UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

MODÉLISATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE POUR DES BASSINS VERSANTS SITUÉS DANS LA FORÊT BORÉALE

CAROLINE PION
DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE MAITRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES
(GÉNIE CIVIL)
JUIN 1998

© Caroline Pion, 1998

National Library of Canada
Bibliothèque nationale du Canada

Acquisitions and Bibliographic Services
Acquisitions et services bibliographiques

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-37455-6

Canada

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé:

MODÉLISATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE
À L'ÉCHELLE RÉGIONALE POUR DES BASSINS
VERSANTS SITUÉS DANS LA FORÊT BORÉALE

Présenté par: PION Caroline

En vue de l'obtention du diplôme de: Maîtrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de:

M. MARCHE Claude, D.Sc.A., président

M. ROUSSELLE Jean, Ph.D., membre et directeur de recherche

M. LECONTE Robert, Ph.D., membre et codirecteur de recherche

M. BLANCHET Jean-Pierre, Ph.D., membre

REMERCIEMENTS

Je remercie d'abord M. Robert Leconte, professeur à l'École de technologie supérieure, et M. Jean Rousselle, professeur à l'École Polytechnique de Montréal, d'avoir accepté de me diriger et de m'avoir conseillé tout au long de ce projet de maîtrise. Je tiens aussi à exprimer ma reconnaissance envers le groupe de recherche de l'Université de Waterloo, plus particulièrement, messieurs Eric Soulis et Nicholas Kouwen, professeurs au département des ressources hydriques, ainsi que les étudiants gradués Frank Seglenieks et Todd Neff pour l'aide et le support technique qu'ils m'ont fournis durant les différentes étapes du projet.

Je veux aussi souligner les collaborations de messieurs Robert Benoit, du département de Recherche en Prévision Numérique d'Environnement Canada, Gérard Croteau, du Centre Météorologique Canadien d'Environnement Canada ainsi que Jean-Pierre Blanchet, professeur à l'Université du Québec à Montréal, lors de l'acquisition et du traitement des données.

Malgré la « torture psychologique !!! » qu'ils m'ont fait subir durant ces années, je tiens quand même à remercier mes collègues de travail du groupe de recherche DRAME qui ont su égayer certains jours sombres et pénibles de ma maîtrise. Sans eux, l'atmosphère au laboratoire n'aurait pas été la même! Je remercie aussi M. François Brissette, professeur à l'École de technologie supérieure, pour ses conseils informatiques et ses encouragements. Sans toi François je n'aurais sûrement jamais intégré un club de triathlon, je n'aurais pas reçu le surnom de « biblot » et je n'aurais pas de complexes de pieds! Un remerciement tout spécial à ma collègue, Caroline Scalzo, qui a été ma confidente et mon support moral jusqu'à la toute fin de ma maîtrise. Sa présence

RÉSUMÉ

L'évapotranspiration (ET) est une composante très influente sur les processus hydrologiques de l'écosystème boréal. La variabilité spatiale et temporelle de l'évapotranspiration à l'échelle régionale est fortement associée à l'hétérogénéité des propriétés physiographiques du bassin versant, tels que la topographie, le couvert végétal et le type de sol ainsi que des conditions climatologiques incluant les flux radiatifs nets et la température de l'air. Ainsi, une approche basée sur la physique du terrain a été utilisée afin de représenter le plus fidèlement possible le réalisme naturel de la variabilité spatiale de l'ET. La répartition spatiale de l'ET réelle de bassins versants situés en forêt boréale a été réalisée à l'aide du modèle hydrologique « spatialisé » WATFLOOD dont le module d'ET réelle est basé sur la relation de Priestley-Taylor (W-PT). Pour ce faire, trois scénarios de modélisation, différant dans la provenance des données d'entrée du modèle, ont été étudiés avec W-PT. Les bassins versants à l'étude se situent à l'intérieur des limites de la région BOREAS et couvrent une superficie approximative de 100 000 km^2. La région à l'étude englobe les sites sud et nord (SSA et NSA) ainsi que le corridor reliant ces deux sites. L'objectif premier de cette recherche étant de modéliser la répartition spatiale de l'ET réelle, une attention particulière a été attribuée à la variation spatiale et temporelle des flux radiatifs nets, une variable requise par le modèle Priestley-Taylor. Les radiations visibles et infrarouges incidentes et réfléchies, calculées à l'aide d'un modèle climatique « radiative-convective climate model » développé à l'UQAM, ont été calibrées avec succès en utilisant les flux radiatifs mesurés aux stations météorologiques de BOREAS. De plus, les données météorologiques requises par le modèle W-PT ont été celles simulées par le modèle opérationnel RFE développé par Environnement Canada, archivées à une résolution de 50km (0.5°). Les données de précipitation, de débit, de couverture végétale, et d'élévation ont été extraites à partir de diverses sources : les bases de données BORIS et HYDAT ainsi que les images NOAA

AVHRR. Les résultats de la calibration/validation du modèle W-PT se sont avérés satisfaisants dans les trois scénarios. Les résultats de la modélisation ont permis de noter que la répartition spatiale de l'ET réelle semble avoir été davantage influencée par les variations pluviométriques que par les patrons de flux radiatifs nets, pour cette région particulière. De plus, le modèle semble avoir assez bien reproduit certaines tendances naturelles prévisibles de l'ET réelle de la région étudiée. De façon générale, l'ET réelle simulée par W-PT semble être contrôlée par le sol (« soil controlled »). Ceci ne semble pas corroborer avec les deux études expérimentales réalisées dans la même région, où l'humidité du sol n'influencerait pas significativement le processus d'ET.

ABSTRACT

Evapotranspiration [ET] is a major component of the hydrological regime in boreal ecosystems. It is known that ET varies both spatially and temporally, and is affected at the mesoscale by such factor as topography, soil properties and vegetation. A physically based approach which take into account these factors must therefore be used in order to better understand and accurately represent the variability of actual ET. A distributed hydrological model called WATFLOOD, which can simulate actual ET based on the Priestley-Taylor approach (W-PT), was used to model the hydrologic cycle in a boreal ecosystem. To that end, three modelling scenarios, each based on different combination of input data sources, were scrutinized using W-PT. The watersheds under study, which are located within the limits of the BOREAS region, cover a total area of approximatively 100 000 sq. km. They encompass the Southern and Northern Study Areas [SSA and NSA], as well as the transect connecting these two areas. The objective of this research being to model spatially distributed evapotranspiration at the mesoscale, special care was taken to represent as accurately as possible the spatial and temporal variations of the radiative fluxes, a variable required by Priestley-Taylor model. To that end, the short- and long-wave incident and reflected radiative fluxes were computed using a radiative-convective climate model developed at UQAM. The model was successfully calibrated against radiative fluxes measured at the BOREAS tower flux sites. The required atmospheric data for this model, which include air and sol temperature, air pressure, clouds and relative humidity were obtained from Environment Canada's operational Regional Finite Element model archived at 50-km (0.5°) resolution. Precipitation, streamflow, land cover data including elevation, soil and vegetation types were gathered from various sources (BORIS data base, NOAA AVHRR land cover map, HYDAT data base) and further processed. Simulation runs have been carried out to calibrate the hydrological model and satisfactory results were obtained for

the three scenarios. Much of the results show that modeling of the spatially distributed actual ET seems to be more affected by the spatially distributed precipitation than by the radiative fluxes. Furthermore, W-PT seems to model quite well the natural trends of the actual ET observed in boreal basins. In general, the simulated actual ET appears to be much controlled by the soil. This does not seem to corroborate the experimental results of two particular studies carried out over the same area, in which it waas shown that soil moisture was not a constraining factor of ET.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMEMENTS iv

RÉSUMÉ vi

ABSTRACT viii

TABLE DES MATIÈRES x

LISTE DES FIGURES xiv

LISTE DES TABLEAUX xx

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS xxii

LISTE DES SYMBOLES GRECS xxvii

LISTE DES ACRONYMES xxviii

LISTE DES ANNEXES xxx

CHAPITRE I: INTRODUCTION 1

CHAPITRE II: REVUE LITTÉRAIRE 6

2.1 Le cycle hydrologique 7

2.2 Processus d'évapotranspiration 7

2.2.1 Définitions 8

2.2.2 Méthodes analytiques 10

2.2.2.1 Bilan hydrique 10

2.2.2.2 Bilan énergétique 10

2.2.3 Méthodes théoriques / empiriques 11

4.2.3 Données hydrologiques 64
4.2.3.1 Réseau hydrographique 64
4.2.3.2 Stations hydrométriques 65

CHAPITRE V: MODÉLISATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE RÉGIONALE AVEC LE MODÈLE WATFLOOD/PRIESTLEY-TAYLOR 67

5.1 Utilisation du modèle W-PT à partir de données provenant de deux sources distinctes - BORIS et le modèle RFE (scénario #1) 68
5.1.1 Variabilité spatiale et temporelle des paramètres d'entrée du modèle 69
5.1.1.1 Précipitation (RAGMET) 69
5.1.1.2 Couvert nival (SNW) 70
5.1.2 Calibration du modèle 72
5.1.2.1 Validation des intrants au modèle 73
5.1.2.2 Simulation initiale 78
5.1.2.3 Analyse de sensibilité du modèle 81
5.1.2.4 Critère d'optimisation 88
5.1.2.5 Calibration du couvert nival 89
5.1.2.6 Calibration des hydrogrammes de ruissellement 94
5.1.3 Validation du modèle calibré 104
5.1.4 Modélisation de l'ETR régionale selon l'approche de Priestley-Taylor ... 107
5.2 Utilisation du modèle W-PT à partir de données provenant du modèle RFE (scénario #2). 113
5.2.1 Variabilité spatiale et temporelle des paramètres d'entrée du modèle 113
5.2.1.1 Précipitations (modèle RFE) 114
5.2.2 Calibration / validation du modèle W-PT 115
5.2.3 Modélisation de l'ETR régionale selon l'approche de Priestley-Taylor ... 120

5.3 Utilisation du modèle W-PT à partir de données provenant de la base de données BORIS (scénario #3). 125

5.3.1 Variabilité spatiale et temporelle des paramètres d'entrée du modèle ... 126

5.3.1.1 Flux radiatifs (BORIS) 126

5.3.2 Calibration / validation du modèle W-PT 127

5.3.3 Modélisation de l'ETR régionale selon l'approche de Priestley-Taylor 130

CHAPITRE VI: ANALYSE DES RÉSULTATS 135

6.1 Comparaison des trois scénarios de modélisation de l'ETR. 137

6.1.1 Analyse des ETR mensuelles pour les trois scénarios 139

6.1.2 Analyse des ETR hebdomadaires pour les trois scénarios 143

6.2 Analyse de la répartition spatiale de l'ETR. 145

6.3 Sommaire des résultats. 150

CHAPITRE VII: CONCLUSION 151

BIBLIOGRAPHIE 157

ANNEXES 161

Figure 4.11 Réseau des différentes stations météorologiques incluant les stations AMS (Δ) installées dans le cadre du projet BOREAS. 62

Figure 4.12 Schéma d'une station météorologique automatisée AMS typique de celles érigées sur la région BOREAS. 63

Figure 4.13 Emplacement des 20 stations hydrométriques (vert) et des 9 tours météorologiques AMS (bleu) sur le bassin versant à l'étude. 66

Figure 5.1 Répartition spatiale des précipitations (mm) obtenue à partir des 9 stations AMS de BOREAS et réparties géographiquement à l'aide de RAGMET. 10 juillet 1994. 70

Figure 5.2 Répartition spatiale des précipitations (mm) obtenue à l'aide du modèle RFE. 10 juillet 1994.....75

Figure 5.3 Répartition spatiale des précipitations (mm) obtenue à l'aide du programme RAGMET. 10 juillet 1994 75

Figure 5.4 Hyétogramme (mm) des stations pluviométriques de la région BOREAS. a) Bassins du Manitoba. b) Bassins de la Saskatchewan.....77

Figure 5.5 Simulation initiale de référence produite par W-PT pour les 8 stations hydrométriques identifiées sur les bassins versants du Manitoba. Débits mesurés (——). Débits simulés (-----) (m^3/s). 79

Figure 5.6 Simulation initiale de référence produite par W-PT pour les 12 stations hydrométriques identifiées sur les bassins versants de la Saskatchewan. Débits mesurés (——). Débits simulés (-----) (m^3/s). 80

Figure 5.7 Courbes de sensibilité relative des débits de pointe pour différents paramètres du modèle W-PT. Station hydrométrique TD001, Manitoba.....85

Figure 5.8 Courbes de sensibilité relative des volumes de ruissellement pour différents paramètres du modèle W-PT. Station hydrométrique TD001, Manitoba.....85

Figure 5.19 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm).
Octobre 1994. Scénario #1. 110
Figure 5.20 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
4 au 11 juin 1994, jours secs. Scénario #1 111
Figure 5.21 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
10 au 17 août 1994, jours secs. Scénario #1 111
Figure 5.22 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
22 au 29 septembre 1994, jours secs. Scénario #1 111
Figure 5.23 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
11 au 18 juin 1994, jours humides. Scénario #1 112
Figure 5.24 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
1 au 8 juillet 1994, jours humides. Scénario #1 112
Figure 5.25 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
3 au 10 septembre 1994, jours humides. Scénario #1 112
Figure 5.26 Résultats de la calibration / validation du modèle W-PT.
Hydrogrammes calibrés sur les mois de mai à juillet 1994
et validés sur les mois d'août à octobre 1994 pour les 8 stations
hydrométriques du Manitoba. Débits mesurés (——).
Débits simulés (-----) (m^3/s). Scénario #2. 117
Figure 5.27 Résultats de la calibration / validation du modèle W-PT.
Hydrogrammes calibrés sur les mois de mai à juillet 1994
et validés sur les mois d'août à octobre 1994 pour les 10 stations
hydrométriques de la Saskatchewan. Débits mesures (——).
Débits simulés (-----) (m^3/s). Scénario #2. 118
Figure 5.28 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm).
Mai 1994. Scénario #2. 121
Figure 5.29 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm).
Juin 1994. Scénario #2. 121

Figure 5.30 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm).
Juillet 1994. Scénario #2. 121
Figure 5.31 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm).
Août 1994. Scénario #2. 122
Figure 5.32 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm).
Sept. 1994. Scénario #2. 122
Figure 5.33 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm).
Octobre 1994. Scénario #2. 122
Figure 5.34 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
4 au 11 juin 1994.. jours secs. Scénario #2. 123
Figure 5.35 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
10 au 17 août 1994, jours secs. Scénario #2. 123
Figure 5.36 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
22 au 29 septembre, jours secs. Scénario #2. 123
Figure 5.37 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
11 au 18 juin 1994, jours humides. Scénario #2 124
Figure 5.38 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
1 au 8 juillet 1994, jours humides. Scénario #2. 124
Figure 5.39 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm).
3 au 10 septembre 1994, jours humides. Scénario #2. 124
Figure 5.40 Résultats de la calibration / validation du modèle W-PT.
Hydrogrammes calibrés sur les mois de mai à juillet 1994
et validés sur les mois d'août à octobre 1994 pour les 8 stations
hydrométriques du Manitoba. Débits mesurés (——).
Débits simulés (-----) (m^3/s). Scénario #3. 128

Figure 5.41 Résultats de la calibration / validation du modèle W-PT. Hydrogrammes calibrés sur les mois de mai à juillet 1994 et validés sur les mois d'août à octobre 1994 pour les 10 stations hydrométriques de la Saskatchewan. Débits mesurés (—). Débits simulés (----) (m^3/s). Scénario #3 129

Figure 5.42 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Mai 1994. Scénario #3 131

Figure 5.43 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Juin 1994. Scénario #3 131

Figure 5.44 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Juillet 1994. Scénario #3 131

Figure 5.45 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Août 1994. Scénario #3 132

Figure 5.46 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Sept. 1994. Scénario #3 132

Figure 5.47 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Octobre 1994. Scénario #3 132

Figure 5.48 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 4 au 11 juin 1994, jours secs. Scénario #3 133

Figure 5.49 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 10 au 17 août 1994, jours secs. Scénario #3 133

Figure 5.50 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 22 au 29 septembre 1994, jours secs. Scénario #3 133

Figure 5.51 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 11 au 18 juin 1994, jours humides. Scénario #3 134

Figure 5.52 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 1 au 8 juillet 1994, jours humides. Scénario #3 134

Figure 5.53 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 3 au 10 septembre 1994, jours humides. Scénario #3 134

Tableau 5.12 Résultats de la calibration du modèle W-PT (mai à juillet 1994). Erreurs relatives des débits de pointe et des volumes de ruissellement pour les 20 stations. 103

Tableau 5.13 Résultats de la validation du modèle W-PT (août à octobre 1994). Erreurs relatives des débits de pointe et des volumes de ruissellement. 107

Tableau 5.14 Sources d'information reliées aux paramètres d'entrée du modèle W-PT. Scénario #2 113

Tableau 5.15 Sources d'information reliées aux paramètre du modèle W-PT. Scénario #3 125

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

a:	Coefficient
A :	Superficie de la cellule du bassin versant (m^2)
AK :	Conductivité hydraulique
AK2 :	Paramètre de contrôle de la percolation de l'eau vers la zone saturée
AKFS :	Conductivité hydraulique en présence de neige
AL :	Albedo de la surface
BASE :	Température de base pour les calculs de fonte de neige (K)
c_p:	Chaleur spécifique de l'air à pression constante (kJ/kg/K)
C_p :	Rapport de la surface du couvert végétal sur sa surface projetée
C_t:	Coefficient de réduction relié à la température et l'humidité relative
D:	Déficit en pression de vapeur, (e^*_s - e_s). (kPa)
D_l :	Hauteur d'eau cumulée à la surface du sol
D_s :	Rétention de surface maximale (optimisée)
DRNG :	Percolation de l'eau dans le sol (m^3/s)
e_s :	Pression de vapeur (kPa)
e^*_s :	Pression de vapeur saturante de l'air (kPa)
E :	Évaporation de l'eau par les sols et les surfaces d'eau libre
E_a :	Taux d'évaporation par unité de surface ($mm \cdot m^2/m^2/h$)
E_o :	Évaporation potentielle d'une surface d'eau libre
E_{NORM} :	Critère d'optimisation normalisé
Es :	Écoulement souterrain latéral net

EI : Évaporation de l'eau interceptée

ET : Évapotranspiration

ETP : Évapotranspiration Potentielle

ETR : Évapotranspiration Réelle

f : Facteur empirique

f(u) : Fonction linéaire de la vitesse du vent (m/s)

F : Profondeur totale d'infiltration (mm)

F_a: Fonction linéaire de la vitesse et du déficit en pression de vapeur

FCAP : Humidité du sol reliée à la capacité du sol de la zone non-saturée (%) (kPa·m/s)

FPET2 : Coefficient de réduction relié à la température du sol

FFCAP : Humidité du sol reliée au point de flétrissement du sol (%)

FTALL : Coefficient de réduction relié à la végétation

FULL : Profondeur théorique du sol lorsqu'il est rempli d'eau à 100% (mm)

G : Flux de chaleur du sol (W/m^2)

h : Capacité d'interception par unité de surface du feuillage ($mm \cdot m^2/m^2$);

H : Profondeur d'eau cumulée à la surface du sol (rétention de surface) (mm)

H_i : Capacité d'interception maximale pour une classe de végétation (i)

HU : Humidité spécifique de l'air (kg/kg)

i : Temps spécifique de la simulation

I: Total des 12 valeurs mensuelles de l'indice de chaleur $I = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514}$

$I_{1,2}$: Débit total entrant dans le bief (m^3/s)

Par :	Paramètre de calibration
Par_i :	Paramètre de calibration de la simulation initiale
Pc :	Potentiel capillaire au niveau du front mouillant (mm) = 250log(k˜) + 100
Po :	Pression à la surface (mb)
PWP :	Point de flétrissement du sol (mm)
PWR :	Valeur de l'exposant
Q_a :	Débits générés par la classe « agriculture » (m^3/s)
Q_c :	Débits générés par la classe « conifères » (m^3/s)
Q_f :	Débits générés par la classe « feuillus » (m^3/s)
Q_{int} :	Écoulement hypodermique (m^3/s)
$Q_{(i)\ total}$:	Somme des débits créés par les URG de la cellule (i)
Q_{LZ} :	Débit de base (m^3/s)
$Q_{o.net}$:	Flux radiatif net à la surface d'eau libre (W/m^2)
Q_p :	Débit de pointe (m^3/s)
Q_{pi} :	Débit de pointe de la simulation initiale (m^3/s)
Q_r :	Débit de ruissellement (m^3/s)
r_a:	Résistance aérodynamique de l'atmosphère (s/m)
r_c:	Résistance des stomates (s/m)
r_s:	Résistance de la végétation (s/m)
R :	Ruissellement net à la surface du sol
R_a :	Radiations solaires incidentes (mm)
REC :	Coefficient d'atténuation de l'écoulement hypodermique (optimisé)
RETN :	Capacité de rétention du sol de la zone non-saturée (mm)
RHO :	Densité relative de la neige (%)
RMSE :	Racine carrée de la moyenne des écarts au carré (m^3/s)
R2 :	Coefficient de rugosité des rivières

R3 : Coefficient de rugosité pour les surfaces perméables

S_1 : Pente moyenne du bassin versant

$S_{1,2}$: Emmagasinement dans le bief (m^3)

SAT : Capacité de saturation du sol (mm)

SPORE : Humidité du sol reliée au point saturation du sol (%)

swe : Snow Water Equivalent (mm)

t : Temps (s)

t_R : Durée de l'averse (h)

T: Température moyenne mensuelle de l'air (°C)

$T_{avg.d}$: Température moyenne durant le pas de temps de la simulation (°F)

Temp1 : Limite inférieure des degré-jours correspondant à TTO = 0 (°C · d)

Temp2 : Degré-jours compris entre Temp1 et Temp3 (°C · d)

Temp3 : Limite supérieure des degré-jours correspondant à TTO = 1.0 (°C · d)

TG : Température du sol à la surface (K)

Tr : Transpiration des végétaux

TS : Température de l'air à la surface (°C)

TT: Température de l'air à un niveau spécifique (°C)

TTO : Degré-jours total cumulé depuis le début de la simulation (°C · d)

UU/VV : Composantes du vent est-ouest / nord-sud (nœuds)

UZS : Stockage de la zone non-saturée (mm)

UZSI : Coefficient de réduction relié au stockage de l'eau de la zone saturée du sol

V : Volume total d'eau intercepté par unité de surface du feuillage ($mm \cdot m^2/m^2$)

V_r : Volume de ruissellement (m^3)

V_{ri} : Volume de ruissellement de la simulation initiale (m^3)

X_{obs} : Variables observées

X_{sim} : Variables simulées

LISTE DES SYMBOLES GRECS

α : Constante empirique, $\alpha \approx 1.26$

δ_t: Différence entre les températures mensuelles maximale et minimale (°F)

Δ : Pente de la pression de vapeur saturante à une température donnée (kPa/°C)

ΔS_w : Eau emmagasinée à la surface du sol

Δt: Pas de temps de la propagation de l'eau (s)

γ : Constante psychométrique (kPa/°C)

λ : Chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ/kg)

μ : Viscosité dynamique de l'eau (Pa · s)

ρ_a: Densité de l'air (kg m^{-3})

ρ_{eau} : Densité volumique de l'eau (kg/m^3)

LISTE DES ACRONYMES

AFM :	Airborne Fluxes and Meteorology
AFM-7 :	Airborne Fluxes and Meteorology - team #7
AMS :	Automatic Meteorological Stations
AVHRR :	Advanced Very High Resolution Radiometre
BOREAS :	BOReal Ecosystem-Atmosphere Study
BORIS :	BOReas Information System
CMC :	Centre Météorologique Canadien
FEN-TF10 :	Station Tower Flux #10 érigée dans les marécages
GMT :	Greenwich Mean Time
HYD :	Snow/Hydrology
MNT :	Modèle Numérique de Terrain
NOAA :	National Oceanographic and Atmospheric Administration
NSA :	Northern Study Area
OJP-TF8 :	Station Tower Flux #8 érigée dans un secteur de « Old Jack Pine »
PM :	Penman-Monteith
PMP :	Pluie Maximale Probable
RADCONV :	RADiative-CONVective model
RADCONV3 :	RADiative-CONVective model (version 3)
RARC :	Récupération d'ARChives
RFE :	Regional Finite-Element
RPN :	Recherche en Prévision Numérique
RSS :	Remote Sensing Sciences
SAE :	Service Atmosphérique d'Environnement Canada
SSA :	Southern Study Area
TE :	Terrestrial Ecosystem
TF :	Tower Flux

LISTE DES ANNEXES

Annexe I Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle WATFLOOD/PRIESTLEY-TAYLOR 161

Annexe II Paramètres de calibration du modèle WATFLOOD/PRIESTLEY-TAYLOR – Hydrogrammes de ruissellement - 174

Annexe III Variation spatiale des données d'entrée pour la modélisation de l'ETR avec le modèle WATFLOOD/PRIESTLEY-TAYLOR – scénario #1 - 177

Annexe IV Variation spatiale des données d'entrée pour la modélisation de l'ETR avec le modèle WATFLOOD/PRIESTLEY-TAYLOR – scénario #2 - 182

CHAPITRE I
INTRODUCTION

L'hydrologie est l'une des sciences les plus anciennes que l'on connaisse et son évolution a plutôt été lente au cours de l'histoire. Ce délai provient des besoins ressentis par la population de ce temps. À cette époque, les problèmes de gestion de volumes d'eau et du traitement des eaux usées étant encore inexistants, c'est le domaine de l'hydraulique qui a fait l'objet des premières études. Aujourd'hui, cet aspect étant mieux connu, la recherche porte davantage sur la compréhension et le développement de composantes particulières du cycle hydrologique.

