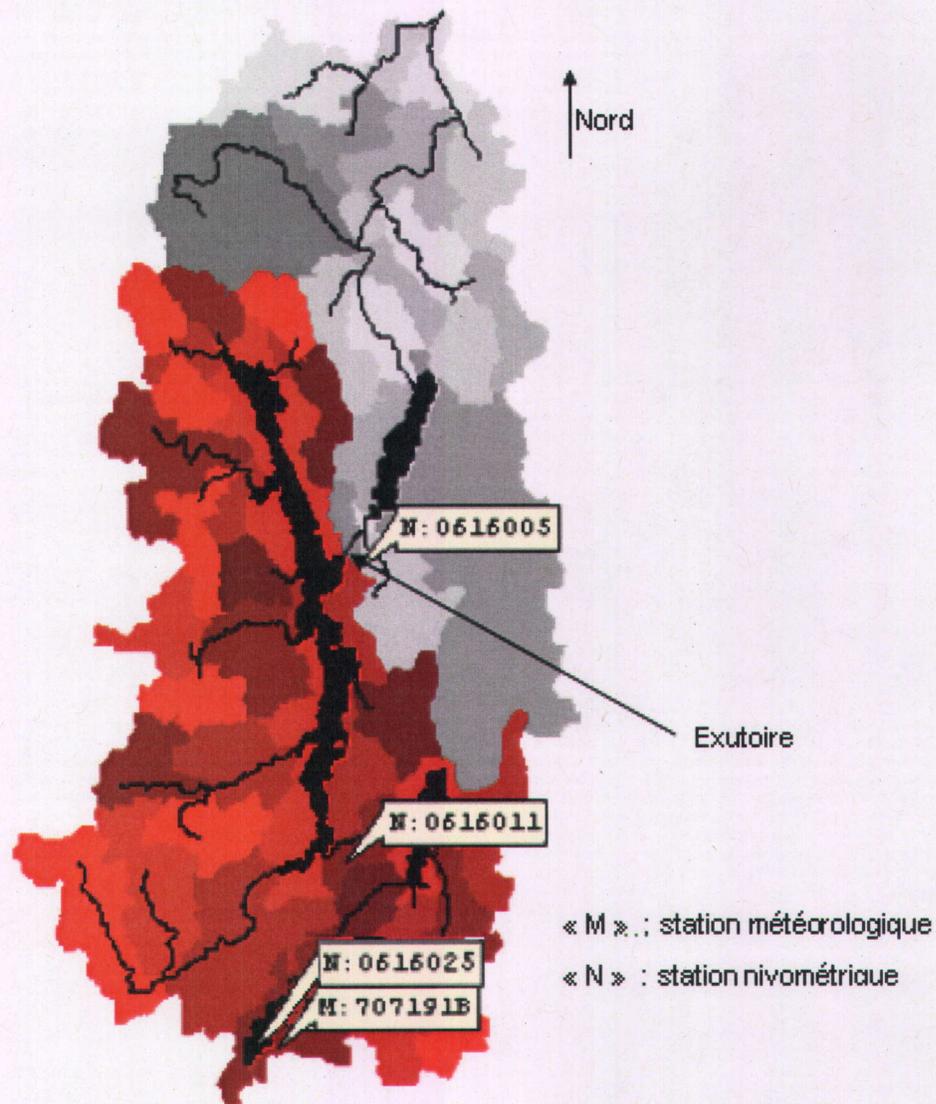


Figure 4.9 : Identification (en rouge) des unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) obtenues avec PHYSITEL appartenant au bassin de la rivière Oujatchouane au barrage des Commissaires (bassin « Oujatchouane »)

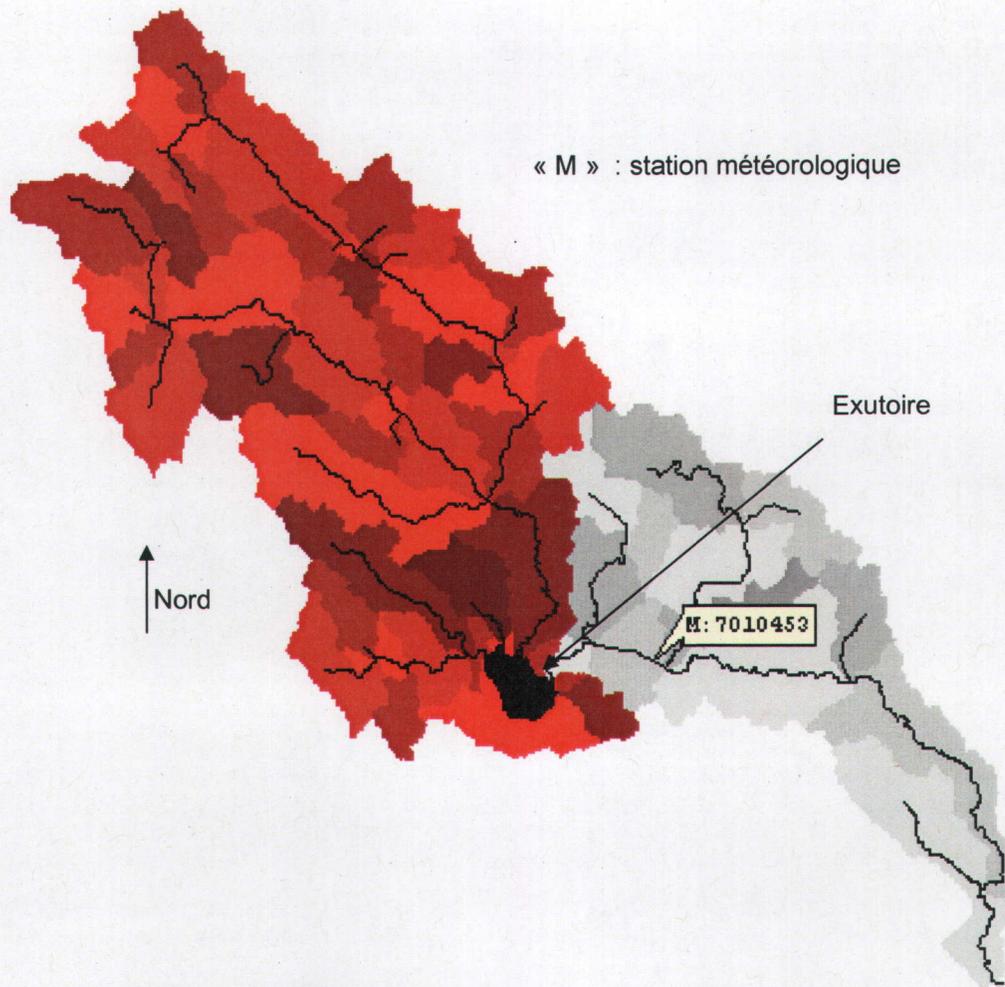


Figure 4.10 : Identification (en rouge) des unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) obtenues avec PHYSITEL appartenant au bassin de la rivière Maskinongé au barrage Saint-Didace (bassin « Maskinongé »)

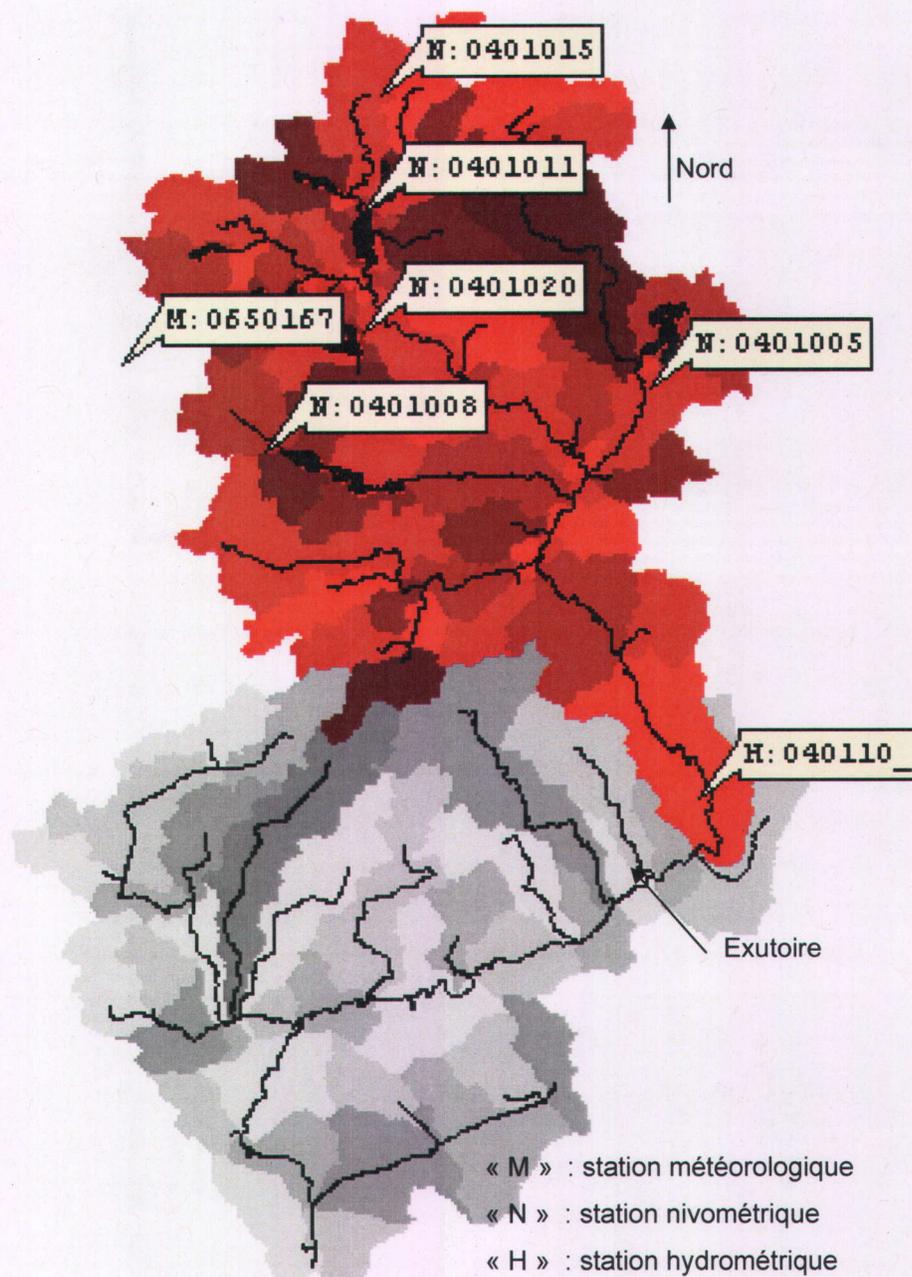


Figure 4.11 : Identification (en rouge) des unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) obtenues avec PHYSITEL appartenant au bassin de la rivière du Nord à Saint-Jérôme (bassin « du Nord »)

#### 4.2.1.2.2 *Résolution temporelle*

Outre la résolution des données d'entrée qui sont disponibles au pas de temps horaire, le choix de la résolution temporelle est aussi imposé par des impératifs opérationnels. Pour la prévision de crue, un pas de temps de trois heures est utilisé au CEHQ (Turcotte *et al.*, 2004) comme compromis entre le besoin de limiter la quantité de données, de limiter la lourdeur qui en résulte et de maximiser la performance escomptée avec l'utilisation d'un pas de temps le plus court possible.

#### 4.2.1.3 *Périodes de calage et vérification*

L'approche classique en hydrologie, qui consiste à la subdivision d'une série de données temporelles en deux sous-périodes servant respectivement pour le calage proprement dit et la vérification (« split-sample test »; Klemes, 1986), a été appliquée. Au moment où l'acquisition des données a été effectuée, des données horaires, ayant subi une validation sommaire, étaient facilement disponibles pour une période débutant à l'automne 1999 et s'étendant jusqu'à l'automne 2005. Il faut noter que, comme l'objectif pragmatique est d'utiliser des données au pas de temps de trois heures, les séries disponibles sont nécessairement courtes. La figure 4.12 présente les sous-périodes de respectivement quatre et deux ans qui ont été retenues pour le calage et la vérification à l'intérieur de cette courte période où des données sont disponibles. Pour éviter d'utiliser pour les trois bassins de l'information sur des années similaires, il a été choisi pour l'un de ces bassins, comme on peut le constater à la figure 4.12, d'inverser l'ordre de sélection des périodes de calage et de vérification. Bien que très partiellement, cette façon de faire vise à réduire l'impact de l'utilisation d'un contenu en informations trop similaires dans l'exercice de calage. Les séries courtes de données observées à disposition ne permettent pas d'explorer l'impact de sélectionner, par exemple, des années plus sèches ou plus humides que la moyenne sur la performance du processus de calage lors d'années aux caractéristiques différentes.

Finalement, il nous apparaît important de mentionner que l'analyse des résultats et la comparaison entre les différentes variantes de calage seront faites en mettant l'accent sur la période de vérification. Perrin *et al.* (2001) ont clairement indiqué l'intérêt d'analyser la performance finale des modèles sur la période de vérification plutôt que sur la période de calage en montrant que la complexité accrue des structures de modélisation conduit souvent à de meilleures performances dans les périodes de calage uniquement.

	2000	2001	2002	2003	2004	2005
Maskinongé	*					
Ouiatchouane						
du Nord						

Période de calage (en foncé) et de vérification (en pâle)

\* Les observations d'apports sont manquantes jusqu'au 15 déc. 2000

Figure 4.12 : Périodes de calage et de vérification selon le bassin. Les périodes s'étendent du 1<sup>er</sup> novembre de l'année précédente au 1<sup>er</sup> novembre de l'année indiquée

#### 4.2.2 Configuration de l'optimisateur SCE-UA

Le calage est effectué à l'aide de l'optimisateur SCE-UA qui est configuré avec les coefficients décrits au tableau 4.6. Cette configuration est celle qui est proposée par défaut dans Duan *et al.* (1992). Une description complète des coefficients est disponible dans la même référence. Il est à noter que pour réduire les coûts en calcul, un seul germe numérique a été utilisé, sauf pour les travaux sur le calage synthétique présenté à la section 4.2.3.

Tableau 4.6 : Coefficients utilisés pour configurer l'optimisateur SCE-UA pour le calage de référence

Coefficients	Valeurs	Description
Version	2	Numéro de version
Maxn	50 000	Nombre maximal d'essais
Kstop	10	Nombre maximal de boucles de brassage (shuffling loops) pour améliorer le critère
Pcento	0,0001	Pourcentage incrémental d'amélioration du critère pour les boucles de brassage (shuffling loops)
Ngs	2	Nombre de complexes
Nseed	1*	Nombre de germes numériques à utiliser
Ideflt	1	Drapeau pour configurer les variables de contrôle de SCE-UA
Npg	47	Nombre de points dans chaque complexe
Nps	24	Nombre de points dans chaque sous-complexe
Nspl	47	Nombre de pas d'évolution pour chaque complexe avant le prochain brassage (shuffling)
Mings	2	Nombre minimal de complexes permis suite à une réduction de l'algorithme d'optimisation
Iniflg	0	Drapeau pour utilisation du point initial dans la population de départ
lprint	0	Drapeau pour l'écriture de traces de contrôle

\* sauf pour les travaux en calage synthétique (section 4.2.3)

#### 4.2.3 Calage synthétique et amorces numériques

Le calage synthétique consiste à utiliser conjointement le modèle hydrologique à l'étude et un jeu de coefficients prédéterminé pour produire une série de débits simulés. Ces débits simulés sont ensuite considérés comme s'ils étaient des observations et servent de cibles à atteindre pour le processus de calage. L'utilisation d'observations fictives, qui sont en fait issues de la modélisation, garantit que la structure du modèle soit en mesure de reproduire les débits lorsqu'elle est sollicitée par le même groupe de données d'entrée. Ceci permet de focaliser l'analyse sur le processus d'identification des coefficients éliminant les autres sources d'incertitudes qui sont présentes dans le processus courant de calage de coefficients.

Il est important de rappeler que le calage synthétique est, d'un point de vue intuitif, une étape de validation qui devrait être franchie avec un succès sans équivoque par un

optimisateur. Il s'avère en pratique que la littérature a identifié plusieurs complexités associées à ce processus (Johnston et Pilgrim, 1976; Isabel et Villeneuve, 1986) notamment lorsque les coefficients sont fortement dépendants les uns des autres et lorsque la fonction « objectif » présente de nombreux optimums locaux. La validation à l'aide du calage synthétique est donc plus complexe que l'idée intuitive que l'on s'en fait. Il faut noter, par contre, que l'optimisateur SCE-UA a été utilisé par Sorooshian *et al.* (1993) dans un contexte de calage synthétique et s'est avéré très performant lorsque utilisé conjointement avec le modèle SAC-SMA (13 coefficients).

Dans le cadre de la présente étude, l'exercice de calage synthétique sert donc à faire ressortir les différentes difficultés à la base du calage d'HYDROTEL avec SCE-UA dans un contexte où la structure du modèle est considérée parfaite, puisqu'il existe un jeu de coefficients qui peut reproduire exactement les débits visés. Le bassin versant étudié pour cet exercice, le bassin « Maskinongé », et le jeu de coefficients de référence ont été sélectionnés de manière arbitraire. Une seule série synthétique a été préparée. Elle couvre la période de 4 ans sélectionnée pour le calage pour le bassin « Maskinongé ».

L'exercice de calage synthétique tel que défini permet de tester le comportement de l'optimisateur SCE-UA sous deux angles distincts. Pour le premier angle, correspondant à l'approche courante en calage synthétique, la convergence du processus de calage vers les coefficients de référence est étudiée. Pour le deuxième angle, l'effet d'une perturbation dans la configuration de l'optimisateur est aussi étudié. En pratique, cet exercice a été réalisé en testant quatre germes numériques comme éléments amorçant le processus de détermination des nombres aléatoires dans l'algorithme SCE-UA.

Le tableau 4.7 présente la première série de résultats de calage et présente aussi, à titre comparatif, les coefficients de la simulation de référence. Les quinze coefficients calés sont issus de quatre optimisations obtenues avec des germes numériques différents. Il faut d'abord noter la sensibilité de l'optimisateur SCE-UA aux germes. Ainsi, l'erreur quadratique résiduelle est, selon le germe, tantôt faible ( $0,9 \text{ m}^3/\text{s}$ ) tantôt assez importante ( $10,2 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

Tableau 4.7 : Valeurs des coefficients obtenues sur le bassin « Maskinongé » suivant le calage synthétique de 15 coefficients (groupes I, N1, N2, E et BV, définis au tableau 3.2) avec quatre germes numériques différents

Coefficients	Valeurs de référence	Valeurs obtenues après calage							
		germe #1		germe #2		germe #3		germe #4	
I_TPPN	0,50	0,51	2%	0,51	2%	0,51	2%	0,54	8%
N_TFNS	0,30	0,53	76%	0,55	82%	0,47	57%	0,63	109%
N_MVNS	400	417	4%	412	3%	405	1%	439	10%
N_CT	0,005	0,050	900%	0,028	460%	0,023	360%	0,010	100%
N_FFOdFFF	1,38	1,49	9%	1,57	14%	1,38	1%	1,55	13%
N_FFF	8,00	8,79	10%	7,76	-3%	7,98	0%	8,31	4%
N_FFCdFFF	0,63	0,55	-12%	0,67	7%	0,60	-3%	0,62	0%
N_SF0mSFF	-1,00	-0,94	-6%	-0,66	-34%	-1,02	2%	-0,71	-29%
N_SFF	1,00	1,32	32%	0,98	-2%	1,07	7%	1,06	6%
N_SFCmSFF	1,00	0,69	-31%	1,42	42%	0,91	-10%	1,24	24%
E_ETP	0,96	0,97	0%	0,96	0%	0,96	0%	0,97	0%
BV_Z1	0,05	0,03	-48%	0,05	0%	0,05	0%	0,02	-54%
BV_Z2mZ1	0,30	0,27	-9%	0,25	-17%	0,25	-17%	0,39	29%
BV_Z3mZ2	1,40	1,10	-21%	1,10	-21%	1,10	-21%	1,01	-28%
BV_LOGREC	-5,00	-5,01	0%	-5,00	0%	-5,00	0%	-9,39	88%
Erreur résiduelle (RCEQM - m <sup>3</sup> /s)		3,44		1,12		0,92		10,21	
Nombre d'évaluations fonctionnelles		12153		7029		10447		8709	

Globalement, on remarque que l'exercice de calage synthétique ne permet pas de retrouver les valeurs de référence pour les coefficients. La piste proposée pour analyser ce résultat, à prime abord déroutante, est celle de la surparamétrisation du modèle HYDROTEL, et plus particulièrement de son modèle d'évolution et de fonte de la neige au sol. On peut imaginer que l'exercice consistant à repérer un minimum global dans un domaine à 15 dimensions, tout en conservant un nombre raisonnable d'évaluations fonctionnelles à l'aide de la stratégie incluse dans le SCE-UA, est complexifié à l'extrême par le problème de la dépendance forte entre certains coefficients.

Cette difficulté justifie le chemin méthodologique proposé par la présente thèse qui consiste à réduire le nombre de degrés de liberté (de coefficients) du modèle à caler sur les débits en calant *a priori* plusieurs coefficients associés à la neige. Cet argument s'ajoute à l'argument principal qui est celui d'inclure de l'information supplémentaire au calage en ajoutant les données nivométriques. Dans ce contexte, il est approprié de réduire ici aussi le nombre de coefficients liés à la neige et d'effectuer un deuxième exercice de calage synthétique de

manière à reproduire le contexte de calage de la proposition. Comme l'illustre le tableau 4.8, cette façon de faire permet de réduire de façon significative l'erreur résiduelle après le calage synthétique. L'erreur sur les valeurs des coefficients obtenues par calage est elle aussi réduite bien que toujours existante.

Tableau 4.8 : Valeurs des coefficients obtenues sur le bassin « Maskinongé » suivant le calage synthétique de 10 coefficients (groupes I, N1, E et BV) avec quatre germes différents

Coefficients	Valeurs de référence	Valeurs obtenues après calage							
		germe #1		germe #2		germe #3		germe #4	
I_TPPN	0,50	0,50	-1%	0,50	0%	0,50	0%	0,50	0%
N_TFNS	0,30	-	-	-	-	-	-	-	-
N_MVNS	400	-	-	-	-	-	-	-	-
N_CT	0,005	-	-	-	-	-	-	-	-
N_FFOdFFF	1,38	1,42	4%	1,37	-1%	1,38	0%	1,39	1%
N_FFF	8,00	-	-	-	-	-	-	-	-
N_FFCdFFF	0,63	0,65	4%	0,61	-3%	0,63	0%	0,62	-1%
N_SFOMsFF	-1,00	-0,89	-11%	-1,02	2%	-1,00	-1%	-0,97	-4%
N_SFF	1,00	-	-	-	-	-	-	-	-
N_SFCmSFF	1,00	1,22	22%	0,86	-14%	1,00	0%	0,97	-4%
E_ETP	0,96	0,97	0%	0,96	0%	0,96	0%	0,96	0%
BV_Z1	0,05	0,05	0%	0,05	0%	0,05	0%	0,05	0%
BV_Z2mZ1	0,30	0,25	-17%	0,25	-17%	0,25	-17%	0,25	-17%
BV_Z3mZ2	1,40	1,10	-22%	1,10	-21%	1,10	-21%	1,10	-21%
BV_LOGREC	-5,00	-5,00	0%	-5,00	0%	-5,00	0%	-5,00	0%
Erreur résiduelle (RCEQM - m <sup>3</sup> /s)		0,39		0,25		0,16		0,19	
Nombre d'évaluations fonctionnelles		4120		6736		6005		5925	

Si on s'attarde d'abord aux erreurs sur les valeurs prises par les coefficients liés à la neige, on peut assez facilement imaginer une compensation entre différentes parties du modèle de fonte de neige qui conduit à des coefficients différents. Entre autres, il est possible de définir des jeux de coefficients ayant un « pouvoir » de fonte équivalent mais distribué autrement à travers les occupations du sol. Par l'analyse des équations du sous-modèle d'évolution et de fonte de la neige d'HYDROTEL (voir l'annexe A), on peut faire une approximation de la capacité de fonte totale pour une température donnée en utilisant le développement suivant :

$$FT= wO.FFO(T-SFO) + wF.FFF(T-SFF) + wC.FFC(T-SFC) \quad (4.1)$$

$$FT = (wO.FFO + wF.FFF + wC.FFC) \cdot T - (wO.FFO.SFO + wF.FFF.SFF + wC.FFC.SFC) \quad (4.2)$$

où

FT : Capacité de fonte totale (mm.d<sup>-1</sup>)

T : Température de l'air (°C)

wO : Fraction du bassin versant couverte par des zones ouvertes

wF : Fraction du bassin versant couverte par des forêts de feuillus

wC : Fraction du bassin versant couverte par des forêts de conifères

Une approximation du potentiel global de fonte peut donc être obtenue en faisant le produit de la température avec la somme pondérée, par la superficie de chacune des occupations du sol, des facteurs de fonte de chacune des occupations du sol, puis en additionnant à ce produit les produits des mêmes facteurs et des seuils de fonte pour les occupations correspondantes auxquelles la même pondération est appliquée. En rappelant que les superficies des trois occupations de sol considérées sont telles que définies à la section 4.2.1.1, il est possible de définir les capacités de fonte équivalentes de chacune des quatre optimisations synthétiques. Le tableau 4.9, qui présente ces résultats pour quatre exemples de températures de l'air décrivant des conditions météorologiques possibles, permet de constater que globalement les capacités de fonte de chacune des optimisations ne sont pas aussi différentes (5 %, -3 %, 0 % et 0 % respectivement selon les germes) que le laisse croire une analyse rapide du tableau 4.8.

Tableau 4.9 : Capacité de fonte totale (mm.d<sup>-1</sup>) et écart au potentiel de fonte de référence (%) en fonction d'une température de l'air donnée pour des calages issus du calage synthétique de 10 coefficients (groupes I, N1, E et BV) avec quatre germes différents sur le bassin « Maskinongé »

T(°C)	Valeurs de référence	germe #1		germe #2		germe #3		germe #4	
5	40,7	42,7	5%	39,6	-3%	40,7	0%	40,5	0%
10	73,0	75,9	4%	71,5	-2%	73,1	0%	72,8	0%
15	105,4	109,1	4%	103,4	-2%	105,5	0%	105,2	0%
20	137,7	142,3	3%	135,2	-2%	137,9	0%	137,5	0%

Pour le groupe de coefficients liés au sol, il semble y avoir aussi un processus de compensation impliquant les profondeurs des couches 2 et 3 de sol du BV3C. Cette compensation est plus complexe et s'avère difficile à expliquer. Il faut autrement remarquer que les coefficients associés à l'évapotranspiration potentielle, à la récession et à la profondeur de la première couche de sol, sont parfaitement reproduits. Par ailleurs, les quatre tests avec les germes donnent des résultats équivalents pour tous les coefficients qui se rapportent au sol. En utilisant la présente configuration, qui réduit le nombre de coefficients liés à la neige qui sont calés et qui est aussi celle qui est mise au premier plan dans la thèse, ce dernier constat porte à croire qu'il est pensable de n'utiliser qu'un seul germe puisque ceux-ci convergent tous, dans le présent exemple, vers des résultats équitifs. Enfin, il est à noter qu'un test supplémentaire a permis de constater que l'augmentation de la précision demandée comme critère d'arrêt de l'optimisateur SCE-UA (représentée par une diminution du pourcentage incrémental d'amélioration « Pcento » de la valeur par défaut 0,0001 à 0,0000001) ne change en rien les résultats présentés au tableau 4.8.

À titre de test de calage synthétique final, il est apparu important de s'assurer de la capacité de l'approche de calage à reproduire les coefficients reliés aux profondeurs de sol lorsque les interactions avec les coefficients de neige sont éliminées. Les résultats du tableau 4.10 permettent de valider cette idée puisque tous les germes utilisés ont permis une convergence vers les profondeurs de sol initiales. La complexité amenée par le modèle de fonte de neige est donc un élément problématique et explique une bonne partie des défis associés à la présente thèse.

Tableau 4.10 : Valeurs des coefficients obtenues sur le bassin « Maskinongé » suivant le calage synthétique de 5 coefficients (groupes E et BV) avec quatre germes différents

Coefficients	Valeurs de référence	Valeurs obtenues après calage							
		germe #1		germe #2		germe #3		germe #4	
I_TPPN	0,50	-	-	-	-	-	-	-	-
N_TFNS	0,30	-	-	-	-	-	-	-	-
N_MVNS	400	-	-	-	-	-	-	-	-
N_CT	0,005	-	-	-	-	-	-	-	-
N_FF0dFFF	1,38	-	-	-	-	-	-	-	-
N_FFF	8,00	-	-	-	-	-	-	-	-
N_FFCdFFF	0,63	-	-	-	-	-	-	-	-
N_SF0mSFF	-1,00	-	-	-	-	-	-	-	-
N_SFF	1,00	-	-	-	-	-	-	-	-
N_SFCmSFF	1,00	-	-	-	-	-	-	-	-
E_ETP	0,96	0,96	0%	0,96	0%	0,96	0%	0,96	0%
BV_Z1	0,05	0,05	0%	0,05	0%	0,05	0%	0,05	0%
BV_Z2mZ1	0,30	0,30	0%	0,30	0%	0,30	0%	0,30	0%
BV_Z3mZ2	1,40	1,40	0%	1,40	0%	1,40	0%	1,40	0%
BV_LOGREC	-5,00	-5,00	0%	-5,00	0%	-5,00	0%	-5,00	0%
Erreur résiduelle (RCEQM - m <sup>3</sup> /s)		0,17		0,17		0,16		0,17	
Nombre d'évaluations fonctionnelles		3617		3457		3884		3354	

De manière à renforcer les conclusions de la présente section, un test de calage synthétique supplémentaire, dont les résultats sont présentés au tableau 4.11, a été mené sur le bassin de la rivière du Nord en utilisant cette fois un seul germe. On note à nouveau que la réduction du nombre de degrés de liberté permet de réduire l'erreur résiduelle qui, bien que non nulle, est suffisamment basse pour que l'on puisse conclure à la bonne performance du SCE-UA selon les limites exposées plus haut. Dans le présent exemple, il est à propos de mentionner à nouveau que l'erreur sur les coefficients de neige de la seconde optimisation (10 coefficients) est beaucoup plus faible lorsqu'on l'analyse sous l'angle de la fonte potentielle (3 % d'erreur environ si on applique la même méthode que celle présentée plus haut). Finalement, il est à souligner, pour éviter toute confusion, que le fait que le même germe ait été utilisé pour les trois simulations présentées au tableau 4.11 n'a aucune influence sur les résultats puisque le nombre de degrés de liberté est différent à chacun des exercices de calage.

Tableau 4.11 : Valeurs des coefficients obtenues sur la rivière du Nord suivant le calage synthétique de 15 coefficients (groupes I, N1, N2, E et BV), de 10 coefficients (groupes I, N1, E et BV) et de cinq coefficients (groupes E et BV) avec un seul germe

Coefficients	Valeurs de référence	Valeurs obtenues après calage					
		germe #1		germe #1		germe #1	
I_TPPN	0,00	0,00	-				
N_TFNS	1,00	1,01	1%				
N_MVNS	400	400	0%				
N_CT	0,03	0,05	80%				
N_FFOdFFF	2,00	1,81	-10%	1,99	0%		
N_FFF	2,00	2,04	2%				
N_FFCdFFF	0,50	0,52	3%	0,53	6%		
N_SF0mSFF	-0,50	-0,90	80%	-0,52	4%		
N_SFF	0,50	0,57	13%				
N_SFCmSFF	0,50	0,54	8%	0,92	83%		
E_ETP	0,745	0,744	0%	0,745	0%	0,745	0%
BV_Z1	0,15	0,15	1%	0,15	0%	0,15	0%
BV_Z2mZ1	0,30	0,30	0%	0,30	0%	0,30	0%
BV_Z3mZ2	2,05	2,05	0%	2,05	0%	2,05	0%
BV_LOGREC	-4,30	-4,30	-46%	-4,30	0%	-4,30	0%
Erreur résiduelle (RCEQM - m <sup>3</sup> /s)		0,37		0,19		0,17	
Nombre d'évaluations fonctionnelles		7346		7552		4404	

#### 4.2.4 Résultats initiaux

Dans la présente section, l'approche de calage est appliquée pour une première fois avec le modèle HYDROTEL sur des données observées. La fonction « objectif » utilisée est la racine carrée des écarts quadratiques moyens avec les débits observés au printemps, en été et à l'automne ( $RCEQM_{Q,PEA}$ ). Il est important de noter que le calage d'HYDROTEL a été fait avec les coefficients des groupes I, N1, E et BV seulement (voir le tableau 3.2 pour la définition des groupes) suivant la procédure et les données de calage présentées à la figure 4.13. Ceci implique l'utilisation des coefficients de neige du groupe N2 telle que définie *a priori* selon les résultats de la section 4.1 et exclut l'ajustement des coefficients de frottement HU qui ont été laissés à leur valeur par défaut dans Hydrotel (0.3, 0.05 et 0.1 respectivement pour les coefficients de Manning associés aux forêts, à l'eau et aux autres milieux) ; valeurs elles-mêmes inspirées de la littérature.

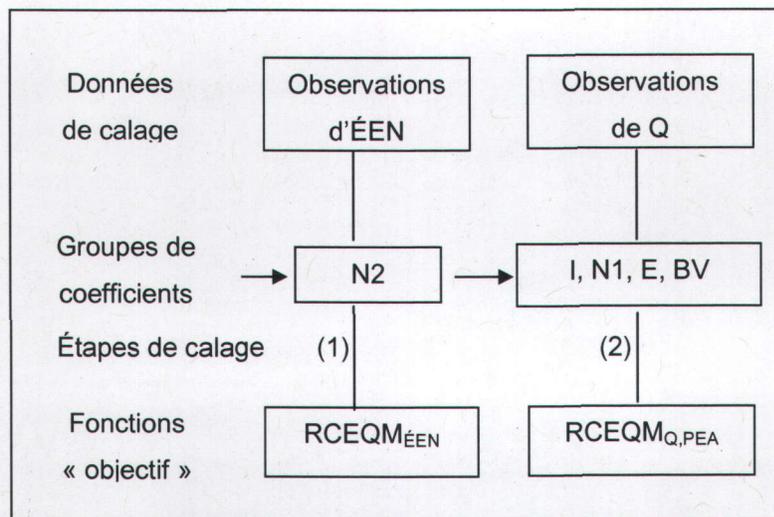


Figure 4.13 : Procédure de calage, données utilisées pour le calage et groupes de coefficients calés ayant conduit à l'obtention des jeux de coefficients O1, M1, D1 et D1a

Le tableau 4.12 permet de visualiser les résultats des exercices de calage sur les trois bassins à la fois, en mode calage et en mode vérification. Quatre indicateurs sont utilisés pour effectuer la comparaison au tableau 4.12 ainsi qu'aux tableaux similaires qui se retrouvent dans les pages suivantes. Pour décrire les résultats de simulation se rapportant aux débits pour toute la période où des observations hydrométriques sont valides soit au printemps, à l'été et à l'automne, le coefficient de Nash-Sutcliffe est utilisé comme indicateur. Pour les sous périodes, où de façon dominante agissent respectivement les processus de crues de fonte de neige, de crues générées par la pluie et de récessions générées par le tarissement des réserves d'eau dans le sol, les indicateurs utilisés sont directement les RCEQM sur les périodes mentionnées.

En effet, l'interprétation des coefficients de Nash-Sutcliffe sur des sous-périodes doit être faite relativement à la connaissance de la performance de la moyenne des observations sur ces mêmes sous-périodes, puisque le coefficient de Nash-Sutcliffe utilise cette moyenne comme valeur de comparaison. Alors qu'une analyse de la performance d'un modèle à l'aide de la valeur du coefficient de Nash-Sutcliffe estimé sur une longue période, qui inclut tous les processus en jeu, fait partie du bagage de repères courants de l'hydrologue, ce n'est pas le cas lorsque le même coefficient est utilisé sur des sous-périodes. Par exemple, en période de récession où les débits varient peu, il est probable que la moyenne des observations soit un point de comparaison qu'il est difficile de surpasser radicalement avec une modélisation des processus. Ce faisant, il nous a semblé que l'avantage de la

normalisation qu'apporte le coefficient de Nash-Sutcliffe est annulé par la difficulté à en faire l'interprétation lorsque l'on quitte les repères habituels des hydrologues.

Tableau 4.12 : Résultats initiaux du calage avec HYDROTEL en utilisant la RCEQM<sub>Q,PEA</sub> et l'ensemble des coefficients des groupes I, N1, E et BV

Description							RCEQM			N-S
Bassin	Id.	Période	Modèle	Groupes de coeff.	Maj	Fonction "objectif"	Q,P	Q,EA	Q<,EA	Q,PEA
Maskinongé	M1	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	17,6	<b>8,6</b>	<b>4,6</b>	<b>0,74</b>
	M1	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>13,4</b>	<b>8,5</b>	<b>5,2</b>	<b>0,69</b>
Ouiatchouane	O1	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>9,9</b>	<b>5,1</b>	<b>3,4</b>	<b>0,81</b>
	O1	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>13,2</b>	<b>5,0</b>	<b>3,2</b>	<b>0,78</b>
Du Nord	D1a	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	24,6	13,6	2,5	0,61
	<b>D1</b>		HYDROTEL	I, N1, E, BV	x	RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>13,6</b>	<b>12,0</b>	<b>1,4</b>	<b>0,81</b>
	D1a	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	32,1	16,0	2,0	0,52
	<b>D1</b>		HYDROTEL	I, N1, E, BV	x	RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	17,1	<b>12,1</b>	3,5	<b>0,77</b>

Le caractère gras indique la meilleure performance;

Maj: Mise à jour de la neige au sol en cours de simulation (x: oui);

id.: Identifiant du jeu de coefficients obtenu ou utilisé

On note au tableau 4.12 que deux exercices de calage distincts ont été effectués sur le bassin « du Nord ». Pour le premier exercice (identifié D1a), le calage a été fait sans l'utilisation de relevés nivométriques pour faire la mise à jour de la neige au sol en cours de simulation. Dans le second cas (identifié D1), les cinq relevés nivométriques disponibles ont été utilisés pour la mise à jour par le biais de la technique d'assimilation incluse dans HYDROTEL et qui s'apparente à la méthode décrite à la section 3.5.4.

On note que cette deuxième option sur le bassin « du Nord » améliore grandement les résultats. Il faut interpréter cette amélioration comme une indication que l'estimation de la précipitation pendant l'hiver est fortement erronée et conduit à des erreurs importantes sur les ÉEN au moment où débute la fonte. Le tableau 4.13 montre d'ailleurs, à titre indicatif, les corrections, souvent significatives, qui ont été apportées à l'ÉEN lors de la correction faite vers le début avril des six années concernées. Il faut ainsi comprendre qu'avec de pareils besoins en correction, les coefficients du modèle HYDROTEL n'arrivent pas, sans recours à ces corrections, à produire des résultats valables. On notera, pour la suite de la réflexion sur

le calage pour la rivière du Nord, que la seconde configuration du calage, qui inclut la mise à jour, a été retenue.

Cette approche en deux exercices de calage distincts n'a pas été appliquée sur les deux autres bassins. Le bassin « Maskinongé » n'inclut pas de station nivométrique, ce qui rend l'approche inapplicable. Le bassin de « Ouiatchouane » n'inclut, quant à lui, que deux stations nivométriques. Il a été considéré que ce nombre de relevés est trop peu important pour pouvoir procéder à une assimilation en cours de calage qui représenterait adéquatement la distribution spatiale de la neige au sol. Cette décision est renforcée par le fait que les résultats émanant du calage sans mise à jour pour le bassin « Ouiatchouane » sont excellents.

Tableau 4.13 : Corrections appliquées à l'ÉEN moyen sur le bassin « du Nord » lors de la mise à jour utilisant les relevés nivométriques effectués vers le 1<sup>er</sup> avril de 2000 à 2005

Date de la correction	ÉEN initial [mm]	ÉEN corrigé [mm]	Différence absolue [mm]	Différence relative [%]
2000/04/04	41	89	48	54
2001/04/02	169	232	63	27
2002/04/01	147	148	1	1
2003/03/30	89	144	55	38
2004/03/28	101	102	1	1
2005/04/05	77	150	73	49

Les figures 4.14 à 4.19 présentent les hydrogrammes simulés avec HYDROTEL et correspondent à ce premier exercice de calage pour les configurations retenues. On y note que le modèle reproduit bien les principaux comportements hydrologiques en présence, et ce, tant en mode calage qu'en mode vérification. Ce constat est valable pour la période de fonte de la neige et est extrêmement positif puisqu'il permet une vérification de la méthode visant à utiliser certains coefficients définis *a priori* pour la neige. D'un point de vue moins positif, on note que le modèle semble réagir trop fortement lors d'événements estivaux de faible envergure. Somme toute, les résultats obtenus présentent une avancée pour le calage d'HYDROTEL puisqu'ils illustrent la possibilité d'obtenir, sur une base automatique, un calage minimalement acceptable. Les prochaines étapes de la présente étude servent à améliorer ces résultats initiaux.

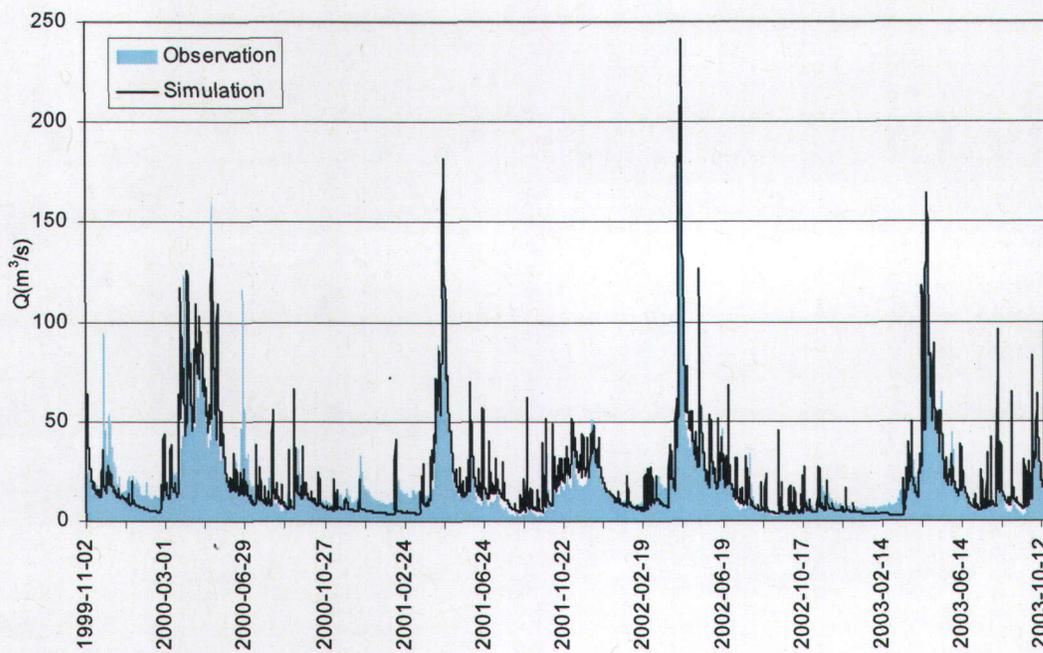


Figure 4.14 : Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « du Nord » sur la période de calage (jeu de coefficients D1)

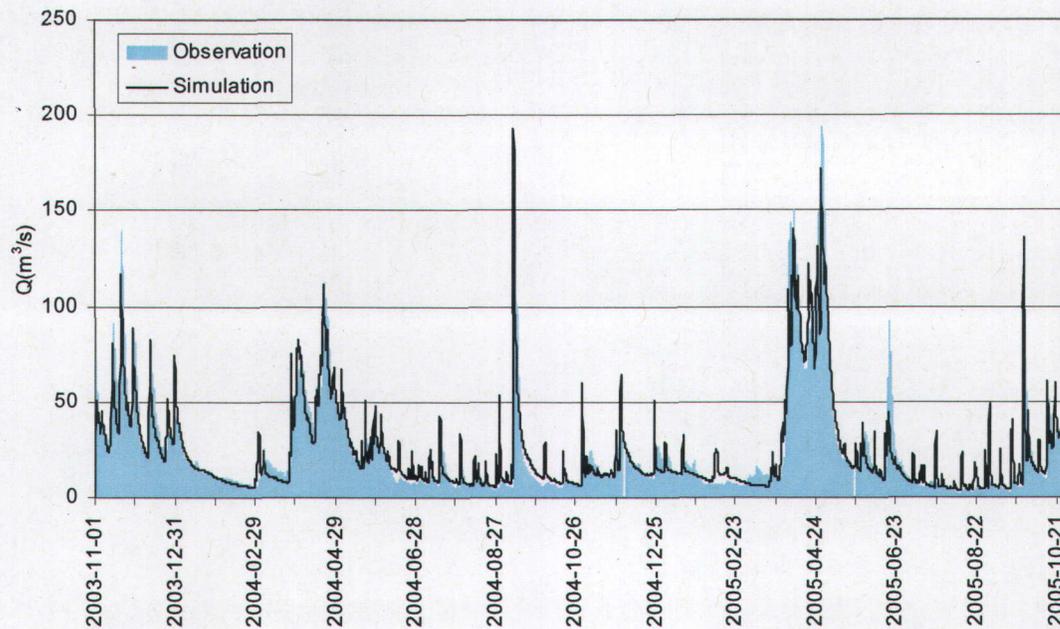


Figure 4.15 : Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « du Nord » sur la période de vérification (jeu de coefficients D1)

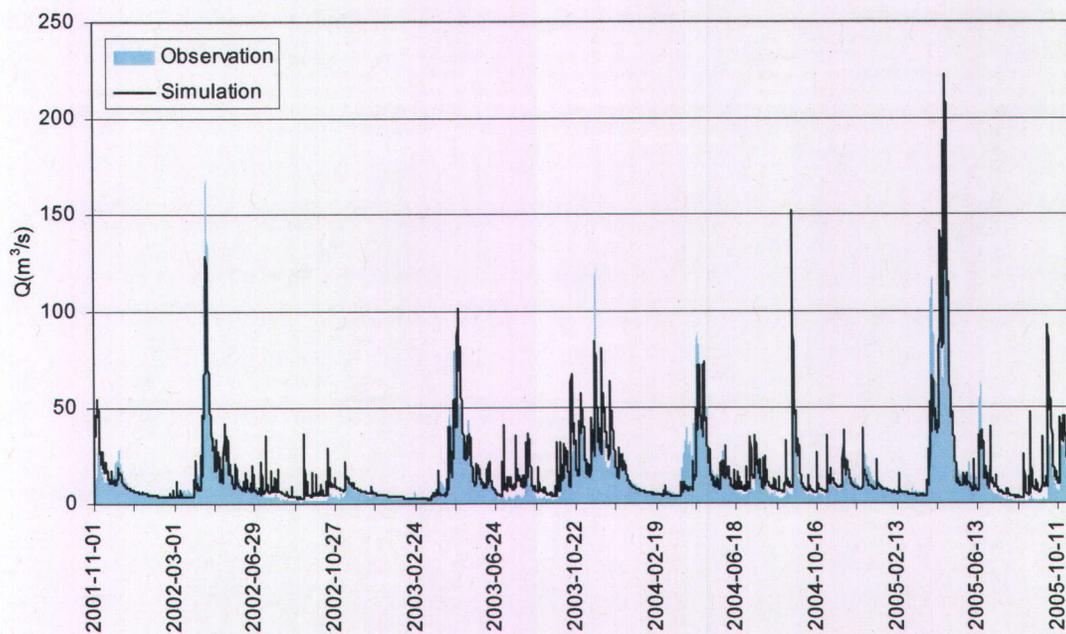


Figure 4.16 : Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « Maskinongé » sur la période de calage (jeu de coefficients M1)

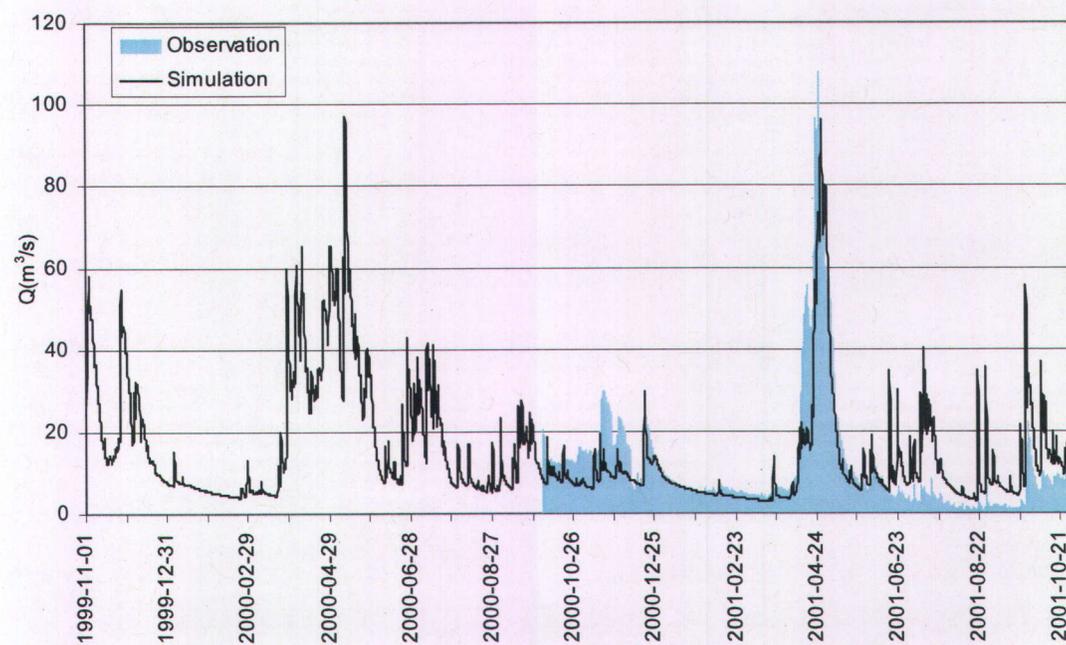


Figure 4.17 : Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « Maskinongé » sur la période de vérification (jeu de coefficients M1)

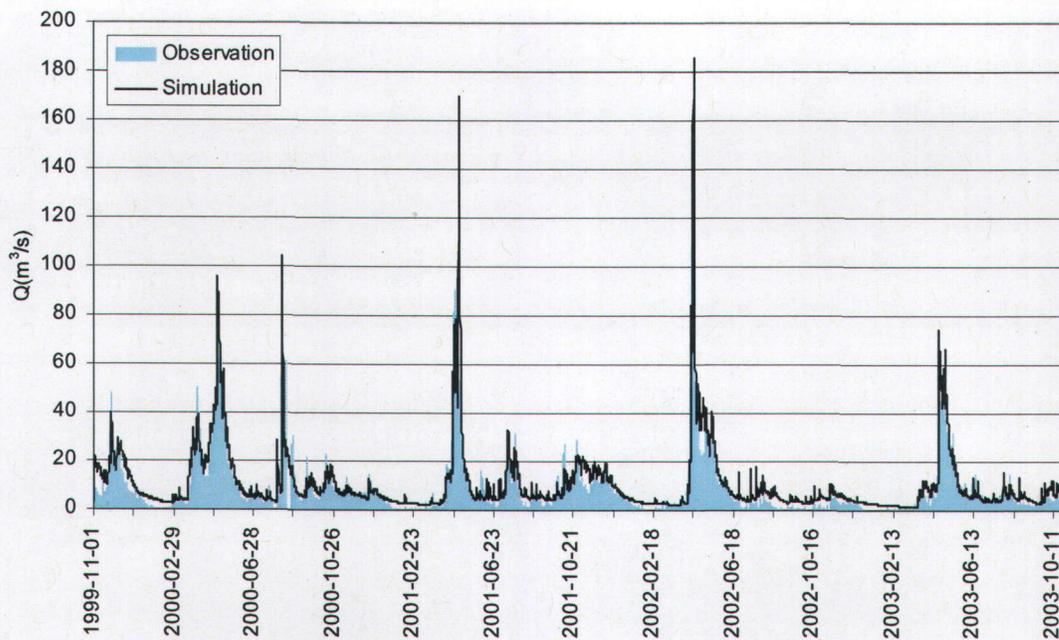


Figure 4.18 : Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « Ouiatchouane » sur la période de calage (jeu de coefficients O1)

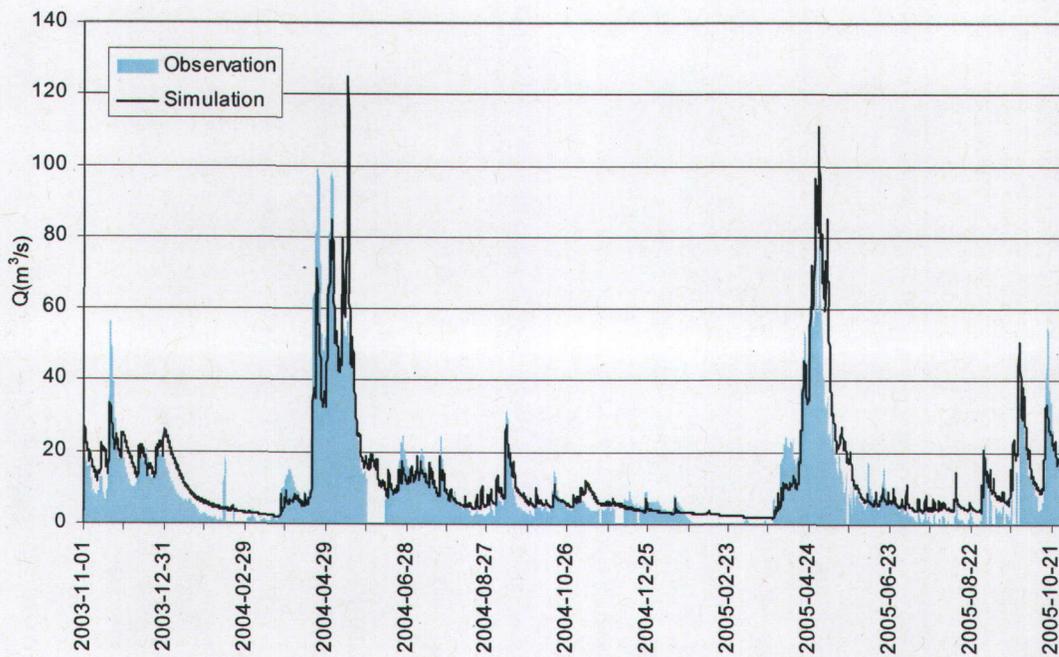


Figure 4.19 : Hydrogrammes observé et simulé après le calage initial pour le bassin « Ouiatchouane » sur la période de vérification (jeu de coefficients O1)

Le tableau 4.14 donne, quant à lui, quelques informations sur les durées des exercices de calage et indirectement sur les coûts en calcul à ressources matérielles égales. On note que plus de 5 000 évaluations fonctionnelles sont nécessaires pour obtenir les résultats présentés plus haut. Les durées de calcul pour le calage sont assez importantes, allant d'une trentaine d'heures (un jour) à près de cent heures (quatre jours), selon les bassins. La variation des durées de calcul d'un bassin à l'autre s'explique d'une part, par le nombre d'unités hydrologiques de simulation, mais aussi par les valeurs prises par les coefficients reliés au bilan vertical et par les propriétés hydrodynamiques des sols qui influencent les vitesses d'écoulement et le pas de temps interne du schéma de résolution numérique. Malgré cela, ces durées de calcul demeurent à l'intérieur d'un cadre acceptable d'un point de vue opérationnel et indiquent que la méthode proposée dans la thèse est cohérente avec les objectifs pragmatiques qui sont visés.