Le lien existant entre la science naturelle de l'hydrologie et la science appliquée du génie civil n'est pas souvent reconnu. L'hydrologie est pourtant devenue une part importante dans la résolution de problèmes d'ingénierie. La prévision des inondations à court terme a inspiré le développement de la première génération de modèles hydrologiques. Ces modèles numériques permettaient de simuler des hydrogrammes résultant d'un événement de courte durée. Aujourd'hui, le développement des modèles semble vouloir s'orienter aussi sur la modélisation des processus à plus long terme (saisonnier ou annuel) destinée à la planification et à la gestion des eaux de surface.

Par ailleurs, les modèles de prévision hydrologiques sont devenus une part intégrante et essentielle à la recherche en météorologie. En effet, on tente de les coupler davantage aux modèles climatiques globaux « global climat model » afin d'améliorer la compréhension générale des systèmes atmosphériques. Présentement, plusieurs collaborations visent à intégrer la modélisation hydrologique au sein des modèles climatiques dans le but de développer des stratégies de planification et de gestion des eaux à long terme (Kouwen et al. 1995; Mailhot et al, 1992).

cesse évolué permettant, entre autres, de faire appel aux nouvelles technologies d'acquisition de données (radar, images satellites, etc.). Ces modifications auront entre autres permis de raffiner la conceptualisation des diverses composantes du cycle hydrologique et d'améliorer la précision globale des simulations à plus long terme, de quelques mois à plusieurs années.

WATFLOOD ayant été originalement conçu pour analyser des événements pluvieux de courte durée, l'évapotranspiration était ainsi très peu influente à cette échelle de temps. Les premières versions du modèle n'incorporaient d'ailleurs pas l'évapotranspiration dans les calculs de débits. Par contre, pour des simulations à plus long terme, l'évapotranspiration devient une composante importante dans la production du ruissellement puisqu'elle peut représenter plus de 60% du bilan hydrique à la surface du sol (Neff, 1996). Le passage vers les simulations à long terme a nécessité d'inclure au modèle WATFLOOD le processus d'évapotranspiration. Neff (1996) a donc intégré à ce modèle, trois approches de calcul d'évapotranspiration dont celles de Priestley-Taylor (1972), Hargreaves (Hargreaves et Samani, 1982) et une utilisant des valeurs tabulées.

L'objectif principal de cette recherche est de modéliser la variabilité spatiale de l'évapotranspiration réelle sur des bassins versants de grande taille situés dans la forêt boréale, sur une échelle de temps hebdomadaire à saisonnière. Il a donc été proposé d'utiliser la version du modèle WATFLOOD intégrant le module Priestley-Taylor (W-PT) afin d'atteindre l'objectif fixé.

La présente étude s'intègre au sein du projet international BOREAS (The Boreal Ecosystem-Atmosphere Study). Le projet BOREAS est une étude pluridisciplinaire à grande échelle regroupant différentes équipes de recherche internationales. Son principal objectif consiste à étudier les interactions existant entre la forêt boréale canadienne et

l'atmosphère afin de mieux comprendre leurs rôles respectifs lors d'un éventuel changement climatique.

La région d'étude du projet BOREAS a été identifiée à partir des limites sud et nord de la forêt boréale canadienne. Cette région occupe une superficie approximative de 1000 x 1000 km^2 et recouvre la majeure partie des provinces du Manitoba et de la Saskatchewan. Elle est caractérisée par la présence de la forêt boréale, un climat sec et un relief généralement peu accidenté. Deux sites principaux sont inscrits au projet BOREAS et font l'objet d'études à plus petites échelles, soit les sites Nord (Northern Study Area (NSA)) et Sud (Southern Study Area (SSA)) dont les superficies sont de 8000 km^2 et 11000 km^2 respectivement. Un corridor réunissant les sites NSA et SSA constitue les limites des bassins versants à modéliser dans cette présente étude. Ce territoire, situé à l'intérieur de la zone délimitée par les latitudes 52°N–57°N et les longitudes 96°W–107°W, fait une superficie d'environ 100 000 km^2. Il est subdivisé en deux secteurs indépendants d'un point de vue hydrologique et 13 sous-bassins composent le réseau de drainage de la région à l'étude.

Le présent ouvrage sera présenté comme suit. Un bref historique des principales théories développées sur l'évapotranspiration sera d'abord traité au chapitre 2. Suivra une description du principe de fonctionnement du modèle W-PT ainsi que ses principales composantes. Le chapitre 4, sur l'acquisition et le traitement des données, portera sur l'ensemble des données recueillies et nécessaires à la modélisation de l'évapotranspiration avec le modèle W-PT ainsi que les utilitaires employés pour mener à terme ce projet. Les résultats de la modélisation présentés au chapitre 5 constituent le corps de l'ouvrage. On y traitera de la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration calculée suivant trois scénarios de modélisation, chacune étant caractérisée par une répartition spatiale des données d'entrée requises par le modèle. Il sera également question dans ce chapitre de la méthodologie de calibration et de la

validation du modèle W-PT. Une analyse comparative de l'évapotranspiration simulée selon les trois scénarios sera traitée au chapitre 6. Finalement, une conclusion permettra de finaliser l'ensemble du projet et de présenter certaines recommandations susceptibles d'améliorer la modélisation à grande échelle.

méthode préconisée dans le modèle WATFLOOD en recommandant, si nécessaire, une approche mieux adaptée à la modélisation régionale de l'évapotranspiration, améliorant ainsi la performance des résultats simulés.

2.1 Le cycle hydrologique

Le cycle hydrologique est un principe fondamental en hydrologie englobant tous les processus de transformation de l'eau observés sur le bassin versant et dans l'atmosphère. Cette présence d'eau sur les continents s'explique par des phénomènes naturels générés par le cycle dont les principales étapes se définissent entre autres par l'évaporation des particules d'eau provenant des surfaces d'eau libre du globe ainsi que de la surface du sol. Par la suite, cette vapeur d'eau ainsi créée, est transportée par les nuages au-dessus des continents pour éventuellement retomber sous forme de précipitations liquides ou solides. Une partie de l'eau interceptée par le couvert végétal, est retournée à l'atmosphère par évaporation directe alors que l'autre portion atteint la surface du sol. Dépendant des propriétés physiographiques du bassin versant et des conditions antécédentes d'humidité du sol, l'eau ruisselle à la surface du sol et/ou s'infiltre vers la nappe phréatique. Une fois que le sol est humidifié, la transpiration des végétaux s'effectue par l'entremise de leurs racines. L'eau infiltrée alimentera l'écoulement souterrain et cheminera vers un cours d'eau pour ensuite être véhiculée de ruisseau en rivière, de rivière en fleuve, et ce, jusqu'à l'océan dans lequel l'évaporation de l'eau se reproduira à nouveau. Ainsi, le cycle se répétera à perpétuité.

2.2 Processus d'évapotranspiration

Une brève revue littéraire portant sur une composante très spécifique du cycle hydrologique, soit l'évapotranspiration, sera présentée dans les prochaines sections.

processus physiques alors que d'autres se serviront de relations plus simples basées sur des simplifications empiriques. Des modèles d'évapotranspiration ont été développés pour être appliqués dans des conditions très spécifiques d'humidité du sol, d'advection de masse d'air, de stockage d'énergie thermique par le couvert végétal ainsi que pour des propriétés physiques particulières du bassin versant. Par contre, dans plusieurs cas, certains de ces termes peuvent être négligés dépendant des caractéristiques de la région à modéliser. Différentes approches d'évaluation de l'évapotranspiration potentielle ont d'abord fait leur marque et sont aujourd'hui fréquemment utilisées. Toutefois, en pratique, un intérêt grandissant porte à déterminer l'évapotranspiration à l'échelle d'un bassin versant plutôt qu'à une échelle locale et on s'attarde davantage aux développement de relations d'évapotranspiration réelle plutôt qu'à des taux potentiels. Il n'existe cependant pas d'entente préétablie sur les techniques de mesure de cette composante à l'échelle régionale.

Par contre, certaines méthodes de détermination de l'évaporation à l'échelle locale ont été développées et on tente de les utiliser pour simuler les processus hydrologiques à l'échelle du bassin. Certaines requièrent toutefois une vaste gamme de données météorologiques. De ces approches, trois catégories d'équations se distinguent, notamment, les méthodes analytiques dont certaines sont basées sur les bilans hydrique et énergétique, les méthodes plus théoriques basées sur les principes de la couche limite faisant intervenir les profils de champs moyen et la corrélation des tourbillons ainsi que les méthodes empiriques impliquant un traitement statistique des observations physiques et atmosphériques mesurées expérimentalement. La présente analyse traitera des différents modèles de calcul d'évaporation et de transpiration observées à partir de surfaces d'eau libre et de surfaces recouvertes de végétation.

2.2.2 Méthodes analytiques

Étant donné la difficulté de prélever des mesures directes d'évapotranspiration, le fondement des méthodes analytiques s'inspire de la théorie des bilans hydrique et énergétique pour évaluer cette composante du cycle hydrologique. Ces techniques calculent l'évapotranspiration en mesurant les autres termes de l'équation. L'effet d'advection et de stockage d'énergie thermique étant difficilement mesurable, et atténué sur de longues périodes d'analyse, ces termes sont souvent négligés dans les bilans.

2.2.2.1 Bilan hydrique

Le cycle hydrologique est un processus global et continu par lequel l'eau est acheminée de l'océan à l'atmosphère en passant par la surface du sol. Le bilan hydrique du cycle est représenté par une relation simple de bilan de masse pour un volume de contrôle d'eau observé sur une région donnée. Le bilan hydrique est alors représenté par la relation suivante (Rousselle et El-jabi, 1990):

$$P - R - I - Es - E - Tr = \Delta S_w \tag{2.1}$$

où P est la précipitation, R, le ruissellement net à la surface du sol, I, l'infiltration, Es, l'écoulement souterrain net latéral, E, représente l'évaporation de l'eau par les sols et les surfaces d'eau libre, Tr est la transpiration des végétaux et ΔS_w représente le stockage de l'eau.

2.2.2.2 Bilan énergétique

Une autre méthode analytique utilisée dans l'évaluation de l'évaporation est basée sur le bilan énergétique. Ce concept, très similaire à celui du bilan hydrique, repose sur la loi de la conservation d'énergie appliquée à un système fermé. Le terme d'évaporation est

déterminé en additionnant toutes les « sources » et tous les « puits » d'énergie ainsi que la variation d'énergie stockée sur la région à l'étude. En évaluant tous les autres termes de la relation, l'évaporation peut alors être déduite de l'équation 2.2.

$$E = \frac{K_n + L_n + G + A - \Delta Q}{\rho_w \cdot \lambda_v (1 + B)} \tag{2.2}$$

où :

E :	Évaporation (mm)
K_n :	Radiations visibles nettes (ondes-courtes) (W/m^2)
L_n :	Radiations infrarouges nettes (ondes-longues) (W/m^2)
G :	Flux de chaleur du sol (W/m^2)
A :	Énergie advectée (W/m^2)
B :	Rapport de Bowen = H (chaleur sensible) / LE (chaleur latente)
ΔQ :	Variation de l'énergie stockée (W/m^2)
λ_v :	Chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ/kg)
ρ_{eau} :	Masse volumique de l'eau (kg/m^3)

2.2.3 Méthodes empiriques

Cette section regroupe l'ensemble des relations empiriques et théoriques développées au fil des années pour tenter d'améliorer les quelques équations de base présentées au milieu du siècle. Les principales équations d'évapotranspiration seront présentées en ordre chronologique d'apparition dans l'histoire de l'hydrologie.

Tout d'abord, Thornthwaite (1948) proposa une relation empirique de l'évapotranspiration potentielle mensuelle basée sur le processus de transpiration des

végétaux et sur la température moyenne mensuelle de l'air. Cette méthode requiert uniquement la température moyenne ainsi que la latitude de la station. L'équation de Thornthwaite se lit comme suit:

$$ETP = 1.6LA\left(\frac{10t}{I}\right)^{a} \tag{2.3}$$

où:

ETP : Évapotranspiration potentielle mensuelle (mm)

LA : Facteur de correction pour la longueur du jour, le nombre de jours du mois et la latitude. Il donne la durée moyenne possible de l'ensoleillement (unités de 30 jours égaux de 12 heures chacun)

t : Température moyenne mensuelle de l'air (°C)

I : Total des 12 valeurs mensuelles de l'indice de chaleur $I = \left(t/5\right)^{1.514}$

a : Coefficient

À l'époque, la majorité des équations d'évapotranspiration étaient développées pour des régions fortement alimentées en eau, c'est-à-dire, pour l'évapotranspiration potentielle. Penman (1948) a été l'un des premiers chercheurs à présenter une formulation plus complexe du problème d'évaporation des surfaces naturelles. Il a proposé une relation combinant deux termes responsables de l'évaporation, soient, les flux radiatifs nets nécessaires à l'évaporation et un terme empirique relié à la dynamique de l'air. À l'origine, l'équation de Penman avait été développée pour estimer l'évaporation potentielle d'une surface d'eau libre et elle s'écrit comme suit:

$$E_o = \frac{1}{\lambda\rho_{eau}}\left[\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}Q_{o,net} + \frac{\gamma f(u)(e_s - e)}{\Delta+\gamma}\right] \tag{2.4}$$

où:

E_o : Évaporation potentielle d'une surface d'eau libre (mm/mois)

$Q_{o.net}$: Flux radiatif net à la surface d'eau libre (W/m^2)

λ : Chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ/kg)

ρ_{eau} : Masse volumique de l'eau (kg/m^3)

Δ : Pente de la pression de vapeur saturante à une température donnée (kPa/°C)

γ : Constante psychométrique (kPa/°C),

e_s^* : Pression de vapeur saturante de l'air (kPa),

e_s : Pression de vapeur (kPa)

f(u) : Fonction linéaire de la vitesse du vent (m/s).

Penman a aussi adapté son équation afin de calculer l'évapotranspiration pour une région saturée en eau et recouverte uniformément d'herbe courte en multipliant l'évaporation potentielle présentée par la relation 2.4 par un facteur empirique « f » qui tient compte de la période de l'année. Il propose une valeur de 0.8 pour la période estivale et 0.6 en saison hivernale. Ce terme tient compte de la présence du couvert végétal et permet ainsi d'estimer la valeur de l'évapotranspiration réelle en réduisant l'évapotranspiration potentielle. Même si ces paramètres empiriques ont été déterminés pour une région de l'Angleterre, ils sont valides et applicables dans la plupart des climats tempérés (Monteith 1973). L'évapotranspiration potentielle selon Penman est alors présentée comme suit:

$$ETP = f \cdot E_o \tag{2.5}$$

et E_o est l'évaporation potentielle correspondant à une surface d'eau libre qu'on obtient à partir de l'équation 2.4.

Par contre, Rijtema (1965) a démontré qu'en fournissant une valeur de radiations solaires nettes correspondant à une surface herbacée, on se trouve à calculer l'évapotranspiration potentielle puisqu'en quelque sorte, les radiations nettes utilisées tiennent compte de la couverture végétale. Sa remarque s'applique à une région composée de végétation courte. En d'autres mots, il mentionne que si Q_{net} est la mesure des radiations nettes attribuées à une surface d'eau, l'équation fournie une estimation de l'évaporation potentielle mais si Q_{net} est représentatif d'une région de végétation courte, la valeur alors calculée par l'équation 2.4 représente une estimation de l'évapotranspiration potentielle.

$$ETP = \frac{1}{\lambda \rho_{eau}} \left[\frac{\Delta Q_{net}}{\Delta + \gamma} + \frac{\gamma f(u)(e_s - e)}{\Delta + \gamma} \right] \tag{2.6}$$

et, Q_{net} représente les flux radiatifs nets obtenus pour une surface végétale (W m^{-2}).

Étant donné la simplicité, le degré d'empiriscisme et le domaine restreint d'application de l'équation de Penman, Monteith (1965) innove en modifiant l'équation de Penman en introduisant des termes de résistance « r_s » imposée par le couvert végétal et « r_a » contrôlée par la diffusion turbulente de l'air. Ainsi, la formulation établie par Monteith permettra d'évaluer l'évapotranspiration réelle plutôt qu'une relation d'évapotranspiration potentielle qui avait été proposée jusqu'à maintenant. La résistance aérodynamique « r_a » ainsi que la résistance de la végétation « r_s » se définissent respectivement comme la résistance qu'offre l'atmosphère et la végétation pour transférer des quantités telles que la vapeur d'eau, la chaleur, le momentum, etc. La résistance du couvert végétal tient compte de l'effet des stomates dans le calcul de l'évapotranspiration. Monteith (1965) a démontré que l'évapotranspiration réelle d'une région non-saturée recouverte de végétation s'écrit de la forme suivante:

comportement du couvert végétal est comparé à une seule grosse feuille « Big Leaf ». L'équation de PM s'applique donc dans une région de végétation dense et uniforme ou pour un sol dénudé mais pas dans le cas d'un couvert végétal épars. Pour cette raison, cette équation n'est pas recommandée en saison printanière.

L'hypothèse de la «Big Leaf» a été validée, entre autre, par Tan et Black (1976) et Shuttleworth (1976) en comparant l'équation de PM avec des modèles plus complexes multicouches. Les résultats se sont avérés concluants. Contrairement à d'autres relations, cette relation présente l'avantage d'utiliser des paramètres facilement mesurables. Il est à noter que pour des propriétés de couvert végétal plutôt hétérogène, l'équation de PM semble produire des erreurs significatives. Cependant, il est probablement plus avantageux d'évaluer le pourcentage d'erreur causé par une telle équation que de tenter de développer de nouveaux modèles très sophistiqués, impliquant de nombreuses données et qui, par conséquent, risquent de ne jamais servir dans la pratique. L'usage de l'équation de PM est d'ailleurs très répandue, elle semble être la plus réaliste physiquement et celle qui se prête le mieux aux applications hydrologiques.

Les études de Thom et Oliver (1977) ont démontré que l'approche de PM était très intéressante pour certaines raisons pratiques. D'abord, le modèle requiert des données météorologiques sur un niveau seulement et, d'autre part, la relation reste simple mais réaliste en représentant convenablement le processus physique d'évaporation des surfaces naturelles. Cependant, ils ont constaté que la version originale de l'équation de Penman sous-estimait la valeur du terme aérodynamique dans la plupart des cas. De plus, cette relation négligeait les paramètres de surface et le terme radiatif devenait surestimé. Ils ont aussi montré que la « longueur de rugosité » implicite dans l'équation de Penman était d'environ 1.4 mm, ce qui correspond à de l'herbe courte alors que cette valeur peut très facilement atteindre l'ordre du mètre dans les régions forestière. Thom et Oliver (1977) ont alors suggéré d'ajuster l'équation de PM en pondérant la valeur du

terme aérodynamique à l'aide de paramètres empiriques. Ils proposent d'utiliser conjointement un terme de stockage de chaleur au sol « G » ainsi que des paramètres empiriques saisonniers « m » et « n ». L'équation prend alors la forme suivante:

$$ETP = \frac{1}{\lambda \rho_{eau}} \left[\frac{(\Delta Q_{net} - G) + m\gamma F_a}{\Delta + \gamma(1+n)} \right] \tag{2.8}$$

où:

F_a: Fonction linéaire de la vitesse et du déficit en pression de vapeur ($kPa \cdot m\ s^{-1}$)

m: Paramètre empirique, $m \cong 2{,}5$;

n: Paramètre empirique, $n \cong 1{,}4$;

Les termes Q_{net}, G, Δ, ρ_{eau}, γ, et λ ont été définis précédemment. Il résulte de cette modification une amélioration dans l'estimation de l'évapotranspiration potentielle. Même si ce modèle requiert un nombre élevé de données et un temps de calcul très long, l'équation de PM modifiée par Thom et Oliver se classe, aujourd'hui, parmi les équations les plus utilisées en hydrologie.

Une autre équation assez répandue dans le domaine de l'hydrologie et de plus en plus utilisée pour le calcul de l'évaporation de plans d'eau ou de surfaces naturelles saturées en eau a été présentée par Priestley et Taylor (1972). Ces derniers ont constaté que pour des conditions saturées, le premier terme de l'équation de Penman associé au bilan énergétique était près de 4 fois plus élevé que le deuxième terme aérodynamique. Ils ont donc proposé une forme simplifiée de l'équation de Penman en omettant le terme aérodynamique de l'équation 2.4. La relation proposée par Priestley et Taylor n'est alors basée que sur le bilan d'énergie et sous des conditions minimales d'advection de chaleur et d'humidité. Elle ne considère donc pas les effets causés par les déplacements latéraux de masses d'air provoqués par les systèmes météorologiques qui sont d'autant plus

importants lorsque les flux radiatifs nets sont faibles. L'équation introduite par Priestley et Taylor (1972) permet donc d'estimer l'évapotranspiration potentielle qui est, selon les hypothèses établies, proportionnelle et fortement contrôlée par l'énergie solaire disponible. L'évapotranspiration d'une surface uniformément saturée s'exprime donc par la relation suivante:

$$ETP = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(Q_{net} - G) \tag{2.9}$$

où,

ETP: Évapotranspiration potentielle (W/m^2)

α: Constante empirique

La constante α est un coefficient empirique adimensionnel obtenu expérimentalement par Priestley et Taylor (1972). Cette constante permet de tenir compte indirectement de l'advection des masses d'air et, par conséquent, de négliger le terme d'advection proposé par Penman (équation 2.3). Bien que la valeur du coefficient peut varier sur une base journalière (Munro, 1979) et saisonnière, des essais réalisés par Priestley et Taylor sur des plans d'eau et surfaces naturelles saturées ont démontré qu'une valeur expérimentale moyenne de 1.26 procurait d'assez bons résultats d'évapotranspiration pour des régions saturées en eau. Davies et Allen (1973), Jury et Tanner (1975), Stewart et Rouse (1976, 1977) et autres, ont corroboré ce résultat de 1.26 d'abord proposé en 1972 par Priestley et Taylor. Par contre, Morton (1983) a recommandé un coefficient légèrement supérieur, soit de 1.32, pour des régions recouvertes de végétation afin de tenir compte de la rugosité de surface qui est plus importante. De plus, ce coefficient peut atteindre des valeurs jusqu'à 1.74 pour des régions climatiques très arides.

elle intervient lorsque le sol devient très humide. Selon ces auteurs, le processus d'ETR est alors considéré comme étant « contrôlé par le climat » (« climate controlled »).

Par contre, si la teneur en eau du sol est faible, le taux d'ETR est restreint par la disponibilité de l'eau dans le sol et dans ce cas, on parle de capacité d'exfiltration de la vapeur d'eau vers la surface du sol. Ainsi, le taux d'évapotranspiration associé à ce phénomène est alors davantage régi par l'humidité du sol, les propriétés physiques du sol et l'énergie thermique emmagasinée dans la couche superficielle du sol. Lorsque la capacité d'exfiltration est inférieure au taux d'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration ainsi créée est dite réelle et elle est limitée par la capacité du sol à acheminer l'eau à la surface du sol. Sous ces conditions, l'évapotranspiration est considérée comme étant « contrôlée par le sol » (« soil controlled »).

CHAPITRE III
MODÉLISATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Le but de l'étude actuelle consiste à modéliser l'évapotranspiration réelle à l'échelle régionale sur des bassins versants situés dans la forêt boréale. Il était par conséquent nécessaire de se doter d'un modèle hydrologique spatialisé approprié afin de représenter le plus fidèlement possible l'hétérogénéité spatiale des processus hydrologiques des bassins versants du site à l'étude. Le modèle qui a été retenu pour cette étude est WATFLOOD (Kouwen, 1988) auquel a été ajouté un algorithme de calcul d'ETR basé sur l'approche de Priestley-Taylor (Priestley et Taylor, 1972). Ce modèle a déjà fait ses preuves sur des bassins versants de petites tailles (Neff, 1996). Il demeure toutefois à être testé sur un territoire à plus grande échelle.

3.1 Modèle hydrologique WATFLOOD/PRIESTLEY-TAYLOR

WATFLOOD est un modèle hydrologique spatialisé déterministe et conceptuel développé par Nicholas Kouwen de l'Université de Waterloo (Ontario) en 1972 (Kouwen, 1988). Le nom du modèle est un acronyme provenant des mots WATerloo et FLOOD. D'ailleurs, ce modèle a d'abord été conçu pour la prévision des crues en temps réel pour des temps de réponse très courts. L'évapotranspiration n'étant pas un paramètre influent à cette échelle de temps, cette composante du cycle hydrologique n'avait pas été considérée dans le bilan hydrique interne de cette première version du modèle. Depuis, le modèle a sans cesse évolué afin d'améliorer la modélisation hydrologique à long terme et de s'adapter à une nouvelle technologie d'acquisition de données, la télédétection (Price, 1989, Cruise et Miller, 1993, Séguin et al, 1994). Des simulations continues sur plusieurs mois peuvent maintenant être exécutées par le modèle en reliant jusqu'à 36 événements hydrologiques entre eux.