Tableau 4.14 : Nombre d'évaluations fonctionnelles et durée de l'exercice de calage pour l'obtention des jeux de coefficients M1, D1 et O1

	<b>Jeu de coefficients</b>	<b>Nombre d'évaluations fonctionnelles</b>	<b>Durée* (s)</b>	<b>Durée* (h)</b>
Maskinongé	M1	5 298	107 261	30
Ouatchouane	O1	5 773	347 332	96
du Nord	D1	5 620	234 236	65

\* Les informations sur la durée des simulations sont indicatives seulement et dépendent des ressources matérielles. Les durées présentées ici ont été obtenues sur des nœuds d'un ordinateur Sun Fire V20z (double processeur), Processeur K8 64-bit d'Opteron de 2.4 GHz d'horloge interne et possédant une mémoire vive de 4 GB.

Le tableau 4.15 présente les coefficients obtenus dans l'exercice de calage. On y note que les valeurs prises par les coefficients sont tantôt assez proches des valeurs intuitives habituellement attribuées aux coefficients lors d'un exercice de calage manuel, tantôt beaucoup moins cohérentes avec l'intuition. On note aussi que quelques valeurs ont atteint les bornes limites des variations permises.

Tableau 4.15 : Coefficients obtenus lors du calage initial d'HYDROTEL

<b>Bassin</b>	<b>Maskinongé</b>	<b>Ouiatchouane</b>	<b>du Nord</b>	<b>du Nord</b>
<b>Jeu de coefficients</b>	<b>M1</b>	<b>O1</b>	<b>D1</b>	<b>D1a</b>
I_TPPN	[-1,00	[-1,00	0,35	-0,58
N_FF0dFFF	2,00]	1,96	2,00]	1,95
N_FF0dFFF	1,00]	0,60	0,54	0,60
N_SF0mSFF	-0,07	-0,98	[-2,00	-1,98
N_SFCmSFF	[0,00	0,02	2,00]	1,82
E_ETP	0,96	1,50]	0,74	1,50]
BV3C_Z1	0,20]	0,17	0,20]	0,20]
BV3C_Z2mZ1	0,49	0,50]	0,50]	0,22
BV3C_Z3mZ2	[0,50	[0,50	1,17	0,96
BV3C_LOGREC	-8,12	-9,57	-9,38	-9,56

[ : indique que la valeur du coefficient est égale à la borne minimale  
 ] : indique que la valeur du coefficient est égale à la borne maximale

Ces résultats nous mènent vers un questionnement classique en calage des modèles, soit la définition de valeurs plausibles pour les coefficients. Un trop grand contrôle sur les valeurs plausibles, augmentant le risque d'atteindre une borne et un trop grand laxisme autorise l'atteinte de valeurs critiquables du point de vue de l'intuition. Conscient de cette problématique, il a été choisi de ne pas intervenir plus à fond dans le contrôle des valeurs prises par les coefficients, l'objectif n'étant pas de débattre de la pertinence de la valeur prise par les coefficients mais plutôt d'obtenir de bons résultats avec le modèle tant en calage qu'en vérification. Dans les cas où un inconfort est ressenti par le modélisateur face à une valeur semblant contre-intuitive comme celles atteignant des bornes dans le tableau 4.15, il est suggéré à un utilisateur futur de la méthode de resserrer ces bornes des coefficients autour de valeurs jugées plus intuitives.

Finalement, il apparaît judicieux de commenter les coefficients qui concernent le bassin « du Nord » en s'attardant aux différences entre les valeurs associées aux calages, configurés sans et avec mise à jour de la neige au sol. On note que les valeurs des coefficients obtenues après calage sont certainement différentes pour l'une et l'autre des configurations,

sans néanmoins prendre des valeurs radicalement opposées. Ce constat n'est par contre pas valide pour les valeurs du coefficient multiplicatif s'appliquant à l'évapotranspiration potentielle (E\_ETP) où des valeurs diamétralement opposées, forte réduction et forte augmentation de l'évapotranspiration, sont obtenues du processus de calage. Sans mise à jour, il s'avère nécessaire pour le modèle de produire artificiellement plus d'écoulement au printemps pour compenser un déficit de précipitations hivernales. À l'inverse, le seul moyen de combler ce biais dans la production d'écoulement en été, où le déficit de précipitations n'existe pas, est d'augmenter la perte par évapotranspiration.

Ce premier pas montre que l'on a maintenant une approche de calage automatique disponible pour HYDROTEL qui donne des résultats satisfaisants. L'un des objectifs de la thèse est donc atteint ici, puisqu'il permet la mise en place efficace du modèle.

#### **4.2.5 Impact de la stratégie de calage de la neige**

À la section précédente, il a été montré que l'approche de calage proposée permet d'obtenir une première série de résultats qui apparaissent intéressants. Il est à propos, dans une deuxième étape, de s'interroger sur l'impact de faire un calage *a priori* des coefficients associés à la neige à l'aide des données nivométriques. Pour ce faire, l'approche de calage est appliquée à nouveau en ajustant cette fois l'ensemble des coefficients associés à la neige suivant la procédure présentée à la figure 4.20 et non seulement ceux qui n'ont pas été évalués à la section 4.1. Les résultats issus de ce travail sont présentés au tableau 4.16. Il est à noter que les résultats de la section précédente sont reportés dans le tableau pour faciliter la comparaison des résultats.

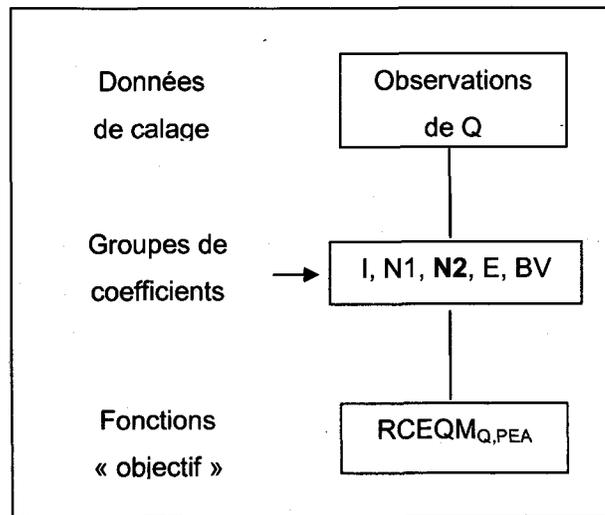


Figure 4.20 : Procédure de calage, données utilisées pour le calage et groupes de coefficients calés ayant conduit à l'obtention des jeux de coefficients O2, M2 et D2. Le caractère gras est utilisé pour faire ressortir les différences avec les variantes de jeux de coefficients O1, M1 et D1

Tableau 4.16 : Comparaison entre des calages d'HYDROTEL utilisant la  $RCEQM_{Q,PEA}$  et calant respectivement les coefficients des groupes I, N1, E et BV (jeux de coefficients M1, O1 et D1) et ceux des groupes I, N1, N2, E et BV (jeux de coefficients M2, O2 et D2)

Description							RCEQM		N-S	
Bassin	Id.	Période	Modèle	Groupes de coeff.	Maj	Fonction "objectif"	Q,P	Q,EA	Q<,EA	Q,PEA
Maskinongé	M1	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	17,6	8,6	4,6	0,74
	M2		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>14,1</b>	<b>8,1</b>	<b>3,7</b>	<b>0,81</b>
	M1	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	13,4	<b>8,5</b>	5,2	<b>0,69</b>
	M2		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>12,1</b>	8,6	<b>4,4</b>	<b>0,69</b>
Ouiatchouane	O1	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	9,9	5,1	3,4	0,81
	O2		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>9,1</b>	<b>4,5</b>	<b>2,7</b>	<b>0,84</b>
	O1	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	13,2	<b>5,0</b>	<b>3,2</b>	0,78
	O2		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>11,3</b>	5,4	3,4	<b>0,82</b>
Du Nord	D1	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV	x	RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>13,6</b>	<b>12,0</b>	<b>1,4</b>	<b>0,81</b>
	D2		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV	x	RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	15,2	12,2	3,4	0,79
	D1	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV	x	RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	17,1	<b>12,1</b>	3,5	0,77
	D2		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV	x	RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>14,3</b>	13,0	<b>2,5</b>	<b>0,83</b>

Le caractère gras indique la meilleure performance  
 Maj. : Mise à jour de la neige au sol en cours de simulation (x: oui)  
 id.: Identifiant du jeu de coefficients obtenu ou utilisé

Les avantages et inconvénients d'utiliser l'une ou l'autre des approches, selon les résultats présentés au tableau 4.16, n'apparaissent pas de façon évidente et il est nécessaire d'en faire une analyse détaillée. Remarquons que, pour tous les bassins, les résultats en calage, avec l'approche incluant tous les coefficients, sont globalement meilleurs que ceux obtenus en n'utilisant qu'une partie des coefficients de neige. Lorsque l'on s'intéresse aux périodes de vérification, ce constat doit être nuancé. Ainsi, les résultats en période de vérification pour le bassin « Maskinongé » sont équivalents, peu importe l'approche utilisée. Pour le bassin « du Nord », les résultats sur la période de vérification en utilisant tous les coefficients de neige (groupes « N1 » et « N2 ») sont de qualité légèrement inférieure aux résultats n'utilisant que les coefficients du groupe « N1 ». Pour le bassin « Ouiatchouane », le constat est inversé.

Ces résultats, bien que mitigés, indiquent que la spécialisation plus grande du modèle, avec l'approche calant tous les coefficients de neige, n'amène pas d'avantage significatif en période de vérification. Ceci peut être interprété comme une seconde illustration de l'intérêt d'utiliser l'approche avec des coefficients fixés *a priori*. En effet, les résultats qui en sont issus sont aussi intéressants que ceux obtenus lorsque tous les coefficients sont utilisés. De plus, ceci permet de tirer profit des nombreux autres avantages qui découlent de la possibilité de recourir à un jeu de coefficients unique pour le sud du Québec et défini *a priori*. Ces avantages sont notamment la disponibilité de coefficients pour un système d'analyse de la neige au sol fonctionnant de façon indépendante et la réduction du nombre de degrés de liberté et des temps de calcul lors du calage sur les débits comme l'illustre le tableau 4.17. À ce sujet, il peut être à propos de noter que le caractère « aléatoire » de la méthode d'optimisation SCE-UA ne permet pas de définir clairement le lien entre le nombre de degrés de liberté et le nombre d'évaluations fonctionnelles. On peut ainsi facilement imaginer des conditions qui font que les sélections aléatoires de coefficients ont permis, par pure coïncidence, de presque aussi rapidement trouver une solution à « Ouiatchouane » pour O2 que pour O1, malgré le nombre plus élevé de degrés de liberté.

Tableau 4.17 : Nombre d'évaluations fonctionnelles et augmentation du nombre d'évaluations fonctionnelles du calage intégrant tous les coefficients de neige (I, N1, N2, E et BV) par rapport au calage sur une partie des coefficients de neige (I, N1, E et BV)

	<b>Jeu de coefficients</b>	<b>Nombre d'évaluations fonctionnelles</b>	<b>Pourcentage d'augmentation du nombre d'évaluations fonctionnelles*</b>
Maskinongé	M2	6 245	118 %
Ouiatchouane	O2	5 857	101 %
du Nord	D2	6 312	112 %

\* par rapport aux valeurs du tableau 4.14

Le tableau 4.18 présente les coefficients obtenus lors du présent calage tout en les comparant avec les résultats de calage de la section précédente. On note que les coefficients prennent rarement des valeurs semblables d'un exercice de calage à l'autre. Ceci peut être considéré comme un élément négatif mais non nécessairement surprenant puisque l'on est ici devant le problème bien connu de l'équifinalité (Beven et Freer, 2001). En effet, l'augmentation du nombre de degrés de liberté complexifie la recherche en augmentant l'espace de recherche. Par effet de compensation des coefficients, une différence de configuration comme le nombre de coefficients peut possiblement mener la recherche dans une région du domaine complètement différente. On peut aussi faire remarquer qu'il est possible qu'avec des historiques courts, le contenu en information permettant de faire le calage est limité et ne favorise pas la convergence vers un jeu de coefficients unique.

En guise de comparaison supplémentaire, les coefficients de calage pour la neige, issus du calage de tous les coefficients sur les débits, ont été utilisés pour simuler l'évolution de l'ÉEN de la neige. Cette simulation a été effectuée aux différentes localisations où des relevés nivométriques sont disponibles (sept sites : cinq sur le bassin « du Nord », deux sur le bassin « Ouiatchouane » mais aucun site sur le bassin « Maskinongé »).

Tableau 4.18 : Comparaison entre les coefficients obtenus en incluant tous les coefficients de neige (M2, O2 et D2) et le calage initial d'HYDROTEL (M1, O1 et D1)

Jeu de coefficients	Maskinongé		Ouiatchouane		du Nord		Valeurs des coefficients du groupe N2
	M1	M2	O1	O2	D1	D2	
I_TPPN	[-1,00	0,87	[-1,00	1,34	0,35	-0,57	
N_TFNS		0,50		0,20		2,00]	0,59
N_MVNS		259,35		549,91		356,51	466
N_CT		0,10		[0,00		[0,00	0,01
N_FFOfFFF	2,00]	1,43	1,96	1,98	2,00]	1,87	
N_FFF		9,93		20,00]		4,05	6,4
N_FFCdFFF	1,00]	0,72	0,60	1,00]	0,54	0,57	
N_SFOmSFF	-0,07	-0,95	-0,98	-1,99	[-2,00	-0,86	
N_SFF		0,52		1,25		3,00]	1,6
N_SFCmSFF	[0,00	1,35	0,02	[0,00	2,00]	1,96	
E_ETP	0,96	0,74	1,50]	0,79	0,74	0,75	
BV3C_Z1	0,20]	0,20]	0,17	[0,01	0,20]	0,20]	
BV3C_Z2mZ1	0,49	0,44	0,50]	[0,10	0,50]	0,49	
BV3C_Z3mZ2	[0,50	0,65	[0,50	2,00]	1,17	1,14	
BV3C_LOGREC	-8,12	-7,17	-9,57	-9,23	-9,38	-7,47	

[ : indique que la valeur du coefficient est égale à la borne minimale

]: indique que la valeur du coefficient est égale à la borne maximale

Les résultats associés à cette analyse sont présentés au tableau 4.19. On y note que selon l'une ou l'autre des approches, les simulations d'ÉEN présentent des erreurs similaires. Ceci s'explique possiblement par le fait que les coefficients calés sur les ÉEN l'ont été globalement sur l'ensemble du sud du Québec et, bien qu'ils soient spécialisés à l'objectif d'obtenir des ÉEN, ne sont par contre pas spécialisés aux conditions locales des bassins versants étudiés. Un raisonnement inverse s'applique pour les coefficients calés à l'aide des débits. En effet, un nombre important de coefficients associés à la neige sont calés localement pour répondre aux particularités d'un bassin versant donné mais ce calage ne s'effectue pas sur la principale variable d'intérêt, l'ÉEN de la neige au sol. Ce résultat vient

donc renforcer les conclusions des paragraphes précédents dans la mesure où il indique que des résultats équivalents peuvent être obtenus avec les deux approches. L'utilisation d'une approche où plusieurs coefficients sont définis *a priori* apporte donc le plus grand nombre d'avantages.

Tableau 4.19 : Comparaison entre les équivalents en eau de la neige au sol simulés sur la période 1999-11-01 à 2006-04-20 avec deux configurations différentes pour l'estimation des coefficients de la neige

	<b>Jeu de coefficients</b>	<b>RCEQM(mm)</b>	<b>Biais(mm)</b>
Ouiatchouane	O1 (calage global sur la neige)	41,5	-10,4
	O2 (calage local sur les débits)	44,2	9,3
du Nord	D1 (calage global sur la neige)	32,2	7,0
	D2 (calage local sur les débits)	33,7	5,5

Le caractère **gras** indique la meilleure performance

#### **4.2.6 Comparaison du calage avec l'utilisation de deux fonctions « objectif » différentes**

Il a été mentionné plus tôt que, lors d'un calage manuel, il est courant que les hydrologues spécialistes pondèrent leur effort de calage en effectuant un compromis entre différents objectifs. Dans la présente section, la fonction « objectif » originale pondérant différents objectifs est utilisée.

Pour les fins de l'exercice de calage, la fonction « objectif » est définie suivant l'approche par cible (référer au chapitre 3) et pondère trois écarts à la cible, eux-mêmes associés aux erreurs quadratiques sensibles à la fonte, aux crues d'été et d'automne et aux étiages, selon les paramètres définis au tableau 4.20. Ce choix est arbitraire et est basé sur les intuitions suivantes :

- les deux périodes de l'année où les générations des crues sont différentes sont représentées (printemps : crue de fonte et pluies, été-automne : crue de pluies seulement);
- les deux principaux régimes d'écoulement sont représentés (étiage et crue).

Compte tenu du biais des erreurs quadratiques, les fonctions « objectif » s'appuyant sur cet indicateur focalisent principalement sur la bonne performance du modèle par rapport aux crues. Le facteur multiplicatif des observations pour définir la cible des trois sous-fonctions est 1.2. Un test sommaire servant de base pour ce choix est présenté à l'annexe B.

Tableau 4.20 : Fonction « objectif » composite (FOC) pour la configuration de référence

<b>F<sub>cible</sub> =1.20</b>	<b>Sous fonction #1</b>	<b>Sous fonction #2</b>	<b>Sous fonction #3</b>
Description	EC(RCEQM <sub>Q,P</sub> )	EC(RCEQM <sub>Q,EA</sub> )	EC(RCEQM <sub>Q&lt;,EA</sub> )
Pondération	1/3	1/3	1/3

Le tableau 4.21 permet de comparer les résultats obtenus en utilisant la fonction « objectif » composite (FOC), selon l'approche définie à la figure 4.21, et l'approche plus conventionnelle utilisant la RCEQM<sub>Q,PEA</sub> comme présentée aux sections précédentes, notamment à la figure 4.13.

Tableau 4.21 : Comparaison entre des calages d'HYDROTEL utilisant la RCEQM<sub>Q,PEA</sub> (jeux de coefficients M1, O1 et D1) et la FOC (jeux de coefficients M3, O3 et D3) et calant les coefficients des groupes I, N1, E et BV

<b>Description</b>							<b>RCEQM</b>			<b>N-S</b>
Bassin	Id.	Période	Modèle	Groupes de coeff.	Maj	Fonction "objectif"	Q,P	Q,EA	Q<,EA	Q,PEA
Maskinongé	M1	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>17,6</b>	8,6	4,6	0,74
	M3		HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>17,6</b>	<b>7,4</b>	<b>1,8</b>	<b>0,76</b>
	M1	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	13,4	8,5	5,2	0,69
	M3		HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>13,3</b>	<b>5,6</b>	<b>2,1</b>	<b>0,77</b>
Ouiatchouane	O1	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>9,9</b>	<b>5,1</b>	3,4	<b>0,81</b>
	O3		HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	10,1	5,2	<b>1,7</b>	0,80
	O1	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	13,2	<b>5,0</b>	3,2	0,78
	O3		HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>12,6</b>	5,2	<b>1,6</b>	<b>0,79</b>
Du Nord	D1	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV	x	RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>13,6</b>	<b>12,0</b>	<b>1,4</b>	<b>0,81</b>
	D3		HYDROTEL	I, N1, E, BV	x	FOC <sub>Q,PEA</sub>	17,4	12,1	2,5	0,76
	D1	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV	x	RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>17,1</b>	<b>12,1</b>	3,5	0,77
	D3		HYDROTEL	I, N1, E, BV	x	FOC <sub>Q,PEA</sub>	14,5	13,2	<b>1,9</b>	<b>0,83</b>

Le caractère gras indique la meilleure performance

Maj.: Mise à jour de la neige au sol en cours de simulation (x: oui)

id.: Identifiant du jeu de coefficients obtenu ou utilisé

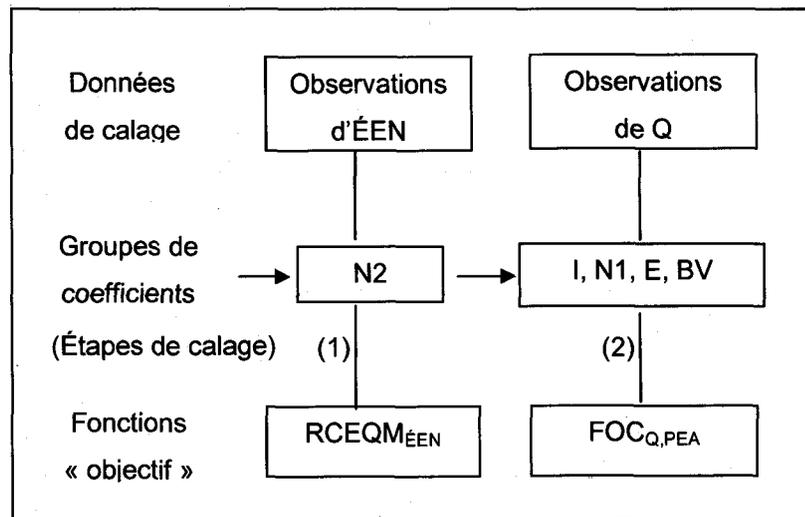


Figure 4.21 : Procédure de calage, données utilisées pour le calage et groupes de coefficients calés ayant conduit à l'obtention des jeux de coefficients O3, M3 et D3. Le caractère gras est utilisé pour faire ressortir les différences avec les variantes de jeux de coefficients O1, M1 et D1

Au tableau 4.21, on remarque que pour deux des trois bassins étudiés (« Maskinongé » et « Ouiatchouane ») l'utilisation de la FOC permet d'obtenir en période de vérification des résultats conduisant à des valeurs plus favorables, pour les indicateurs choisis, que ceux obtenus avec la RCEQM<sub>Q,PEA</sub>. Ceci est vrai même lorsque l'on compare les coefficients de Nash-Sutcliffe qui ont par ailleurs servi directement (sous une forme légèrement différente) au calage avec la RCEQM<sub>Q,PEA</sub>. Ce résultat porte à croire que l'utilisation de la FOC, en intégrant explicitement les récessions dans le calage du modèle, entre autres, permet d'obtenir un jeu de coefficients capable, dans le contexte de l'information utilisée, de reproduire le comportement du bassin versant pour la période de vérification. L'annexe B présente un test supplémentaire du même type et conduit à la même conclusion. Dans la période de spécialisation des coefficients qu'est le calage toutefois, l'approche par RCEQM<sub>Q,PEA</sub> est évidemment la plus performante vis-à-vis du coefficient de Nash-Sutcliffe. Dans le cas du bassin « du Nord », les résultats obtenus sont légèrement meilleurs en période de vérification en utilisant la RCEQM<sub>Q,PEA</sub>. Malgré ce dernier résultat, le recours à une FOC demeure probablement valable puisqu'il conduit à des résultats représentant un équilibre entre les objectifs qui convient à un usager donné.