La plus récente version du modèle, rendue disponible en 1997, incorpore un module de calcul d'évapotranspiration permettant de considérer des simulations à plus long terme. Le modèle WATFLOOD offre maintenant à l'usager la possibilité d'inclure, dans sa modélisation hydrologique, la composante d'évapotranspiration selon l'une des trois options offertes. Neff (1996) a proposé deux méthodes de calcul de l'évapotranspiration, soit la relation de Hargreaves (Hargreaves et Samani, 1982) et l'équation de Priestley-Taylor (Priestley et Taylor, 1972). Une troisième approche qui consiste à insérer manuellement des mesures provenant de bacs d'évaporation. Un des objectifs de cette présente étude étant de vérifier le comportement de la relation d'évapotranspiration suggérée par Priestley-Taylor, la modélisation sera alors effectuée en considérant cette équation. Par conséquent, le modèle, utilisé ici, portera dorénavant le nom de WATFLOOD/PRIESTLEY-TAYLOR (W-PT) afin de spécifier clairement l'équation d'évapotranspiration sélectionnée.

Le modèle W-PT regroupe plusieurs utilitaires facilitant la préparation des données d'entrée et la présentation des résultats. Notamment, les programmes de traitement de données RAGMET, TMP et SNW offrent la possibilité de distribuer géographiquement les données pluviométriques, la température et les flux radiatifs, ainsi que le couvert nival selon une grille de discrétisation établi préalablement. La dimension maximale de la grille de calcul acceptée par les trois programmes est de 99 x 99. De plus, le programme d'affichage SPLPLT permet la visualisation graphique des hydrogrammes de ruissellement. Une fois les fichiers de données structurés adéquatement, la modélisation hydrologique est ensuite effectuée à l'aide de la version #8 du programme principal SIMPLE (SPL8). Ce module, programmé en Fortran77, est le cœur du modèle. Il inclut les composantes telles que l'interception, l'infiltration, l'évapotranspiration, le ruissellement de surface, la propagation des débits ainsi que les écoulements hypodermiques et de base. La section 3.1.4 présentera les approches et les équations utilisées par le modèle W-PT pour le calcul des différents processus.

La discrétisation utilisée dans le modèle W-PT est une grille de type régulière, à mailles carrées dont la taille est fixée par l'usager et basée sur un système de coordonnées cartésiennes tel que le système UTM ou autre. De plus, la conceptualisation des processus hydrologiques est représentée par le « principe des réservoirs » et ce modèle utilise le concept des « Unités de Réponse Groupées » (URG) basé sur la répartition spatiale de la couverture végétale. Ces concepts seront examinés dans les sections qui suivent. Le modèle permet l'usage de données de télédétection, entre autres pour les classes de végétation et les précipitations, et se prête bien au couplage avec des systèmes d'information géographique. La prise en charge de l'hétérogénéité spatiale par le modèle W-PT lui permet donc de simuler des hydrogrammes de ruissellement en différentes stations hydrométriques sur un bassin versant et de modéliser des patrons d'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin.

3.1.1 Concept des « Unités de Réponse Groupées » (URG)

Les « Unités de Réponse Groupées » (URG) représentent l'unité de calcul de base du modèle W-PT et ce concept a été développé afin d'améliorer le rendement de la modélisation des grands bassins versants. La discrétisation étant de type régulière à maille carrée, la grille de calcul est alors formée de cellules carrées de dimensions égales. À l'intérieur d'une cellule, toutes les surfaces de végétation similaire, contiguës ou non, sont alors regroupées ensemble pour former une unité de réponse groupée. Ces unités sont considérées homogènes d'un point de vue hydrologique.

Il existe donc autant d'URG qu'il y a de classes de végétation ou d'occupation du territoire. La taille des URG, ou le pourcentage des classes de végétation, de chaque cellule peut être déterminée à l'aide d'images satellitaires (ex. LANDSAT ou AVHRR). Chaque pixel de l'image est géoréférencée et classée selon un groupe pertinent de réponse hydrologique. Une URG pourrait être définie par une forêt de conifères, une

forêt de feuillus, des plantes agricoles, des marécages, des glaciers, etc. Un groupe de pixels situés à l'intérieur d'une cellule ayant les mêmes propriétés radiatives indique une classe de végétation particulière et réfère à une URG spécifique. La nécessité des pixels d'être contigus dans la cellule n'est pas requise pour la formation des URG. Dans une cellule, le nombre de pixels de chaque classe est ensuite utilisé pour déterminer le pourcentage de recouvrement de la classe dite hydrologiquement homogène.

La réponse hydrologique de la cellule est alors calculée à partir des débits provenant de chacune des URG. Le débit d'une URG est calculé comme si elle couvrait entièrement la cellule. Le débit résultant est ensuite pondéré selon le pourcentage de recouvrement de la classe de végétation. La somme des réponses hydrologiques produites par chaque URG comprise sur la cellule donne le débit total généré sur cette cellule. L'hétérogénéité spatiale du couvert végétal est alors considérée à l'intérieur de la cellule mais non pas la répartition spatiale des URG (classes de végétation). C'est plutôt le pourcentage des classes de végétation qui importe dans le modèle. De plus, les paramètres de calibration du modèle sont associés à chaque URG présente sur la cellule et le bilan hydrique est effectué pour chacune d'entre elles. La figure 3.1 illustre le concept général des URG.

À titre d'exemple, si la cellule est composée de trois URG telle que 45% de la superficie est représentée par la classe agriculture, 35% par la classe feuillus et 20% par la classe conifères, chacune des trois URG générera un débit (Q). La somme des débits créés par les URG de la cellule ($Q_{(i)\ total}$) deviendra le débit entrant de la cellule suivante. Ainsi, le débit simulés à l'exutoire du bassin (Q_{total}) sera influencé par l'apport de chacune des « n » cellules comprises à l'intérieur du bassin versant. La relation 3.1 représente ce concept.

$$Q_{(i)total} = Q_a + Q_f + Q_c \qquad (3.1)$$

où, $Q_{(i)}$ total représente la somme des débits créés par les URG sur la cellule (i), Q_a, Q_f et Q_c représentent les débits générés par les classes « agriculture », « feuillus » et « conifères » respectivement.

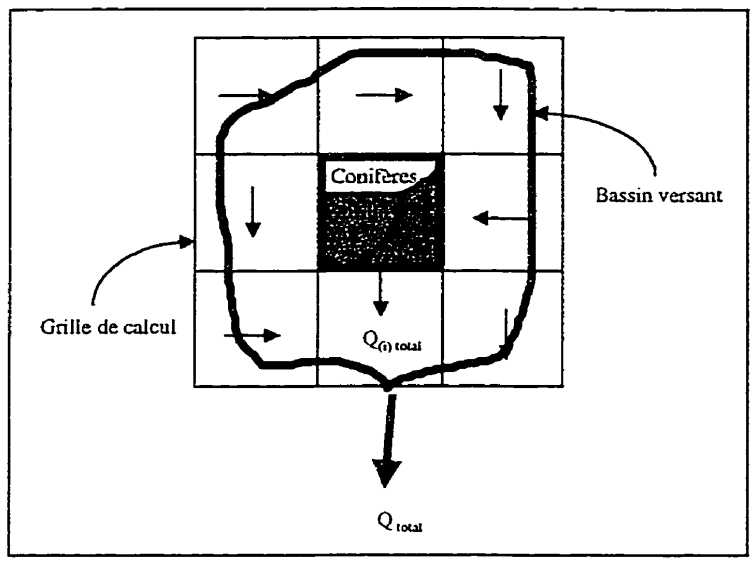


Figure 3.1 Concept des Unités de Réponse Groupées (URG) utilisé par le modèle hydrologique W-PT.

3.1.2 Conceptualisation des processus hydrologiques dans le modèle W-PT

L'approche de conceptualisation des processus hydrologiques incorporée dans le modèle W-PT consiste à schématiser le cheminement de l'eau, dans ses différentes phases du cycle hydrologique, selon le «principe des réservoirs». Pour ce faire, le mouvement et le stockage de l'eau à l'intérieur de la « colonne de sol » de la cellule, sont représentés par quatre « réservoirs », soit les réservoirs « interception », « surface », « zone non-saturée » et « zone saturée ». Ainsi, le réservoir « interception », situé au niveau supérieur, représente la capacité d'interception du couvert végétal, le réservoir « surface » est relié aux écoulements de surface ainsi qu'aux processus d'infiltration et d'évaporation, le réservoir « zone non-saturée » réfère à l'humidité du sol, aux

d'eau interceptée et retenue sur le feuillage peut s'évaporer au taux potentiel (EI). Lorsque le niveau d'eau excède la rétention de surface du sol, l'eau est libre de s'écouler latéralement pour représenter le ruissellement de surface. De plus, une portion du volume d'eau retenu dans le réservoir « surface » peut s'évaporer (ETR) ou s'infiltrer vers la zone non-saturée du sol. L'eau alors emmagasinée dans le réservoir « zone non-saturée » peut être drainée verticalement et latéralement afin de simuler la percolation de l'eau vers la zone saturée du sol et l'écoulement hypodermique respectivement. De plus, l'eau stockée dans le sol peut être évacuée par le processus d'évapotranspiration réelle (ETR). L'eau atteignant le réservoir inférieur est, quant à elle, dirigée horizontalement par la seule ouverture générant l'écoulement de base. Ces processus hydrologiques sont contrôlés à l'aide de paramètres spécifiques reliés à la vidange et au remplissage des réservoirs. Ces paramètres sont entre autres associés à l'ouverture des « robinets » et sont très souvent sans signification physique. La valeur des paramètres s'obtient donc par calibration du modèle.

3.1.3 Paramétrisation du modèle W-PT

La version actuelle du modèle W-PT emploie jusqu'à six classes de végétation différentes qui peuvent être représentées, entre autres, par les conifères, les feuillus, la forêt mixte, les marécages ou autres. Les classes « urbaine » et « eau » sont déjà prédéfinies dans le modèle. À ces classes de végétation sont associées une variété de paramètres contrôlant les différents processus hydrologiques du bassin versant. Certains requièrent des ajustements afin de reproduire le plus fidèlement possible le comportement réel du bassin versant. Pour ce faire, le modèle W-PT est géré par deux fichiers de paramètres, soit « sask.par » et « evap.par ». Le premier comprend les paramètres physiographiques du bassin versant alors que le second décrit les paramètres reliés à l'évapotranspiration.

En tout, 44 paramètres définissent l'ensemble des processus hydrologiques du bassin versant dont 27 sont listés dans le fichier « sask.par » et 17 sont présentés dans le deuxième. De façon générale, la plupart des paramètres requièrent une valeur spécifique pour chaque classe de végétation. La paramétrisation du modèle est donc réalisée en fonction du type de végétation présent sur la région étudiée. En discrétisant le bassin versant et en spécifiant le pourcentage des différentes classes de végétation situées à l'intérieur de la cellule de calcul, le modèle tient compte de la répartition spatiale du couvert végétal et préserve ainsi la variabilité spatiale des processus hydrologiques du bassin versant.

3.1.4 Composantes hydrologiques du modèle W-PT

Comme il été mentionné, la modélisation des processus hydrologiques est effectuée par le programme SPL8, interne au modèle W-PT. L'ensemble des équations incorporées dans le modèle responsable du bilan hydrique simplifie les processus réels observés sur les bassins versants naturels. De plus, ces équations utilisent plusieurs paramètres dont certains peuvent être facilement identifiés alors que d'autres peuvent être imprécis et très variables. Lorsque c'est possible, des valeurs standards sont utilisées, sinon, une technique d'optimisation est suggérée pour évaluer la valeur du paramètre.

Les principes théoriques concernant les différents processus hydrologiques considérés dans le modèle W-PT sont présentés dans les prochaines sections. Il est important de mentionner que le programme SPL8 calcule chacun des processus pour chaque classe de végétation de chaque élément de la grille de discrétisation. Le débit total ainsi généré sur la cellule est ensuite dirigé vers la rivière à l'aide d'un modèle de propagation du débit.

3.1.4.1 Infiltration

L'infiltration est le processus par lequel l'eau pénètre à travers la couche superficielle du sol. Étant donné l'importance du taux d'infiltration sur la production du ruissellement de surface et puisque ce processus présente une très grande variabilité spatiale, cette composante du cycle hydrologique demande une attention particulière dans tous les modèles hydrologiques. Le modèle W-PT utilise l'équation de Philip (Philip, 1954) basée sur des principes physiques concrets. L'équation de Philip représente le mouvement vertical de l'eau selon l'approche « piston » qui se distingue par la présence d'un front mouillant distinct et d'un potentiel capillaire au front. Cette relation exprime le taux d'infiltration comme suit :

$$\frac{dF}{dt} = \frac{k}{\mu}\left[1 + \frac{(\bar{m} - m_o)(Pc + H)}{F}\right] \tag{3.2}$$

où:

F : Profondeur totale d'infiltration (mm)

t : Temps (s)

k : Perméabilité du sol (mm/s);

m : Teneur en eau moyenne derrière le front mouillant

m_o : Teneur en eau initiale

H : Profondeur d'eau cumulée à la surface du sol (rétention de surface) (mm)

Pc : Potentiel capillaire au niveau du front mouillant (mm) = 250log(k') + 100

μ : Viscosité de l'eau (Pa · s)

Cette relation permet donc de déterminer le taux d'infiltration de la pluie et de suivre l'évolution du front mouillant dans le sol.

Cette relation décrit ce processus comme un réservoir qui se remplit à un taux exponentiel inverse c'est-à-dire que les premiers millimètres de pluie sont plus rapidement cumulés que les derniers. L'exposant est fonction de la quantité de pluie tombée depuis le début de l'événement. L'équation de Linsley traite l'interception en deux parties distinctes. Il y a d'abord la somme des précipitations cumulées à la surface du feuillage et de l'évaporation de la pluie interceptée durant l'averse (EI). L'évaporation de l'eau interceptée durant une averse se fait au taux potentiel puisque la surface d'interception du feuillage est recouverte d'eau et qu'elle est exposée à l'atmosphère. La valeur EI est par la suite réduite selon un taux d'atténuation exponentielle qui est fonction des précipitations depuis le début de l'averse et d'une constante égale à l'inverse du premier terme de l'équation 3.3, soit $1 / (h + C_p \cdot E_s \cdot t_r)$. La quantité maximale de précipitation interceptée est alors la somme de la capacité maximale d'interception du couvert végétal et de la perte totale par interception durant l'événement pluvieux.

3.1.4.4 Ruissellement de surface

Lorsque les précipitations dépassent la capacité d'interception du couvert végétal, l'eau tombe à la surface du sol pour ainsi s'infiltrer dans le sol. Toutefois, lorsque le sol atteint ses limites de saturation et de rétention de surface, l'eau commence à s'écouler à la surface du sol. Ce phénomène est le ruissellement de surface et se calcule à partir d'une relation basée sur l'équation de Manning. L'équation est définie comme suit :

$$Q_r = (D_1 - D_s)^{1.67} \left(\frac{S_1 \cdot A}{R_3} \right) \tag{3.4}$$

où :

Q_r : Débit de ruissellement de surface (m^3/s)

D_1 : Hauteur d'eau cumulée à la surface du sol

D_s : Rétention de surface maximale (optimisé)

S_1 : Pente moyenne du bassin versant

A : Superficie de la cellule du bassin versant (m^2)

R_3 : Coefficient de rugosité pour les surfaces perméables (optimisé)

Le paramètre R_3 est sans signification physique puisqu'il regroupe deux phénomènes distincts. Par conséquent, cette valeur est obtenue par optimisation. Des valeurs variant de 1.0 pour des régions urbaines imperméables jusqu'à 100 pour des secteurs forestiers sont appropriées pour le coefficient R_3.

3.1.4.5 Écoulement hypodermique

L'eau initialement infiltrée est emmagasinée dans la partie supérieure du sol (« Upper Zone Storage »). Cette quantité d'eau peut soit percoler vers la zone saturée du sol ou se diriger horizontalement à travers les pores du sol vers la cellule suivante. Cet écoulement est dit hypodermique et se calcule à partir d'une relation simple basée sur le remplissage et la vidange du « réservoir non-saturé ». L'équation représentant l'écoulement hypodermique s'écrit comme suit :

$$Q_{int} = REC \cdot (UZS - RETN) \tag{3.5}$$

où :

Q_{int} : Écoulement hypodermique (m^3/s)

REC : Coefficient d'atténuation de l'écoulement hypodermique (optimisé)

UZS : Stockage de la zone non-saturée (mm)

RETN : Capacité de rétention du sol de la zone non-saturée (mm)

Cet écoulement souterrain est alors une composante dans le calcul du débit total généré sur la cellule de calcul du modèle et vient donc augmenter sa valeur.

3.1.4.6 Percolation

Le mouvement vertical de l'eau, provenant de la zone non-saturée du sol et se dirigeant vers la zone saturée, sous l'action combinée des forces gravitationnelles et capillaires est appelé le processus de percolation de l'eau dans le sol. Le calcul de cette composante est basé sur le même concept de remplissage et de vidange de réservoir que l'écoulement hypodermique. La relation est formulée de la manière suivante :

$$DRNG = AK2 \cdot (UZS - RETN) \tag{3.6}$$

où :

DRNG : Percolation de l'eau dans le sol (m^3/s)

AK2 : Paramètre de contrôle de la percolation de l'eau vers la zone saturée (optimisé)

UZS : Stockage de la zone non-saturée (mm)

RETN : Profondeur théorique reliée à la capacité du sol de la zone non-saturée (mm);

Cet écoulement est considéré seulement après que l'écoulement hypodermique ait été évalué. Bien que ce processus soit significatif à longue échéance, il est très souvent ignoré lors de simulations de courtes durées. En effet, le temps de parcours effectué par la particule d'eau pour se rendre à la rivière est tellement grand que le volume d'eau produit par cet écoulement procure une très faible contribution au débit total simulé.

3.1.4.7 Écoulement de base

L'écoulement de base considère l'écoulement de l'eau dans la zone saturée du sol. Ce processus est calculé à l'aide d'une fonction d'atténuation de l'eau souterraine afin de réduire graduellement l'écoulement de base. Les eaux souterraines sont alimentées par la percolation de l'eau provenant de la zone non-saturée du sol. Le débit de base se définit donc par la relation suivante :

Le débit total entrant dans un bief est obtenu en additionnant le ruissellement de surface, l'écoulement hypodermique, le débit de base ainsi que le débit du bief amont. Il existe des modèles de propagation de l'onde beaucoup plus sophistiqués mais n'offrant pas nécessairement une meilleure précision sur la prévision des crues. En fait, pour de grands bassins, les écarts engendrés par les méthodes plus détaillées sont plus faibles que les incertitudes intrinsèques aux données d'entrée (Kouwen, 1997).

D'autre part, pour débuter la modélisation, le modèle W-PT requiert des conditions aux frontières du bassin ou du groupe de bassins étudiés. Ces conditions prennent la forme de débits des cours d'eau provenant de bassins en amont et qui traversent la ligne principale de partage des eaux pour entrer dans le bassin à l'étude. Les cours d'eau en provenance des bassins en amont sont alors représentés dans le modèle W-PT par des « réservoirs ». Les débits à la sortie de ces « réservoirs » sont, en fait, des débits enregistrés par des stations hydrométriques installées sur la rivière en amont du bassin étudié. Cette approche consiste donc essentiellement à incorporer les volumes d'eau générés par les bassins amont afin d'assurer la continuité du cours d'eau lorsqu'il entre dans le bassin principal. Un exemple du concept de « débit-réservoir » utilisé par le modèle W-PT est présenté à la figure 3.3.

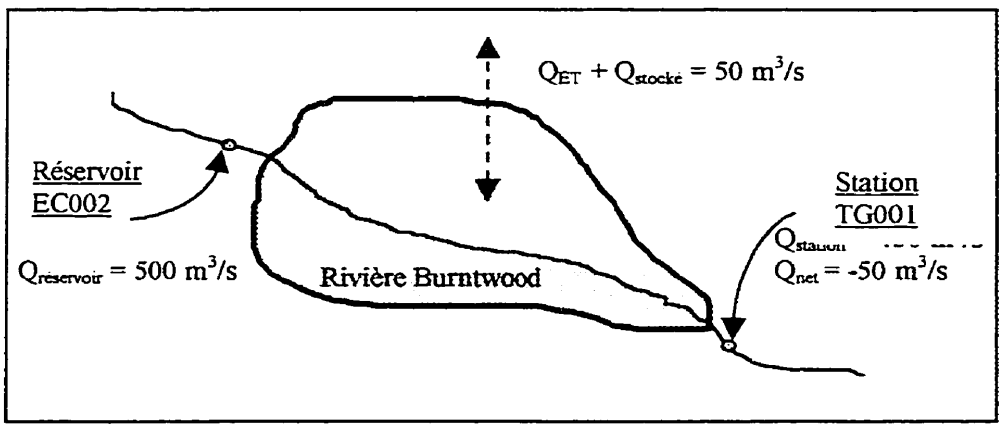


Figure 3.3 Principe des « débits-réservoir » et des débits nets négatifs. Exemple du réservoir South Bay et de la station située sur la rivière Burntwood.

La quantité d'eau totale simulée à une station spécifique est alors définie par la somme des débits-réservoir provenant des bassins amonts et des débits générés par le bassin versant lui-même. Par contre, l'ordre de grandeur de certains « débits-réservoir » étant très élevé par rapport aux débits générés sur le bassin, la variation du volume d'eau produit sur le bassin n'affecte que très peu l'hydrogramme de ruissellement total à la sortie du bassin. Dans ce cas, il convient de retrancher de l'hydrogramme total, les « débits-réservoir » enregistrés à l'entrée du bassin afin d'obtenir les débits nets générés sur le bassin. Une telle approche permet d'améliorer la précision de la calibration du modèle W-PT en comparant les débits nets simulés avec les débits nets observés.

Cependant, il est à noter qu'il est possible que certains débits nets deviennent négatifs. En effet, si le débit imposé à l'entrée du bassin est supérieur au débit mesuré et/ou simulé en aval du cours d'eau, le débit net résultant sur le bassin sera négatif. Un tel phénomène indique qu'un volume d'eau évaporé et/ou emmagasiné est supérieur à la quantité d'eau produite sur le bassin, tel que présenté à la figure 3.3.

3.1.4.9 Évapotranspiration réelle

L'évapotranspiration réelle simulée par le modèle W-PT est une valeur estimée à partir d'une équation d'évapotranspiration potentielle. Deux approches de calcul d'ETP sont intégrées au modèle soit les relations de Priestley-Taylor (Priestley et Taylor, 1972) et de Hargreaves (Hargreaves et Samani, 1982). Il est toutefois possible de considérer le processus d'évaporation en fournissant au modèle des mesures provenant de bacs d'évaporation.

L'équation de Priestley-Taylor est généralement utilisée lorsque les flux radiatifs sont disponibles. Dans ce cas, la répartition géographique des radiations nettes est requise sous forme matricielle. Cependant, lorsque seules les données de température sont

disponibles, la relation de Hargreaves convient davantage. Si, toutefois, ces données ne sont pas accessibles, des données publiées d'évapotranspirations potentielles peuvent être insérées dans le modèle. La disponibilité des données influence donc le choix de la méthode de calcul de l'évapotranspiration potentielle.

Priestley et Taylor (1972) ont développé une approche permettant de calculer l'évapotranspiration potentielle. Les hypothèses de cette équation ont été validées par plus de 30 études hydrologiques (Davies et Allen (1973), Jury et Tanner (1975), Stewart et Rouse (1976, 1977)) dans lesquelles il a été noté que sur des secteurs recouverts de végétation dont l'eau n'est pas un facteur limitatif, près de 95% du taux d'évaporation annuel est contrôlé par les radiations solaires. L'équation de Priestley-Taylor est alors présentée sous la forme suivante :

$$ETP = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}((K_n + L_n) - G)\frac{1}{\rho_{eau} \cdot \lambda_v} \tag{3.9}$$

où :

ETP : Évapotranspiration potentielle (mm/d)

K_n : Radiations visibles nettes (ondes-courtes) (W/m^2)

L_n : Radiations infrarouges nettes (ondes-longues) (W/m^2)

G : Flux de chaleur du sol (W/m^2)

Δ : Pente de la pression de vapeur saturante à une température donnée (kPa/°C)

γ : Constante psychrométrique (kPa/°C)

α : Constante empirique ≈ 1.26

λ_v : Chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ/kg)

ρ_{eau} : Masse volumique de l'eau (kg/m^3)

Dans la plupart des cas, la composante de flux chaleur du sol (G) est très faible par rapport à la grandeur des flux radiatifs nets observés à la surface du sol. Ce terme est

$$UZSI = \left[\frac{(UZS - PWP)}{(SAT - PWP)}\right]^{1/2} \tag{3.11}$$

où :

UZSI : Coefficient de réduction relié au stockage d'eau de la zone non-saturée du sol

UZS : Stockage d'eau dans la zone non-saturée du sol (mm)

PWP : Point de flétrissement du sol (mm)

SAT : Capacité de saturation du sol (mm)

La présence de la racine carrée dans l'équation 3.11 permet de mettre de l'emphase sur la difficulté de la végétation d'extraire l'eau du sol lorsqu'il s'assèche. Les relations suivantes servent à évaluer les termes de l'équation 3.11 :

$$FULL = \frac{RETN}{FCAP} \tag{3.12}$$

$$PWP = FFCAP \cdot FULL \tag{3.13}$$

$$SAT = SPORE \cdot FULL \tag{3.14}$$

où :

FULL : Profondeur théorique du sol lorsqu'il est rempli d'eau à 100% (mm)

RETN : Profondeur théorique reliée à la capacité du sol de la zone non-saturée (mm)

FCAP : Humidité du sol reliée à la capacité du sol de la zone non-saturée (%)

PWP : Profondeur théorique représentant le point de flétrissement du sol (mm)

FFCAP : Humidité du sol reliée au point de flétrissement du sol (%)

SAT : Profondeur théorique représentant la limite de saturation du sol (mm)

SPORE : Humidité du sol reliée au point saturation du sol (%)

<u>Évapotranspiration réelle – Coefficient de température du sol</u> (FPET2) :

Le second facteur de réduction, FPET2, appliqué à l'ETP est basé sur le nombre total de degré-jours (TTO). Ce terme tient compte de l'influence de la températures du sol sur l'ETR. Le nombre de degré-jours est alors cumulé pour tenter de reproduire l'effet du réchauffement saisonnier du sol. Cette valeur est remise à zéro le 1er mars de chaque année simulée. De plus, la valeur du degré-jour est nulle lorsque le sol est gelé. Les équations suivantes permettent d'identifier la valeur du coefficient de réduction de l'ETP relié à la température du sol :

$$
\begin{aligned}
FPET2 &= \frac{temp2 - temp1} & &\text{Si} \quad TTO < Temp2 \\
FPET2 &= \frac{TTO - temp1}{temp3 - temp1} & &\text{Si} \quad Temp2 < TTO < Temp3 \qquad (3.15) \\
FPET2 &= 1.0 & &\text{Si} \quad TTO > Temp3
\end{aligned}
$$

où :

FPET2 : Coefficient de réduction relié à la température du sol

Temp1 : Limite inférieure des degré-jours correspondant à TTO = 0 (°C · d);

Temp2 : Degré-jours compris entre Temp1 et Temp3 (°C · d);

Temp3 : Limite supérieure des degré-jours correspondant à TTO = 1.0 (°C · d);

TTO : Degré-jours total cumulé depuis le début de la simulation (°C · d).