Le tableau 4.22 donne les coefficients qui ont été obtenus lors du calage en utilisant FOC comme fonction « objectif ». Ces coefficients sont comparés à ceux obtenus initialement avec la RCEQM<sub>Q,PEA</sub> comme fonction « objectif ». On y note, à nouveau, que les valeurs des

coefficients peuvent être différentes selon la fonction « objectif » utilisée. Les explications données précédemment s'appliquent à nouveau quant au caractère aléatoire du domaine de recherche exploré et de l'équifinalité.

Tableau 4.22 : Comparaison entre les coefficients obtenus en utilisant la fonction « objectif » RCEQM<sub>Q,PEA</sub> (M1, O1 et D1) et la FOC (M3, M3b, O3 et D3)

Jeu de coefficients	Maskinongé			Ouiatchouane		du Nord	
	M1	M3	M3b	O1	O3	D1	D3
I_TPPN	[-1,00	[-1,00	[-1,00	[-1,00	-0,97	0,35	0,43
N_FF0dFFF	2,00]	2,00]	2,00]	1,96	2,00]	2,00]	2,00]
N_FF0dFFF	1,00]	0,77	0,79	0,60	[0,50	0,54	[0,50
N_SF0mSFF	-0,07	-0,25	-1,01	-0,98	[-2,00	[-2,00	[-2,00
N_SFCmSFF	[0,00	0,01	0,01	0,02	1,99	2,00]	2,00]
E_ETP	0,96	[0,70	0,62	1,50	0,87	0,74	0,82
BV3C_Z1	0,20]	0,20]	0,40]	0,17	0,20]	0,20]	0,20]
BV3C_Z2mZ1	0,49	0,50]	0,40	0,50]	0,50]	0,50]	0,50]
BV3C_Z3mZ2	[0,50	2,00	3,13	[0,50	2,00]	1,17	2,00]
BV3C_LOGREC	-8,12	-9,54	-10,09	-9,57	-9,54	-9,38	-9,85

[ : indique que la valeur du coefficient est égale à la borne minimale  
 ] : indique que la valeur du coefficient est égale à la borne maximale

Au tableau 4.22, il est à constater que les coefficients liés aux profondeurs de sol ont atteint les bornes maximales proposées (jeu de coefficients M3). Il est apparu opportun pour ce bassin de refaire un exercice de calage en étendant quelque peu les bornes initialement choisies (tableau 3.3). Le bassin « Maskinongé » a été utilisé pour ce test. Les valeurs maximales pour les coefficients Z1, Z2mZ1 et Z3mZ2 du BV ont respectivement été augmentées à 0,4, 0,8 et 4 m et la valeur minimale pour le coefficient LOGREC du BV a été réduite à -12. Les nouvelles valeurs des coefficients, obtenues après calage, qui se retrouvent aussi au tableau 4.22 (jeu de coefficients M3b), permettent d'améliorer la performance du modèle tant en période de calage qu'en période de vérification, comme il est possible de le constater au tableau 4.23.

Tableau 4.23 : Comparaison entre des calages d'HYDROTEL sur le bassin « Maskinongé » avec des bornes par défaut (M3) ou avec des bornes étendues (M3b)

Description							RCEQM			N-S
Bassin	Id.	Période	Modèle	Groupes de coeff.	Maj	Fonction "objectif"	Q,P	Q,EA	Q<,EA	Q,PEA
Maskinongé	M3	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	17,6	7,4	1,8	0,76
	M3b		HYDROTEL	I, N1, E, BV*		FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>14,8</b>	<b>6,5</b>	<b>1,8</b>	<b>0,83</b>
	M3	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	13,3	<b>5,6</b>	<b>2,1</b>	0,77
	M3b		HYDROTEL	I, N1, E, BV*		FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>11,4</b>	6,1	2,2	<b>0,80</b>

Le caractère gras indique la meilleure performance

Maj.: Mise à jour de la neige au sol en cours de simulation (x: oui)

id.: Identifiant du jeu de coefficients obtenu ou utilisé; \* = Bornes étendues

Il demeure important tout de même de rappeler que le choix des sous-fonctions « objectif » de base et de leur pondération a été fait *a priori* sur une base intuitive et qu'une exploration systématique de ces choix ne sera pas abordée ci-après. Malgré cela, il faut remarquer que les résultats du tableau 4.21 s'appuient sur le choix de coefficients pour définir la sous-fonction #3 du tableau 4.20 qui n'inclut que des débits considérés comme représentants des situations d'étiages. Pour y arriver, deux coefficients sont définis. Le premier est le nombre de pas de temps consécutifs avec un débit décroissant, précédant le pas de temps courant, qui sont jugés nécessaires pour que le débit du pas de temps courant soit considéré comme étant un débit d'étiage. Le second est le débit seuil sous lequel le débit courant doit se trouver pour être en situation d'étiage. Le premier de ces coefficients a été fixé arbitrairement à trois pas de temps consécutifs (9h) pour obtenir les résultats du tableau 4.21. Les valeurs choisies pour le second coefficient sont présentées au tableau 4.24. Ces valeurs ont aussi été choisies arbitrairement après une analyse visuelle des hydrogrammes.

Tableau 4.24 : Présentation et définition des caractéristiques des coefficients de la sous-fonction « objectif » visant la simulation des étiages (sous-fonction objectif #3) pour les trois bassins étudiés

Bassin	Coefficients de la sous-fonction #3		Caractéristiques du choix des coefficients		
	Débit seuil (m <sup>3</sup> /s)	Nombre de pas de décrue	Débit spécifique (l/s/km <sup>2</sup> )	Fraction des données de débits sous le seuil	Fraction des données de débits sous le seuil remplissant le critère des pas de décrue
Ouiatchouane	3	3	5,3	22,9 %	10,8 %
Maskinongé	3	3	3,6	14,1 %	3,7 %
du Nord	5	3	4,3	7,5 %	3,0 %

De manière à s'assurer minimalement que ces choix n'ont pas d'impact majeur sur les résultats, des calages supplémentaires ont été effectués sur le bassin « Maskinongé » avec l'objectif de couvrir le spectre des fractions des données de débits du tableau 4.24. Les valeurs de ces coefficients supplémentaires sont présentées au tableau 4.25. Les tests ont été effectués avec les deux configurations pour les bornes des coefficients (bornes par défaut et bornes étendues) pour s'assurer que les limitations apportées par l'atteinte des bornes ne masquent pas la sensibilité aux choix des coefficients pour définir la récession.

Tableau 4.25 : Présentation et définition des caractéristiques des variantes des coefficients de la sous-fonction « objectif » visant la simulation des étiages (sous-fonction objectif #3) pour les tests menés sur le bassin « Maskinongé »

Bassin	Variante	coefficients de la sous fonction #3		Caractéristiques du choix des coefficients		
		Débit seuil (m <sup>3</sup> /s)	Nombre de pas de décrue	Débit spécifique (l/s/km <sup>2</sup> )	Fraction des données de débits sous le seuil	Fraction des données de débits sous le seuil remplissant le critère des pas de décrue
Maskinongé	1	3	1	3,6	14,1 %	14,1 %
Maskinongé	2	2,5	3	3,0	7,1 %	2,3 %
Maskinongé	3	5	3	6,0	31,1 %	10,3 %

L'impact du choix des coefficients, tel qu'observé au tableau 4.26, est à peine perceptible dans les résultats. Ce constat s'avère évidemment valide, comme il était possible de l'anticiper, pour la configuration pour laquelle les coefficients atteignent les bornes. Plus intéressant encore, il s'avère aussi valide pour la configuration où les bornes sont étendues et où les coefficients prennent, selon les variantes, des valeurs légèrement différentes (voir le tableau 4.27 à ce sujet). Ceci laisse croire que la prise en compte explicite des situations d'étiage dans les fonctions « objectif » composites a un impact beaucoup plus grand que le nombre de données de débits en situation d'étiage qui sont incluses pour définir cet étiage. Pour les sections qui suivent, la FOC utilisée selon les pondérations arbitraires définies au tableau 4.24 a été retenue pour effectuer certaines comparaisons.

Tableau 4.26 : Comparaison entre des calages d'HYDROTEL utilisant des variantes de la fonction « objectif » composite (FOC) et des variantes de bornes pour les coefficients

Description							RCEQM			N-S
Bassin	Id.	Période	Modèle	Groupes de coeff.	Maj	Fonction "objectif"	Q,P	Q,EA	Q<,EA	Q,PEA
Maskinongé	M3	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	17,63	7,35	1,83	0,76
	M3v1		HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 1	17,63	7,35	1,83	0,76
	M3v2		HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 2	17,62	7,36	1,83	0,76
	M3v3		HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 3	17,63	7,35	1,83	0,76
<b> </b>										
	M3	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	13,31	5,58	2,09	0,77
	M3v1		HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 1	13,31	5,58	2,09	0,77
	M3v2		HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 2	13,29	5,58	2,09	0,77
	M3v3		HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 3	13,31	5,58	2,09	0,77
<b> </b>										
Maskinongé	M3b	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV*		FOC <sub>Q,PEA</sub>	14,75	6,47	1,80	0,83
	M3bv1		HYDROTEL	I, N1, E, BV*		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 1	15,02	6,43	1,78	0,82
	M3bv2		HYDROTEL	I, N1, E, BV*		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 2	14,68	6,50	1,81	0,83
	M3bv3		HYDROTEL	I, N1, E, BV*		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 3	14,77	6,46	1,81	0,83
<b> </b>										
	M3b	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV*		FOC <sub>Q,PEA</sub>	11,40	6,11	2,21	0,80
	M3bv1		HYDROTEL	I, N1, E, BV*		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 1	11,55	5,84	2,12	0,81
	M3bv2		HYDROTEL	I, N1, E, BV*		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 2	11,18	6,24	2,25	0,81
	M3bv3		HYDROTEL	I, N1, E, BV*		FOC <sub>Q,PEA</sub> variante 3	11,45	6,16	2,25	0,80

Le caractère gras indique la meilleure performance  
Maj.: Mise à jour de la neige au sol en cours de simulation (x: oui)  
id.: Identifiant du jeu de coefficients obtenu ou utilisé  
\* = Bornes étendues

Tableau 4.27 : Jeux de coefficients obtenus lors du calage avec les bornes étendues et les différentes variantes de la fonction « objectif » composite

Jeu de coefficients	Maskinongé			
		Variante 1	Variante 2	Variante 3
	M3b	M3bv1	M3bv2	M3bv3
I_TPPN	[-1,00	[-1,00	[-1,00	[-1,00
N_FFOdFFF	2,00]	2,00]	2,00]	2,00]
N_FFCdFFF	0,79	0,79	0,79	0,80
N_SFOmSFF	-1,01	-0,29	-0,33	-1,03
N_SFCmSFF	0,01	[0,00	[0,00	[0,00
E_ETP	0,62	0,64	0,61	0,61
BV3C_Z1	0,40	0,40	0,40	0,40
BV3C_Z2mZ1	0,40	0,40	0,40	0,41
BV3C_Z3mZ2	3,13	2,95	3,07	2,99
BV3C_LOGREC	-10,09	-10,69	-10,68	-9,94

[ : indique que la valeur du coefficient est égale à la borne minimale  
 ] : indique que la valeur du coefficient est égale à la borne maximale

#### 4.2.7 Calage complet avec les coefficients de frottement

Jusqu'à la présente étape, le calage a été effectué sans tenter d'améliorer le synchronisme des pointes sous l'effet d'un ajustement des temps de transfert de l'eau sur le bassin versant. L'objectif de la présente section vise donc à améliorer la qualité des simulations en effectuant cet ajustement. Pour ce faire, le calage de deux coefficients de frottement, tel que présenté à la section 3.3.3, est effectué, les autres coefficients étant fixés aux valeurs obtenues à la section précédente. La fonction « objectif »  $RCEQM_{Q,PEA}$  est utilisée. Ceci équivaut à l'approche présentée à la figure 4.22 qui est aussi l'approche de calage proposée et défendue par la présente thèse. Le tableau 4.28 présente les résultats de l'exercice de calage tout en les mettant en relation avec les résultats obtenus à la section précédente.

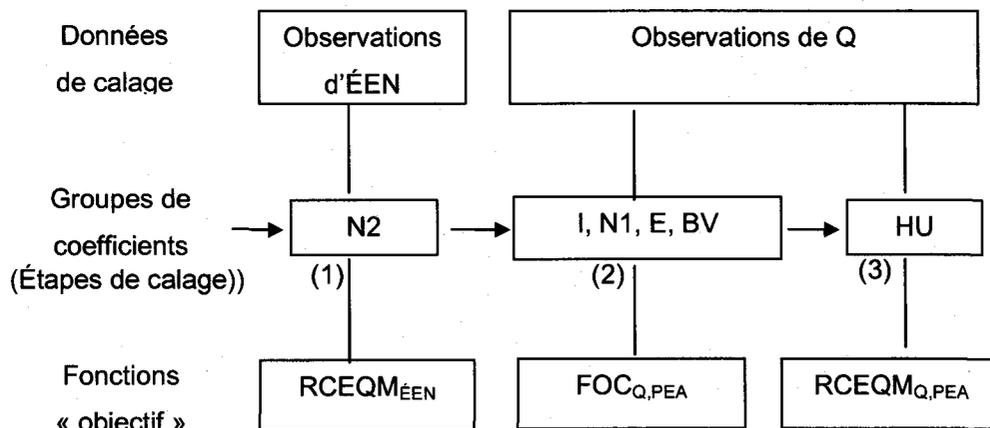


Figure 4.22 : Procédure de calage, données utilisées pour le calage et groupes de coefficients calés ayant conduit à l'obtention des jeux de coefficients O4, M4 et D4. Cette procédure est aussi l'approche de calage proposée par la présente thèse.

Tableau 4.28 : Comparaison entre le calage en une étape utilisant les coefficients des groupe I, N1, E et BV (jeux de coefficients M3, O3 et D3) et le calage avec une étape supplémentaire utilisant les coefficients du groupe HU (jeux de coefficients M4, O4 et D4)

		Description					RCEQM			N-S
Bassin	Id.	Période	Modèle	Groupes de coeff.	Maj	Fonction "objectif"	Q,P	Q,EA	Q<,EA	Q,PEA
Maskinongé	M3	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	17,6	7,4	1,8	0,76
	M4		HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*		FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>16,7</b>	<b>5,8</b>	2,3	<b>0,80</b>
	M3	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>13,3</b>	5,6	2,1	0,77
	M4		HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*		FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	13,7	<b>4,5</b>	3,1	<b>0,77</b>
Ouiatchouane	O3	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	10,1	<b>5,2</b>	1,7	<b>0,80</b>
	O4		HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*		FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>9,8</b>	5,3	1,7	<b>0,80</b>
	O3	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV		FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>12,6</b>	<b>5,2</b>	1,6	<b>0,79</b>
	O4		HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*		FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	12,7	<b>5,2</b>	1,8	<b>0,79</b>
Du Nord	D3	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV	x	FOC <sub>Q,PEA</sub>	17,4	12,1	2,5	0,76
	D4		HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*	x	FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>14,3</b>	<b>10,6</b>	3,4	<b>0,83</b>
	D3	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV	x	FOC <sub>Q,PEA</sub>	14,5	13,2	1,9	0,83
	D4		HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*	x	FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	<b>13,9</b>	<b>10,7</b>	3,3	<b>0,87</b>

Le caractère gras indique la meilleure performance; Maj.: Mise à jour de la neige au sol en cours de simulation (x: oui); id.: Identifiant du jeu de coefficients obtenu ou utilisé; \* le calage des coefficients des groupes I, N1, E et BV et du groupe HU sont faits en deux étapes distinctes.

À l'analyse des résultats, on remarque que le fait d'avoir ajusté les coefficients de frottement permet d'améliorer sensiblement les résultats par rapport à la plupart des indicateurs à la fois en mode calage et en mode vérification. Cette idée est moins vraie lorsqu'on s'intéresse aux périodes de récession pour lesquelles il y a dégradation des résultats.

De manière à améliorer les résultats, quelques tests non présentés ici ont été menés pour vérifier l'intérêt de refaire le calage des deux étapes (groupes I, N1, E et BV et groupe HU) à l'intérieur d'un processus itératif. Ces simulations se sont avérées peu concluantes quant à la qualité des résultats et très coûteuses en calcul, ce qui en diminuait l'intérêt.

#### 4.2.8 Comparaison avec le calage simultané de tous les coefficients

Les résultats de la section précédente représentent le meilleur résultat qui peut être tiré de notre proposition de stratégie de calage sous réserve du contexte d'application (qualité des données, choix des bornes, etc.). Comme dernière analyse, il est à propos de positionner cette proposition par rapport à l'utilisation de l'optimisateur SCE-UA dans le même contexte d'application mais en tentant de caler simultanément l'ensemble des coefficients ayant été considérés pour un ajustement dans la présente étude. Cette façon de faire plus simple, décrite à la figure 4.23, est-elle plus intéressante que l'approche proposée (figure 4.22)?

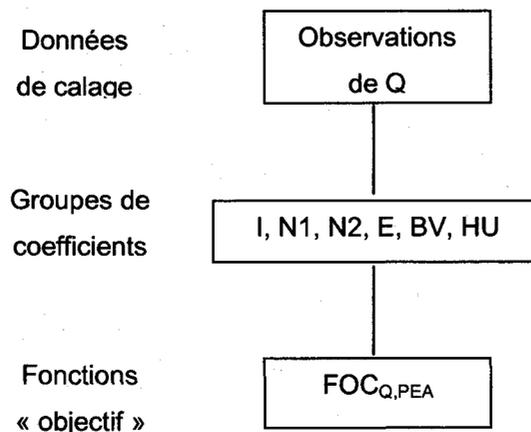


Figure 4.23 : Procédure de calage, données utilisées pour le calage et groupes de coefficients calés ayant conduit à l'obtention des jeux de coefficients O5, M5 et D5.

Comme il est possible de le noter au tableau 4.29, les résultats sur les trois bassins testés donnent des indications divergentes pour la comparaison des deux approches bien que des

conclusions intéressantes puissent être tirées. Alors qu'il aurait été possible de croire que la méthode de calage complète utilisant SCE-UA simultanément sur tous les coefficients soit systématiquement la meilleure en matière de coefficients de Nash-Sutcliffe, il s'avère que pour le bassin « du Nord » le résultat, en utilisant l'approche proposée en trois étapes (une étape de calage basée sur la nivométrie et deux étapes de calage basées sur l'hydrométrie), est le meilleur. On peut donc penser que le fait d'orienter le SCE-UA pour qu'il permette à chacune des étapes d'atteindre des sous-objectifs peut, dans certains cas, favoriser l'exploration d'une partie du domaine de recherche qui ne l'est pas nécessairement lors d'une recherche plus directe.

Tableau 4.29 : Comparaison entre le calage avec la méthode proposée (jeux de coefficients M4, O4 et D4) et le calage direct de tous les coefficients en une seule étape (jeux de coefficients M5, O5 et D5)

Description						RCEQM			N-S
	Modèle	Groupes de coeff.	Maj	Fonction "objectif"	Q,P	Q,EA	Q<,EA	Q,PEA	
Maskinongé	M4	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*	FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	16,7	5,8	2,3	0,80
	<u>M5</u>		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV, HU	FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>11,9</b>	<b>5,5</b>	3,4	<b>0,88</b>
	M4	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*	FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	13,7	<b>4,5</b>	<b>3,1</b>	0,77
	M5		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV, HU	FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>10,5</b>	6,6	4,7	<b>0,79</b>
Ouiatchouane	O4	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*	FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	9,8	<b>5,3</b>	1,7	<b>0,80</b>
	<u>O5</u>		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV, HU	FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>8,5</b>	6,6	<b>0,8</b>	0,79
	O4	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*	FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	12,7	<b>5,2</b>	1,8	0,79
	O5		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV, HU	FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>10,8</b>	6,5	<b>1,5</b>	<b>0,80</b>
Du Nord	D4	Calage	HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*	x FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	14,3	<b>10,6</b>	3,4	<b>0,83</b>
	<u>D5</u>		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV, HU	x FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>13,6</b>	12,0	<b>1,4</b>	0,81
	D4	Vérification	HYDROTEL	I, N1, E, BV, HU*	x FOC <sub>Q,PEA</sub> et RCEQM <sub>Q,PEA</sub>	13,9	<b>10,7</b>	3,3	<b>0,87</b>
	D5		HYDROTEL	I, N1, N2, E, BV, HU	x FOC <sub>Q,PEA</sub>	<b>13,3</b>	13,7	<b>1,9</b>	0,83

Le caractère gras indique la meilleure performance

Maj.: Mise à jour de la neige au sol en cours de simulation (x: oui)

id.: Identifiant du jeu de coefficients obtenu ou utilisé

\* le calage des coefficients des groupes I, N1, E et BV et du groupe HU sont faits en deux étapes distinctes

Autrement, on note que les résultats pour les bassins « Ouiatchouane » et « Maskinongé » sont très légèrement meilleurs lorsque le SCE-UA est utilisé directement en une seule étape. Il faut par contre savoir que, sur le bassin « Ouiatchouane », l'application en une seule étape, qui a pour effet d'augmenter le nombre de degrés de liberté à traiter avec

l'optimisateur, n'a pas fonctionné avec le premier germe numérique. En effet, l'optimisateur avec ce premier germe n'a pas convergé vers des résultats valables (résultats donnant des coefficients de Nash-Sutcliffe négatifs non présentés ici). Il a été nécessaire d'attendre les résultats découlant de l'utilisation d'un deuxième germe pour obtenir les résultats présentés au tableau 4.29.

À ce sujet, il est pertinent de mentionner que le SCE-UA, lorsqu'il est appliqué avec des modèles dont les temps de calcul sont courts, permet généralement d'obtenir plusieurs jeux de coefficients parfois différents mais très souvent équitifs (c'est-à-dire qu'ils produisent des résultats dont les valeurs des coefficients de Nash-Sutcliffe sont assez semblables malgré que les jeux de coefficients eux-mêmes puissent être assez différents) lorsqu'il est lancé répétitivement avec plusieurs germes (Saïd, 2007). Ceci est une indication que le calage du modèle, en utilisant un seul germe comme suggéré dans la présente étude, faute d'être en mesure de payer le prix en temps de calcul avec la contrainte pratique de l'utilisation d'HYDROTEL, pourrait mener vers des défaillances dans la recherche d'un jeu de coefficients intéressant. Par contre, de tous les tests rapportés dans la présente étude, le présent cas sur le bassin « Ouiatchouane » est le seul où il a été essentiel de procéder à un exercice de calage supplémentaire en ajoutant un nouveau germe. Bien que ce risque existe pour toutes les configurations, il est à noter que seul un test d'utilisation directe du SCE-UA sur le bassin « Ouiatchouane » a conduit vers une défaillance majeure. Sans pouvoir conclure sur un semblable échantillon, il se peut que l'approche proposée soit avantageuse aussi pour obtenir un jeu de coefficients intéressant avec un seul germe.

Les coûts en calcul présentés au tableau 4.30 permettent de compléter la réflexion en montrant que, pour des résultats dont on peut anticiper le même niveau de qualité, la méthode proposée est très avantageuse. Les différences importantes dans les durées de calage présentées aux tableaux 4.14 et 4.30 (même pour les cas où le nombre d'évaluations fonctionnelles est comparable) s'expliquent par la nécessité, dans le second cas, d'identifier les valeurs des coefficients de frottement. Ceci nécessite le recours aux calculs, très coûteux, des hydrogrammes géomorphologies. Il faut noter enfin que pour le bassin « Ouiatchouane », seuls les temps de calage utilisant le second germe sont inscrits. Ceci signifie que les temps de calculs nécessaires à l'obtention des résultats pour ce bassin sont approximativement deux fois plus grands que ce qui est présenté au tableau 4.30.

À la lumière des statistiques de comparaison entre les débits observés et simulés présentés au tableau 4.29 (qui sont pratiquement équivalentes entre les deux approches) et des temps

de calcul du tableau 4.30 nettement à l'avantage de l'approche proposée par la thèse (représentée à la figure 4.22), la méthode proposée s'avère être une contribution positive à l'effort de calage d'HYDROTEL.

Tableau 4.30 : Nombre d'évaluations fonctionnelles et durée du calage selon les bassins versants en calant en une seule étape les coefficients I, N1, N2, E, BV et HU

	<b>Jeu de coefficients</b>	<b>Nombre d'évaluations fonctionnelles</b>	<b>Durée (s)</b>	<b>Augmentation de la durée des simulations*</b>
Maskinongé	M5	7 221	506 823	4,73
Ouatchouane	O5	17 430**	1 547 371	4,45
du Nord	D5	5 751	1 050 000	4,48

\* Par rapport aux valeurs du tableau 4.14

\*\* Ceci exclut le calcul improductif avec le premier germe

### 4.3 Simulation autonome de la neige au sol et tests globaux

Les résultats de la section 4.1 permettent de définir la méthode complète pour simuler l'évolution de l'ÉEN. En effet, des coefficients applicables dans l'ensemble du sud du Québec ont été identifiés. Il faut par ailleurs rappeler que cette méthode repose uniquement sur les observations de précipitations et de températures à titre de données d'entrée. Pour compléter un système opérationnel de cartographie de la neige tel que défini dans les objectifs de l'étude, il est utile de recourir à l'algorithme d'assimilation proposé à la section 3.5.4 permettant de mettre à jour les variables d'état du modèle, avec une grille comme support spatial, en fonction des observations faites sur le réseau nivométrique.

L'une des façons de valider les résultats d'une grille à l'aide de données n'ayant pas servi au calage est d'en utiliser les résultats dans des modèles hydrologiques de manière à évaluer l'amélioration de la simulation des débits. En ce sens, des exemples numériques récapitulatifs de simulations pour les printemps 2006 et 2007 (périodes exclues des périodes de calage et de vérification du modèle définies à la section 4.2.1.4), serviront réciproquement à faire cette validation et à illustrer l'intérêt d'une pareille utilisation d'une méthode d'assimilation pour améliorer les simulations des débits printaniers. Ces exemples permettent aussi d'illustrer la contribution de la présente approche de calage des coefficients

d'HYDROTEL, notamment l'approche proposée qui consiste à subdiviser le calage en trois étapes, sur la qualité des simulations printanières en support à la prévision hydrologique.

Pour ce faire, deux périodes de simulation de 2006 et 2007 ont été retenues. Ces périodes débutent le 1<sup>er</sup> mars et s'étendent jusqu'au 1<sup>er</sup> juin de chacune des années. Les conditions initiales en début de chacune de ces deux périodes de simulation, au 1<sup>er</sup> mars, ont été construites en simulant en continu, à partir du 1<sup>er</sup> novembre 2005. La mise à jour des variables d'état s'effectue en utilisant les données nivométriques, telles qu'assimilées sur la grille, respectivement pour les 18 mars 2006 et 17 mars 2007, soit les dates les plus tardives de disponibilité des relevés avant que la fonte printanière s'intensifie. La figure 4.24 permet, à titre d'exemple, de visualiser la distribution spatiale des ÉEN au sol pour le 17 mars 2007. Les données sont introduites dans le modèle en créant un réseau de stations virtuelles, chacune des stations étant localisée à l'emplacement d'un point de la grille dont la résolution est de 0,1° et qui sert de structure spatiale pour la simulation.

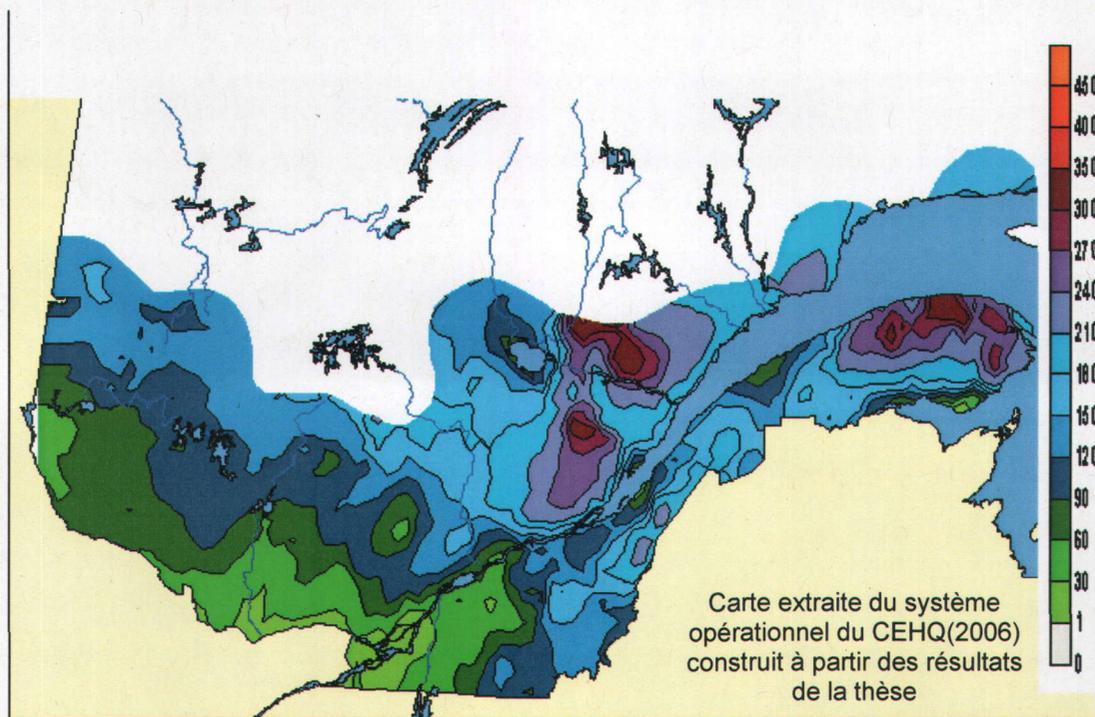


Figure 4.24 : Exemple de simulation d'ÉEN en mm pour les zones de feuillus dans le sud du Québec en date du 17 mars 2007

Le tableau 4.31 présente les résultats issus de l'utilisation de deux jeux de coefficients, obtenus des calages finaux des sections 4.2.7 (approche proposée en trois étapes, figure 4.22 et jeux de coefficients M4, O4 et D4) et 4.28 (approche en une seule étape, figure 4.23 et jeux de coefficients M5, O5 et D5). Ces résultats sont comparés entre eux et la contribution de l'utilisation ou non de la mise à jour des variables d'état associées à la neige, sans calage supplémentaire, y est aussi évaluée. Les résultats du tableau 4.31 sont très explicites et montrent clairement la contribution positive apportée par le système autonome de modélisation de la neige au sol et par l'utilisation de la stratégie de calage proposée.

Tableau 4.31 : Comparaison, en utilisant les valeurs des coefficients de Nash-Sutcliffe calculés sur les périodes considérées, entre les débits simulés et observés pour les trois bassins à l'étude en fonction de l'utilisation ou non d'une mise à jour de la neige au sol en date de la première journée de la période considérée. Les coefficients utilisés sont issus de l'approche proposée de calage en trois étapes (M4, N4 et O4) et de l'utilisation directe de l'optimisateur (M5, N5 et O5)

Bassin	Période considérée	Jeu de coefficients utilisé	Sans mise à jour de la neige au sol	Avec mise à jour de la neige au sol
Maskinongé	du 2006-03-18 au 2006-06-01	M4	0,45	<b>0,62</b>
		M5	-0,17	-0,06
	du 2007-03-17 au 2007-06-01	M4	0,77	<b>0,81</b>
		M5	0,52	0,30
Du Nord	du 2006-03-18 au 2006-06-01	N4	-0,05	<b>0,16</b>
		N5	-0,68	-0,77
	du 2007-03-17 au 2007-06-01	N4	0,17	<b>0,72</b>
		N5	-1,07	-0,52
Ouiatchouane	du 2006-03-18 au 2006-06-01	O4	0,82	<b>0,90</b>
		O5	0,77	0,83
	du 2007-03-17 au 2007-06-01	O4	<b>0,95</b>	0,93
		O5	0,87	0,93

Les caractères « gras » sont utilisés pour identifier les meilleurs résultats de simulation

En effet, l'utilisation de la mise à jour a conduit à l'amélioration des résultats dans cinq des six combinaisons bassin/période lorsque le calage en trois étapes, proposé dans la présente thèse, est considéré. La seule exception est le cas de la crue de printemps de 2007 pour le bassin « Ouiatchouane » où les résultats, avec ou sans mise à jour, sont excellents dans un cas comme dans l'autre. Il faut aussi noter que seuls les résultats de 2006 sur le bassin « du Nord » conduisent à des simulations de qualité faible malgré l'utilisation de l'approche de calage proposée et de l'assimilation de la neige, toutes les autres simulations étant raisonnablement bonnes. Rappelons que les bassins « Ouiatchouane », « Maskinongé » et « du Nord » ont respectivement deux, zéro et cinq stations.

À noter enfin que l'utilisation du calage utilisant directement l'optimisateur en une seule étape conduit à des résultats de qualité faible et systématiquement inférieure à celle obtenue avec la méthode proposée, à l'exception des résultats à « Ouiatchouane ». À titre illustratif, la figure 4.25 présente un exemple de simulation printanière avec les différentes approches de calage et de mise à jour présentées plus haut.

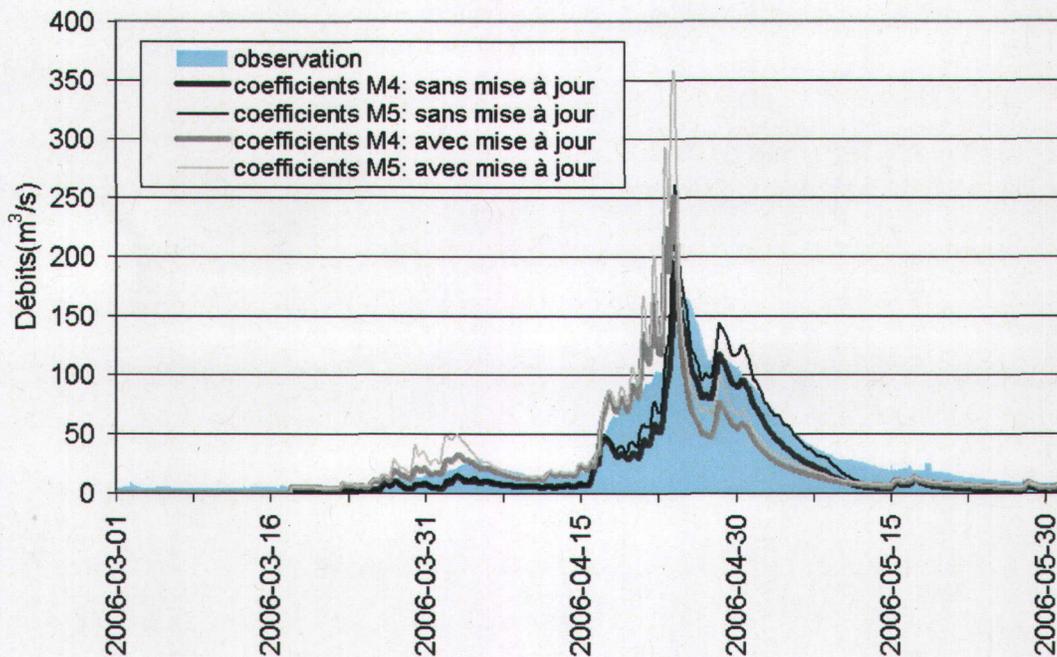


Figure 4.25 : Simulation de la crue de printemps de 2006 au bassin « Maskinongé » en fonction de l'utilisation ou non d'une mise à jour de la neige au sol en date du 2006/03/18 en fonction des coefficients issus de l'approche proposée de calage en trois étapes (M4) et de l'utilisation directe de l'optimisateur (M5)

Bien que la présence d'autres sources d'incertitudes, faisant partie du processus de simulation hydrologique, rend impossible d'isoler l'impact précis de la qualité de la cartographie de la neige au sol sur la qualité des résultats et limite la portée de notre conclusion au niveau de l'illustration, il semble probable que l'approche de calage proposée et la technique de cartographie apportent une contribution positive à la simulation des crues de printemps. Ceci est probablement plus pertinent sur un bassin comme « Maskinongé » où les données nivométriques sont rares mais où la disponibilité d'une cartographie opérationnelle de la neige permet d'effectuer tout de même une mise à jour.



## **5. CONCLUSIONS, SYNTHÈSE DES CONTRIBUTIONS ET TRAVAUX FUTURS**

Les sections qui suivent présentent les principales conclusions et contributions de l'étude et proposent des pistes à explorer pour les travaux futurs.

### **5.1 Conclusions et contributions conceptuelles**

La présente étude a traité d'éléments importants pour le calage et l'implantation du modèle hydrologique distribué HYDROTEL dans une perspective d'utilisation opérationnelle en prévision hydrologique. En particulier, l'accent a été mis sur le développement d'une stratégie de calage automatique applicable au modèle HYDROTEL dans le but d'en faciliter l'implantation sur les bassins versants du sud du Québec. L'exploitation des retombées du calage des coefficients associés à la simulation de la neige au sol pour faciliter la mise à jour opérationnelle des variables d'état portant sur la neige lors de l'émission de prévisions hydrologiques opérationnelles en période printanière a aussi été mise au premier plan.

En ce qui concerne la stratégie de calage automatique des coefficients, la méthode et les conclusions suivantes sont à souligner. D'abord, il est à noter que la méthode de calage proposée s'appuie sur une subdivision de l'exercice de calage en trois parties (voir section 3.3) le calage des coefficients liés : (i) à la neige, (ii) au bilan vertical au sens large et (iii) à l'écoulement. Cette subdivision permet deux retombées précises, soit : (1) la mise à profit de la disponibilité de données nivométriques pour caler les coefficients liés à la simulation de la neige et (2) la réduction significative des temps de calcul en isolant le calage très coûteux des coefficients de frottement. Il a été montré que le calage fait par subdivision permet d'obtenir des résultats ou bien équivalents ou bien supérieurs à ceux obtenus par l'utilisation directe de l'optimisateur sur l'ensemble des coefficients, et cela malgré un coût en calcul quatre fois inférieur (section 4.2.8). Il a aussi été montré que la définition de coefficients de calage liés à la neige qui sont globaux n'altérerait pas significativement la qualité des résultats (section 4.2.5), tout en permettant aussi de réduire les temps de calcul et de faciliter l'identification des coefficients (4.2.3), et en réduisant les problèmes de compensation et d'interaction entre les coefficients, problèmes très présents pour les autres types de coefficients.

L'utilisation, lors du calage, d'une fonction « objectif » originale, qui pondère différentes caractéristiques souhaitées pour l'hydrogramme de sortie (bonnes performances en crue de printemps, en crue d'été/automne et en étiage), a permis d'améliorer globalement les résultats, en période de vérification, par rapport à une approche de minimisation directe des erreurs quadratiques (section 4.2.6). Finalement, il faut noter que l'approche proposée se démarque de l'utilisation brutale et coûteuse de l'optimisateur sur tous les coefficients simultanément. De fait, l'utilisation directe permet quelquefois de faire des simulations qui donnent de bons résultats, mais peut aussi conduire vers des résultats désastreux comme ceux obtenus avec le premier germe pour le bassin « Ouiatchouane » (section 4.2.8) et ceux obtenus en simulation de la crue de printemps pour les bassins « Maskinongé » et « du Nord » (section 4.3). Pour les cas analysés avec la méthode proposée, ceci n'est pas survenu. Il serait abusif toutefois de prétendre que la méthode proposée permet d'éviter des problèmes de convergence dans tous les cas.

En ce qui concerne l'exploitation des retombées du calage des coefficients associés à la neige, la méthode suivie a permis de définir un ensemble de jeux de coefficients pouvant servir à simuler les ÉEN au sol sur une région pilote au sud de la ville de Québec (section 4.1). L'utilisation de ce jeu de coefficients globalement sur l'ensemble du sud du Québec a conduit à des résultats dont l'erreur absolue moyenne est de l'ordre de 25 mm, ce qui est faible par rapport aux erreurs obtenues dans les systèmes opérationnels disponibles comme ceux du Centre Météorologique Canadien (Pietroniro *et al.*, 2007). Le sous-modèle de fonte de neige d'HYDROTEL et le jeu de coefficients obtenu dans le cadre des travaux de la présente thèse permettent ainsi d'alimenter conjointement un système opérationnel de simulation des ÉEN et des fontes printanières sur l'ensemble du sud du Québec. Le système opérationnel est complété par l'ajout d'une technique simple d'assimilation des observations nivométriques à mesure qu'elles deviennent disponibles. Le système ainsi défini est implanté depuis le printemps 2007 au Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ, 2006). L'extraction des valeurs de neige au sol simulées avec ce système en début de période printanière permet la mise à jour de la modélisation hydrologique des débits pour la prévision de la crue. Une pareille mise à jour est très avantageuse, notamment dans les cas où le modèle hydrologique produit, sans mise à jour de la neige, des simulations de mauvaise qualité.

À titre de synthèse, il est à noter que l'ensemble des activités scientifiques de la présente thèse a contribué à l'amélioration des prévisions hydrologiques émises à l'aide du modèle HYDROTEL dans la mesure où aucune stratégie automatique de calage n'était disponible

avant de débiter les travaux de thèse. La thèse a aussi permis de proposer une approche plus performante lorsque l'on considère simultanément la qualité des résultats et des coûts en calcul par rapport à l'adaptation directe pour HYDROTEL de l'optimisateur SCE-UA. Cet optimisateur, le plus répandu dans la littérature actuellement, a d'ailleurs été testé pour la première fois avec le modèle HYDROTEL. Finalement, la thèse a permis de définir une approche globale de modélisation de la neige au sol pour le sud du Québec qui, en supplément de la production d'une cartographie opérationnelle de la neige au sol et de la fonte, permet d'améliorer la qualité des prévisions en contribuant à la mise à jour des ÉEN.

## **5.2 Contributions pratiques**

Outre les retombées positives qui découlent des nouvelles connaissances émergeant des conclusions présentées à la section précédente, les contributions supplémentaires suivantes, à caractère pratique, sont à souligner :

- le développement des composantes permettant de transformer un sous-modèle de l'évolution et de la fonte de la neige au sol en un système opérationnel de simulation (réalisé avec le concours de Louis-Guillaume Fortin et Pierre Lacombe du CEHQ);
- la proposition et les tests initiaux d'une nouvelle fonction « objectif » dont la normalisation des différentes sous-fonctions qui la composent est basée sur le principe de cible;
- la mise en place d'HYDROTEL sur trois bassins québécois (réalisée avec le concours de Charles Poirier du CEHQ);
- le calage d'HYDROTEL sur trois bassins québécois;
- le développement d'une technique originale d'assimilation des observations nivométriques dans un système matriciel (réalisé avec le concours d'Ali El Battay du CEHQ);
- le développement et la programmation d'une méthode de calage automatique fonctionnelle pour le modèle hydrologique HYDROTEL (réalisés avec le concours de Martin Beaudoin de l'IREQ).

## **5.3 Travaux futurs**

Le problème du calage des modèles hydrologiques est une source de recherches scientifiques depuis quelques décennies. Une pleine satisfaction dans les approches disponibles ne semble jamais atteinte bien que différentes avancées permettent de

progresser dans le niveau d'assistance qu'apportent ces approches à l'hydrologue. Les présents travaux, tout en constituant une avancée pour les utilisateurs d'HYDROTEL, ouvrent la porte à un bon nombre de questionnements supplémentaires qui sont autant de pistes pour l'élaboration de travaux futurs.

Parmi les pistes de recherche possibles, la première pourrait être de tenter d'aborder le problème de la définition d'une stratégie globale de calage en effectuant des exercices de calage qui reposent sur une augmentation progressive des résolutions spatiales de la mise en place du modèle (l'augmentation progressive du nombre d'unités hydrologiques de simulation). Une pareille approche aurait l'avantage de diminuer de façon importante les coûts en calcul, en se rappelant que les coûts en calcul sont liés linéairement au nombre d'unités hydrologiques, de telle sorte qu'il devienne possible à des résolutions faibles de faire un échantillonnage beaucoup plus complet de l'espace des coefficients avec des temps de calcul acceptables. Il serait par exemple possible, à de faibles résolutions, de tirer pleinement profit du démarrage multiple du SCE-UA avec différents germes, ce qui n'est pas possible à plus haute résolution. Les défis associés à une pareille approche seraient : (1) de définir une technique de changement d'échelle, en considérant par exemple les coefficients résultant du calage à l'échelle précédente et en définissant une stratégie de réduction progressive des bornes à considérer pour ces coefficients, et (2) d'assurer une relative invariabilité des coefficients d'HYDROTEL aux différentes échelles. Cette invariabilité existe déjà pour de nombreux coefficients mais demeure un élément de développement pour les coefficients liés aux écoulements.

Bien que l'utilisation de l'optimisateur SCE-UA soit très répandue en hydrologie, il demeure que son utilisation pour des modèles ayant des coefficients liés à la neige reste peu documentée. Une autre piste de recherche pertinente qui découle de ce constat est de mieux cerner les forces et les faiblesses de cet optimisateur pour des modèles incluant les processus liés à la fonte de neige. Les coûts en calcul avec HYDROTEL sont très élevés et ne facilitent pas l'étude approfondie des caractéristiques des optimisateurs. Le recours à des modèles plus simples, qui conservent toutefois des coefficients liés à la neige, comme les modèles MOHYSE et HSAMI, pourrait permettre de mieux sélectionner la configuration de l'optimisateur en ce qui a trait notamment à la sélection des germes. On pourrait ainsi espérer tirer un profit plus grand encore de l'approche par découpage du processus de calage en trois étapes. L'un des défis d'une pareille étude serait de réfléchir à la transposition des conclusions tirées avec des modèles simples vers HYDROTEL.

Une fonction « objectif » tentant de mesurer la performance du modèle vis-à-vis différents objectifs a été proposée dans le cadre de la présente thèse. Son implémentation s'est par ailleurs limitée à la pondération de trois comportements du modèle, la simulation en période de fonte de neige, la simulation en période de crue d'été et d'automne et la simulation en période de récession. Comme l'approche a contribué positivement à la qualité du calage du modèle, il serait intéressant, comme piste de recherche future, de tenter d'explorer plus en détail différentes combinaisons de fonctions « objectif » de base et différentes pondérations tout en les liant à des applications données (par exemple : la prévision hydrologique, l'étude des prélèvements en eau, la simulation de crues maximales probables, etc.). Il existe, dans la littérature, un nombre important de fonctions « objectif » permettant d'évaluer la performance d'un modèle pour différentes propriétés d'un hydrogramme. Une association de quelques-unes de ces fonctions par l'approche par cible proposée pour les besoins d'une application précise serait une contribution positive. Le défi principal d'un pareil projet est d'arriver à limiter efficacement les différentes combinaisons à analyser parmi l'infinité de possibilités et de clairement lier ces combinaisons aux applications qui en découlent.

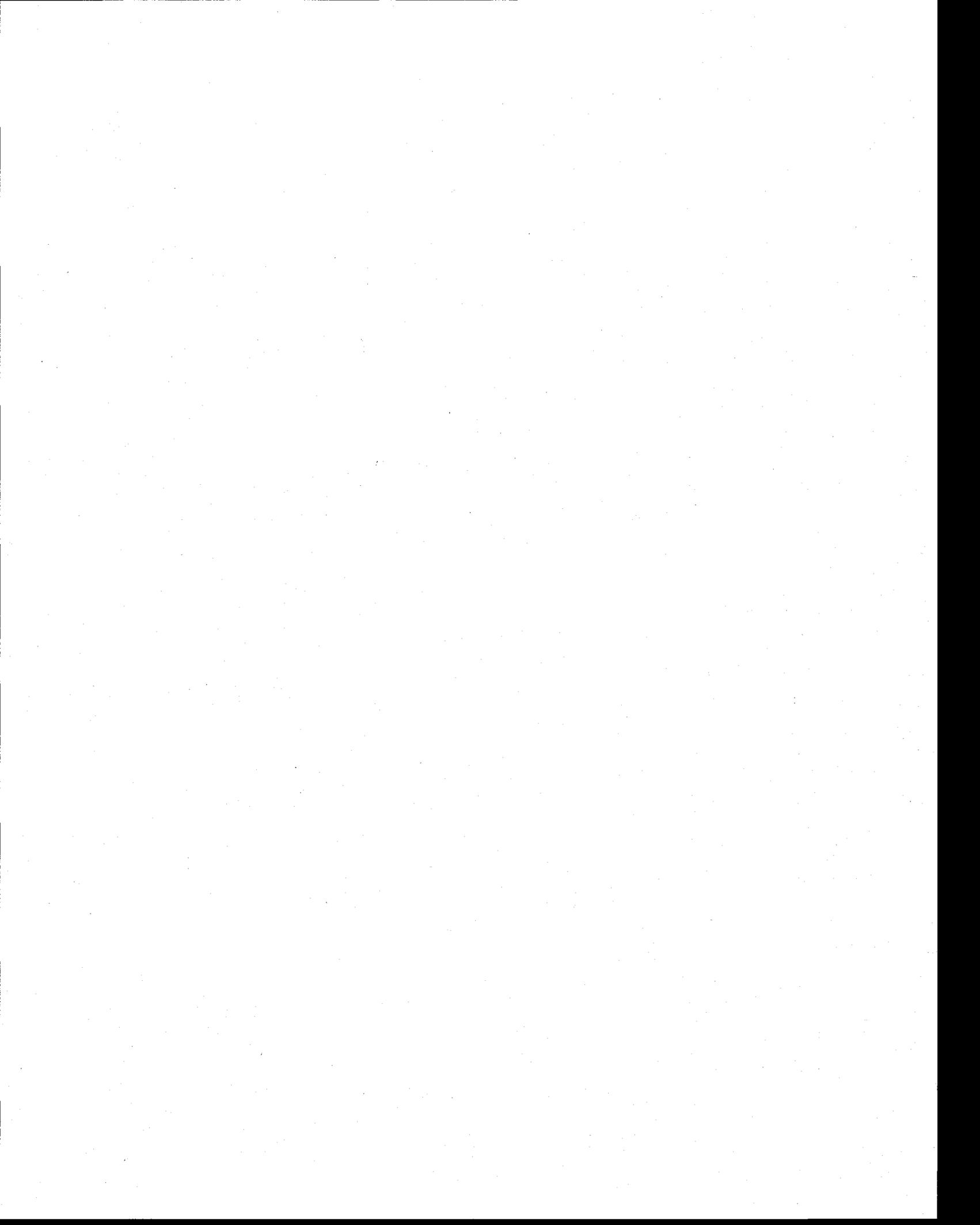
La poursuite de la recherche sur le calage des coefficients liés à la neige au sol et la cartographie de la neige au sol pourrait quant à elle s'orienter sur l'exploitation des données issues de la télédétection. Un premier niveau concerne le calage des coefficients et la validation de la cartographie dans les zones d'occupation du territoire qui sont ouvertes. Pour ces zones, il est possible de compter sur des produits de télédétection ayant une résolution intéressante, notamment les données produites à l'aide du capteur MODIS, qui permet d'obtenir à des pas de temps journaliers des informations sur la présence ou l'absence de neige. Les défis spécifiques à ce premier niveau de recherche concernent la définition d'une approche qui rend compatible l'étude des ÉEN à partir de données neige/non-neige, en permettant d'établir une transition spatiale cohérente entre ces deux types de données. Un second niveau de réflexion concerne l'utilisation, pour le calage et la production de la cartographie, de produits de la télédétection disponibles opérationnellement et qui estiment directement les ÉEN, comme les méthodes basées sur les micro-ondes passives. Comme ces produits ont aussi des incertitudes importantes (Foster *et al.*, 2005), des travaux de recherche importants sont à prévoir pour en faire une assimilation efficace et cohérente. La prise en compte de l'incertitude propre à la télédétection, par rapport à l'utilisation de données provenant de mesures *in situ*, est l'un des défis les plus importants à relever pour les deux niveaux de réflexion mentionnés plus haut.