<u>Évapotranspiration réelle – Coefficient de végétation</u> (FTALL) :

Le troisième coefficient de réduction, FTALL, utilisé pour réduire le terme d'ETP, est fonction du type de végétation. Il a été démontré que lorsque la hauteur du couvert végétal est élevée, l'ETR est inférieure à l'ETP de 10% à 40% (Price, 1987; Spittlehouse and Black, 1981). De plus, des simulations antérieures ont permis de

Le terme RPE est un coefficient de réduction supplémentaire appliqué dans le calcul de l'ETR. Lorsque l'ETR est déterminée à partir de l'équation de Priestley-Taylor ou de Hargreaves, ce coefficient est égale à l'unité pour toutes les classes de végétation alors que dans le cas où les données d'évaporation proviennent de bacs d'évaporation, le facteur RPE devient inférieur à l'unité. L'évapotranspiration réelle ainsi estimée par le modèle W-PT est une combinaison du processus de transpiration généré par le couvert végétal ainsi que des processus d'évaporation des sols et des surfaces d'eau libre.

CHAPITRE IV
ACQUISITION DE DONNÉES POUR LE MODÈLE WATFLOOD / PRIESTLEY-TAYLOR

4.1 Description du projet BOREAS et du site à l'étude

Le projet BOREAS (The Boreal Ecosystem-Atmosphere Study) est un projet pluridisciplinaire à grande échelle regroupant différentes équipes de recherche internationales. Le principal objectif de ce projet consiste à étudier les interactions existant entre la forêt boréale et l'atmosphère afin de mieux comprendre leurs rôles respectifs lors d'un éventuel changement climatique. Pour ce faire, 85 équipes scientifiques multidisciplinaires ont été formées et regroupées en 6 groupes distincts. Le groupe BOREAS est composé des équipes AFM « Airborne Flux Meteorology », TF « Tower Flux », TE « Terrestrial Ecosystem », TGB « Trace Gas Biogeochemistry », RSS « Remote Sensing Sciences » et HYD « Snow/Hydrology ». Un but commun les réunit, celui de tenter d'approfondir leurs connaissances au niveau des échanges énergétiques, hydriques, et de gaz carbonique observés entre la couche limite et la forêt boréale de l'ouest du Canada. Cette présente étude fait partie d'un des neuf mandats reçus par l'équipe HYD.

La région BOREAS a été identifiée à partir des limites sud et nord de la forêt boréale canadienne. Cette région est particulièrement caractérisée par sa forêt boréale, son climat aride et son relief très peu accidenté. La superficie du territoire est d'environ 1000 x 1000 km^2 recouvrant la majeure partie des provinces du Manitoba et de la Saskatchewan. Ce secteur définit le domaine d'acquisition de données météorologiques et de télédétection. Il regroupe les sites Nord (Northern Study Area (NSA)) et Sud (Southern Study Area (SSA)) du projet BOREAS. Ces deux sites ont été sélectionnés par plusieurs

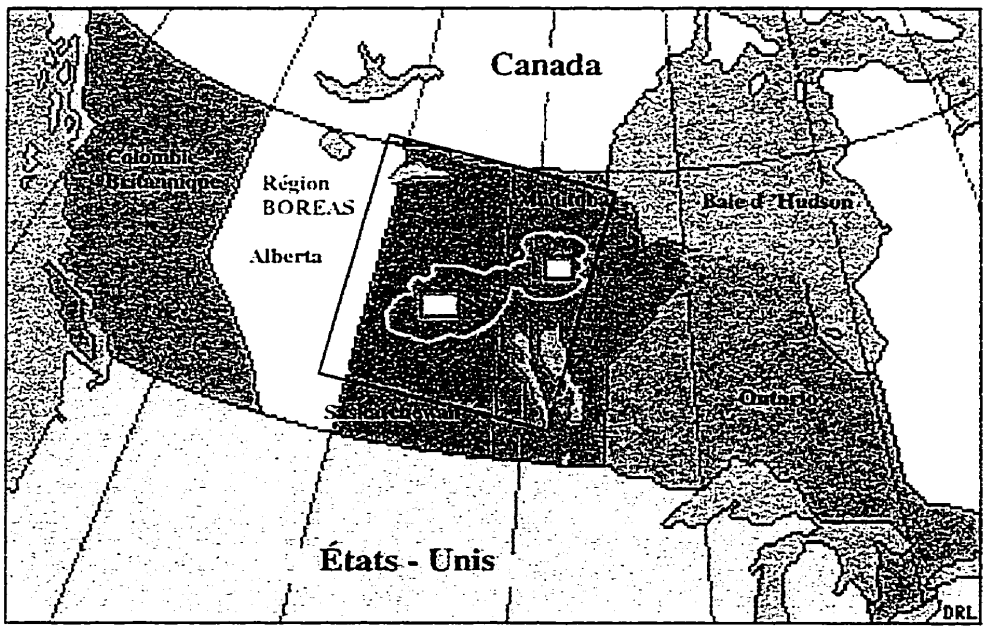


Figure 4.1 Région BOREAS et ses principaux sites.

4.2 Acquisition de données pour la modélisation de l'ETR avec le modèle W-PT

Afin de modéliser l'évapotranspiration réelle (ETR) à une échelle régionale, le modèle hydrologique W-PT requiert l'acquisition et le traitement d'un grand nombre de données. D'abord, l'échelle a été choisie dans le but de vérifier l'effet de la grandeur d'un bassin versant sur la variabilité spatiale de l'ETR à cette échelle. De plus, la période d'étude a été choisie en fonction du taux d'évapotranspiration produit durant l'année ainsi que de la disponibilité des données. Le taux d'ETR étant très restreint par la présence de neige et des températures basses, l'acquisition de données hivernales n'était donc pas justifiée dans cette recherche. De plus, au moment où l'étude a été entreprise, la disponibilité et l'accessibilité des données étaient une autre source de contraintes pour le bassin versant à l'étude. Pour ces raisons, la période d'étude a été réalisée pour les mois de mai à octobre 1994.

La superficie du corridor à l'étude est d'environ 100 000 km^2. Pour ce faire, le modèle W-PT utilise une grille de type régulière à mailles carrées qui recouvre l'ensemble des bassins versants étudiés. Le secteur rectangulaire ainsi délimité par cette grille fait une superficie approximative de 400 000 km^2 et se situe entre les latitudes 52°N–57°N et les longitudes 96°W–107°W. Le choix de la taille des cellules a été fait en fonction du nombre de cellules nécessaire pour recouvrir la région, du temps de calcul requis pour effectuer une simulation complète et du niveau de précision désiré sur les résultats du modèle. Étant donné la grande superficie de la région à modéliser, un compromis a donc été fait en fixant la taille des cellules à 10x10 km^2. Ainsi, une grille de calcul rectangulaire de 60x66 a été nécessaire pour couvrir la totalité des bassins, générant 3960 cellules dont 1107 sont utilisées pour ne recouvrir que les bassins versants du corridor à l'étude.

L'étape suivante consistait à recueillir, préparer et traiter les données d'entrée nécessaires au fonctionnement du modèle avec la résolution spatiale et temporelle requise par le modèle W-PT. La forme matricielle des données d'entrée étant 60x66, la résolution temporelle recommandée (Kouwen, 1997) et utilisée dans cette étude est de 1 heure. De telles résolutions accroissent rapidement la grosseur des fichiers de données et augmentent considérablement le temps de calcul du modèle. Ces choix sont néanmoins essentiels à la crédibilité de la modélisation mais alourdissant nettement la manipulation et la gestion des données.

D'autre part, les nombreuses variables requises par le modèle W-PT pour l'estimation de l'ETR se doivent de respecter le format très particulier de chaque fichier d'entrée. Malheureusement, les données d'entrée provenant de sources diverses et les répartitions spatiale et temporelle n'étaient pas toujours conformes à celles de W-PT. Dans ce cas, ces données ont nécessité un traitement intermédiaire afin de les rendre compatibles au format de W-PT. Parmi les données requises par le modèle, on retrouve les données

physiographiques, hydrologiques et climatologiques. Les données recueillies ont principalement été extraites des bases de données HYDAT, BORIS et RARC ou elles ont été générées à partir des modèles RFE ou RADCONV3. Ces bases de données et modèles seront présentées en détails aux sections 4.2.2 et 4.2.3.

4.2.1 Données physiographiques

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant jouent un rôle essentiel dans l'étude de son comportement hydrologique. Deux fichiers, organisant toutes les données physiographiques du bassin, sont requis par le modèle W-PT. Le premier fichier (basin.map) contient tous les tracés des cartes et les images numérisées à partir desquels les données ont été dérivées. Le second (basin.shd) inclut le condensé de l'ensemble des données dans un format qui réduit la mémoire du programme. Ces fichiers regroupent, entre autres, les limites et superficies des bassins versants, les données topographiques ainsi que les cartes de couvertures végétales de la région à l'étude.

4.2.1.1 Bassins versants

Les frontières des bassins versants ont d'abord été établies en fonction de l'échelle spatiale désirée et du nombre de stations hydrométriques actives disposées dans la région. Un total de 13 sous-bassins ont été délimités. La délimitation des bassins versants a été effectuée à partir d'une carte topographique de 1: 250 000. Par contre, le relief peu accidenté de cette région boréale a engendré une diminution de la précision du tracé des bassins. La figure 4.2 illustre la frontière des 13 sous-bassins à l'étude. Cette figure montre les principaux cours d'eau du corridor étudié ainsi que les deux rivières formant les deux bassins indépendants, soit les rivières Saskatchewan et Burntwood.

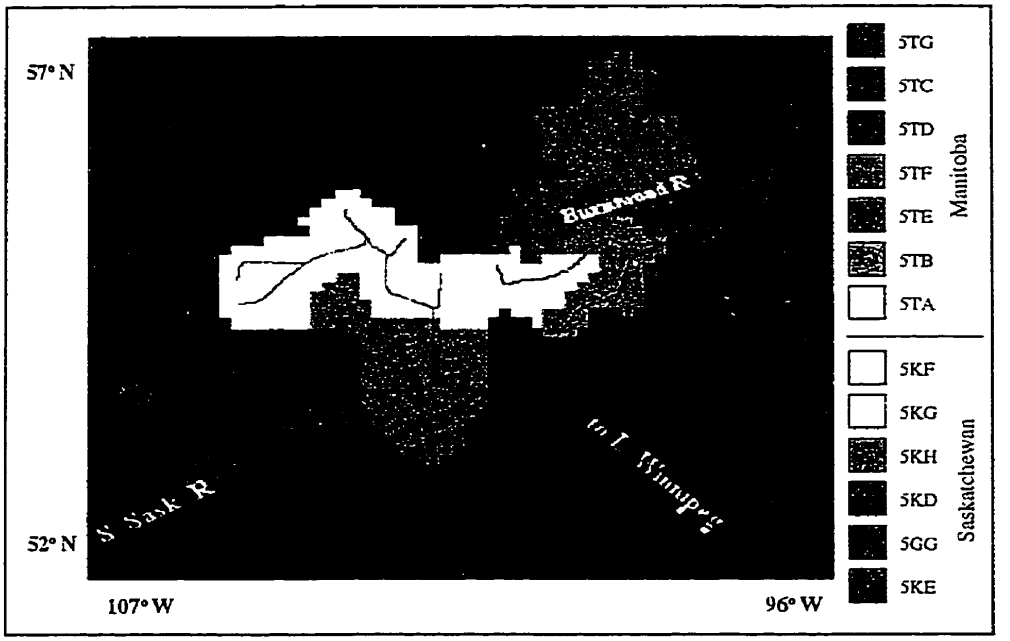


Figure 4.2 Région à l'étude incluant ses 13 sous-bassins.

Le tableau 4.1 présente la superficie des 13 sous-bassins qui composent la région à l'étude totalisant une surface approximative de 100 000 km^2.

Tableau 4.1 Superficie des 13 sous-bassins de la région à l'étude.

Manitoba		Saskatchewan	
Nom du sous-bassin	**Superficie (km^2)**	**Nom du sous-bassin**	**Superficie (km^2)**
5TA	3350	5KE	13100
5TB	4650	5KF	8200
5TC	3350	5KD	3900
5TD	4300	5KH	11200
5TE	7300	5GG	3350
5TF	9250	5KG	9400
5TG	8650		
Total	40850	**Total**	49150

« Conique Lambert » de la grille originale en un système de coordonnées UTM compatible avec la base de données du modèle W-PT. La compatibilité n'étant pas parfaite, cette transformation est une source d'erreur sur la détermination du pourcentage des classes d'occupation du territoire.

L'image satellitaire a donc permis de détecter une variété de 9 types de végétation pour le secteur à l'étude. Toutefois, le modèle W-PT accepte jusqu'à 6 classes de végétation dont une est réservée pour la classe « urbaine ». Par conséquent, une agrégation des 9 classes identifiées initialement par l'image a été rendue nécessaire à la classification de la végétation du bassin versant. Plusieurs combinaisons étaient possibles. Cependant, puisque les paramètres du modèle W-PT qui influencent les processus hydrologiques sont définis en fonction de la classe de végétation, les types de végétation reconnus pour générer des comportements hydrologiques semblables ont été regroupés dans la même classe d'occupation du territoire. De cette façon, cinq classes d'occupation du territoire ont été formées pour le modèle W-PT.

Les six classes d'occupation du territoire qui ont été considérées dans la présente recherche sont les classes « conifères », « feuillus », « agriculture », « clairières », « eau » et « urbaine ». Une brève description de chacune de ces classes sera présentée dans les prochaines sections. La figure 4.4 montre un aperçu de la diversité végétale représentative du territoire canadien. On peut y voir que la végétation présente dans le corridor à l'étude est constituée majoritairement de conifères, de feuillus avec la présence de prairies.

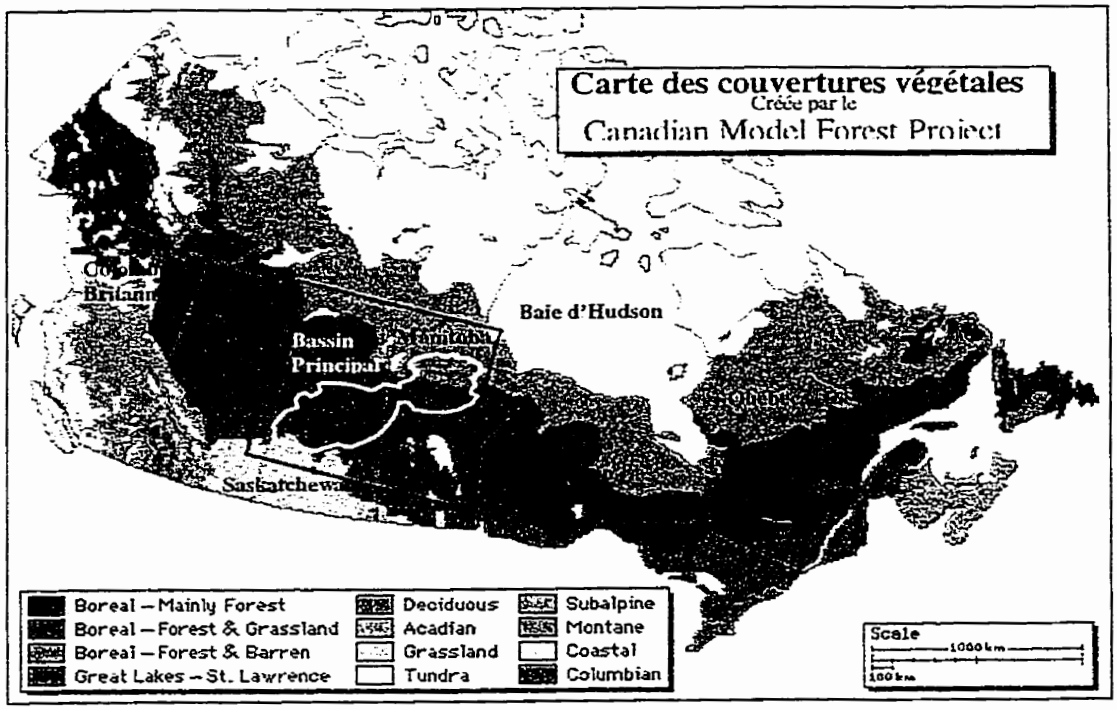


Figure 4.4 Carte des couvertures végétales de la région BOREAS.

Conifères

Cette classe de végétation, majoritairement composée d'épinettes noires et de pins de type « Jack » d'âges différents, poussent sur un sol minéral très spongieux typique de cette région. Cette classe représente environ 80% de la superficie totale du bassin versant à l'étude. La figure 4.5 illustre l'uniformité et la prédominance des conifères dans la répartition spatiale de la végétation sur le bassin versant.

Feuillus

Quelques feuillus caractérisent davantage la portion sud de la région à l'étude. Cette classe regroupe principalement des trembles et des bouleaux et recouvre environ 15% de la surface du corridor étudié. Elle est la deuxième en importance. La figure 4.6 présente la distribution des feuillus et illustre bien la concentration de ce type de végétation dans le sud de la région à l'étude.

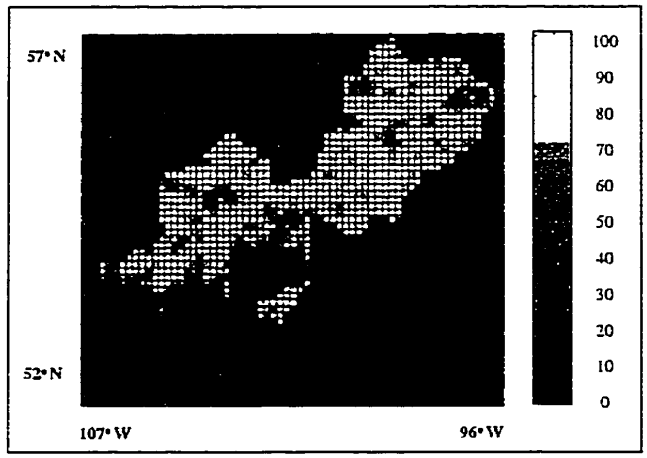


Figure 4.5 Répartition spatiale en % de la classe « conifères » sur la région BOREAS

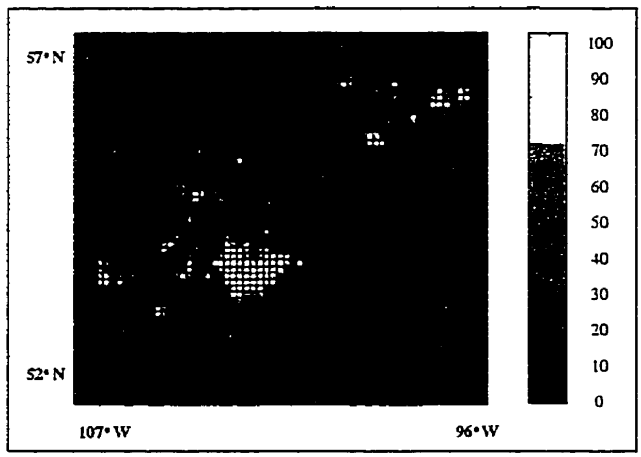


Figure 4.6 Répartition spatiale en % de la classe « feuillus » sur la région BOREAS

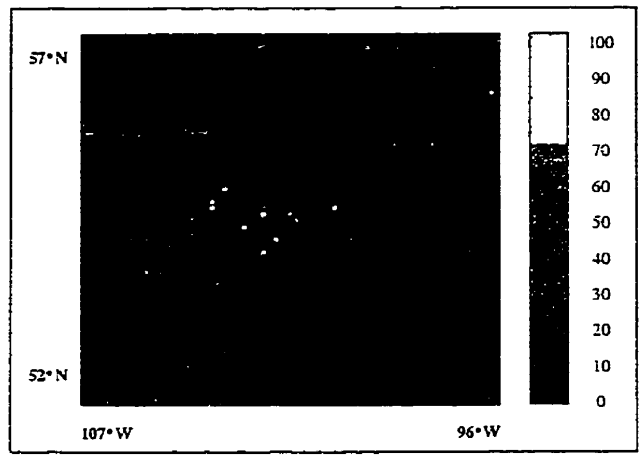


Figure 4.8 Répartition spatiale en % de la classe « eau » sur la région BOREAS

Urbain

Cette catégorie est caractérisée par des surfaces imperméables typiques des régions urbanisées telles que des surfaces bétonnées, asphaltées ou en présence de bâtiments. Cette étude étant réalisée dans la forêt boréale, aucune cellule ne représente cette classe d'occupation du territoire.

La végétation de la forêt boréale du site à l'étude se caractérise donc par la prédominance des conifères qui sont parsemés de feuillus. Les cultures, situées à l'extrême sud près de Prince Albert ne représentent que 6% de la superficie totale du bassin. De plus, les clairières ne recouvrent qu'une infime portion du site alors qu'aucun secteur n'est représenté par des surfaces imperméables typiques des régions urbanisées. Ainsi, les simulations hydrologiques réalisées par le modèle W-PT seront davantage sensibles aux variations des paramètres relatifs aux classes « conifères » et « feuillus ».

4.2.2 Données météorologiques

Les données météorologiques regroupent toutes les données décrivant les propriétés de l'atmosphère. Certaines étaient requises par le modèle W-PT et d'autres ont servi pour le calcul des données d'entrée nécessaires à la modélisation. Étant donné les échelles spatiale et temporelle utilisées dans le cadre de cette étude et l'accessibilité restreinte de ce type d'information, le temps alloué à la recherche, à l'extraction et à la gestion de ces données a fait de cette étape, une composante importante du projet s'étalant sur plus de 18 mois. Enfin, il a été possible de recueillir l'ensemble des données météorologiques de la région boréale à l'étude grâce aux bases de données RARC et BORIS ainsi qu'aux modèles RFE et RADCONV3. Ces utilitaires sont maintenant décrits.

4.2.2.1 Base de données RARC - Modèle RFE

La base de données RARC désigne le centre de Récupération d'ARChives accessible au Centre Météorologique Canadien (CMC) du Service Atmosphérique d'Environnement Canada (SAE). Cette immense base de données regroupe, entre autres, toutes les données simulées en continu sur plusieurs années par le modèle « Régional Finite Element » (RFE). Ce modèle est opérationnel depuis 1985 et il a été développé par des chercheurs du groupe Recherche en Prévision Numérique (RPN) d'Environnement Canada (Mailhot, 1994). Ce modèle est capable de fournir des prévisions météorologiques à très haute résolution spatiale (0.5 x 0.5 degré) sur le continent Nord Américain, sur une période de temps pouvant aller jusqu'à 6 heures.

Trois types de données sont conservées dans la base de données de RARC, soit les données mesurées appelées « observations » et les données simulées telles que les « analyses » et les « prévisions ». Tout d'abord, les « observations » sont des mesures ponctuelles obtenues directement des stations météorologiques disposées sur le territoire.

où :

Po :	Pression à la surface
TS :	Température de l'air à la surface
TT:	Température de l'air à un niveau spécifique
TG :	Température du sol à la surface
NB :	Couverture des nuages à basse altitude
NM :	Couverture des nuages à moyenne altitude
NH :	Couverture des nuages à haute altitude
NT :	Couverture totale des 3 couches de nuages
NE :	Couverture de neige au sol
AL :	Albedo de la surface
PR :	Précipitations
HU :	Humidité spécifique de l'air
UU/VV :	Composantes du vent : est-ouest / nord-sud.

Il est à noter que le rayonnement solaire net est une composante requise par le modèle W-PT et est essentiel au calcul de l'évapotranspiration. Toutefois, ce champ de « prévisions », pourtant simulé en temps réel par le modèle RFE, n'était pas archivé dans la base de données RARC au moment où la présente étude a débuté. Il a donc fallu se doter d'un autre modèle permettant d'évaluer la répartition spatiale des flux radiatifs nets sur la région à l'étude. Ce modèle est présenté à la section 4.2.2.2.

4.2.2.2 Modèle RADCONV3

L'ETP calculée selon l'approche de Priestley-Taylor est directement proportionnelle aux flux radiatifs nets, tel que montré à l'équation 3.9. Un programme de calcul des radiations nets, RADCONV3, a dû être utilisé pour évaluer ce champs. Ce modèle est une version modifiée du programme original, RADCONV, développé, entre autres, par

Jean-Pierre Blanchet de l'Université du Québec à Montréal. Le modèle RADCONV est basé sur la théorie du transfert radiatif dans l'atmosphère (McFarlane et al. 1992) dont la routine de radiations solaires a été développée par Morcrette (Morcrette. 1984) alors que l'algorithme des radiations infrarouges a été conçu par les chercheurs Fouquart et Bonnel (Fouquart et Bonnel. 1980). Le programme RADCONV consistait essentiellement à évaluer les quatre composantes de la radiation nette à une échelle ponctuelle et pour un pas de temps unitaire. Il a donc été nécessaire d'apporter quelques modifications pour passer d'une échelle locale à une échelle régionale et permettre une simulation en continu. La version modifiée RADCONV3 offre donc maintenant la possibilité de déterminer les flux radiatifs nets à partir de ses quatre composantes (ondes courtes et ondes longues) évaluées sur une grille de calcul dont la résolution spatiale et temporelle est préalablement fixée par l'usager.

Les flux radiatifs nets sont alors définis par la somme des radiations visibles nettes (ondes courtes incidentes – ondes courtes réfléchies) et infrarouges nettes (ondes longues émises par le sol – ondes longues reçues de l'atmosphère). Ces quatre termes étant modélisés par le modèle RADCONV3. des algorithmes de calcul et de traitement des données ont été conçus par l'auteur afin de calculer les radiations nettes. de valider les valeurs simulées et de rendre le format des données compatible avec le modèle W-PT.
La version RADCONV3 permet donc de fournir une répartition spatiale des composantes des flux radiatifs nets selon des résolutions spatiale et temporelle spécifiques. Pour ce faire. le modèle requiert plusieurs paramètres d'entrée. notamment. l'albédo de surface. l'humidité relative. la température de l'air et du sol à la surface du sol. les trois niveaux de couverture nuageuse et la pression atmosphérique au niveau du sol. La température de l'air. l'albédo et la pression sont des « analyses » alors que les autres sont des « prévisions » simulées par le modèle RFE. Ces données ayant toutes été extraites de la base de données RARC. les flux radiatifs deviennent donc des données dérivées du modèle RFE (tableau 4.2).

Des valeurs moyennes journalières ayant été utilisées comme données d'entrée au modèle RADCONV3, les radiations ainsi calculées sont des moyennes journalières. De plus, le modèle requiert des profils verticaux décrivant les propriétés atmosphériques de la région à l'étude pour différentes altitudes. Lorsque l'usager ne dispose d'aucune donnée sur le profil de l'atmosphère, le modèle offre, par défaut, 5 profils d'« atmosphère standard » et 7 profils de « concentration en aérosol » afin de combler le manque de données en altitude. Ne disposant d'aucun sondage aérologique permettant de définir les propriétés de l'atmosphère du bassin versant à l'étude, il a été convenu d'utiliser un des profils disponible dans le modèle soit, l'« atmosphère standard » typique d'une région « sub-arctique » en période estivale et d'un profil d'aérosol caractéristique d'une région « natural continental background ».

Une fois les flux radiatifs nets journaliers calculés pour les six mois de la période d'étude, une comparaison des résultats a été effectuée. Une comparaison temporelle des flux radiatifs journaliers simulés par le modèle RADCONV3 a été effectuée avec les flux radiatifs journaliers mesurés aux 9 stations météorologiques AMS présentes sur la région à l'étude et aux environs. Cette comparaison a été réalisée pour les six mois à l'étude. Ayant la courbe temporelle des radiations nettes pour chacune des 9 stations AMS et connaissant la position de ces stations sur la grille de discrétisation, il a été possible d'afficher les courbes des radiations nettes simulées et mesurées pour chacun des mois afin de les comparer entre elles et de les ajuster au besoin. Il aurait été aussi intéressant d'utiliser des mesures aéroportées pour la vérification des données radiatives simulées. Toutefois, ce type d'information n'était pas disponible au moment de l'étude.

Les courbes temporelles des flux radiatifs simulés présentaient des écarts considérables avec les courbes observées à certaines stations. Une calibration des flux radiatifs a donc été nécessaire. Pour ce faire, une analyse de sensibilité du modèle a été réalisée afin d'identifier les paramètres les plus influents sur le calcul des flux radiatifs. Différentes

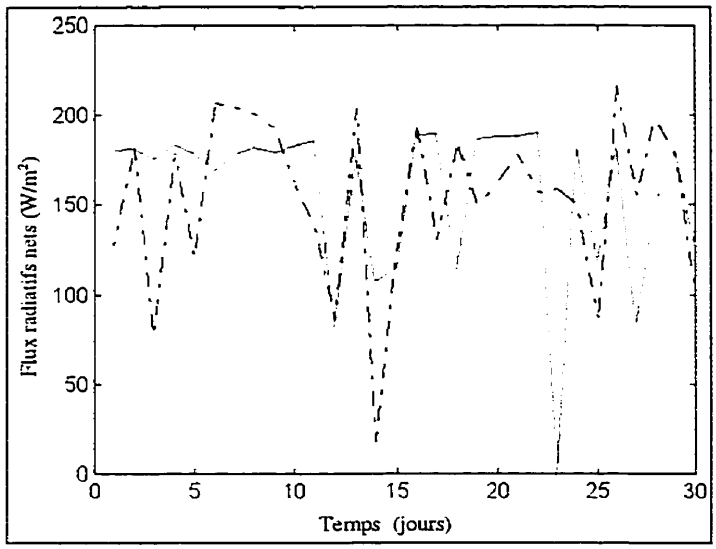


Figure 4.9 Variation temporelle des flux radiatifs nets journaliers (W/m^2) simulés (ligne pleine) par RADCONV3 et mesurés (ligne pointillée) à la station météorologique AMS de Nelson House. Juin 1994.

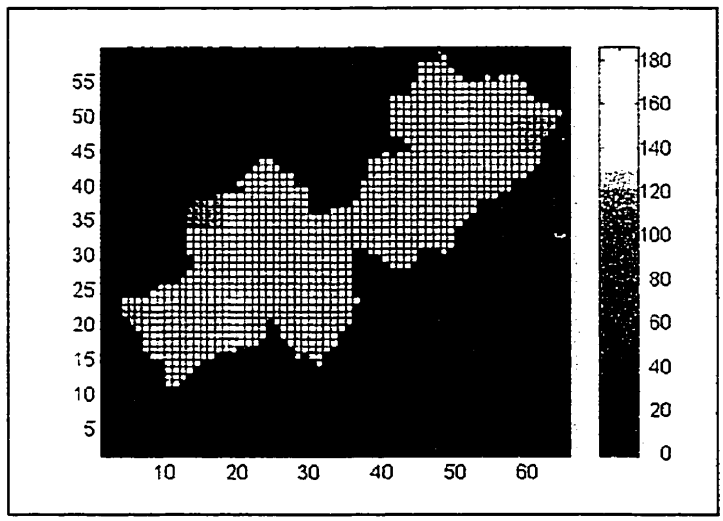


Figure 4.10 Variation spatiale des flux radiatifs nets journaliers simulés à partir de RADCONV3 (W/m^2). 1er juin 1994.

4.2.2.3 Base de données BORIS

La base de données BORIS est un acronyme anglais désignant « BOReas Information System ». Elle est accessible aux chercheurs impliqués dans le projet BOREAS par le réseau Internet sur le site web du projet. BORIS a été conçu avec la participation des diverses équipes de recherche participant au projet BOREAS dans le but de transmettre la variété de données climatologiques, physiographiques et hydrologiques recueillies dans la région de BOREAS et de favoriser les échanges scientifiques entre les chercheurs. Cette base de données réunit, entre autres, l'ensemble des mesures recueillies aux différentes stations météorologiques AMS « Automatic Meteorological Stations » depuis la première campagne de relevés de terrains réalisée en 1993. La figure 4.11 illustre l'emplacement d'une variété de stations installées dans le cadre du projet BOREAS. Il faut souligner que certaines d'entre elles étaient déjà existantes avant le démarrage du projet BOREAS. L'encadré représente les limites de la région BOREAS.

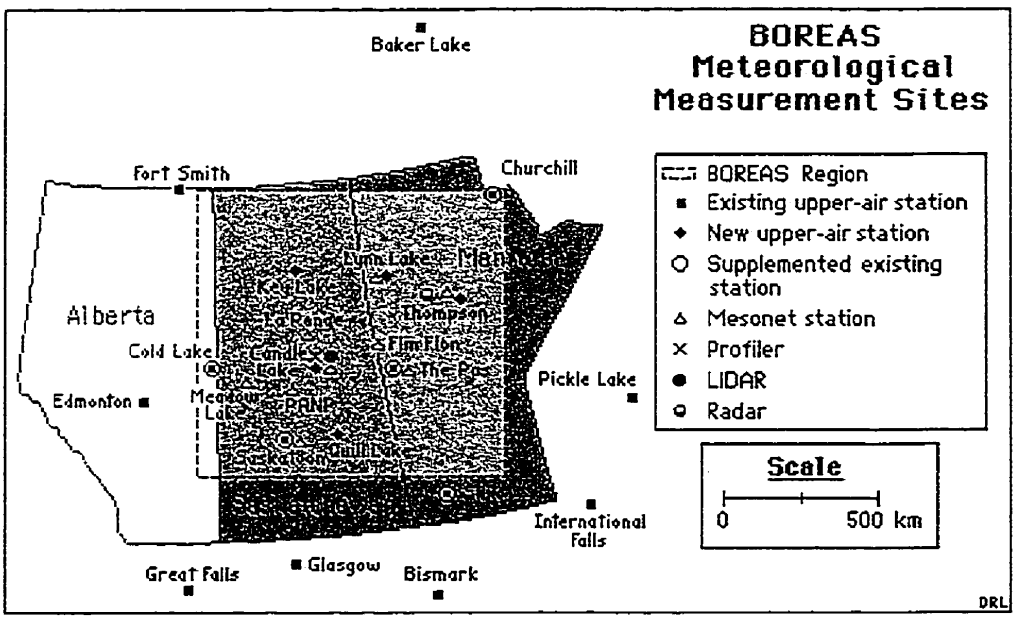


Figure 4.11 Réseau des différentes stations météorologiques incluant les stations AMS (Δ) installées dans le cadre du projet BOREAS.

BORIS est, entre autres, constitué d'un réseau de 10 stations météorologiques AMS dont 3 se situent près des limites du corridor à l'étude et 6 sont positionnées à l'intérieur. Ces dernières sont définies par un triangle (Δ) sur la figure 4.11 et incluent les stations de Thompson (TH), Nelson House (NL), Flin Flon (FF), The Pas (TP), Nipawin, Prince Albert (PA). Même si les stations AMS de Saskatoon (SK), Lynn Lake (LL) et La Ronge (LR) sont situées à l'extérieur de la région à l'étude elles ont quand même été utilisées dans le traitement de certaines données, notamment les répartitions spatiales de la température, des précipitations et de la neige. La figure 4.12 présente un schéma décrivant une station AMS typique de celles érigées sur la région BOREAS.

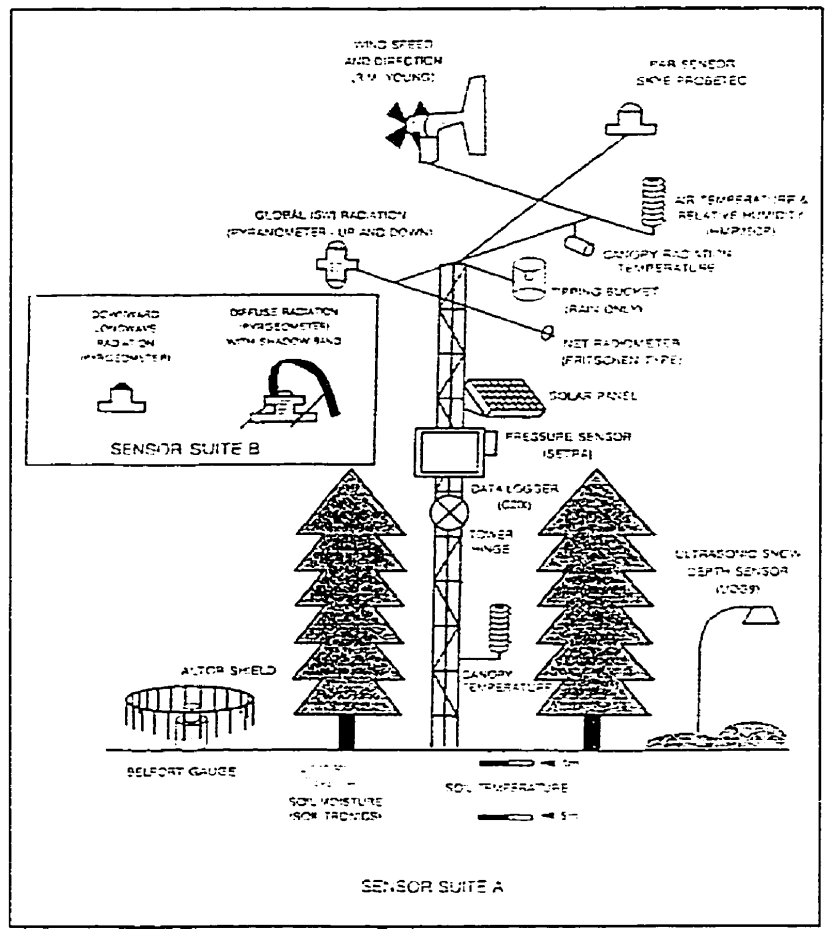


Figure 4.12 Schéma d'une station météorologique automatisée AMS typique de celles érigées sur la région BOREAS.

4.2.3.2 Stations hydrométriques

La région à l'étude est bien instrumentée par un réseau dense et uniforme de stations hydrométriques principalement opérées par Environnement Canada. D'autres stations ont été ajoutées dans le cadre du projet BOREAS afin de densifier le réseau dans des secteurs spécifiques faisant l'objet d'études à plus petite échelle.
L'ensemble des débits enregistrés par les stations hydrométriques d'Environnement Canada sont stockés dans la base de données HYDAT. De plus, ce système incorpore certaines mesures provenant d'agences provinciales, municipales et privées. HYDAT contient les données hydrométriques de plus de 3500 stations hydrométriques actives à travers le Canada et de quelques 4200 sites actuellement inactifs. Outre les débits, ce système regroupe des niveaux d'eau, des concentrations de sédiments en suspension et la taille des sédiments. HYDAT regroupe la plupart de ces données, dans un format journalier ou instantané, recueillies depuis 1850 jusqu'à ce jour. HYDAT contient aussi de l'information décrivant l'emplacement de chaque station, leurs coordonnées géographiques, la période d'opération ainsi que le type de données hydrométriques récoltées. Cette base de données est disponible sur disque compact.

Dans le cadre de cette recherche, 20 stations hydrométriques ont été sélectionnées de la base de données HYDAT en fonction de l'importance de la rivière, de la disponibilité des données ainsi que de la localisation des stations sur le territoire. Les mesures de débit recueillies à ces stations ont servi à la calibration et la validation du modèle W-PT (chapitre 5). La figure 4.13 présente l'emplacement des 20 stations hydrométriques ainsi que les 9 stations météorologiques AMS se trouvant à proximité de la région à l'étude.

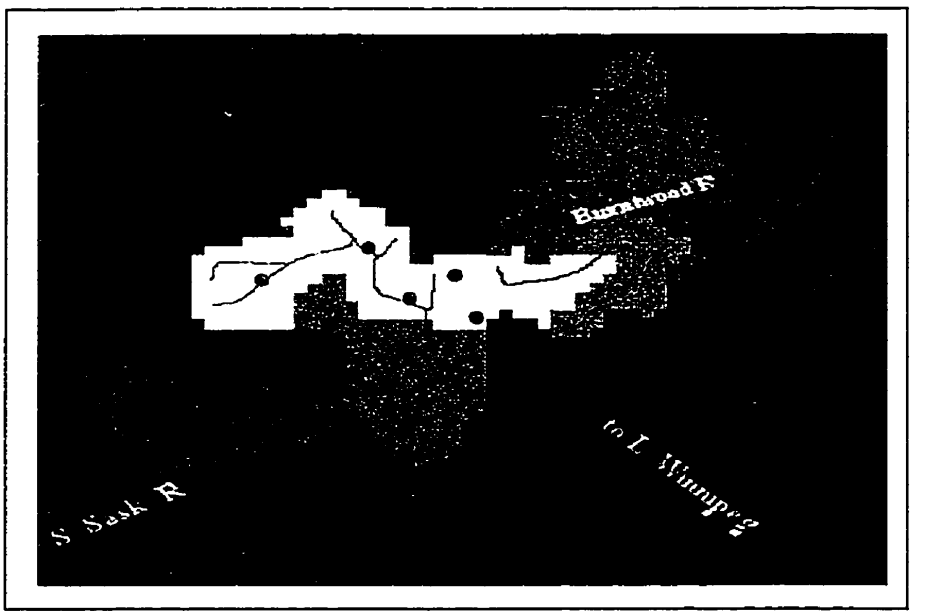


Figure 4.13 Emplacement des 20 stations hydrométriques (vert) et des 9 tours météorologiques AMS (bleu) sur le bassin versant à l'étude.

5.1 Utilisation du modèle W-PT à partir de données provenant de deux sources distinctes - BORIS et le modèle RFE (scénario #1)

Pour cette première approche de simulation, il est convenu d'utiliser comme intrants au modèle Watflood/Priestley-Taylor (W-PT) une combinaison de paramètres provenant principalement de deux sources d'information distinctes. En fait, la base de données BORIS est accessible par le réseau Internet pour les chercheurs du projet BOREAS et les données produites par le modèle RFE sont archivées dans la base de données RARC instaurée au CMC du Service Atmosphérique d'Environnement Canada. Les champs de précipitation et de neige sont des données mesurées provenant de neuf tours météorologiques du réseau AMS réparties sur la région BOREAS et opérées par des investigateurs de l'équipe AFM-7 «Airborne Flux and Meteorology» du projet BOREAS. La plupart des autres données climatologiques ont été simulées par le modèle RFE, exception faite des débits et des flux radiatifs. Les débits enregistrés aux stations hydrométriques sont extraits de la base de données HYDAT. Les flux radiatifs nets sont des données d'entrée dérivées du modèle RFE puisqu'ils ont été calculés à partir du programme RADCONV3 (McFarlane et al. 1992), dont les données d'entrée proviennent du modèle RFE. Le tableau 5.1 présente l'ensemble des données utilisées par le modèle hydrologique W-PT ainsi que la source d'information.

Tableau 5.1 Sources d'information reliées aux paramètres d'entrée du modèle W-PT. Scénario #1.

Paramètres	Sources d'information		
	HYDAT	BORIS	Modèle RFE
Débit	√		
Précipitation		√	
Neige		√	
Flux radiatif			√
Température de l'air			√
Température du sol			√
Albédo			√
Humidité relative			√
Pression de l'air			√
Nuages			√

5.1.1 Variabilité spatiale et temporelle des paramètres d'entrée du modèle

Comme il a déjà été mentionné. le fonctionnement du modèle W-PT nécessite la manipulation et le traitement d'un très grand nombre de données afin de rendre les fichiers de données compatibles au modèle. Le jeu de données brutes recueillies lors de cette recherche ainsi que celles transformées à l'aide de programmes externes à W-PT ont été présentées au chapitre 4. Cette section traite plus spécifiquement de l'approche adoptée pour distribuer géographiquement les données de précipitations et du couvert nival à partir de deux programmes internes au modèle W-PT.

Contrairement à la répartition spatiale des flux radiatifs nets qui ont été obtenus à partir du modèle météorologique RADCONV3 dont les intrants étaient déjà sous forme matricielle. la répartition spatiale des précipitations et du couvert nival a été réalisée à partir de valeurs mesurées aux stations AMS. Ces données ponctuelles ont ensuite été réparties à l'échelle du bassin à l'aide de deux programmes intrinsèques au modèle W-PT. soit RAGMET. pour les précipitations et SNW. pour la neige. et ce. pour une résolution identique aux autres données d'entrée (60 x 66).

5.1.1.1 Précipitation (RAGMET)

La répartition à l'échelle du bassin des sollicitations pluviométriques enregistrées aux stations météorologiques comporte des incertitudes en raison de leur grande variabilité spatiale et temporelle. La représentation spatiale des précipitations est une étape d'autant plus difficile à réaliser en période estivale en raison des concentrations locales de cellules orageuses fréquentes à cette époque de l'année. En effet. malgré une disposition dense de pluviomètres sur le bassin. des études ont démontré qu'il peut exister des écarts considérables entre des stations pluviométriques distantes de quelques centaines de mètres seulement (Charron.1994). Il devient donc difficile de reproduire la répartition

connaissance des données sur la profondeur de neige à la première journée de simulation suffit pour entreprendre une modélisation. La fonte de neige, simulée par le modèle W-PT, est alors contrôlée par la distribution des températures de l'air sur le bassin. L'évolution de la distribution spatiale du manteau nival des différentes classes de végétation est donc gérée par le comportement des températures sur le bassin. En effet, puisque le climat est plus froid au nord du site à l'étude, il faut s'attendre à une présence prolongée du couvert nival dans cette région. Il est à noter que les unités associées au couvert nival et requis par le programme SNW, sont des millimètres d'équivalent en eau. Il suffit alors de convertir les profondeurs de neige recueillies en les multipliant par la densité relative assignée à la neige pour la période de l'année correspondante.

La répartition spatiale initiale du couvert nival est effectuée selon un schéma de distance pondérée au carré. Cette approche est identique à celle utilisée par RAGMET lors de la création des grilles de précipitation. À partir des valeurs ponctuelles d'équivalents en eau fournies pour chacune des six classes d'occupation du territoire, le programme SNW crée pour chaque classe, le fichier des répartitions spatiales du couvert nival en équivalent en eau.

Étant donné que les stations météorologiques sont plutôt érigées dans un environnement où la végétation n'est pas uniforme, les mesures de neige ainsi enregistrées sont alors associées à plusieurs classes de végétation. En fait, puisque le programme SNW requiert une valeur de neige spécifique pour chaque classe, il est convenu d'utiliser les valeurs de neige mesurées à la station afin de représenter les classes de végétation Conifères et Feuillus (végétation haute). Quant aux classes d'occupation du territoire dont la végétation est plus courte, soit pour les classes Agriculture, Clairière, Eau et Urbaine, il est recommandé d'utiliser une valeur de neige deux fois plus petite pour tenir compte de l'effet du vent sur l'accumulation de la neige (Kouwen, communication personnelle).

5.1.2 Calibration du modèle

En pratique, il est très difficile de représenter les caractéristiques physiques et le cheminement de l'eau sur un bassin versant en raison de l'hétérogénéité spatiale des surfaces. Par conséquent, les processus hydrologiques inclus dans les modèles sont souvent représentés par une série d'hypothèses simplificatrices qui doivent être considérées lors du choix des paramètres d'entrée.

En fait, l'étape de calibration d'un modèle sert à estimer les paramètres du modèle difficilement mesurables sur le site. Elle aide aussi à parvenir à une combinaison optimale de paramètres afin de produire des hydrogrammes simulés épousant le plus fidèlement possible les hydrogrammes mesurés aux diverses stations hydrométriques répertoriées sur le bassin versant. De plus, l'étape de calibration permet de compenser, en partie, pour les déficiences rencontrées dans la structure du modèle. En somme, la calibration est une étape essentielle à l'obtention d'une modélisation crédible et permet de préciser la nature des sollicitations hydrologiques propres au bassin. Il devient donc primordial de connaître les limites du modèle afin d'interpréter adéquatement les résultats d'une simulation (Charron, 1994). En principe, une fois le modèle calibré sur un bassin, celui-ci n'est pas transférable sur un autre bassin, à moins que ce dernier ne présente un comportement hydrologique semblable.

En ce sens, une calibration idéale comporte certaines étapes essentielles dans la méthodologie à suivre notamment la validation des données recueillies, l'analyse de sensibilité du modèle, la calibration proprement dite et la validation du modèle. Ces différentes étapes nécessaires à la calibration du modèle W/P-T sont abordées dans les sections subséquentes.

5.1.2.1 Validation des intrants au modèle

L'étape de validation des données d'entrée au modèle consiste à constituer un échantillon de données cohérentes à partir duquel les résultats d'une simulation peuvent être jugés avec confiance. Cette étape sert à repérer les erreurs dissimulées au travers de l'échantillon recueilli en validant ces données avec d'autres de référence fiables. Ces erreurs, souvent de type «bévue», systématiques ou aléatoires, peuvent fausser discrètement les résultats d'une simulation. Il est donc important de pouvoir évaluer l'ordre de grandeur associé à l'incertitude des intrants afin de justifier le degré de fiabilité de la modélisation et de quantifier la justesse des résultats simulés.La variation spatio-temporelle des flux radiatifs nets et des précipitations étant deux paramètres susceptibles d'influencer significativement le processus d'ETR, ceux-ci ont fait l'objet d'une validation plus approfondie par rapport aux autres données d'entrée du modèle.