Enfin, une autre piste de recherche possible pourrait être de mettre en place une approche qui permettrait d'obtenir des coefficients de calage qui soient plus cohérents à la fois régionalement et d'un exercice de calage à l'autre. En effet, les différentes valeurs prises par les coefficients lors des exercices de calage présentés ici sont très diverses et les valeurs des coefficients s'avèrent d'une grande imprévisibilité. Ceci dit, il est à mentionner que l'approche déployée pour les coefficients associés à la modélisation de la neige au sol, en utilisant les relevés nivométriques, a permis, pour un sous-ensemble de coefficients, d'obtenir une cohérence et une persistance d'un exercice de calage à un autre dans la valeur des coefficients. De transposer cette approche gagnante vers d'autres coefficients pourrait s'avérer être une stratégie valable. Pour arriver à appliquer une semblable méthode à d'autres coefficients, le principal défi est d'obtenir des données auxiliaires, équivalentes aux données nivométriques, qui permettraient un calage du modèle sur des données autres que les débits. Parmi les options possibles, l'utilisation de données sur les teneurs en eau du sol est l'une des possibilités envisageables bien qu'elle comporte aussi plusieurs défis reliés notamment à la difficulté à faire un lien entre l'échelle de prise de ces mesures et l'échelle de simulation du modèle et à la grande variabilité spatiale de l'humidité du sol.

En terminant, il faut rappeler que le travail sur le calage est l'un des nombreux maillons nécessaires pour supporter une prévision hydrologique opérationnelle de qualité. Globalement, l'avenir de la recherche en prévision hydrologique semble se trouver dans l'estimation de l'erreur de prévision. Malgré les défis pratiques que cela pose, une pareille estimation permettra une prise de décision plus optimale de la part des usagers des prévisions en leur permettant de maximiser de manière probabiliste leurs bénéfices au détriment des coûts. Pour y arriver toutefois, des connaissances approfondies sur l'impact des erreurs de prévisions météorologiques et de conditions initiales (pour les variables d'état des modèles hydrologiques), de l'impact de la structure de modélisation choisie, mais aussi de l'identification des coefficients par calage pour une structure donnée, doivent être produites. La possibilité de considérer simultanément plus d'un jeu de coefficients pour évaluer l'incertitude des prévisions impliquera l'exploitation de la propriété d'équifinalité et le calage à objectifs multiples comme stratégie pour évaluer l'incertitude s'appliquant aux coefficients de calage. Une exploration optimale de ces deux composantes est un défi de recherche qui devra être relevé.

Plusieurs avancées sont encore nécessaires pour pleinement exploiter les outils et les données actuellement disponibles lors du calage de modèles distribués ayant des coûts en calcul significatifs pour la prévision hydrologique. La présente thèse, en établissant les bases

de ce calage et en rendant disponible un premier ensemble d'outils efficaces pour le calage de l'un de ces modèles, offre un tremplin solide pour faire ces avancées.



## 6. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J. (1986). An introduction to the European hydrological system – Système Hydrologique Européen, "SHE", 2: Structure of a Physically-Based, Distributed Modeling System. *Journal of Hydrology*, 87, 61-77.

ACB, Association canadienne des barrages, (2007). *Dam Safety Guidelines 2007 / Directives sur la sécurité des barrages 2007*, Edmonton, Canada, 82 p.

Ajami N.K., Gupta, H.V., Wagner, T., Sorooshian, S. (2004). Calibration of a Semi-Distributed Hydrologic Model for Streamflow Estimation along a River System, *Journal of Hydrology*, 298(1-4):112-135

Ambach, W. (1988). Interpretation of the positive degree-day factor by heat balance characteristics - West Greenland. *Nordic Hydrology*, 19, 217-224.

Anderson, E.A. (1973). National Weather Service River Forecast System - Snow Accumulation and Ablation Model, NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-17, US Dept. of Commerce, Silver Spring, MD, 217 p.

Anderson, E.A. (1997). Hydrologic model calibration using the Interactive Calibration Program (ICP), US-NWS, Silver Spring, États-Unis.

Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I., Lavabre, J. (2001). Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 250 (1-4): 206-223.

Assaf, H., Quick, M.C. (1991). Updating hydrological model forecasts. *Revue canadienne de génie civil*, 18 : 663-674.

Barrett, A. (2003). National Operational Hydrologic Remote Sensing Center Snow Data Assimilation System (SNODAS) Products at NSIDC. NSIDC Special Report 11. Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center. 19 p.

Bates, B.C., Campbell, E.P. (2001). A Markov chain Monte Carlo scheme for parameter estimation and inferences in conceptual rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research*, 37 (4), 937-947.

Becker, A., Klöcking, B., Lahmer, W., Pfützner, B. (2002). The Hydrological Modelling System ARC/EGMO. Dans Singh, V.P., Frevert, D.K., (éd.), *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*, Water Resource Publications, Littleton, CO. 321-344.

Bergström, S. (1976). Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI Reports RHO, No. 7, Norrköping.

Bergström, S. (1995). The HBV model. Dans Singh, V.P., (éd.), *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources publications, Highlands Ranch Publications, Littleton, CO, 443-476.

Bernier, M, Fortin, J.P., Gauthier, Y., Gauthier, R., Roy, R., Vincent, P. (1999). Determination of snow water equivalent using RADARSAT SAR data in Eastern Canada, *Hydrological Processes*, 13(18), 3041-3051.

Beven, K.J. (1989). Changing ideas in hydrology – The case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, 105, 157-172.

Beven, K.J. (2001) *Rainfall-runoff modelling*, Wiley, 360 p.

Beven, K., Musy, A., Higy C. (2001). Tribune Libre : L'unicité de lieu, d'action et de temps. *Revue des Sciences de l'Eau*. 14(4) : 525-533.

Beven, K.J., Binley, A. (1992). The future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6, 279-298.

Beven, K.J., Freer, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems, *Journal of Hydrology*, 249, 11-29.

Beven, K.J., Kirkby, M.J. (1979). A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin*, 24(1), 43-69.

Beven, K.J., Lamb, R., Quinn, P., Romanowicz, R., Freer, J. (1995). TOPMODEL. Dans Singh, V.P., (éd.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources publications, Highlands Ranch Publications, Littleton, CO, 627-668.

Binley, A.M., Beven, K.J., Calver, A., Watts, L.G. (1991). Changing responses in hydrology: assessing the uncertainty in physically based model predictions. *Water Resources Research*, 27 (6), 1253-1261.

Bisson, J.L., Roberge, F. (1983). Prévion des apports naturels: Expérience d'Hydro-Québec. Compte-rendu de l'Atelier sur la prévion du débit, Toronto, novembre 1983.

Blackman, R.B., Tukey, J.W., (1958). *The Measurement of Power Spectra*. New-York, Dover.

Blöschl, G. (1999). Scaling issues in snow hydrology. *Hydrological Processes*, 13, 2149-2175.

Boyle, D.P., Gupta, H.V., Sorooshian, S. (2000). Toward improved calibration of hydrologic models : Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research*, 36 (12), 3663-3674.

Box, G.E.P., Jenkins, G.M., Reinsel, G.C. (1994). *Time Series Analysis, Forecasting and Control*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 3rd edition.

Brown, R.D., Brasnett, B., Robinson, R. (2003). Gridded North American Monthly Snow Depth and Snow Water Equivalent for GCM Evaluation. *Atmosphere-Ocean*, 41(1), 1-14.

Brun, E., David, P., Sudul, M., Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38, 13-22.

Burnash, R.J.C. (1995). The NWS river forecast system - catchment modeling. Dans Singh, V.P., (éd.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources publications, Highlands Ranch Publications, Littleton, CO, 311-366.

Burnash, R.J.C., Ferral R.L., McGuire, R.A. (1973). A Generalized Streamflow Simulation System - Conceptual Modeling for Digital Computers. U.S. Department of Commerce, National Weather Service and State of California, Dept.of Water Resources.

Carroll, T.R., Cline, D.W., Li, L. (2000). Applications of remotely sensed data at the National Operational Hydrologic Remote Sensing Center. Presented at the IAHS, Remote Sensing and Hydrology 2000; Santa Fe, New Mexico; 2-7 avril 2000.

Centre d'expertise hydrique du Québec, CEHQ (2006). Cartographie opérationnelle de l'évolution temporelle de l'équivalent en eau de la neige au sol dans le sud du Québec. Rapport interne, 48. p.

Chartier, I. (2005) La modélisation hydrologique déterministe dans une perspective de changements climatiques : les modèles HSAMI et HYDROTEL, <http://www.cen.ulaval.ca/colloqhydro/programme.html>.

Chaubey, I., Haan, C.T., Salisbury, J.M., Grunwald, S. (1999). Quantifying model output uncertainty due to spatial variability of rainfall. Journal of American Water Resources Association, 35(5), 1113-1123.

Chen, R.S., Pi, L.C., Hsieh, C.C. (2005). Application of Parameter Optimization Method for Calibrating Tank Model. Journal of the American Water Resources Association. 41(2), 389-402.

Cheng, C.T., Ou, C.P., Chau, K.W. (2002). Combining a fuzzy optimal model with a genetic algorithm to solve multiobjective rainfall-runoff model calibration. Journal of Hydrology. 268, 72-86.

Cheng, C.T., Wu, X.Y., Chau, K.W. (2005). Multiple criteria rainfall-runoff model calibration using a parallel genetic algorithm in a cluster of computers / Calage multi-critères en modélisation pluie-débit par un algorithme génétique parallèle mis en œuvre par une grappe d'ordinateurs. Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques. 50(6), 1069-1087.

Clark, M.P., Slater, A.G., Barrett, A.P., Hay, L.E., McCabe G.J., Rajagopalan, B., Leavesley, G.H. (2006). Assimilation of Snow Covered Area Information into Hydrologic and Land-Surface Models. *Advances in Water Resources*, 28(8), 1209-1221.

Coulibaly, P., Anctil, F., Bobée, B. (1999). Préviation hydrologique par réseaux de neurones artificiels: État de l'art. *Revue canadienne de Génie civil*, 26(3): 293-304.

Cooper, V.A., Nguyen, V-T-V., Nicell, J.A. (1997). Evaluation of global optimization methods for conceptual rainfall-runoff model calibration. *Water Science and Technology*, 36:5, 53-60.

Crawford, N.H., Linsley, R.K. (1966). *Simulation in Hydrology: Stanford Watershed IV*, Technical Report, Vol. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, Palo Alto, CA.

Dawdy, D.R., O'Donnell, T., (1965). Mathematical models of catchment behavior. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, HY 4, 123-137.

De Sève, D., Bernier, M., Fortin, J.P., Walker, A. (2001). Estimation de l'équivalent en eau de la neige (EEN) à l'aide de données SSM/I pour un milieu de Taïga. *Téledétection*, 2(1), 13-28.

Derksen, C., Walker, A, Goodison, B. (2003). A comparison of 18 seasons of *in situ* and passive-derived snow water equivalent estimates in Western Canada. *Remote Sensing of Environment*, 88, 271-282.

Dingman, S.L. (2002). *Physical Hydrology*, Prentice-Hall, Inc., NY, 2<sup>nd</sup> Edition.

Diskin, M.H., Simon, E. (1977). A procedure for the selection of objective functions for hydrologic simulation models. *Journal of Hydrology*, 34, 129-149.

Donigian, Jr, A.S., Bicknell B.R., Imhoff, J.C. (1995). Hydrological Simulation Program - Fortan (HSPF). Dans Singh, V.P., (éd.), *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources publications, Highlands Ranch Publications, Littleton, CO, 395-442.

Duan, Q. (2003). Global Optimization for Watershed Model Calibration, Dans Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, H.V., Rousseau, A.N., et Turcotte, R. (éd.). *Advances in calibration of*

watershed models. AGU Monograph Series, Water Science and Application. Washington, DC, 689-104.

Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V. (1992). Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28 (4), 1015-1031.

Duan, Q.Y., Gupta, V.K., Sorooshian, S. (1993). Shuffled Complex Evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications*, 76 (3), 501-521.

Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V.K. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, 158(3-4) : 265-284.

Etchevers, P., Martin, E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y.J., Essery, R., Fernandez, A., Gusev, Y., Jordan, R, Koren, V., Kowalczyk, E., Nasonova, N.O., Pyles, R.D., Schlosser, A., Shmakin, A.B., Smirnova, G., Strasser, U., Verseghy, D., Yamazaki, T., Yang, Z.L. (2002). SnowMIP, an intercomparison of snow models: first results. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Penticon, B.C., October 2002.* (<http://www.cnrm.meteo.fr/snowmip/Article%20ISSW%202002.pdf>).

Évora, N.D., Tapsoba, D., De Seve, D (2008). Combining Artificial Neural Network Models, Geostatistics, and Passive Microwave Data for Snow Water Equivalent Retrieval and Mapping, *IEEE transactions on Geosciences and remote sensing*, Page(s): 1925 – 1939, DOI: 10.1109/TGRS.2008.916632

Fenicia, F., Savenije, H.H.G., Matgen, P., Pfister, L. (2007). A comparison of alternative multiobjective calibration strategies for hydrological modeling, *Water Resources Research*, 43, W03434, doi:10.1029/2006WR005098.

Fernandez, W., Vogel, R.M., Sankasubramanian, A. (2000). Regional calibration of a watershed model. *Hydrological Sciences Journal - des Sciences Hydrologiques*, 45(5).

Fortin, J.P., Villeneuve, J.P., Benoît, J., Blanchette, C., Montminy, M., Proulx, H., Moussa, R., Bocquillon, C. (1991). HYDROTEL 2.1 User's guide. Report 315. INRS-Eau, Sainte-Foy, Québec.

Fortin J.P., Turcotte R., Bouffard F., Beaudoin S., Gauthier Y., Bernier M. Perrier, R., Slivitzky, M., (1998). Simulation diverses d'apports naturels au réservoir Kénogami. Rapport confidentiel N° R-502. INRS-Eau, Sainte-Foy, Québec. 144 p. + annexes.

Fortin, J.P., Turcotte, R., Royer, A. (1999). Ajustement du modèle HYDROTEL pour la prévision d'apports sur le bassin de la rivière Mitis, Rapport N° R-554. INRS-Eau, Sainte-Foy, 37 p.

Fortin, J.P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J., Villeneuve, J.P., (2001a) A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data, Part 1: Description of the model. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(2), 91-99.

Fortin, J.P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J., Villeneuve, J.P., (2001b) A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data, Part 2: Application to the Chaudière watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(2), 100-108.

Fortin, J.P., Royer, A. (2004). Le modèle hydrologique HYDROTEL, Bases théoriques, version 3.0. Rapport. Institut national de la recherche scientifique, INRS-ETE, 104 p.

Fortin, V., Ouarda, T.B.M.J., Rasmussen, P.F., Bobée, B. (1997). Revue bibliographique des méthodes de prévision des débits. *Revue des Sciences de l'Eau*, 10(4): 461-487.

Fortin, V. (1999). Sur le choix d'un modèle hydrologique distribué pour la prévision des apports. Note technique. Institut de recherche d'Hydro-Québec. 23 p.

Fortin, V. (2000). Le modèle météo-apport HSAMI : historique, théorie et application. Rapport de recherche, révision 1.5, Institut de recherche d'Hydro-Québec (IREQ), Varennes, 68 p.

Fortin, V., Turcotte, R. (2006). Le modèle hydrologique MOHYSE. Note de cours pour SCA7420, Département des sciences de la terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, 23 juin 2006.

Fortin, V., Therrien, C., Anctil, F. (2007). Correcting wind-induced bias in solid precipitation measurements using limited and uncertain data. *Hydrological Processes*. Soumis pour publication.

Foster J.L., Sun C., Walker J.P., Kelly R., Chang A., Dong J., Powell H. (2005). Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations. *Remote Sensing of Environment*, 94,187-203.

Franchini, M. (1996). Use of a genetic algorithm combined with a local search method for the automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 41(1), 21-39.

Franchini, M., Galeati, G. (1997). Comparing several genetic algorithm schemes for the calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 42 (3), 357-379.

Freer, J., Beven, K.J., Peters, N.E. (2003). Multivariate seasonal and sub-period model rejection within the Generalised Likelihood Uncertainty Estimation procedure. Dans Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, H.V., Rousseau, A.N., et Turcotte, R. (éd.). *Advances in calibration of watershed models*. AGU Monograph Series, Water Science and Application. Washington, DC, pp. 69-87.

Gan, T.Y, Biftu, G.F. (1996). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: Optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water Resources Research*, 32 (12) 3513-3524.

Garbrecht, J., Martz, L.W. (1999). TOPAZ: An automated digital landscape analysis tool for topographic evaluation, drainage identification, watershed segmentation and subcatchment parameterization, TOPAZ Overview. USDA, Publication GRL 99-1, El Reno, OK, 26 p.

Garrick, M., Cunnane, C., Nash, J.E. (1978). A criterion of efficiency for rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, 38, 375-381.

Goldberg, D.E. (1989). *Genetic algorithms in search, optimization and machine learning*. Reading, MA: Addison-Wesley. 412 p.

Gray, D.M., Prowse, T.D. (1992). Hydrologic Forecasting. Dans *Handbook of Hydrology*. Maidment D.R. (Éd.), McGraw-Hill, 7.1-7.58.

Guo S., Zhang H., Chen H., Peng D., Liu P., Pang, B. (2004). A reservoir flood forecasting and control system for China. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 49(6), 959-972.

Gupta, V.G., Sorooshian, S., Yapo, P.O. (1998). Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and non-commensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34(4), 751-763.

Gupta, H.V., Sorooshian S., Yapo P.O. (1999). Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison With Multilevel Expert Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2):135-143.

Gupta, H.V., S. Sorooshian, T. Hogue, Boyle, D.P. (2003a). Advances in Automatic Calibration of Watershed Models. Dans Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, H.V., Rousseau, A.N., et Turcotte, R. (éd.). *Advances in calibration of watershed models*. AGU Monograph Series, Water Science and Application. Washington, DC. 9-28.

Gupta, H.V., Bastidas, L.A., Vrugt, J., Sorooshian, S. (2003b). Multiple Criteria Global Optimization for Watershed Model Calibrations, Dans Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, H.V., Rousseau, A.N., et Turcotte, R. (éd.). *Advances in calibration of watershed models*. AGU Monograph Series, Water Science and Application. Washington, DC, 125-132.

Haché, M., Larouche, B., Perreault, L., Mathier, L., Bobée, B. (1994). Validation des apports non contrôlés historiques. INRS-Eau, Sainte-Foy, Québec, Rapport de recherche R-423. 222 p.

Harlin, J. (1991). Development of a process oriented calibration scheme for the HBV hydrological model. *Nordic Hydrology*, 22, 15-36.

Hogue, T.S., Sorooshian S., Gupta H., A. Holz, Braatz, D. (2000). A Multi-step Automatic Calibration Scheme for River Forecasting Models. *Journal of Hydrometeorology*, 1, 524-542.

Hossain, F., Anagnostou E.N. (2005). Assessment of a Probabilistic Scheme for Flood Prediction. *Journal Hydrologic Engineering*, 10(2) 141-150.

Hooke, R., Jeeves, T.A. (1961). Direct search solutions of numerical and statistical problems. *Journal of the Association for Computing Machinery*, 8(2), 221-229.

IAHS, International Association of Hydrological Sciences (2006). Predictions in Ungauged basins: promises and progress, Sivapalan, M., Wagener, T., Uhlenbrook, S., Zehe, E., Lakshmi, V., Liang, X., Tachikawa, Y., Kumar, P., (éds.) IAHS Publication 303, 520 p.

IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change (2007). *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., Canziani, O., Palutikof, J., Van der Liden, P., Hanson, C. (éds.) Cambridge University Press, UK. 976 p.

Isabel, D., Villeneuve, J.P. (1986). Importance of the convergence criterion in the automatic calibration of hydrological models. *Water Resources Research*, 22 (10), 1367-1370.

Jacomino, V.M.F, Fields, D.E. (1997). A Critical approach to the calibration of a watershed model. *Journal of the American Water Resources Association*, 33(1), 143-154.

Johnston, P.R., Pilgrim, D.H. (1976). Parameter optimization for watershed models. *Water Resources Research*, 12(3), 477-486.

Jordan, R. (1991). A one-dimensional temperature model for a snow cover. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Special Report 91-16.

Kalnay, E. (2002) *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*, Cambridge publication, 464 p.

Kite, G.W. (1995). The SLURP Model. Dans Singh, V.P., (éd.), *Computer models of watershed hydrology.* Water Resources publications, Highlands Ranch Publications, Littleton, CO, 521-562.

Klemes, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 31(1-3), 13-24.

Koivusalo, H., Kokkonen, T., Karvonen, T. (2002). Modeling runoff from hydrologically similar areas. Dans Singh, V.P., Frevert, D.K., (éd.), *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology and Applications*, Water Resource Publications, Littleton, CO.

Kouwen, N., Soulis, E.D., Pietroniro, A., Donald, J., Harrington, R.A. (1993). Grouping response units for distributed hydrologic modelling. *Journal of Water Resources Management and Planning*, 119(3), 289-305.

Kuczera, G. (1997). Efficient subspace probabilistic parameter optimization for catchment models. *Water Resources Research*, 33(1), 177-185.

Lauzon, N., Birikundavyi, S., Gignac, C., Rousselle, J. (1997). Comparaison de deux procédures d'amélioration des prévisions à court terme des apports naturels d'un modèle déterministe. *Revue canadienne de génie civil*, 24(5), 723-735.

Lavigne, M.P. (2007). Modélisation du régime hydrologique et de l'impact des coupes forestières sur l'écoulement du ruisseau des Eaux-Volées à l'aide d'HYDROTEL. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE, 258 p.

Legates, D.R., McCabe Jr. G.J. (1999). Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1), 233-241.

Leavesley, G.H., Stannard, L.G. (1995). The precipitation-runoff modelling system - PRMS. Dans Singh, V.P., (éd.), *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources publications, Highlands Ranch Publications, Littleton, CO, 281-310.

Lettenmaier, D.P., Wood, E.F. (1992). Hydrologic Forecasting. Dans *Handbook of Hydrology*. Maidment, D.R. (éd.), McGraw-Hill, 26.1-26.30.

Lidén, R., Harlin, J. (2000). Analysis of conceptual rainfall-runoff modelling performance in different climates. *Journal of Hydrology*, 238, 231-247.

Limbrunner, J.F., Vogel, R.M., Chapra, S.C. (2005). A Parsimonious Watershed Model. Dans *Watershed Models*, Singh V.P., Frevert, D.K. (éd.). CRC Press, pp. 549-567.

Lindström, G. (1997). A Simple Automatic Calibration Routine for the HBV Model. *Nordic Hydrology*, Vol. 28, No 3, 153-168.

Luojus, K., Pulliainen, J., Metsämäki, S., Hallikainen, M. (2006). Accuracy Assessment of SAR Data-Based Snow-Covered Area Estimation Method. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(2), 277-287.

Madsen, H. (2000). Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology*, 235, 276-288.

Martinez, J., Rango, A. (1989). Merits of statistical criteria for the performance of hydrological models. *Water Resources Bulletin*, 25 (2), 421-432.

McCuen, R.H., Knight, Z., Cutter A.G. (2006). Evaluation of the Nash–Sutcliffe Efficiency Index. *Journal of Hydrologic Engineering*, 11(6), 1084-1099.

Morin, G., Fortin, J.P., Charbonneau, R. (1975). Utilisation du modèle hydrophysiographique CEQUEAU pour l'exploitation des réservoirs artificiels. *Proceedings of International Symposium and Workshops on the Application of Mathematic Models in Hydrology and Water Resource Systems*. IAHS, Wallingford, UK, 115, 176-184.

Morin, G., Paquet, P. (1995). Le modèle de simulation de quantité et de qualité CEQUEAU, Guide de l'utilisateur, Version 2.0 pour Windows. Rapport No435, INRS-Eau, Sainte-Foy, 54 p.

Muttill, N. Jayawardena, A. W. (2008). Shuffled Complex Evolution Model Calibrating Algorithm: Enhancing its Robustness and Efficiency, *Hydrological Processes*, 22, (23), 4628-4638. DOI: 10.1002/hyp.7082.

Nash, J.E, Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models: Part 1 – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.

Nelder, J.A., Mead, R. (1965). A simplex method for functional minimization. *Computer Journal*, 9, 308-313.

Ngnepieba, P., Le Dimet, F.X., Boukong, A., Nguetseng, G. (2001). Identification de paramètres : une application à l'équation de Richards. *Revue africaine de la recherche en informatique et mathématiques appliquées*, <http://www-direction.inria.fr/international/arima/001/00106.html>

Pelletier, P. (1990). A review of techniques used by Canada and other northern countries for measurements and computation of streamflow under ice conditions. *Nordic Hydrology*, 21(4/5), 317-340.

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242 (3-4), 275-301.

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4), 275-289.

Pietroniro, A., Fortin, V., Kouwen, N., Neal, C., Turcotte, R., Davidson, B., Versegny, D., Soulis, R., Caldwell, R., Evora, N., Pellerin, P. (2007). Development of the MESH modelling system for hydrological ensemble forecasting of the Laurentian Great Lakes at the regional scale *Hydrology and Earth System Sciences*. 11, 1279-1294.

Poirier, C., Turcotte, R., Lacombe, P. (2005). Procédure de reconstitution d'apports historiques. Affiche présentée au congrès de l'Association canadienne des barrages, Calgary, 3 au 5 octobre 2005.

Quick, M.C. (1995). The UBC watershed model. Dans Singh, V.P., (éd.), *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources publications, Highlands Ranch Publications, Littleton, CO, 233-280.

Quilbé, R., A.N. Rousseau, J.-S. Moquet, S. Savary, S. Ricard, M.S. Garbouj. (2008). Hydrological response of a watershed to historical land use evolution and future land use scenarios under climate change conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12:101-110.

Rawls, W.J. Brakensiek, D.L. (1989). Estimation of soil retention and hydraulic properties. Dans *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling*, Morel-Seytoux (éd.), pp. 275-300.

Ricard, S. (2008). Évaluation du modèle HYDROTEL à estimer la recharge des aquifères: application sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE, 172 p.

Romanov, P., Tarpley, D., Gutman, G., Carroll, T. (2003), Mapping and monitoring of the snow cover fraction over North America, *Journal of Geophysical Research*, 108(D16), 8619, doi:10.1029/2002JD003142.