Tout d'abord, les flux radiatifs nets journaliers simulés par le modèle RADCONV3 ont été comparés aux flux radiatifs nets journaliers mesurés aux 9 stations météorologiques AMS de la région BOREAS. Étant donné l'écart considérable existant entre les flux radiatifs nets mesurés et simulés pour l'ensemble des stations, il a fallu effectuer une calibration spécifique pour les flux radiatifs nets simulés afin de mieux représenter les profils temporels des valeurs mesurées. Cette étape a d'ailleurs été expliquée en détail à la section 4.2.2.2 du présent document.

Pour ce qui est des événements pluvieux, la validation s'est faite avec l'aide de la répartition des précipitations simulées par le modèle RFE, en vérifiant la consistance des valeurs mesurées entre les stations AMS et en regardant le comportement des hydrogrammes mesurés par rapport aux événements pluvieux. Bien que les valeurs numériques des données du modèle RFE soient des prévisions, elles sont utiles pour fin de comparaison car elles fournissent un portrait régional réaliste.

des stations hydrométriques KJ001, KH001 et KG002, tel que présenté à la section 5.1.2.6.

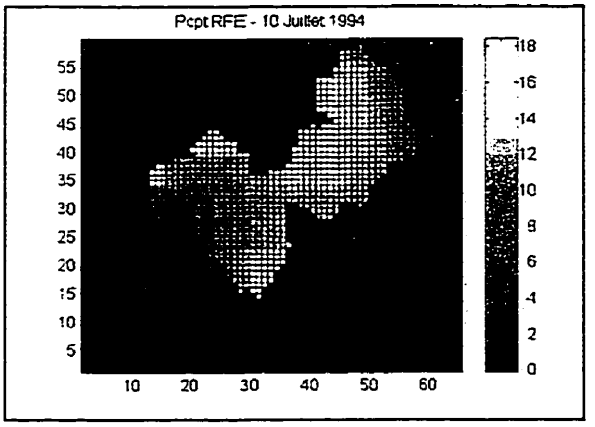


Figure 5.2 Répartition spatiale des précipitations (mm) obtenue à l'aide du modèle RFE. 10 juillet 1994

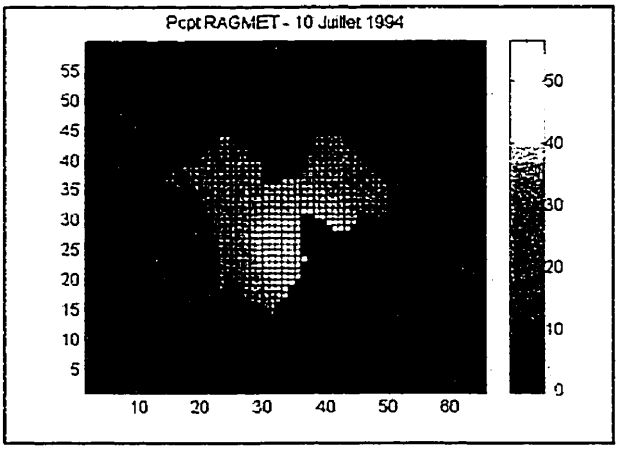


Figure 5.3 Répartition spatiale des précipitations (mm) obtenue à l'aide du programme RAGMET. 10 juillet 1994.

D'autre part, la figure 5.3 montre bien le manque dans les données de précipitations à certaines stations pluviométriques. Par contre, des modifications ont été apportées seulement pour les stations dont l'absence de précipitations influençait significativement

les hydrogrammes. Dans ce cas, les précipitations ont été remplacées par des valeurs semblables à celles des stations environnantes. Sur l'ensemble des données manquantes, seules les valeurs manquantes à la station de Nipawin généraient un impact majeur sur les hydrogrammes. Ainsi, les précipitations à la station de Nipawin ont été ajustées durant la période du 15 au 19 juillet 1994 en se basant sur les hyétogrammes des stations avoisinantes, soient La Ronge et Prince Albert. Ces modifications auront permis d'améliorer les décrues des hydrogrammes de ruissellement simulés des quatre stations hydrométriques situées dans ce secteur tel que présentés à la section 5.1.2.6. La figure 5.4 présente les hyétogrammes des neuf stations pluviométriques disponibles sur la région BOREAS pour les trois mois de validation des données de précipitations.

Pour terminer, d'autres variables également requises par le modèle W-PT, comme les équivalents en eau de la neige, l'albédo des surfaces et les données atmosphériques telles que la température de l'air et du sol, la pression de l'air, l'humidité relative, ont simplement été vérifiées qualitativement en raison de l'absence de sources d'informations supplémentaires pour fin de comparaison.

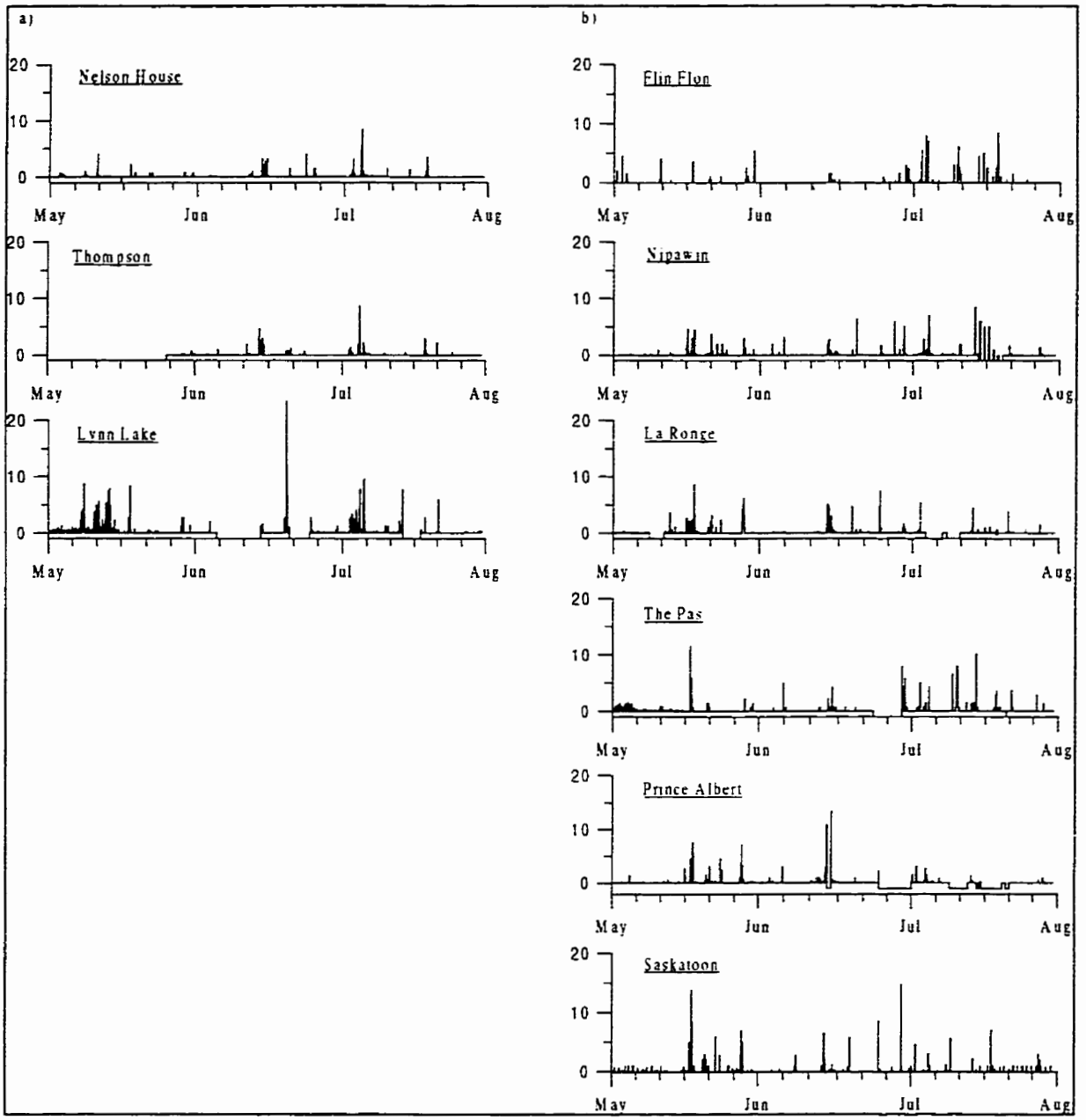


Figure 5.4 Hyétogrammes (mm) des stations pluviométriques de la région BOREAS. a) Bassins du Manitoba. b) Bassins de la Saskatchewan.

5.1.2.2 Simulation initiale

Il importe maintenant de se doter d'un jeu de paramètres afin de produire une simulation initiale qui servira de référence lors de l'analyse de sensibilité du modèle et qui sera employée comme point de départ lors de la calibration du modèle. En ce qui concerne le modèle W-PT, deux fichiers contiennent les principaux paramètres de calibration du modèle, soit « sask.par » et « evap.par ».

Le fichier « sask.par » consiste en une liste de 27 paramètres reliés au contrôle des processus de fonte des neiges, du ruissellement de surface et des autres processus hydrologiques alors que les 17 paramètres définis dans le fichier « evap.par » sont plutôt orientés sur le processus d'évapotranspiration. Certains paramètres exigent une valeur pour chaque classe prédéfinie d'occupation du territoire tandis qu'une seule valeur moyenne représentative du bassin est requise pour d'autres paramètres. Il s'agit dans un premier temps, d'évaluer l'ordre de grandeur des paramètres de la région étudiée. Lorsque c'est possible, la valeur des paramètres est tirée d'ouvrages scientifiques. Par contre, la plupart des paramètres de W-PT n'ayant pas de signification physique explicite, les expériences antérieures sur l'utilisation du modèle demeurent probablement la référence la plus fiable pour fixer des valeurs réalistes aux paramètres du modèle.

Dans cette étude, les valeurs initiales assignées aux paramètres pour l'analyse de sensibilité et pour la calibration sont celles validées lors d'une étude réalisée avec le modèle W-PT sur de petits bassins versants dans le cadre du projet BOREAS (Neff, 1996). Puisque les sites nord (NSA) et sud (SSA) du projet BOREAS étudiés par Neff sont situés dans la forêt boréale et sont compris à l'intérieur du territoire présentement étudié, il est donc justifié de se servir de ces valeurs comme paramètres de départ pour l'analyse de sensibilité et la calibration de W-PT. Les figures 5.5 et 5.6 présentent les hydrogrammes résultant de la simulation initiale produite par W-PT, et ce, pour les vingt stations hydrométriques situées à l'intérieur de la région à l'étude.

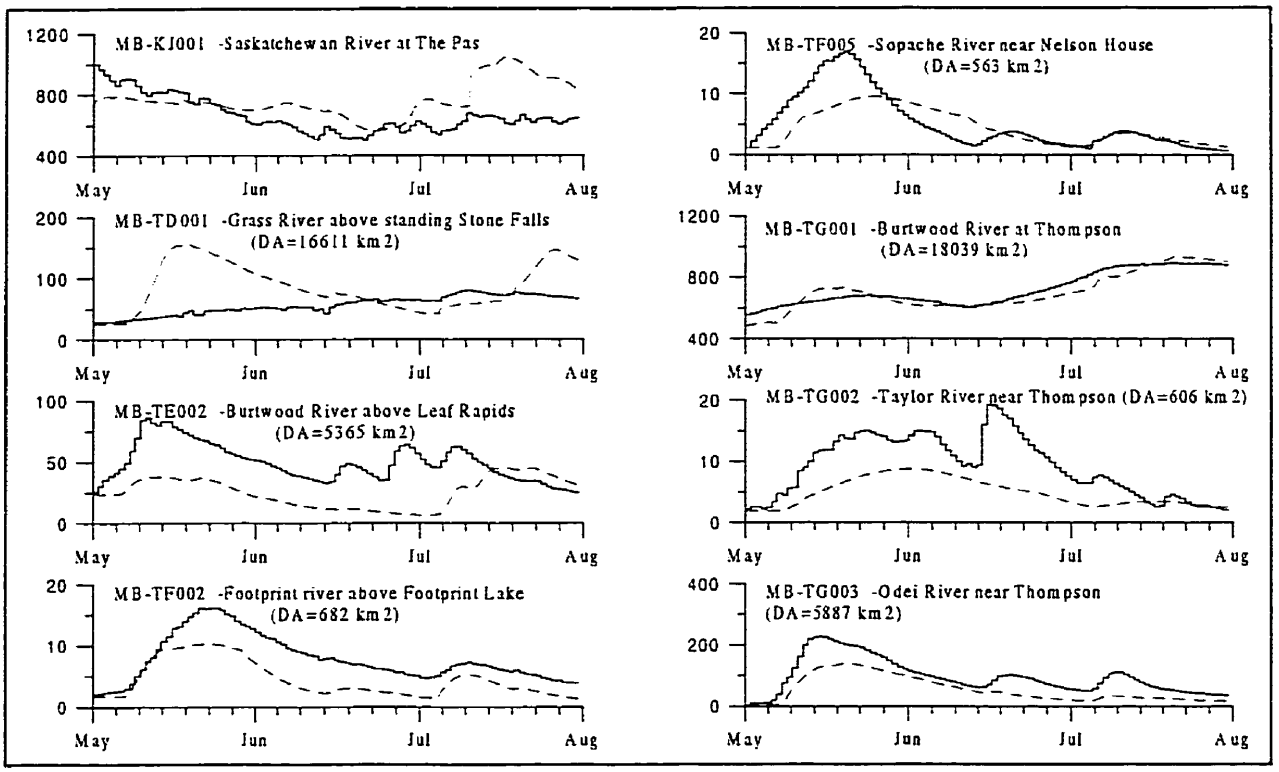


Figure 5.5 Simulation initiale de référence produite par W-PT pour les 8 stations hydrométriques identifiées sur les bassins versants du Manitoba. Débits mesurés (———) et débits simulés (-------) (m^3/s).

Les hydrogrammes présentés aux figures 5.5 et 5.6 indiquent que le jeu initial de paramètres nécessitera des ajustements, car de façon générale, les volumes de ruissellement simulés diffèrent significativement des volumes mesurés tel que montré au tableau 5.2. Le processus de calibration du modèle permettra de réduire ces écarts et d'ajuster la forme des hydrogrammes simulés.

Tableau 5.2 Erreurs relatives des volumes de ruissellement produits par la simulation initiale du modèle W-PT.

Stations	Volumes simulés ($x10^9$ m^3)	Volumes mesurés ($x10^9$ m^3)	Erreurs relatives (%)
KJ001	6.121	5.261	-16.3
TD001	0.686	0.447	-53.6
TE002	0.207	0.395	47.7
TF002	0.037	0.063	41.6
TF005	0.036	0.041	13.1
TG001	5.664	5.749	1.5
TG002	0.040	0.073	45.7
TG003	0.444	0.760	41.6
GG006	0.009	0.002	-341.0
GG010	0.049	0.008	-529.2
KD003	4.417	3.530	-25.1
KE002	0.120	0.222	45.8
KE005	0.004	0.009	52.3
KE010	0.010	0.046	77.3
KF001	0.059	0.177	66.5
KG002	0.520	0.369	-41.2
KG007	0.442	0.388	-14.0
KH007	0.120	0.187	35.9
KH009	0.009	0.113	92.1
KH011	0.012	0.004	-191.6

5.1.2.3 Analyse de sensibilité du modèle

L'analyse de sensibilité est une étape importante dans la calibration d'un modèle car elle permet d'identifier les paramètres les plus influents dans le but de les utiliser lors de la calibration. La présente section vise donc à évaluer la sensibilité du modèle face à la variation des paramètres, préalablement identifiés, en comparant les débits de pointe et/ou les volumes de ruissellement simulés avec ceux mesurés à chaque station hydrométrique. En outre, elle permet de lister les paramètres les plus influents dans le but de les utiliser lors de la calibration.

facile de déterminer l'ordre d'influence des paramètres. Les figures 5.7 et 5.8 présentent un exemple de courbes de sensibilité relative pour les débits de pointe et les volumes de ruissellement pour le bassin de la station TD001. Une pente forte indique que le modèle est très sensible à la variation du paramètre alors qu'une pente douce résulte d'une faible influence du paramètre analysé. Les courbes de sensibilité relatives des cinq autres bassins sont présentées à l'annexe I.

Tableau 5.4 Influence des paramètres du modèle W-PT sur les débits de pointe et les volumes de ruissellement pour trois bassins du Manitoba.

Noms des stations	Débits de pointe		Volumes de ruissellement	
	Paramètres	**Écarts (%)**	**Paramètres**	**Écarts (%)**
TF-002 Aire drainage = 682 km² Q_{max} = 10m³/s	RETN	140	RETN	127
	REC	37	FCAP	78
	Hi	35	FFCAP	61
	UZS	29	Hi	51
	MF	20	UZS	25
	PWR	15	AK	24
	FCAP	7	SPORE	21
	SPORE	2	REC	21
	FFCAP	2		
TE-002 Aire drainage = 5365 km² (Q_{max} = 50m³/s)	FCAP	199	RETN	133
	RETN	149	FCAP	121
	FFCAP	131	Hi	101
	AK	130	FFCAP	94
	Hi	88	PWR	53
	REC	70	LZF	44
	SPORE	64	REC	41
	PWR	43	SPORE	36
	LZF	32	AK	36
			UZS	24
TD-001 Aire drainage = 16611km² Q_{max} = 60m³/s	RETN	134	RETN	132
	FCAP	122	FCAP	78
	AK	87	Hi	72
	FFCAP	78	FFCAP	60
	REC	57	REC	30
	Hi	44	AK	30
	UZS	29	UZS	24
	SPORE	21	SPORE	20
	PWR	18		

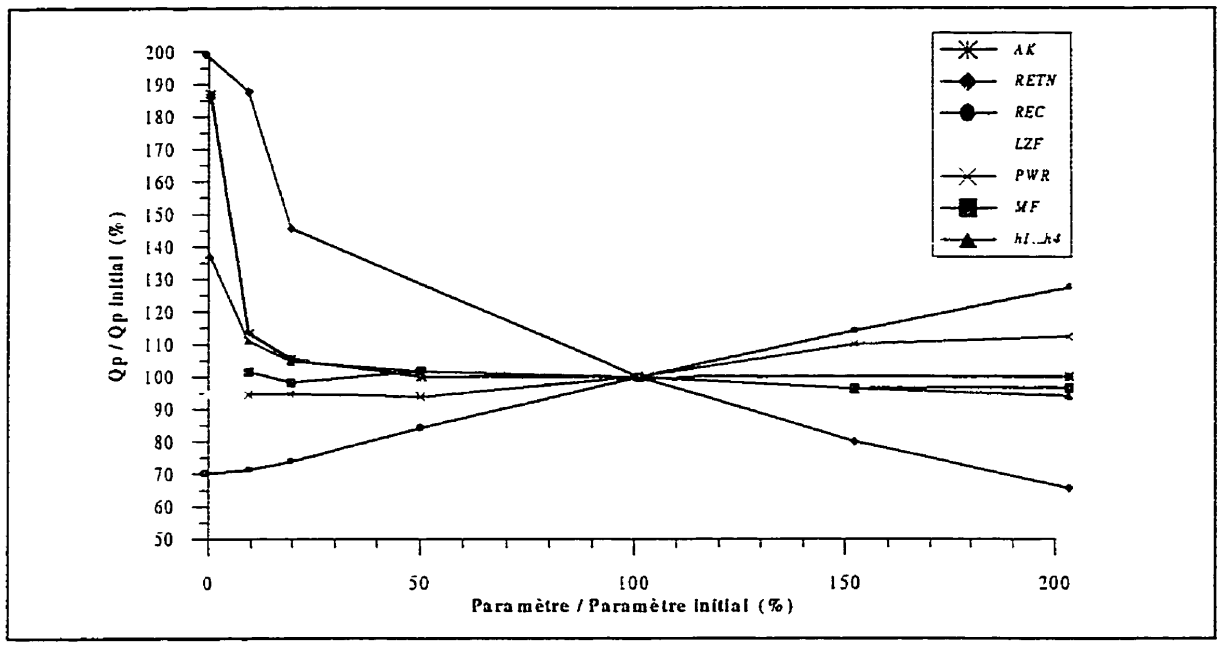


Figure 5.7 Courbes de sensibilité relative des débits de pointe pour différents paramètres du modèle W-PT. Station hydrométrique TD001, Manitoba.

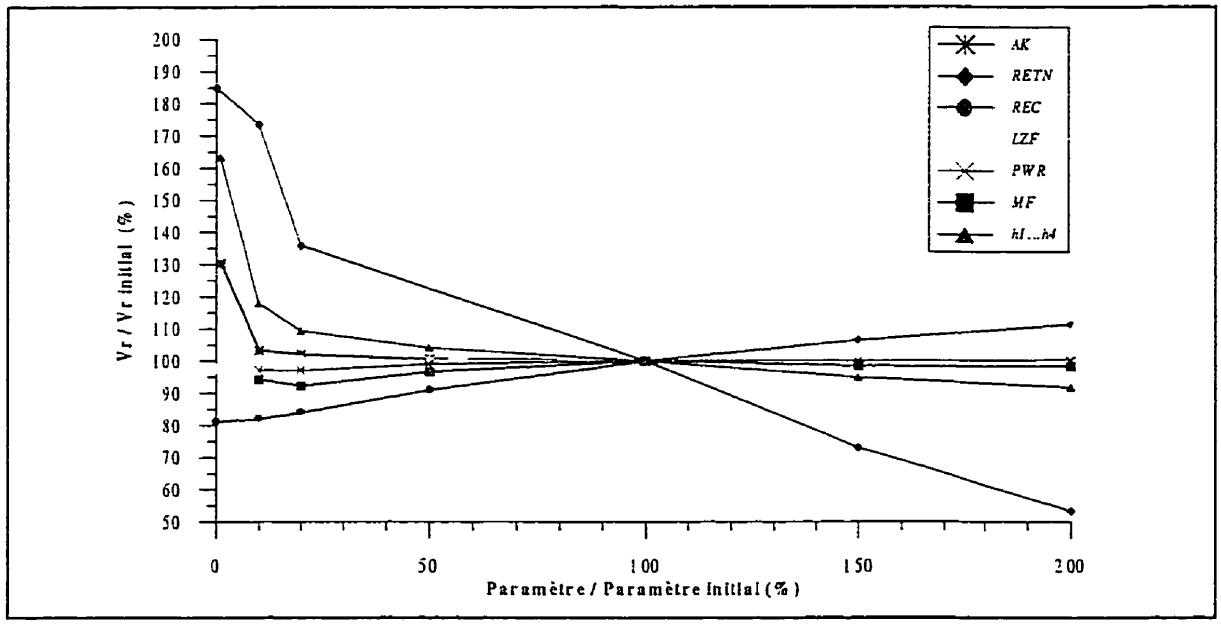


Figure 5.8 Courbes de sensibilité relative des volumes de ruissellement pour différents paramètres du modèle W-PT. Station hydrométrique TD001, Manitoba.

Les courbes du facteur de fonte de neige (MF) correspondant aux trois stations situées dans la partie sud-ouest de la région à l'étude (Saskatchewan) sont quasi horizontales alors qu'il semble y avoir des variations plus importantes pour les stations situées au nord-est (Manitoba). En fait, la position géographique des stations explique cette différence. Étant situées plus au nord que celles de la Saskatchewan, les stations du Manitoba se trouvent dans un climat plus froid. Par conséquent, la neige persiste plus longtemps sur les bassins du Manitoba que dans le secteur des stations KE010, KF001 et KG002 où il y a peu ou pas de neige. Dans ce dernier cas, un changement apporté au paramètre MF n'influence pas l'hydrogramme de ruissellement. Il est à noter que les autres paramètres associés aux caractéristiques de la neige (NMF, BASE et AKFS) ont été négligés puisqu'ils n'influençaient que très légèrement les volumes de ruissellement ou le débit de pointe.

Les résultats présentés aux tableaux 5.4 et 5.5 démontrent une plus grande influence de la conductivité hydraulique (AK) sur les débits de pointe que sur les volumes de ruissellement. Par contre, les volumes de ruissellement sont plus sensibles aux variations du paramètre relié à l'écoulement de base (LZF). La capacité du sol (FCAP) et le point de flétrissement (FFCAP) sont les paramètres prédominants en ce qui concerne l'influence des débits de pointe et des volumes de ruissellement. Les débits de pointe semblent toutefois réagir davantage à leurs variations.

Le modèle semble aussi présenter une grande sensibilité face aux variations des paramètres Hi et RETN sur l'ensemble des bassins. Quant aux paramètres REC et SPORE, leurs variations semblent réagir un peu plus sur les débits de pointe que sur les volumes de ruissellement. Le paramètre Hi semble plutôt produire l'effet inverse alors que RETN et UZS donnent l'impression d'agir également sur les débits de pointe et volumes de ruissellement. Bref, mis à part l'importance de leur impact sur les hydrogrammes, les paramètres AK, FFCAP, FCAP, REC, SPORE et RETN semblent

agir davantage sur les débits de pointe comparativement aux paramètres LZF. Hi. UZS et RETN qui influencent plutôt le bilan volumétrique. Malgré la présence de neige au nord du bassin en début de simulation. le tableau 5.6 démontre quand même bien une ressemblance au niveau du comportement hydrologique individuel des bassins.

Tableau 5.6 Ordonnancement des paramètres par rapport à la sensibilité du modèle W-PT pour deux critères. Résultats des deux bassins.

Critères	Paramètres des bassins	
	Bassins du Manitoba	**Bassins de la Saskatchewan**
Débit de pointe	RETN. FCAP. AK. FFCAP. Hi. REC. SPORE. PWR. UZS. LZF	FCAP. FFCAP. AK. Hi. RETN. SPORE. PWR. REC. LZF. UZS
Volume de ruissellement	RETN. FCAP. Hi. FFCAP. REC. AK. SPORE. UZS. PWR. LZF	FCAP. FFCAP.RETN. Hi. PWR. AK. LZF. SPORE. REC. UZS

Le comportement général des bassins permet de dire que le profil des hydrogrammes est majoritairement influencé par les mêmes paramètres notamment FCAP. FFCAP. RETN. AK et Hi mais ordonnés légèrement différemment. La structure du modèle ne permettant pas de traiter les bassins séparément puisque les paramètres sont spécifiés pour des classes d'occupation du territoire. les paramètres ont été regroupés en prenant soin de considérer leur pondération. L'analyse de ces résultats a donc permis d'établir un ordonnancement de paramètres. dans un ordre chronologique. préconisé lors de la calibration du modèle W-PT. Cet ordonnancement sera présenté à la section 5.1.2.6

Les paramètres associés au couvert nival sont absents de la liste puisque la profondeur de neige n'est significative qu'en début de simulation. soit en mai 1994. pour le secteur nord du Manitoba. D'ailleurs. l'analyse de sensibilité a clairement démontré la faible influence des paramètres de neige sur les hydrogrammes par rapport aux autres. à l'exception du mois de mai. La neige étant pratiquement disparue à la fin de mai. ces paramètres n'interagissent plus sur les hydrogrammes des mois de juin à octobre 1994.

La calibration du couvert nival est traitée plus en détails à la section 5.1.2.5 du présent document.

5.1.2.4 Critères d'optimisation

Pour être en mesure de juger de la qualité d'une simulation produite par un modèle et d'interpréter quantitativement les résultats simulés, le critère d'optimisation est l'outil de base pour répondre à ces objectifs. L'appréciation d'un résultat modélisé nécessite donc l'évaluation d'un critère d'optimisation qu'il s'agit de minimiser afin d'améliorer la simulation. Plusieurs approches d'optimisation ont alors été développées et s'offrent à l'usager.

Une des méthodes les plus répandues pour évaluer le critère d'optimisation (ou fonction objective) est basée sur la racine carrée de la moyenne des écarts entre les variables observées et mesurées au carré (RMSE). Celle-ci est définie par le critère dimensionnel suivant:

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(X_{obs_i} - X_{sim_i}\right)^2} \tag{5.1}$$

où X_{obs} et X_{sim} sont respectivement les variables observées et simulées, i est la période de temps spécifique de la simulation et n est la durée totale de la simulation. Cette approche est un excellent moyen de chiffrer la précision de la modélisation. Par contre, elle dépend de l'ordre de grandeur des paramètres comparés. De plus, cette méthode considère les débits de crue et d'étiage de la même façon dans le calcul de l'erreur.

Il existe une autre méthode très utile dans la détermination du critère d'optimisation, soit, la méthode du RMSE normalisé (E_{NORM}):

Au 1er mai 1994, seulement cinq des neufs stations AMS, réparties sur la région BOREAS, ont enregistré une accumulation de neige. Les stations de Lynn Lake et La Ronge étant situées à l'extérieur de la zone à l'étude, la simulation de la couverture nivale à ces stations n'a pas été effectuée. Les profils de neige enregistrés aux trois stations restantes, soit Thompson, Nelson House et Flin Flon ont donc été utilisées pour la calibration du couvert nival. Une densité relative de 33% a été attribuée à la neige afin de convertir l'épaisseur de neige mesurée en une quantité équivalente en mm d'eau (Neff, 1996). Le tableau 5.7 présente les caractéristiques des trois stations utilisées pour la calibration du module de neige. Les pourcentages réfèrent à la proportion de la couverture de sol présente sur la cellule de calcul (100 km^2) où se trouve la station.

Tableau 5.7 Classes d'occupation du territoire pour les trois stations AMS.

Stations AMS	% Couverture de sol				
	Feuillus	Conifères	Agriculture	Clairières	Eau
Thompson (MB)	20	75	0	0	5
Nelson House (MB)	0	100	0	0	0
Flin Flon (MB)	15	75	0	0	10

Évidemment, la neige abonde principalement dans le secteur nord-est de la zone à l'étude, soit au Manitoba. Étant située dans la forêt boréale, la végétation des sites environnant les trois stations est majoritairement composée de conifères parsemés de quelques feuillus. Le tableau 5.8 présente les valeurs initiales des paramètres du modèle W-PT reliés aux caractéristiques de la neige et utilisés lors de la simulation initiale. On retrouve les paramètres de densité relative de la neige (RHO), de température de base de fonte de neige (BASE), le facteur de fonte de neige (MF) ainsi que le facteur de fonte de neige négatif (NMF).

Tableau 5.9 Facteurs de fonte de neige (MF) utilisés lors de la calibration du couvert nival pour trois simulations.

Simulation	MF (mm/°C/h) ($x10^{-2}$)				
	Feuillus	Conifères	Agriculture	Clairières	Eau
#1	8.65	8.67	8.77	5.50	10.00
#2	7.80	7.80	7.80	7.20	9.09
#3	8.65	7.80	7.80	7.20	10.00

Tableau 5.10 Valeurs du critère d'optimisation obtenues pour trois simulations.

Tours	Critère d'optimisation RMSE		
	Simulation #1	Simulation #2	Simulation #3
Thompson	7.1 mm	7.2 mm	6.8 mm
Nelson House	12.4 mm	12.1 mm	12.1 mm

La simulation #3 ayant généré les deux plus petites valeurs du critère RMSE, ce sont donc les paramètres associés à cette simulation qui ont été retenus pour la calibration du couvert nival. Les résultats de la calibration du couvert nival sont présentés à la figure 5.9.

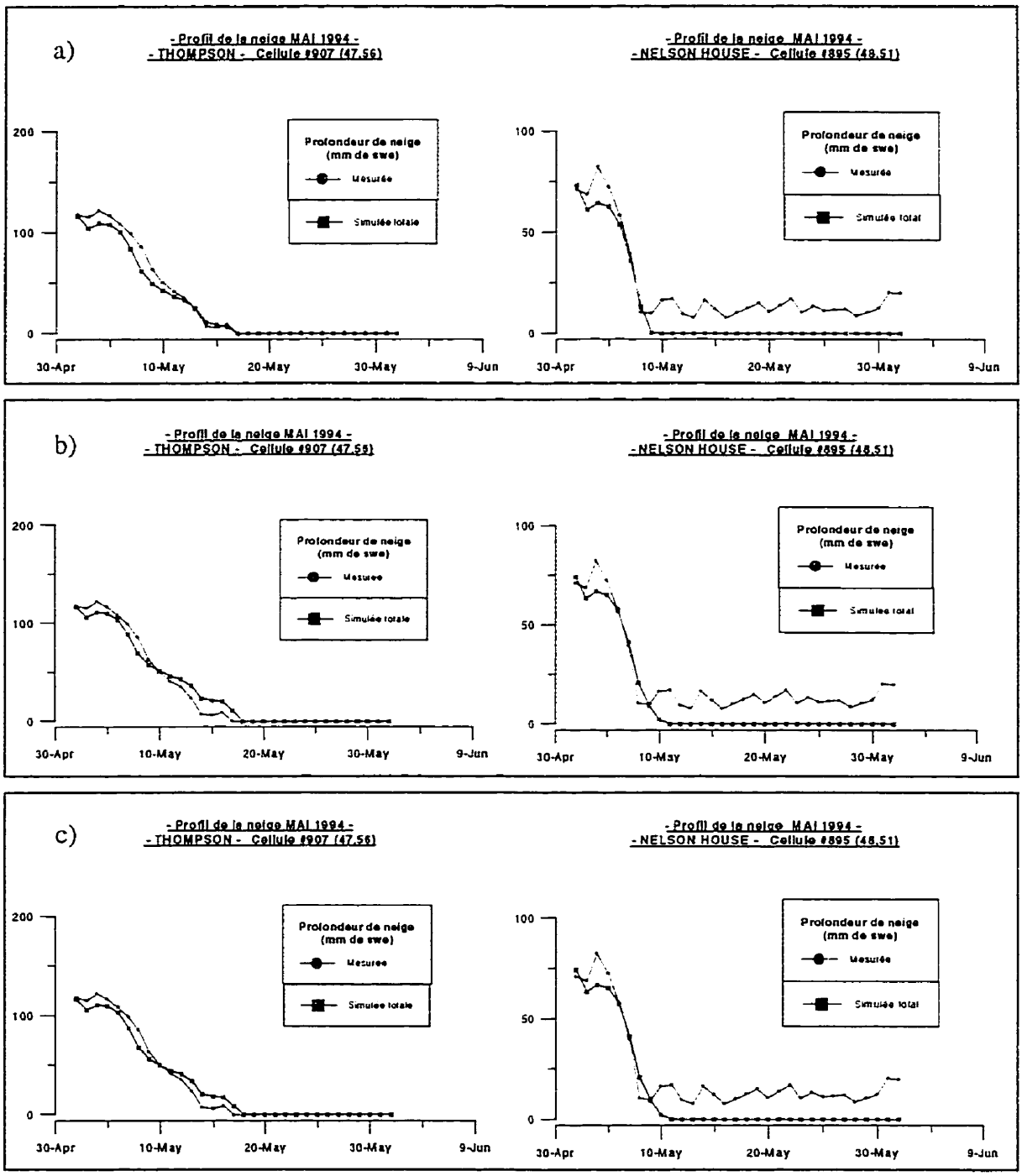


Figure 5.9 Profils de neige des stations Thompson et Nelson House résultant des trois simulation (mm d'eau). a) simulation #1 b) simulation #2 c) simulation #3 (retenue).

5.1.2.6 Calibration des hydrogrammes de ruissellement

Le succès de la modélisation du bassin à l'étude dépend donc de la méthodologie adoptée et de la qualité d'exécution de la calibration. La procédure de calibration utilisée pour le modèle W-PT est donc présentée dans cette section. À l'aide du modèle hydrologique W-PT, des simulations ont été réalisées en variant les paramètres sur des plages de valeurs établies lors de l'analyse de sensibilité. Les hydrogrammes générés par des simulations ont ensuite été comparés aux hydrogrammes observés. L'atteinte d'une calibration parfaite étant impossible, celle-ci a été jugée acceptable si les résultats modélisés réussissaient à reproduire, à plus ou moins 20%, la réalité du phénomène étudié. De plus, un modèle est considéré satisfaisant lorsqu'il réussit à simuler aussi bien les débits de pointes que les débits d'étiages.

L'ensemble des 13 sous-bassins étudiés, totalisant une superficie de près de 100 000 km^2, est jaugé par un réseau de stations hydrométriques relativement bien distribuées et disposées sur des cours d'eau de tailles diverses. Toutefois, parmi les stations répertoriées à l'intérieur de la zone à l'étude, certaines sont installées sur des rivières à faibles débits dont les hydrogrammes enregistrés sont moins utiles pour la calibration de W-PT. En effet, le comportement hydrologique des petits bassins risque d'être mal représenté par la discrétisation spatiale choisie pour l'étude, qui est de 10x10 km^2. Avec une telle discrétisation, la superficie des petits bassins n'est couverte que par quelques cellules, ce qui n'est pas suffisant. Une grille plus fine permettrait d'améliorer la précision des hydrogrammes simulés sur les bassins de faibles dimensions. Par contre, le modèle W-PT n'accepte pas une grille à mailles variables. La dimension des cellules demeure donc fixée à 100 km^2, ce qui permet néanmoins de représenter de manière adéquate, l'hétérogénéité des processus hydrologiques étudiés à l'échelle des grands bassins versants situés dans la zone à l'étude.

Spruce et Garden. Également. la classe « clairières » ne représente qu'une infime portion de la superficie totale du bassin à l'étude (moins de 1%) alors qu'aucune cellule est associée à la classe « urbain ». Par conséquent. les paramètres reliés aux classes « agriculture ». « clairières » et « urbain » sont très peu ou pas influents dans la calibration des hydrogrammes. La calibration du modèle a donc été réalisée en modifiant la valeur des paramètres reliée aux trois classes principales. soit « conifères ». « feuillus » et « eau » selon l'ordre proposé au tableau 5.11.

Il est important d'ajouter que le modèle W-PT étant conçu de façon à associer les classes de végétation à un type de sol particulier. il devient donc impossible de dissocier ces deux caractéristiques ou de les traiter individuellement. En ce sens. la modification d'un paramètre de sol relié à une classe de végétation spécifique entraîne une répercussion sur toutes les cellules de tous les bassins où se retrouve ce type de végétation. Il est donc impossible d'effectuer un changement des propriétés des sols sur un secteur précis de l'un ou l'autre des bassins. Dû à cette limitation. la calibration du modèle a nécessité une analyse spécifique de la répartition spatiale des classes de végétation afin de paramétriser convenablement les caractéristiques du sol.

La difficulté d'atteindre un niveau élevé de précision dans la calibration des hydrogrammes du bassin de BOREAS relève. entre autres. de cette lacune. En effet. même si des variations importantes ont été notées dans la répartition spatiale des types de sol sur l'ensemble de la région à l'étude (Neff. 1996). sa représentation à l'intérieur du modèle W-PT demeure imparfaite car elle dépend directement de la distribution géographique de la végétation.

Analyse des paramètres à calibrer – Scénario #1

Une épaisse couche superficielle de mousse caractérise l'ensemble de la région à l'étude. Celle-ci loge sur des sols sablonneux dans la région sud alors que dans la région nord, les sols semblent plutôt contenir une quantité importante d'argile. Les propriétés géotechniques de cette mousse font d'elle un sol très spongieux. Ainsi, les précipitations arrivant au sol sont rapidement infiltrées produisant très peu ou pas de ruissellement de surface (Neff, 1996). C'est ce qui explique l'insensibilité du modèle face à la variation du paramètre de rugosité du ruissellement de surface (R_5). La perméabilité des zones non-saturées du sol diminue graduellement vers le nord.

C'est le paramètre AK qu'on associe au contrôle du taux d'infiltration de la couche de mousse. L'importante infiltration doit être représentée par une valeur élevée de AK pour les classes « feuillus » et « conifères ». La présence de sable étant plus importante dans les couches sous-jacentes des bassins versants de la région sud, là où la concentration de feuillus est plus dense, une valeur élevée doit être associée au paramètre AK2, relié au processus de percolation, pour cette classe.

Le facteur de rétention, RETN, et la capacité du sol, FCAP, sont reliés aux caractéristiques du sol et ils représentent les paramètres de rétention de l'eau dans le sol. Le paramètre RETN agit davantage sur le ruissellement de surface et l'écoulement hypodermique alors que le paramètre FCAP est un facteur impliqué dans le calcul de l'évapotranspiration. Étant donné l'importance de l'évapotranspiration réelle en période estivale, la variation du paramètre FCAP influencera davantage les débits simulés durant les mois de juillet et août. Par conséquent, la sensibilité du paramètre RETN sera plus importante en début et en fin d'hydrogramme (mai-juin et septembre-octobre). L'équation suivante relie les deux paramètres entre eux et permet de définir l'épaisseur du sol équivalent, ÉPAIS (mm):

$$RETN = ÉPAIS * FCAP \tag{5.3}$$

où RETN est exprimé en millimètres (mm) et FCAP est en pourcentage (%). Une augmentation de RETN signifie que le sol peut emmagasiner une plus grande quantité d'eau avant d'amorcer le drainage vertical vers la zone saturée ou d'enclencher l'écoulement hypodermique latéral.

Le point de flétrissement du sol, FFCAP correspond à la teneur en eau minimale pour laquelle la végétation peut soutirer l'eau du sol et celui-ci est directement lié au calcul de l'évapotranspiration. En effet, l'abaissement de cette valeur indique que le processus de transpiration des végétaux pourra se produire à de faibles teneurs en eau du sol. À l'inverse, un point de flétrissement élevé nécessitera un sol beaucoup plus humide pour produire de l'évapotranspiration. Ainsi, une faible valeur de FFCAP engendre un abaissement de l'apport d'eau disponible au ruissellement, diminuant ainsi le volume de ruissellement. En d'autres mots, une valeur élevée de FFCAP signifie que le niveau d'eau du réservoir « sol » doit être supérieur pour activer le processus d'évapotranspiration. Évidemment, FCAP ne peut être inférieur au paramètre FFCAP. Si tel était le cas, l'évapotranspiration serait nulle.

L'interception causée par le feuillage du couvert végétal est représentée par le paramètre Hi. En saison estivale, l'ordre de grandeur maximale de l'interception des feuillus se situe entre 1.2 et 1.5 mm/mm^2 (Neff, 1996). Ces valeurs décroissent lorsque les arbres entrent en période de dormance (de octobre à juin).

Le paramètre R2 représente le coefficient de rugosité des rivières. Il n'influence pas le volume de ruissellement puisqu'il n'intervient pas dans le bilan hydrique effectué sur chaque cellule. Il sert à calculer le débit sortant de la cellule, évalué avec l'équation de Manning. Il agit donc considérablement sur les débits de pointe simulés voire sur la

forme des hydrogrammes simulés. Lorsque la rugosité est élevée, le niveau d'eau en rivière est augmenté et le débit diminue. Le volume de ruissellement augmente donc avec l'abaissement de R2.

L'écoulement de base perçu dans les couches profondes du sol et l'exposant associé à cet écoulement sont représentés par les paramètres LZF et PWR respectivement. Ces deux variables influencent plutôt le volume de ruissellement et elles sont reliées à la décrue de l'hydrogramme. Les valeurs choisies semblent relativement appropriées puisque la courbe de décrue des hydrogrammes mesurés est assez bien reproduite par les débits simulés. L'analyse de sensibilité démontre que LZF est plus influent sur les bassins versants de la région sud. Ce comportement était prévisible par les différences dans la composition du sol sur l'ensemble de la région. L'eau circule mieux dans les sols perméables tel que le sable.

Analyse des résultats de la calibration – Scénario #1

Les figures 5.10 et 5.11 présentent les résultats de la calibration pour les bassins situés au Manitoba et en Saskatchewan respectivement. La calibration du modèle W-PT a été réalisée sur les trois premiers mois de la période à l'étude, soit les mois de mai, juin et juillet 1994. Les paramètres retenus pour la simulation finale sont listés à l'annexe II.

Les résultats de la calibration nous permettent de constater que le modèle W-PT ne semble pas avoir reproduit efficacement certains hydrogrammes mesurés (figures 5.10 et 5.11). C'est le cas des stations hydrométriques GG006, GG010 et KH011 qui sont caractérisées par une petite surface de drainage. La mauvaise calibration du modèle à ces stations est probablement liée à la grille de discrétisation employée qui est trop grossière. Par exemple, la superficie du bassin de la station KH011 étant de 203 km^2, les processus hydrologiques ne sont alors représentés que par deux cellules de la grille du modèle.

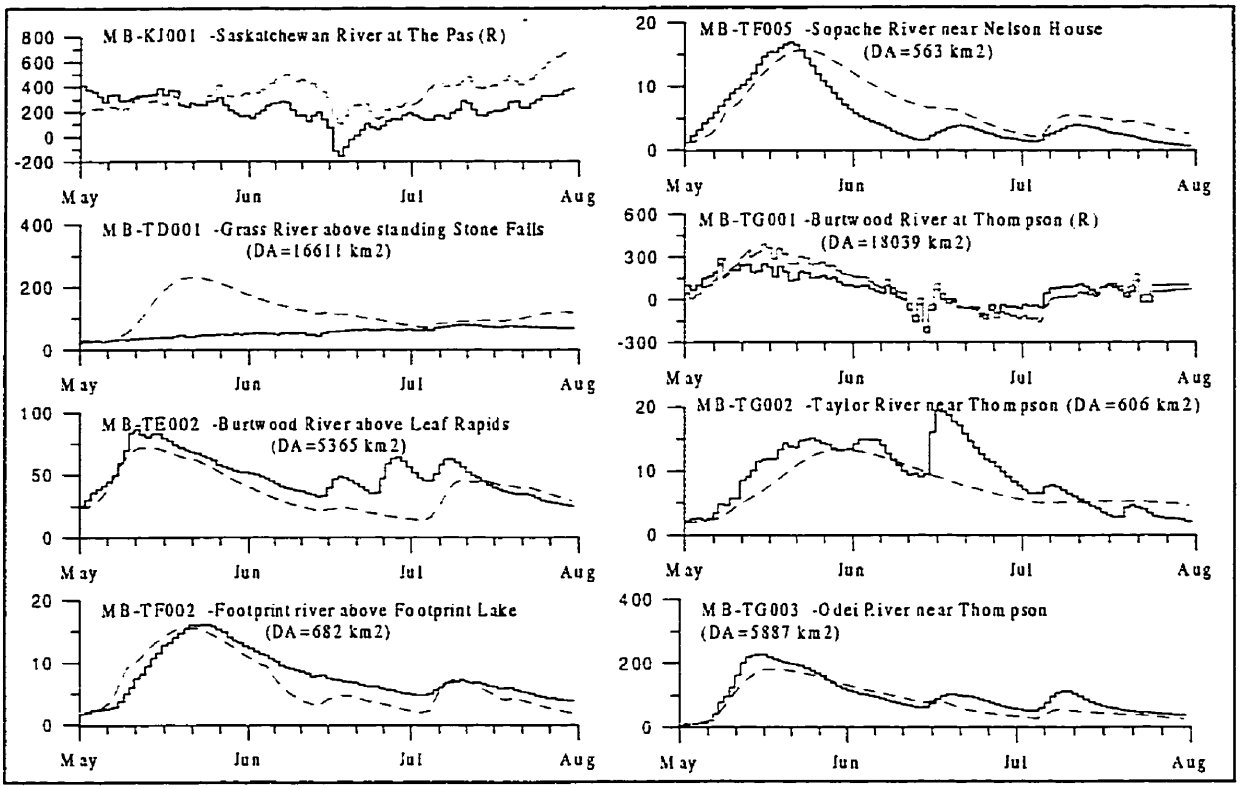


Figure 5.10 Calibration du modèle W-PT. Hydrogrammes calibrés sur les mois de mai à juillet 1994 pour les 8 stations hydrométriques identifiées sur les bassins du Manitoba. Débits mesurés (—)— Débits simulés (------) (m^3/s).

Pour ce qui est de la station KH009, malgré sa très grande superficie de drainage (14 000 km^2), les débits simulés demeurent faibles. Ce cas spécial pourrait s'expliquer par un mauvais positionnement de la station sur la grille de calcul du modèle W-PT. De plus, le fait de ne pas pouvoir attribuer des valeurs réelles aux paramètres de sol en raison de la dépendance de la végétation sur ces paramètres pourrait être une autre source d'erreur.

Par ailleurs, comme il a été mentionné au chapitre 3, certains hydrogrammes générés par le modèle W-PT sont alimentés par des « débits-réservoir » en amont de leur rivière. Parmi les stations hydrométriques réparties sur le réseau hydrographique du bassin à

l'étude, les débits des stations KJ001 et KD003, TG001, et KH007, disposées sur les rivières Saskatchewan, Burntwood et Carrot, sont forcés par un « débit-réservoir ».