Rosenbrock, H.H. (1960). An automatic method for finding the greatest or least value of a function. *Computer Journal*, 3, 175-184.

Rousseau, A. N., Mailhot, A., Quilbé R., Villeneuve, J.P. (2005). Information technologies in the wider perspective: integrating management functions across the urban-rural interface. *Environmental Modelling & Software*, 20, 443-455.

Rousseau, A.N., De Sloover, M., Duchemin, M., Turcotte, R., Fortin, M. (2000). Projet AGRORIESQ, Application du système de modélisation intégré GIBSI. Rapport de recherche, INRS-Eau. Ste-Foy, 54 p.

Rousseau, A.N., Lafrance, P., Lavigne, M.P., Savary, S., Konan, B., Quilbé, R. (2008). Development of Achievable Agri-Environmental Performance Standards (APS) in Five Canadian Watersheds. National Agri-Environmental Standards Initiative Technical Series Report No. 4-30. 343 p.

Roy, V., Goïta, K., Royer, A., Walker, A.E., Goodison, B.E. (2004). Snow Water Equivalent Retrieval in a Canadian Boreal Environment From Microwave Measurements Using the HUT Snow Emission Model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(9), 1850-1859.

Royer, A., Rousseau, A.N., Fortin, J.P., Turcotte, R. (2006). PHYSITEL, un SIG pour la mise en place de modèles hydrologiques. Affiche présentée dans le cadre du Deuxième Symposium Scientifique d'Ouranos sur la Climatologie et adaptation à l'échelle régionale, 2-3 novembre 2006, Montréal, Qc, Canada.

Saïd, M. (2007). Modèles conceptuels météo-apports : MOHYSE versus HSAMI, Version préliminaire et confidentielle. INRS-ETE, Québec, 27 p.

Schaake, J. (2003). Introduction. Dans Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, H.V., Rousseau, A.N., et Turcotte, R. (éd.). *Advances in calibration of watershed models*. AGU Monograph Series, Water Science and Application. Washington, DC. 1-7.

Schaefli, B., Gupta H.(2007), Do Nash values have value?, *Hydrological Processes*, 21, 2075-2080.

Seibert, J. (1997). Estimation of parameter uncertainty in the HBV model, *Nordic Hydrology*, 28(4/5), 247-262.

Seibert, J. (1999). Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model, *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99, 279-293.

Shamseldin, A.Y., O'Connor, K.M. (1996). A Nearest Neighbour Linear Perturbation Model for Riverflow Forecasting, 1996. *Journal of Hydrology*, 179, 353-375.

Sharma, V., Swaynea, D., Lama, D., Schertzera. W. (2002) Auto-calibration of hydrological models using high performance computing. [http://www.iemss.org/iemss2006/papers/s5/202\\_sharma\\_02.pdf](http://www.iemss.org/iemss2006/papers/s5/202_sharma_02.pdf)

Singh, V.P. (1995). *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resource Publications, Littleton, CO, 1114 p.

Singh, V.P., Frevert, D. (2002a). *Mathematical models of large watershed hydrology*. Water Resources Publications, Littleton, CO, 914 p.

Singh, V.P., Frevert, D. (2002b). *Mathematical models of small watershed hydrology and applications*. Water Resources Publications, Littleton, CO, 972 p.

Slater, A.G., Clark, M.P. (2006). Snow Data Assimilation via an Ensemble Kalman Filter. *Journal of Hydrometeorology*, 7, 478-493.

Smith, M.B., Seo, D.-J., Koren, V.I., Reed, S.M., Zhang, Z., Duan, Q., Moreda, F., Cong, S. (2004). The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *Journal of Hydrology*, 298, 4-26.

Smith, M.B., Laurine, D.P., Koren, V.I., Reed, S.M., Zhang, Z. (2003). Hydrologic Model Calibration in the National Weather Service. Dans Calibration of Watershed Models, Duan et al. (éd.), AGU Water Resources Monograph Series, 133-151.

SNC-Lavalin (2004). Estimation des conditions hydrométéorologiques conduisant aux crues maximales probables (CMP) au Québec. Rapport pour le ministère de l'Environnement, ISBN :14713-3000-40RT-001-01.

Solomatine, D.P. (1998). Genetic and other global optimization algorithms - comparison and use in calibration problems. Proc. 3<sup>rd</sup> International Conference on Hydroinformatics. Copenhagen, Denmark, août 1998, pp. 1021-1028.

Sorooshian, S., Dracup, J.A. (1980). Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: correlated and heteroscedastic error cases. Water Resources Research, 16(2), 430-442.

Sorooshian, S., Duan, Q., Gupta, V.K. (1993). Calibration of rainfall-runoff models: application of global optimization to the Sacramento soil moisture accounting model. Water Resources Research, 29(4), 1185-1194.

Sorooshian, S., Gupta, V.K. (1995). Model calibration. Dans Singh, V.P., (éd.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources publications, Highlands Ranch Publications, Littleton, CO, 23-68.

Speers, D.D. (1995). SSARR Model. Dans Singh, V.P., (éd.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources publications, Highlands Ranch Publications, Littleton, CO, 367-394.

Sumner, N.R., Fleming, P.M., Bates, B.C. (1997). Calibration of a modified SFB model for twenty-five Australian catchments using simulated annealing. Journal of Hydrology, 197, 166-188.

Szilagyi, J., Parlange, M. (1999). A geomorphology-based semi-distributed watershed model. Advances in Water Resources, 23, 177-187.

Takeuchi, K. (2001). Increasing vulnerability to extreme floods and societal needs of hydrological forecasting (Vulnérabilité croissante aux crues extrêmes et demandes sociales en prévision hydrologique). *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 46(6), 869-881.

Tapsoba, D., Fortin, V., Anctil, F., Haché, M. (2005). Apport de la technique du krigeage avec dérive externe pour une cartographie raisonnée de l'équivalent en eau de la neige : Application aux bassins de la rivière Gatineau. *Revue canadienne de génie civil*, 32(1), 289-297.

Thiemann, M., Trosset, M., Gupta, H., Sorooshian, S. (2001). Bayesian recursive parameter estimation for hydrologic models. *Water Resources Research*, 37(10), 2521-2535.

Thyer, M., Kuczera, G., Bates, B. (1999). Probabilistic optimizations for conceptual rainfall-runoff models : A comparison of the shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms. *Water Resources Research*, 35(3), 767-773.

Tremblay, D. (2002). Document préliminaire du Système de Gestion Prévisionnelle (Sections HYDROTEL ESP). Rapport d'Hydro-Québec, Prévision et Ressources hydriques. 15 p.

Turcotte, R., Fortin, J.P., Rousseau, A.N., Massicotte, S., Villeneuve, J.P. (2001). Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology*, 240(3-4), 232-249.

Turcotte, R., Rousseau, A.N., Fortin, J.P., Villeneuve, J.P. (2003), A process-oriented, multiple-objective calibration strategy accounting for model structure, Dans Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, H.V., Rousseau, A.N., et Turcotte, R. (éd.). *Advances in calibration of watershed models*. AGU Monograph Series, Water Science and Application. Washington, DC. 153-163

Turcotte, R., Lacombe, P., Dimnik, C., Villeneuve, J.P. (2004). Prévision hydrologique distribuée pour la gestion des barrages publics du Québec. *Revue canadienne de génie civil*, 31(2), 308-320.

Turcotte, R., Favre, A.C., Lacombe, P., Poirier, C., Villeneuve, J.P. (2005). Estimation des débits sous glace dans le sud du Québec : comparaison de modèles neuronal et déterministe. *Revue canadienne de génie civil*, 32(6), 1039-1050.

Turcotte, R., Fortin, L.G., Fortin, J.P., Fortin, V., Villeneuve, J.P. (2007). Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada, *Nordic Hydrology*, 38(3), 211-234.

Turgeon, A. (2005). Solving a stochastic reservoir management problem with multilag autocorrelated inflows. *Water Resources Research*, 41(12). W12414.

Uhlenbrook, S., Seibert, J., Leibundgut, Ch., Rodhe, A. (1999). Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems to identify model parameters and structure. *Hydrological Sciences Journal / Journal des Sciences Hydrologiques*, 44, 5, 279-299.

Vehviläinen, B. (2000). Hydrological forecasting and real time monitoring in Finland: the watershed simulation and forecasting system (WSFS). Dans *Water Quality Measurements Series: Hydrological and Limnological Aspects of Lake Monitoring, Water Quality Measurements*. Pertti Heinonen, Giuliano Ziglio, André Van Der Beken, John Wiley & Sons (éd.).

Villeneuve, J.P., Hubert, P., Mailhot, A., Rousseau, A.N. (1998). La modélisation hydrologique et la gestion de l'eau. *Revue des Sciences de l'Eau*, 11, 19-39.

Wang, Q.J. (1991). The Genetic algorithm and its application to calibrating conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 27(9), 2467-2471.

Weglarczyk, S. (1998). The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models. *Journal of Hydrology*, 206, 98-103.

Wigmosta, M.S., Nijssen, B., Storck, P. (2002). The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model. Dans Singh, V.P., Frevert, D.K., (éd.), *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*, Water Resource Publications, Littleton, CO. 7-42.

WMO, World Meteorological Organization (1975). Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. Hydrology report, 7, WMO, Genève.

WMO, World Meteorological Organization (1986). Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, 2<sup>nd</sup> edition, Operational Hydrology Report N° 1, WMO - N° 332, Genève, ISBN 92 - 63 - 11332 - 2.

WMO, World Meteorological Organization (1992). Simulated real-time intercomparison of hydrological models. Operational hydrology report N° 38, WMO - N° 779, Genève, 241 p.

Woo, M.K., Young, K.L. (2004). Modeling arctic snow distribution and melt at the 1 km grid scale. *Nordic Hydrology*, 35, 295-307.

Woolhiser, D.A. (1996). Search for physically based runoff model - a hydrologic El Dorado?. *Journal of Hydraulic Engineering*, 122(3), 122-129.

Xu, C.Y. (2002). WASMOD - The Water And Snow balance MoDelling system. Dans Singh, V.P., Frevert, D.K., (éd.), *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*, Water Resource Publications, Littleton, CO.

Yang, D., Goodison, B.E., Metcalfe, J.R., Louie, P., Leavesley, G., Emerson, D., Golubev, V., Elomaa, E., Gunther, T., Hanson, C.L., Pangburn, T., Kang, E., Milkovic, J. (1999a). Quantification of precipitation measurement discontinuity induced by wind shields on national gauge. *Water Resources Research*, 35(2), 491-507.

Yang, D., Ishida, S., Goodison, B., Gunther, T. (1999b). Bias correction of precipitation data for Greenland. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104(D6), 6171-6181.

Yang, Z.L. (2007). Description of recent snow models. Dans *Snow and Climate*, E. Martin and R. Armstrong, (éds.), International Committee on Snow and Ice, Oxford University Press. <http://www.geo.utexas.edu/climate/Research/SNOWMIP/snowmip.htm>.

Yang, W., Rousseau, A.N., Boxall, P. (2007). An integrated, economic-hydrologic, modeling framework for the watershed evaluation of beneficial management practices. *Journal of Soil and Water Conservation*, 62(6): 423-432.

Yapo, P.O., Gupta, H.V., Sorooshian, S. (1996). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: Sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology*, 181(1-4): 23-48.

Yapo, P.O., Gupta, H.V., Sorooshian, S. (1998). Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 204, 83-97.

Zhang, X., Lindström, G. (1997). Development of an automatic calibration scheme for the HBV hydrological model. *Hydrological Processes*, 11, 1671-1682.

Zhao, R.J. (1992). The Xinanjiang model applied in China. *Journal of Hydrology*, 135, 371-381.

## ANNEXE A

### MODÈLE D'ÉVOLUTION ET DE FONTE DE LA NEIGE D'HYDROTEL

Le modèle d'évolution et de fonte de la neige d'HYDROTEL compte cinq variables d'état, soit : l'ÉEN, le déficit calorifique, l'albédo, la densité et l'eau retenue dans le couvert. L'évolution de ces variables est estimée de façon discrète à chaque pas de temps de simulation. L'algorithme effectuant le calcul de l'évolution du couvert de neige suppose une seule couche de neige homogène sur la verticale.

Le premier élément de l'algorithme est la séparation de la précipitation totale en précipitations liquides et solides. Cette séparation dépend essentiellement des températures maximale et minimale sur le pas de temps et se fait selon une approche classique qui consiste à utiliser une température de passage de la pluie en neige. Lorsque la température maximale de l'air est inférieure à cette température, la totalité de la précipitation est supposée s'être abattue sous forme solide. La même idée est appliquée à l'inverse pour la température minimale. Pour les cas intermédiaires, les précipitations liquides sont estimées proportionnellement aux écarts des températures minimale et maximale par rapport à la TPPN suivant l'équation :

$$P = PT \cdot \left( \frac{T_{\max} - TPPN}{T_{\max} - T_{\min}} \right) \quad (1)$$

où

PT : Accumulation de la précipitation totale pendant un pas de temps [m]

P : Accumulation de la précipitation liquide pendant un pas de temps [m]

TPPN : Température de passage de la pluie à la neige [°C]

$T_{\max}$  : Température maximale de l'air pendant la durée d'un pas de temps [°C]

$T_{\min}$  : Température minimale de l'air pendant la durée d'un pas de temps [°C]

$\Delta t$  : Pas de temps [s]

Les précipitations solides sont alors données par :

$$N = PT - P \quad (2)$$

où

N : Accumulation de la précipitation solide pendant un pas de temps [m]

Les éléments suivants de l'algorithme servent à faire évoluer les deux principales variables d'état que sont l'ÉEN et le déficit calorifique à l'aide de deux équations de bilan, exprimant respectivement la conservation de la masse et la conservation de l'énergie :

$$\frac{d\text{ÉEN}}{dt} = p + n - f + \frac{d\text{ER}}{dt} \quad (3)$$

où

ÉEN : Équivalent en eau de la neige au sol [m]

t : Temps [s]

p : Taux de précipitation liquide [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ] suivant la relation  $P(t) = \int_{t-\Delta t}^t p \cdot dt$

n : Taux de précipitation solide [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ] suivant la relation  $N(t) = \int_{t-\Delta t}^t n \cdot dt$

f : Taux de fonte [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ] suivant la relation  $F(t) = \int_{t-\Delta t}^t f \cdot dt$

F : Accumulation de l'eau de fonte pendant un pas de temps [m]

ER : Eau liquide retenue dans la neige au sol [m]

Et

$$\frac{dU}{dt} = u_n - u_p - u_c - u_{s-n}^{(P)} - u_{a-n}^{(P)} \quad (4)$$

où

$U$  : Déficit calorifique [ $J.m^{-2}$ ]

$u_n$  : Taux d'augmentation du déficit calorifique provenant de la précipitation solide [ $J.m^{-2} s^{-1}$ ]

$u_p$  : Taux de diminution du déficit calorifique apportée par la précipitation liquide [ $J.m^{-2} s^{-1}$ ]

$u_c$  : Taux de diminution du déficit calorifique provenant de la perte de chaleur par convection [ $J.m^{-2} s^{-1}$ ]

$u_{a-n}^{(P)}$  : Taux de diminution du déficit calorifique apportée par la fonte potentielle à l'interface entre l'air et la neige [ $J.m^{-2} s^{-1}$ ]

$u_{s-n}^{(P)}$  : Taux de diminution du déficit calorifique apportée par la fonte potentielle à l'interface entre le sol et la neige [ $J.m^{-2} s^{-1}$ ]

La résolution de ces équations différentielles est faite de manière discrète en utilisant le schéma explicite d'Euler. Les équations discrètes prennent les formes suivantes :

$$\dot{E}EN(t) = \dot{E}EN(t - \Delta t) + ER(t) - ER(t - \Delta t) + P(t) + N(t) - F(t) \quad (5)$$

et

$$U(t) = U(t - \Delta t) + U_n(t) - U_p(t) - U_c(t) - U_{s-n}^{(P)}(t) - U_{a-n}^{(P)}(t) \quad (6)$$

où

$U_n$  : Augmentation du déficit calorifique provenant de la précipitation solide pendant un pas de temps [ $J.m^{-2}$ ] suivant la relation :  $U_n(t) = \int_{t-\Delta t}^t u_n \cdot dt$

$U_p$  : Diminution du déficit calorifique apportée par la précipitation liquide pendant un pas de temps [ $J.m^{-2}$ ] suivant la relation :  $U_p(t) = \int_{t-\Delta t}^t u_p \cdot dt$

$U_c$  : Diminution du déficit calorifique provenant de la perte de chaleur par convection pendant un pas de temps [ $J.m^{-2}$ ] suivant la relation :  $U_c(t) = \int_{t-\Delta t}^t u_c \cdot dt$

$U_{a-n}^{(P)}$  : Diminution du déficit calorifique apportée par la fonte potentielle à l'interface air-neige pendant un pas de temps [ $J.m^{-2}$ ] suivant la relation :  $U_{a-n}^{(P)}(t) = \int_{t-\Delta t}^t u_{a-n}^{(P)} \cdot dt$

$U_{s-n}^{(P)}$  : Diminution du déficit calorifique apportée par la fonte potentielle à l'interface sol-neige pendant un pas de temps [ $J.m^{-2}$ ] suivant la relation :  $U_{s-n}^{(P)}(t) = \int_{t-\Delta t}^t u_{s-n}^{(P)} \cdot dt$

L'évaluation des différents termes de ces équations est donnée ci-après. Séquentiellement, le calcul débute par l'ajout de la fraction solide de la précipitation à l'ÉEN de la neige durant un pas de temps (N) et de l'impact énergétique ( $U_n$ ) correspondant évalué à l'aide de la chaleur spécifique de la neige ( $2093 J.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1}$ ) suivant l'équation suivante.

$$U_n = MV_e \cdot C_g \cdot \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \cdot N \quad (7)$$

où

$MV_e$  : Masse volumique de l'eau ( $1000 kg.m^{-3}$ );

$C_g$  : Chaleur spécifique de la glace ( $2093 J.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1}$ )

Pour les pas de temps où il y a de la précipitation liquide, la pluie pendant le pas de temps (P) s'ajoute à l'ÉEN. Le déficit calorifique est aussi ajusté en fonction de la chaleur apportée au couvert nival par le refroidissement de l'eau et de sa température de chute ( $U_p$ ), supposée égale à la température de l'air jusqu'à  $0^{\circ}C$ , puis par le gel d'une partie ou de la totalité de cette eau, dépendant du déficit calorifique.

$$U_p = MV_e \cdot \left( C_f + C_e \cdot \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \right) \cdot P \quad (8)$$

où

$C_f$  : Chaleur de fusion de l'eau ( $334000 J.kg^{-1}$ )

$C_e$  : Chaleur spécifique de l'eau ( $4184 \text{ J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$ )

Il faut faire remarquer ici que l'on suppose que l'eau de pluie est transformée en eau solide lorsqu'elle touche le couvert de neige. L'énergie correspondant à l'énergie libérée pour le passage de l'état liquide à l'état solide est alors ajoutée au couvert de neige. Cette façon de faire est questionnable. Entre autres, Gray et Prowse (1992) suggère que, lorsque la pluie s'abat sur un couvert de neige qui est à moins de  $0 \text{ °C}$ , l'énergie associée à la fusion de l'eau ne soit pas ajoutée au bilan d'énergie, notamment parce que peu de données permettent de valider cette idée. Il est possible qu'une fraction de cette chaleur s'échappe dans l'air. L'approche actuellement préconisée par HYDROTEL aurait alors tendance à envoyer trop d'énergie dans le stock et à produire une fonte trop rapide de la neige. De complètement négliger l'apport d'énergie lié à la fusion risque par ailleurs de produire le phénomène inverse. Il s'ensuit que l'on peut difficilement trancher ici et qu'une étude plus approfondie serait nécessaire pour préciser la modélisation pour ce point. Il demeure que dans le cadre de la présente étude, nous nous sommes limités à utiliser la version actuelle d'HYDROTEL sans y apporter de modification.

Pour les cas où la température de l'air est en-dessous du seuil de température au-dessus duquel il y a fonte de neige, le couvert nival perd de l'énergie par convection ( $U_c$ ). L'approche classique de résolution des problèmes de solide semi-infini dont la température à la limite est connue (condition de Dirichlet) est préconisée pour estimer cette perte. L'équation discrète suivante est utilisée à cette fin :

$$TN(t) = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} + \operatorname{erf} \left[ \frac{p_{TN}}{2\sqrt{\alpha \cdot \Delta t}} \right] \left( TN(t - \Delta t) - \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \right) \quad (9)$$

où

$TN$  : La température moyenne de la neige [ $^{\circ}\text{C}$ ]

$\operatorname{erf} [ ]$  : Un opérateur mathématique qui évalue la fonction d'erreur à partir de l'argument donné entre crochets

$p_{TN}$  : La profondeur à l'intérieur du couvert de neige, à partir de la surface, où la température est égale à la température moyenne [m]

$\alpha$  : L'angle de diffusivité thermique [ $\text{W.m}^2.\text{kg}^{-2}$ ]

La température moyenne de la neige au pas de temps précédent est estimée par l'équation suivante :

$$TN(t - \Delta t) = \frac{U(t - \Delta t)}{\dot{E}EN(t - \Delta t) \cdot C_g \cdot MV_e} \quad (10)$$

La profondeur à l'intérieur du couvert de neige où la température est égale à la température moyenne ( $p_{TN}$ ) si la hauteur totale du couvert de neige est inférieure à 0,4 m est donnée par l'équation suivante :

$$p_{TN} = \frac{HN}{2} \quad (11)$$

où

HN : La hauteur de neige au sol [m]

Lorsque la hauteur totale du couvert de neige est supérieure ou égale à 0,4 m,  $p_{TN}$  est alors estimée par l'équation suivante :

$$p_{TN} = 0.2 + \frac{HN - 0.4}{4} \quad (12)$$

L'angle de diffusivité thermique est défini par l'équation suivante :

$$\alpha = \frac{K}{C_e \cdot MV} \quad (13)$$

où

K : Conductivité thermique de la neige [ $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ ]

MV : Masse volumique de la neige au sol [ $kg \cdot m^{-3}$ ]

Les équations empiriques suivantes servent à faire le lien entre la conductivité thermique et la masse volumique de la neige au sol :

$$K = (3.70 \times 10^{-1}) + (1.59 \times 10^{-3}) P1 + (3.02 \times 10^{-6}) P2 + (5.20 \times 10^{-9}) P3 + (1.57 \times 10^{-11}) P4$$

$$P1 = MV - 329.6$$

$$P2 = (MV - 260.378) P1 - (21166.4) P0$$

$$P3 = (MV - 320.690) P2 - (24555.8) P1$$

$$P4 = (MV - 263.363) P3 - (11739.3) P2 \quad (14)$$

où

P1, P2, P3 et P4 : Les termes de la fonction polynomiale

Finalement, l'équivalent énergétique de la différence entre la température moyenne du couvert de neige au début et à la fin du pas de temps sert à estimer la diminution du déficit calorifique provenant de la perte de chaleur par convection pendant le pas de temps :

$$U_c = TN(t) - TN(t - \Delta t) \cdot \text{ÉEN} \cdot MV_e \cdot C_g \quad (15)$$

La chaleur fournie à la surface du sol ( $U_{s-n}^{(P)}$ ) est exprimée comme étant l'énergie correspondant à la fonte potentielle à l'interface entre le sol et la neige. Cette chaleur permet de diminuer le déficit calorifique. Dans le modèle, le déficit calorifique par l'apport de chaleur au sol est défini comme étant le produit d'un taux de fonte à l'interface sol-neige ( $TF_{s-n}$ ), de la masse volumique de l'eau et de la chaleur de fonte de la neige ( $334000 \text{ J.kg}^{-1}$ ).

$$u_{s-n}^{(P)} = \frac{TFNS}{N_t} \cdot MV_e \cdot C_f \left( \frac{\Delta t}{86400s} \right) \quad (16)$$

TFNS : Taux de fonte journalier à l'interface sol-neige [ $\text{m.d}^{-1}$ ]

$N_t$ : Nombre de pas de temps par jour [ $\text{d}^{-1}$ ] avec  $N_t = \left( \frac{86400s}{\Delta t} \right)$  et  $\Delta t$  exprimé en s

Il faut noter que de manière à conserver des taux de fonte dont les unités ne varient pas en fonction de la durée des pas de temps, il a été choisi de les exprimer sous la forme de taux journaliers de fonte.

Tel que mentionné plus haut, de manière à n'utiliser en entrée que des données aisément disponibles, les apports énergétiques externes fournis par le rayonnement solaire sont

évalués par une méthode basée sur un indice de températures. Dans ce cas, l'ajout de chaleur est obtenu par l'équation suivante :

$$U_{a-n}^{(P)} = \frac{FF}{N_t} \cdot MV_e \cdot C_f \cdot \left( \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} - SF \right) \cdot (1-a) \quad (17)$$

où

FF : Taux de fonte journalier à l'interface air-neige [ $m \cdot d^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ ]

SF : Température seuil à laquelle la fonte débute [ $^\circ C$ ]

a : Albédo combinant la végétation et la neige

Il est à noter que le taux de fonte FF et le seuil de fonte SF peuvent être différents selon l'occupation du sol d'où les trois couples de coefficients définis respectivement pour les zones ouvertes, les zones de feuillus et les zones conifères dans HYDROTEL : soit FFO, FFF et FFC et SFO, SFF et SFC.

Si l'apport calorifique fourni au couvert nival par les processus précédents provoque un surplus calorifique au couvert, alors il y a fonte de neige. Cette fonte est estimée en divisant le surplus calorifique par le produit de la chaleur de fonte de la neige et de la densité de l'eau.

$$\text{si } U < 0 : F = \frac{-U}{C_f \cdot MV_e \cdot \Delta t} \quad (18)$$

L'eau de fonte peut être retenue (ER) dans le couvert qui agit comme un milieu poreux. Dans la littérature, les valeurs sur la capacité de rétention du couvert nival varient beaucoup. Cette capacité a été fixée à 10 % de l'épaisseur dans le présent modèle suivant l'équation suivant :

$$ER(t) = \min \left[ \frac{ÉEN(t - \Delta t)}{10}; ER(t - \Delta t) + F \right] \quad (19)$$

où

min[ ; ] : Un opérateur mathématique qui retient la valeur la plus faible entre deux expressions séparées par un point virgule

Ainsi, si la capacité de rétention excède la lame de fonte, l'eau de fonte est entièrement conservée dans le couvert et il n'y a aucun apport par la fonte qui atteint le sol. Si la lame de fonte est plus grande que la capacité de rétention, le couvert ne retient qu'une lame de fonte égale à la capacité de rétention, la différence apparaît comme apport vertical à la surface du sol. Cet apport vertical est la donnée de sortie la plus importante du présent modèle puisque c'est la donnée d'entrée principale dans le cas d'une modélisation apport/débit (équivalant à une modélisation pluie-débit mais incluant le processus de fonte de neige).

$$AV = F - ER(t) + ER(t - \Delta t) \quad (20)$$

où

AV : Apport vertical[m]

Pour l'évolution de la variable d'état décrivant l'albédo, l'algorithme utilisé fait passer l'albédo progressivement d'une valeur représentative de la végétation à une autre représentative de la neige au fur et à mesure que le couvert de neige augmente. L'albédo résultant est estimé selon l'équation suivante qui inclut aussi un vieillissement en fonction du temps:

$$a(t + \Delta t) = 0.5 + \left( 0.3 + e^{\frac{N}{2}} \left( a(t) - 0.8 \right) + (0.15 - a(t)) e^{\frac{\text{ÉEN}}{2}} \right) e^{-\frac{\Delta t}{120h}} \quad (21)$$

où

N : Nombre de jours entre deux chutes consécutives de neige

Le modèle simule aussi l'évolution de la hauteur de neige (HN) en incluant d'abord les changements de hauteur provoqués par l'ajout de nouvelle neige. Il faut noter que l'ajout de précipitations liquides ne change en rien la hauteur de neige.

$$\frac{dHN}{dt} = n \cdot \frac{MV_e}{MV_n} - HN \cdot cn - f \cdot \frac{HN}{\text{ÉEN}} \quad (22)$$

où

MV<sub>n</sub> : Masse volumique de la précipitation solide [ kg.m<sup>-3</sup> ]

cn : Taux de réduction de la hauteur de neige par tassement

Sous forme discrète, l'équation est résolue de la manière suivante :

$$HN(t) = HN(t - \Delta t) + N \cdot \frac{MV_e}{MV_N} - HN(t - \Delta t) \cdot CN - F \cdot \frac{HN(t - \Delta t)}{\dot{E}EN(t - \Delta t)} \quad (23)$$

avec

$$MV_n = 151 + 10.63 \left( \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \right) + 0.2767 \left( \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \right)^2$$

pour  $\left( \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \right)$  entre 0 et -17 °C (24)

$$MV_n = 50 \text{ lorsque } \left( \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \right) \text{ sous } -17 \text{ °C.}$$

et avec

$$CN = \frac{CT}{N_t} \left( 1 - \frac{\dot{E}EN(t - \Delta t) \cdot MV_e}{HN(t - \Delta t) \cdot MVNS} \right) \quad (25)$$

où

CN: Réduction de la hauteur de neige par tassement pendant un pas de temps

CT: Coefficient de tassement [d<sup>-1</sup>]

MV<sub>N</sub>: Masse volumique de la précipitation solide moyenne sur un pas de temps [kg.m<sup>-3</sup>]

MVNS: Masse volumique maximale de la neige au sol [kg.m<sup>-3</sup>]

Il faut finalement noter que l'ÉEN et la hauteur de neige au sol sont liés à la masse volumique de la neige au sol par l'équation qui suit :

$$MV = \frac{\dot{E}EN}{HN} \cdot MV_e \quad (26)$$

## ANNEXE B : MODÈLE

### HYDROLOGIQUE MOHYSE

Le modèle hydrologique simplifié à l'extrême, MOHYSE, de Fortin et Turcotte (2006) a été utilisé pour effectuer quelques tests numériques complémentaires. Cet annexe présente d'abord un extrait reformaté de la version du 14 décembre 2006 de la description du modèle de Fortin et Turcotte (2006) et présente ensuite les résultats de deux tests numériques.

#### DESCRIPTION

##### Données d'entrée et de sortie du modèle MOHYSE

Le modèle MOHYSE est un modèle hydrologique global, qui ne nécessite pour fonctionner qu'une estimation pour chaque pas de temps  $\Delta t$  de la moyenne spatiale sur le bassin versant :

- de la température moyenne pendant le pas de temps ( $T_t$ ) en Celcius,
- de la pluie ( $P_t$ ) en mm/ $\Delta t$ ,
- et de la neige ( $N_t$ ) en mm/ $\Delta t$ .

Soit  $M_t = \{T_t, P_t\}$  le vecteur des variables d'entrées du modèle. MOHYSE produit, à chaque pas de temps, en plus du débit à l'exutoire ( $Q_t$ ), une estimation :

- de l'ÉEN du stock de neige ( $S_t$ ) en mm;
- de l'eau contenue dans la zone vadose ( $V_t$ ) en mm;
- de l'eau dans l'aquifère provenant de la zone vadose ( $A_t$ ) en mm;
- de la production ( $H_t$ ) en mm/ $\Delta t$  obtenue en sommant le ruissellement de surface ( $H_{t,1}$ ), l'écoulement hypodermique ( $H_{t,2}$ ) et l'écoulement de base ( $H_{t,3}$ ).

Ces variables intermédiaires sont appelées *variables d'état* parce qu'elles décrivent l'état hydrologique du bassin versant au temps  $t$ . Cependant, parce que la lame d'eau  $H_t$  produite sur le bassin versant au temps  $t$  prend un certain temps pour atteindre l'exutoire, les productions aux temps  $t - K + 1, \dots, t - 1$ , où  $K$  est fonction du temps de réponse du bassin

versant, servent aussi à décrire l'état du bassin versant au temps  $t$ . Ainsi, à partir du vecteur de variables d'état  $E_{t-1} = \{S_{t-1}, V_{t-1}, A_{t-1}, H_{t-1}, H_{t-2}, \dots, H_{t-k+1}\}$  estimées à la fin du pas de temps précédent, il est possible de déterminer la réponse du bassin versant  $Q_t$  aux intrants météorologiques  $M_t$  à chaque instant  $t$ . En conséquence, pour calculer le débit à l'exutoire, MOHYSE utilise les intrants météorologiques du pas de temps courant,  $M_t$ , mais aussi les valeurs des variables d'état calculées aux pas de temps précédent,  $E_{t-1}$  ainsi qu'un vecteur de paramètres  $\theta$  indépendant du temps:

$$Q_t = g(M_t, E_{t-1}, \theta) \quad (1)$$

Les paramètres composant le vecteur  $\theta$  seront définis dans la suite de ce document. Bien que certains puissent être estimés à partir de connaissances *a priori* sur le bassin versant, il est en pratique suggéré de les estimer par optimisation de la réponse du modèle sur un ensemble de données d'observation des intrants météorologiques et du débit. Seuls deux paramètres seront généralement fixés sans faire référence aux observations : la superficie du bassin versant en  $\text{km}^2$  ( $B$ ) et sa latitude moyenne en degrés ( $L$ ).

#### Représentation de l'évapotranspiration potentielle

Sur une longue période de temps, le débit moyen simulé par MOHYSE sera déterminé par la différence entre la précipitation moyenne et l'évapotranspiration moyenne, c'est-à-dire la somme de l'évaporation de l'eau de surface et de l'eau prélevée dans le sol par les plantes. L'évapotranspiration est généralement calculée en considérant d'abord le maximum d'eau susceptible de retourner à l'atmosphère au cours d'un pas de temps sous l'effet combiné de l'évaporation et de la transpiration, que l'on nomme *évapotranspiration potentielle* ou ETP, pour ensuite limiter cette valeur en fonction des conditions hydrométéorologiques courantes. Il existe de nombreuses méthodes d'estimation de l'ETP, mais la plupart nécessitent d'autres intrants météorologiques en plus de la température moyenne et des précipitations.

On sait en pratique que l'ETP augmente avec la durée du jour, parce que la radiation incidente est alors potentiellement plus importante mais aussi parce que la végétation peut être active plus longtemps, et que l'ETP augmente aussi avec la température, en particulier parce que l'air peut alors contenir davantage de vapeur d'eau. Une méthode d'estimation consiste donc à supposer l'ETP proportionnelle au produit de la durée du jour  $D(L)$ , qui dépend du jour de l'année et de la latitude  $L$  du bassin versant, et de l'humidité absolue de

l'air lorsque celui-ci est saturé d'eau,  $\rho_{sat}(T_t)$ , quantité qui augmente avec la température de l'air  $T_t$ :

$$ETP_t \propto D_t(L) \cdot \rho_{sat}(T_t) \quad (2)$$

La durée du jour (en heures) peut être estimée à partir du jour julien  $j(t)$  de 1 à 365 et de la latitude  $L$  :

$$D_t(L) \cong \frac{24}{\pi} \cdot \arccos\left(-\tan\left(\frac{L \cdot \pi}{180}\right) \cdot \tan(\delta_{j(t)})\right) \quad (3)$$

où  $\delta$  est la déclinaison solaire pour le jour julien  $j$  :

$$\delta_{j(t)} \cong 0.41 \cdot \sin\left(\frac{j-80}{365} \cdot 2\pi\right) \quad (4)$$

L'humidité absolue de l'air à saturation, en  $\text{kg/m}^3$ , peut être estimée selon la formule suivante à partir de la température de l'air :

$$\rho_{sat}(T_t) \cong 1.3 \cdot \exp\left(\frac{17.3 \cdot T_t}{283 + T_t}\right) \quad (5)$$

De façon à obtenir un coefficient de proportionnalité simple à interpréter, il est utile de normaliser la durée du jour en la divisant par la durée moyenne du jour, soit 12 heures, et de normaliser l'humidité absolue de l'air à saturation, en divisant par l'humidité absolue de l'air à une température de référence, par exemple à 10 °Celsius, soit  $\rho_{sat}(10) \approx 2,6$ . On peut alors écrire :

$$ETP_t = C_{ETP} \cdot \frac{D_t(L)}{12} \cdot \frac{\rho_{sat}(T_t)}{\rho_{sat}(10)} \quad (6)$$

ou encore :

$$ETP_t = \frac{c_{ETP}}{\pi} \cdot \arccos\left(-\tan\left(\frac{L \cdot \pi}{180}\right) \cdot \tan(\delta_{j(t)})\right) \cdot \exp\left(\frac{17.3 \cdot T_t}{283 + T_t}\right) \quad (7)$$

où  $c_{ETP}$  est un paramètre de calage en mm/δt qui peut être interprété comme l'évapotranspiration potentielle à l'équinoxe lorsque la température est de 10 °Celsius.

#### Estimation de l'évaporation et de la transpiration

Pour évaluer l'évaporation de l'eau de surface, nous supposons que toute l'eau en surface ruisselle, s'infiltre ou s'évapore au cours d'un pas de temps, de telle sorte que seule la pluie du pas de temps courant peut s'évaporer. On prendra donc comme estimation de cette évaporation directe ( $ED_t$ ) le minimum de  $P_t$  et de  $ETP_t$  :

$$ED_t = \min(P_t, ETP_t) \quad (8)$$

La transpiration sera par ailleurs supposée proportionnelle à l'eau disponible dans le réservoir de la zone vadose au début du pas de temps ( $V_{t-1}$ ), mais limitée par l'ETP, elle-même réduite par l'évaporation directe :

$$TR_t = \min(c_{TR} \cdot V_{t-1}, ETP_t - ED_t) \quad (9)$$

où  $c_{TR}$  est un paramètre de calage de la transpiration, en  $(\Delta t)^{-1}$

#### Évolution et fonte de la neige

Pour faire évoluer et fondre le couvert nival, nous supposons que la neige qui tombe s'accumule pour fondre lorsque la température dépasse un seuil  $T_f$  à un taux proportionnel à l'écart entre la température de l'air et ce seuil. Il s'agit d'un modèle de fonte de type "degré-jour" :

$$\frac{\Delta S_t}{\Delta t} = N_t - F_t \quad (10)$$

$$F_t = \min(c_f \cdot \max(T_t - T_f), S_{t-1}) \quad (11)$$

où  $c_f$  est un paramètre de calage correspondant au taux de fonte en mm/Celcius/ $\Delta t$  et  $T_f$  est la température à partir de laquelle la fonte démarre en degrés Celcius. En pratique, on résout cette équation en exprimant  $S_t$  en fonction de  $S_{t-1}$  :

$$S_t = S_{t-1} + N_t - F_t \quad (12)$$

#### Séparation du ruissellement de surface et de l'infiltration

Le ruissellement de surface est en pratique un phénomène relativement rare, qui se produit soit lorsque le taux de précipitation et de fonte dépasse la conductivité hydraulique du sol, soit lorsque le sol est saturé. Nous ne considérerons ici que la première possibilité, car la modélisation de la saturation du sol demanderait d'introduire dans le modèle un ou plusieurs seuils qui complexifieraient considérablement son calage. Ceci implique que le modèle ne tient pas compte explicitement de la présence de surface imperméable lorsqu'il y en a. On considérera donc que toute l'eau disponible en surface s'infiltré (c'est-à-dire la somme de la pluie  $P_t$  et de la fonte  $F_t$ , moins l'évaporation directe  $ED_t$ ), sauf lorsque cette somme dépasse un seuil, défini par un paramètre de calage :

$$I_t = \min(C_{inf}, P_t + F_t - ED_t) \quad (13)$$

$$H_{t,1} = P_t + F_t - ED_t - I_t \quad (14)$$

où  $I_t$  est l'infiltration en mm/ $\Delta t$ ,  $H_{t,1}$  est le ruissellement de surface en mm/  $\Delta t$  et  $C_{inf}$  est le taux maximal d'infiltration en mm/  $\Delta t$ .

#### Bilan d'eau vertical

Par bilan d'eau vertical, on entend l'estimation de la production, c'est-à-dire la somme du ruissellement de surface,  $H_{t,1}$ , de l'écoulement hypodermique,  $H_{t,2}$ , et de l'écoulement de base,  $H_{t,3}$ , ainsi que l'ajustement des réserves d'eau  $V_t$  et  $A_t$  en conséquence, en fonction du taux d'infiltration et des niveaux antérieurs de ces réserves. La figure B.1 montre l'ensemble des

termes sources et des termes puits considérés pour chacun des deux réservoirs. Nous supposerons des taux de transfert hors des deux réservoirs et entre ces réservoirs proportionnels aux niveaux de ces réservoirs au début du pas de temps. Ceci mène aux équations suivantes :

$$\frac{\Delta V_t}{\Delta t} = I_t - TR_t - q_t - H_{t,2} \quad (15)$$

$$\frac{\Delta A_t}{\Delta t} = q_t - H_{t,3} \quad (16)$$

$$q_t = c_{VA} \cdot V_{t-1} \quad (17)$$

$$H_{t,2} = c_V \cdot V_{t-1} \quad (18)$$

$$H_{t,3} = c_A \cdot A_{t-1} \quad (19)$$

où  $c_{VA}$  est le coefficient de transfert de l'eau de la zone vadose vers l'aquifère  $(\Delta t)^{-1}$ ,  $c_V$  est le coefficient de vidange de la zone vadose  $(\Delta t)^{-1}$ , et  $c_A$  est le coefficient de vidange de l'aquifère  $(\Delta t)^{-1}$ . On peut alors exprimer  $V_t$  et  $A_t$  en fonction de  $V_{t-1}$  et  $A_{t-1}$  :

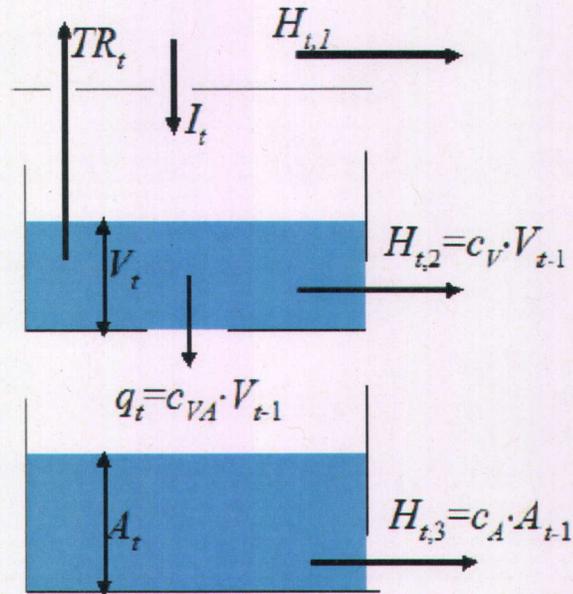


Figure B.1 – Bilan vertical du modèle MOHYSE

$$V_t = V_{t-1} + I_t - TR_t - q_t - H_{t,2} \quad (20)$$

$$A_t = A_{t-1} + q_t - H_{t,3} \quad (21)$$

Notons que l'utilisation de cette méthode de résolution peut mener à des valeurs négatives de  $V_t$  si les flux sont trop élevés. On pourra éviter cela pour  $V_t$  en s'assurant que la somme des coefficients associés aux puits est inférieure à un :

$$C_{TR} + C_{VA} + C_V \leq 1 \quad (22)$$

On peut finalement calculer la production en  $\text{mm}/\Delta t$  par la somme des trois types d'écoulement :

$$H_t = \sum_{i=1}^3 H_{t,i} \quad (23)$$

### Transfert horizontal de l'eau

Pour tenir compte du temps de transfert de l'eau vers l'exutoire en fonction de la taille et de la géomorphologie du bassin versant, nous proposons de laminer la production verticale en utilisant un hydrogramme unitaire dont la forme est définie par une fonction de densité de probabilité gamma. L'hydrogramme unitaire est une fonction  $U(k)$  qui indique quelle portion de la production est acheminée à l'exutoire avec un délai de  $k$  pas de temps. En supposant que toute l'eau atteint l'exutoire dans un délai maximal de  $K$  pas de temps, le principe de conservation de la masse demande que  $\sum_{k=1}^K U(k) = 1$ . La fonction de densité de probabilité gamma à deux paramètres est l'une des façons de simuler le laminage induit par un bassin versant. La fonction de densité de probabilité gamma s'écrit ainsi :

$$f(k, \alpha, \beta) \propto k^{\alpha-1} \cdot \exp(-k / \beta) \quad (24)$$

où  $\alpha$  est un paramètre de forme et  $\beta$  un paramètre d'échelle. Pour avoir :

$\sum_{k=1}^K U(k) = 1$ , il faut donc choisir :

$$U(k) = \frac{k^{\alpha-1} \cdot \exp(-k / \beta)}{\sum_{k=1}^K k^{\alpha-1} \cdot \exp(-k / \beta)} \quad (25)$$

Une fois fixés les paramètres  $\alpha$  et  $\beta$ , cet hydrogramme unitaire peut alors être utilisé pour laminer les productions, en utilisant la formule suivante :

$$Q(t) = \frac{B \cdot 10000}{24 \cdot 60 \cdot 60} \cdot \frac{24}{\Delta t} \cdot \sum_{k=1}^K H_{t-k+1} \cdot U(k) \quad (26)$$

où  $B$  est l'aire du bassin versant en  $\text{km}^2$ ,  $H_t$  est la production au temps  $t$ ,  $\Delta t$  est exprimé en fraction de journée et  $Q(t)$  est le débit à l'exutoire en  $\text{m}^3/\text{s}$ . Notons que  $K$  n'est pas véritablement un paramètre de calage, puisqu'en raison de la propriété d'unimodalité de la loi gamma on peut toujours choisir  $K$  assez grand pour que  $f(k, \alpha, \beta) \sim 0$  pour tout  $k \geq K$ . En pratique, il suffit de s'assurer que  $K$  soit au moins égal au double de l'espérance de  $f(k, \alpha, \beta)$  qui est donnée par  $\alpha \cdot \beta$ . La variable  $K$  s'exprime en nombre de pas de temps.

Tableau B.1 : Coefficients de calage de MOHYSE

Symboles	Définitions	Unités
$C_{ETP}$	coefficient d'ajustement de l'évapotranspiration potentielle	mm/ $\Delta t$
$C_{TR}$	coefficient d'ajustement de la transpiration	1/ $\Delta t$
$C_f$	taux de fonte	mm/°Celsius / $\Delta t$
$T_f$	température seuil pour la fonte	°Celsius
$C_{inf}$	taux maximal d'infiltration	mm/ $\Delta t$
$C_{VA}$	coefficient de vidange de la zone vadose vers l'aquifère	1/ $\Delta t$
$C_V$	coefficient de vidange de la zone vadose vers le cours d'eau	1/ $\Delta t$
$C_A$	coefficient de vidange de l'aquifère vers le cours d'eau	1/ $\Delta t$
$\alpha$	paramètre de forme de l'hydrogramme unitaire	-
$\beta$	paramètre d'échelle de l'hydrogramme unitaire	-

## TESTS NUMÉRIQUES

### Test 1 : Impact du choix du coefficient $F_{cible}$ évalué à l'aide du modèle MOHYSE

La figure B.2 présente l'effet du choix du coefficient  $F_{cible}$  sur l'équilibre entre les trois écarts à la cible (EC) utilisés à la section 4.2.6 de la thèse. Pour évaluer cet effet, tous les coefficients de MOHYSE ont été calés avec la  $FOC_{Q,PEA}$  pour le bassin « du Nord ». On note que dans cet exemple précis, la sélection d'un  $F_{cible}$  inférieur ou égal à 1.3 conduit à des situations où aucun des EC n'est nul. Ceci permet de croire, de manière préliminaire, que la sélection d'un  $F_{cible}$  de 1.2, comme proposée à la section 4.2.6, pourrait permettre d'obtenir des valeurs non nulles pour les EC.

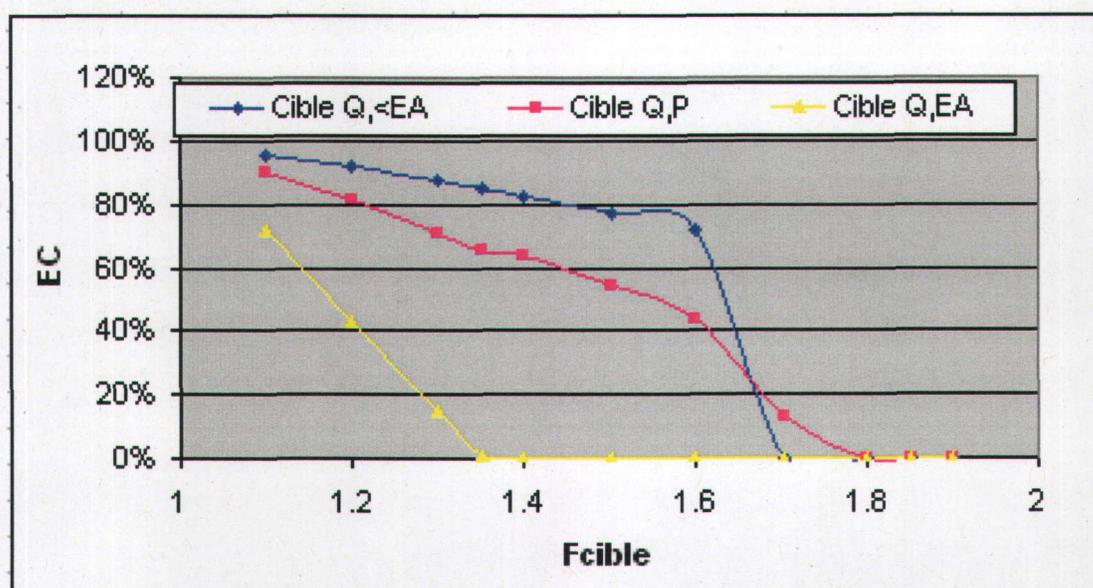


Figure B.2 – Écarts à la cible (EC) en période de vérification pour le bassin « du Nord » en fonction de  $F_{cible}$

### Test 2 : Comparaison de la $FOC_{Q,PEA}$ et de la $RCEQM_{Q,PEA}$ à l'aide du modèle MOHYSE

Le tableau B.2 présente la comparaison d'exercices de calage utilisant la  $FOC_{Q,PEA}$  et la  $RCEQM_{Q,PEA}$  pour effectuer simultanément le calage de tous les coefficients de MOHYSE. Les dix meilleurs germes numériques d'un ensemble de 24 ont été sélectionnés et comparés pour deux bassins « du Nord » et « Maskinongé ». On remarque que, bien que quelques résultats font exception, il est généralement plus avantageux en période de vérification

d'utiliser des coefficients calés à l'aide de la  $FOC_{Q,PEA}$  plutôt qu'avec la  $RCEQM_{Q,PEA}$ . Rappelons que cette dernière devrait en principe être avantageuse puisqu'elle optimise le modèle par rapport à l'équivalent du coefficient de Nash-Sutcliffe (N-S). Ce résultat important est cohérent avec les résultats de la section 4.2.6. Il est à noter que les résultats obtenus avec MOHYSE sur le bassin « Ouiatchouane » sont de mauvaise qualité ( $N-S < 0$ ) et ne sont pas présentés ici. Enfin, il est à noter que la méthodologie utilisée dans la présente section est analogue à celle présentée à la section 4.2.6.

Tableau B.2 : Coefficients de Nash-Sutcliffe(N-S) calculés pour la période de vérification avec les coefficients issus de calages de tous les coefficients de MOHYSE en utilisant la  $RCEQM_{Q,PEA}$  et la  $FOC_{Q,PEA}$  et dix germes numériques différents.

Coefficients issus du calage avec $RCEQM_{Q,PEA}$				Coefficients issus du calage avec $RCEQM_{Q,PEA}$			
Bassin	N-S	Bassin	N-S	Bassin	N-S	Bassin	N-S
du Nord	0,52	Maskinongé	0,63	du Nord	0,51	Maskinongé	0,73
	0,40		0,58		0,50		0,62
	0,31		0,51		0,50		0,61
	0,28		0,50		0,49		0,60
	0,28		0,49		0,49		0,56
	0,28		0,48		0,48		0,45
	0,28		0,48		0,48		0,41
	0,27		0,43		0,45		0,39
	0,24		0,43		0,40		0,32
	0,13		0,41		0,37		0,20