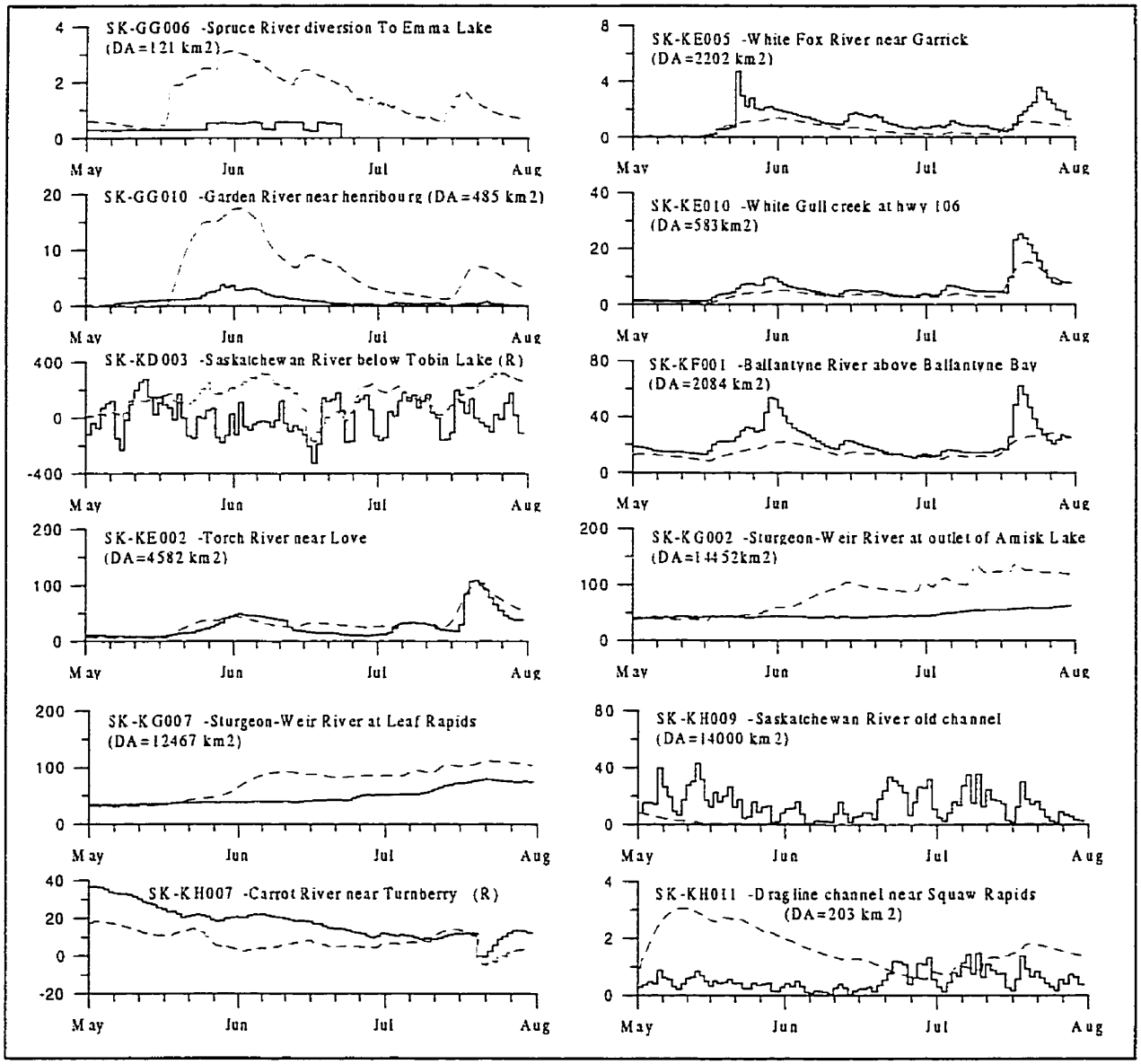


Figure 5.11 Calibration du modèle W-PT. Hydrogrammes calibrés sur les mois de mai à juillet 1994 pour les 12 stations hydrométriques identifiées sur les bassins de la Saskatchewan. Débits mesurés (——). Débits simulés (----) (m^3/s).

valeur simulée. Quant au critère d'optimisation. E_{norm}. plus la valeur se rapproche de zéro. meilleure est la calibration.

Tableau 5.12 Résultats de la calibration du modèle W-PT (mai à juillet 1994). Erreurs relatives des débits de pointe et des volumes de ruissellement pour les 20 stations.

Stations	Débits de pointe simulés (m^3/s)	Débits de pointe mesurés (m^3/s)	Erreurs relatives (%)	Volumes simulés ($x10^9$ m^3)	Volumes mesurés ($x10^9$ m^3)	Erreurs relatives (%)	Critère E_{NORM} Débits
KJ001	682.90	414.18	-64.9	2.835	1.746	-62.3	0.86
TD001	235.87	80.00	-194.8	0.948	0.447	-110.2	1.52
TE002	72.73	86.50	15.9	0.294	0.395	25.5	0.36
TF002	15.75	16.10	2.2	0.052	0.063	16.4	0.29
TF005	15.77	16.90	6.7	0.055	0.041	-32.6	0.59
TG001	395.97	288.00	-37.5	0.729	0.539	-35.2	1.00
TG002	13.40	19.30	30.6	0.058	0.073	20.4	0.39
TG003	182.21	227.00	19.7	0.619	0.760	18.5	0.31
GG006	3.15	0.58	-443.1	0.012	0.002	-514.4	5.95
GG010	17.65	3.82	-362.1	0.049	0.008	-528.4	7.06
KD003	335.35	280.00	-19.8	1.225	0.060	-1942.7	27.56
KE002	95.95	109.00	12.0	0.259	0.222	-16.9	0.41
KE005	1.42	4.72	69.9	0.005	0.009	46.0	0.71
KE010	14.73	25.20	41.5	0.032	0.046	29.2	0.48
KF001	25.43	62.00	59.0	0.115	0.177	35.0	0.51
KG002	127.48	62.50	-104.0	0.620	0.369	-68.1	0.86
KG007	102.29	78.90	-29.6	0.569	0.388	-46.6	0.57
KH007	18.83	36.78	48.8	0.066	0.143	53.5	0.63
KH009	8.74	42.90	79.6	0.009	0.113	92.1	1.16
KH011	3.07	1.48	-107.4	0.013	0.004	-209.7	2.74

Les stations ombragées ne sont pas considérées dans l'analyse des résultats.

De manière générale. le niveau de calibration du modèle W-PT est assez satisfaisant. Hormis l'écart énorme existant entre les volumes de ruissellement de la station KD003. principalement causé par la présence de débits nets négatifs. cette erreur n'est pas représentative du niveau de calibration. Des erreurs relatives de 47% associées aux

débits de pointe. 38% pour les volumes de ruissellement et un critère d'optimisation de 0.63 est considéré acceptable compte tenu de la grandeur de la région à l'étude et de la rigidité du modèle quant à sa paramétrisation. De plus. malgré la résolution du maillage utilisée pour discrétiser le bassin versant à l'étude. il persiste une grande variabilité des paramètres physiques à l'intérieur de la cellule de calcul dont la superficie fait 100 km^2. La difficulté de représenter de façon réaliste l'hétérogénéité spatiale des processus hydrologiques est alors augmentée à l'échelle du bassin. Par conséquent. la calibration est jugée très satisfaisante considérant les outils de modélisation disponibles pour cette étude. L'étape de validation qui suit permettra de juger de la performance du modèle W-PT sur trois autres mois consécutifs.

5.1.3 Validation du modèle calibré

La capacité du modèle à reproduire efficacement les débits simulés sur une période spécifique de l'année doit ensuite être vérifiée suite au processus de calibration. La procédure consiste à utiliser un ensemble de données d'entrée différent de celui ayant servi à la calibration et à évaluer la performance du modèle à bien reproduire les débits observés. Les valeurs simulées sont comparées avec celles mesurées. Plus les données sont nombreuses. meilleure est la vérification de la validité du modèle. La validation du modèle a été réalisée pour les mois d'août. septembre et octobre 1994. en prenant soin de conserver les mêmes paramètres que ceux retenus lors de sa calibration finale. Les figures 5.12 et 5.13 de même que le tableau 5.13 présentent les résultats de la validation.

Le modèle reproduit plutôt bien les hydrogrammes mesurés. Toutefois. il convient de noter que contrairement aux trois premiers mois de données utilisées lors de l'étape de la calibration. aucune averse importante n'est survenue durant cette période. Ainsi. aucune pointe majeure se démarque dans la forme des hydrogrammes. La capacité du modèle à bien reproduire des débits de pointe importants n'a pu être ainsi entièrement vérifiée.

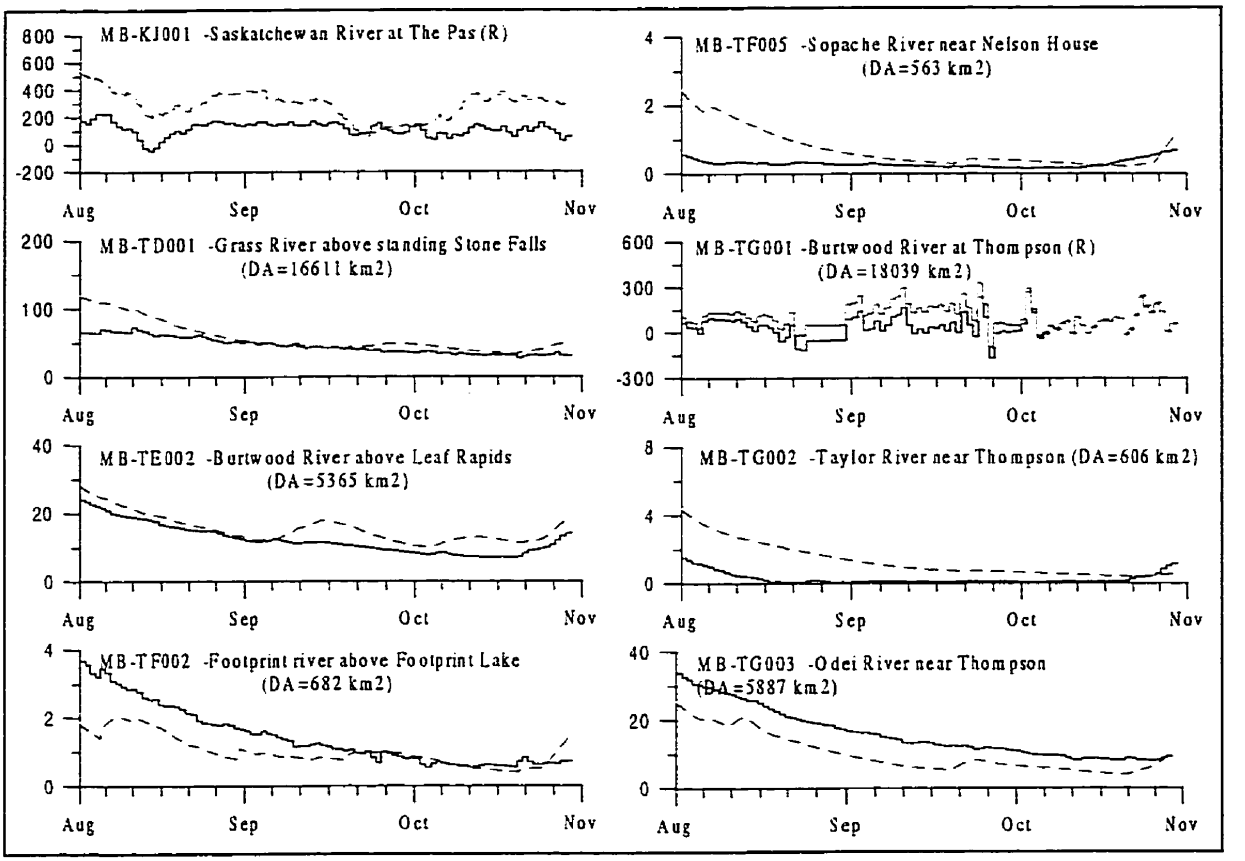


Figure 5.12 Validation du modèle W-PT pour les mois d'août à octobre 1994. Hydrogrammes résultant des 8 stations hydrométriques du Manitoba. Débits mesurés (——). Débits simulés (-----) (m^3/s). Scénario #1.

Tout comme pour l'étape de calibration, des erreurs relatives et un critère d'optimisation ont été calculés afin de vérifier la fiabilité du modèle W-PT. Le tableau 5.13 présente les résultats de la validation pour chacune des stations en terme d'erreurs relatives (%) et à l'aide d'un critère d'optimisation adimensionnel E_{norm} (équation 5.2). L'erreur relative moyenne a été déterminée à partir des erreurs relatives absolues obtenues pour chaque stations et ne tient pas compte des stations ombragées. Des erreurs relatives moyennes de 53% et 93% associées aux débits de pointe et aux volumes de ruissellement ont été calculés pour l'étape de validation ainsi qu'un critère d'optimisation de l'ordre de 1.30, déterminé pour les débits. Les erreurs relatives sont plus élevées dans la présente étape de

dimension de ces bassins constitue l'explication probable des discordances observées dans la forme des hydrogrammes et la valeur des débits simulés. Les hydrogrammes de ces bassins sont présentés mais ne sont pas considérés dans l'analyse des résultats.

Tableau 5.13 Résultats de la validation du modèle W-PT (août à octobre 1994). Erreurs relatives des débits de pointe et des volumes de ruissellement.

Stations	Débits de pointe simulés (m^3/s)	Débits de pointe mesurés (m^3/s)	Erreurs relatives (%)	Volumes simulés ($x10^9$ m^3)	Volumes mesurés ($x10^9$ m^3)	Erreurs relatives (%)	Critère E_{norm} Débits
KJ001	514.19	227.60	-125.9	2.176	0.915	-137.8	1.56
TD001	109.68	72.50	-51.3	0.412	0.364	-13.2	0.29
TE002	26.52	24.50	-8.3	0.104	0.099	-5.1	0.10
TF002	1.78	3.70	51.9	0.007	0.012	41.7	0.54
TF005	2.18	0.67	-225.4	0.004	0.002	-100.0	1.88
TG001	321.81	264.00	-21.9	0.790	0.351	-125.0	1.68
TG002	3.69	1.74	-112.1	0.008	0.002	-300.0	4.09
TG003	23.49	34.80	32.5	0.065	0.126	48.4	0.51
GG006	0.90	0.58	-55.2	0.003	0.003	0.0	1.10
GG010	3.48	0.11	-3063.6	0.009	0.00013	-6823.1	94.26
KD003	124.45	145.70	14.6	-0.288	-1.186	75.7	-1.04
KE002	52.66	39.00	-35.0	0.132	0.051	-158.8	1.75
KE010	6.88	7.14	3.6	0.016	0.012	-33.3	0.42
KF001	23.32	23.30	-0.09	0.052	0.057	8.8	0.31
KG002	109.23	67.10	-62.8	0.469	0.467	-0.43	0.33
KG007	94.08	74.80	-25.8	0.376	0.440	14.5	0.34
KH007	16.45	13.93	-18.1	0.057	0.013	-338.5	4.67
KH011	1.33	1.56	14.7	0.005	0.001	-400.0	6.66

Les stations ombragées ne sont pas considérées dans l'analyse des résultats.

5.1.4 Modélisation de l'ETR régionale selon l'approche de Priestley-Taylor

Suite aux étapes de calibration et validation, une simulation en continu sur les six mois d'analyse, soit des mois de mai à octobre 1994 inclusivement, a été effectuée. Ces mois ont été choisis en fonction des taux d'ETR produits durant l'année. Les mois de juin à

septembre ont été sélectionnés puisque c'est durant la saison d'été que l'ETR atteint un sommet. De plus, il était intéressant d'inclure à l'analyse les mois de mai, afin de vérifier l'influence de la période de fonte de neige, et octobre pour évaluer l'effet de l'entrée en dormance de la végétation sur le processus d'évapotranspiration de la région boréale.

Par ailleurs, afin de faciliter l'interprétation des résultats, des patrons d'ETR mensuelles, hebdomadaires et journaliers ont été produits pour fin de comparaison. De plus, des semaines et des journées spécifiques associées à des périodes critiques de pluie intense (jours humides) ou plutôt faible (jours secs) ont été sélectionnées afin de vérifier l'influence de ces conditions météorologiques sur la répartition de l'ETR dans la région à l'étude. Les figures 5.14 à 5.19 illustrent les cartes d'ETR régionales mensuelles pour le bassin à l'étude alors que les figures 5.20 à 5.25 présentent les résultats de la répartition spatiale des ETR hebdomadaires pour des temps sec et humide. Une analyse des résultats, notamment de la répartition spatiale de l'ETR, sera abordée plus en détail au chapitre 6 du présent document. La prochaine section permettra d'évaluer l'influence de la provenance des données de précipitations sur la variation spatiale de l'ETR.

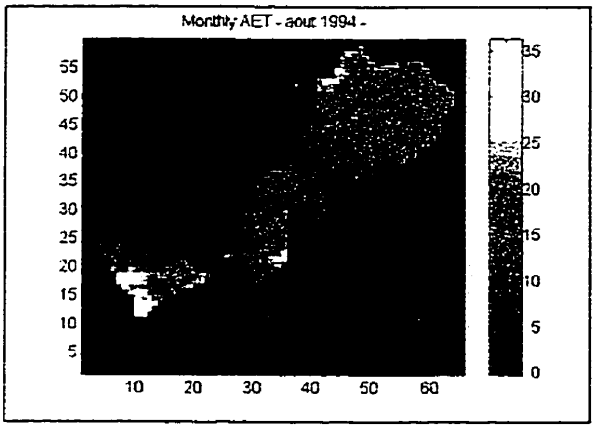


Figure 5.17 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Août 1994. Scénario #1.

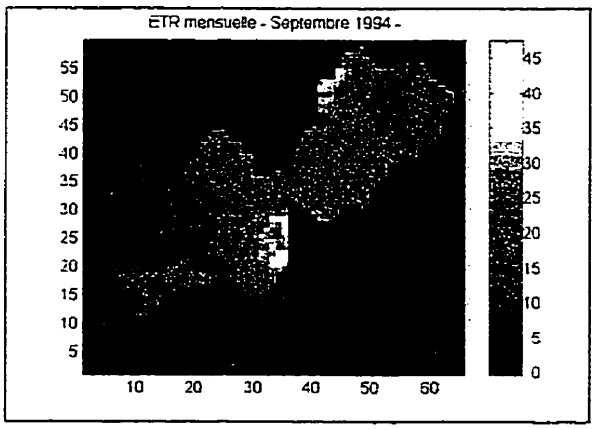


Figure 5.18 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Sept. 1994. Scénario #1.

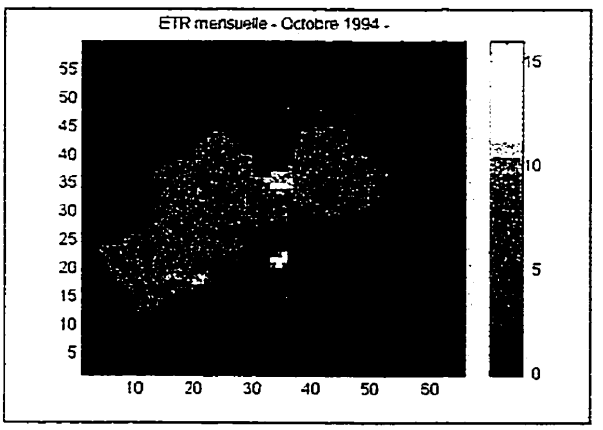


Figure 5.19 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Octobre 1994. Scénario #1.

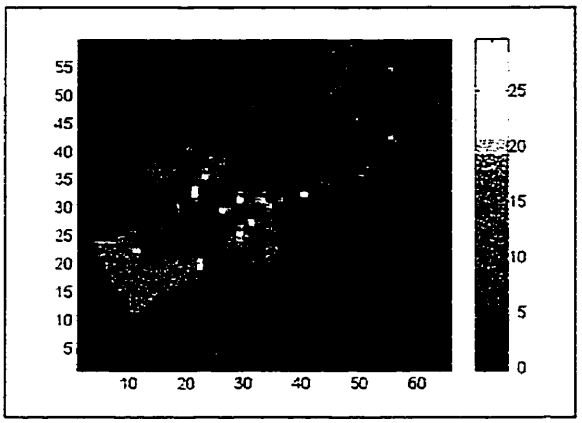


Figure 5.20 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 4 au 11 juin 1994, jours secs. Scénario #1.

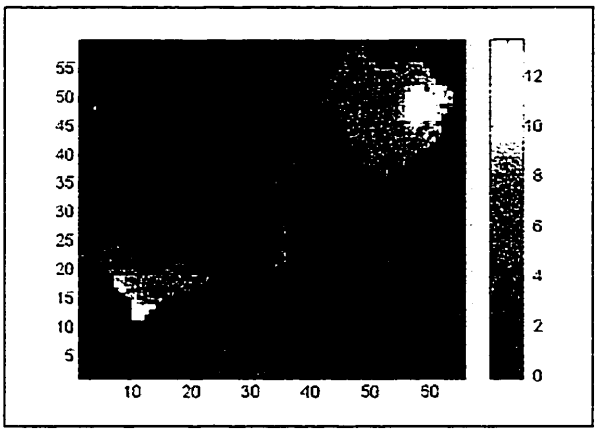


Figure 5.21 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 10 au 17 août 1994, jours secs. Scénario #1.

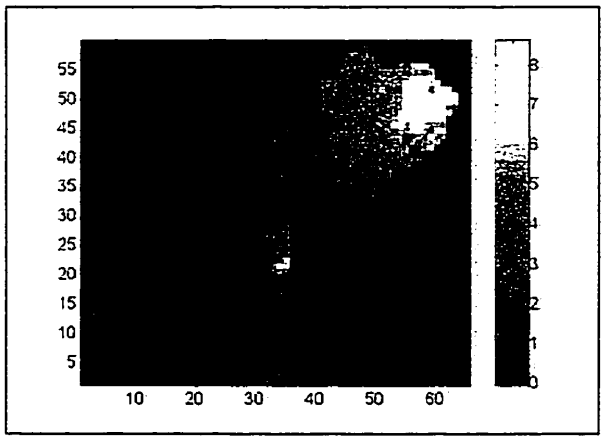


Figure 5.22 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 22 au 29 septembre 1994, jours secs. Scénario #1.

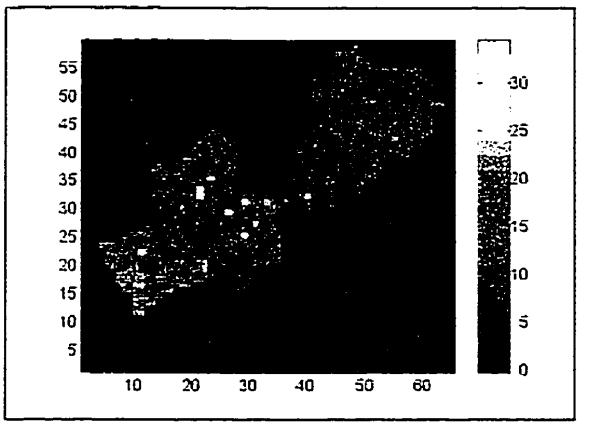


Figure 5.23 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 11 au 18 juin 1994, jours humides. Scénario #1.

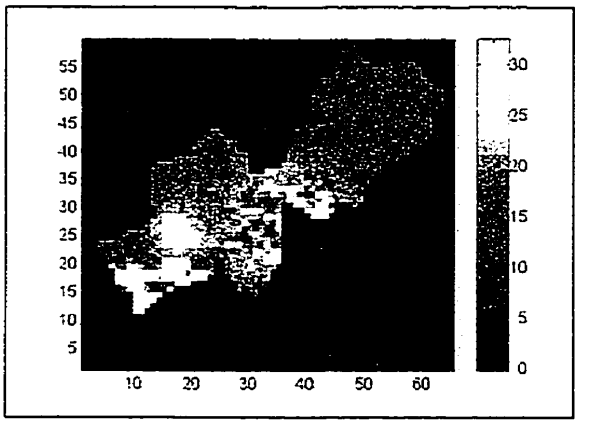


Figure 5.24 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 1 au 8 juillet 1994, jours humides. Scénario #1.

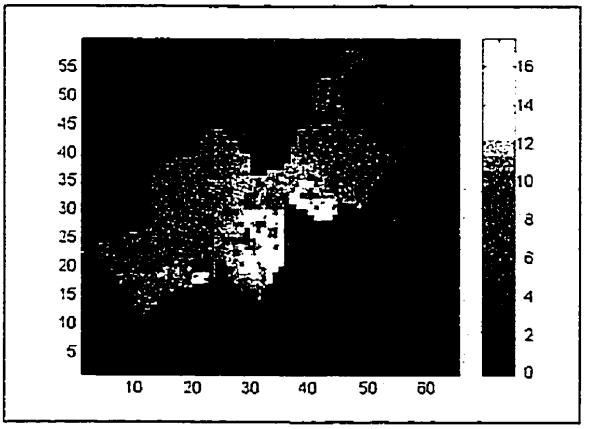


Figure 5.25 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 3 au 10 septembre 1994, jours humides. Scénario #1.

5.2 Utilisation du modèle W-PT à partir de données provenant du modèle RFE (scénario #2).

Dans ce deuxième scénario de simulation, il est intéressant de vérifier l'impact d'un changement dans la provenance des données d'entrée sur la modélisation de l'évapotranspiration. Ceci est d'autant plus important que le nombre de stations météorologiques est appelé à réduire en raison des contraintes budgétaires auxquelles font face les gouvernements. Ce scénario consiste à utiliser comme intrants au modèle W-PT des données provenant exclusivement du modèle RFE. Seule la provenance des données de précipitations distingue ce scénario du précédent. Le tableau 5.14 présente les sources d'information de l'ensemble des données utilisées par le modèle hydrologique W-PT dans le deuxième scénario. Les sources de données pour la neige et les débits demeurent inchangées.

Tableau 5.14 Sources d'information reliées aux paramètres d'entrée du modèle W-PT. Scénario #2.

Paramètres	Sources d'information		
	HYDAT	BORIS	Modèle RFE
Débit	√		
Précipitation			√
Neige		√	
Flux radiatif			√
Température de l'air			√
Température du sol			√
Albédo			√
Humidité relative			√
Pression de l'air			√
Nuages			√

5.2.1 Variabilité spatiale et temporelle des paramètres d'entrée du modèle

Comme il a été mentionné, les sollicitations pluviométriques sont les seules données qui ont été modifiées dans cette approche de modélisation. Les autres paramètres ayant été

mesures ponctuelles (figure 5.3), les précipitations semblent être mieux distribuées sur le bassin. Les données pluviométriques simulées par le modèle RFE seront donc utilisées dans ce deuxième volet de modélisation de l'évapotranspiration réelle.

5.2.2 Calibration / validation du modèle W-PT

La validation des données, l'analyse de sensibilité et la calibration du couvert nival ayant déjà été réalisées dans la première partie de l'étude, ces étapes de calibration n'ont pas été répétées puisqu'elles demeurent inchangées. Puisque le seul changement impliqué dans ce scénario de modélisation est apporté aux données pluviométriques et que ces dernières influencent grandement les débits simulés, seuls les hydrogrammes de ruissellement ont nécessité un ajustement des paramètres de calibration. La calibration du modèle a été effectuée sur la même période de temps, soit des mois de mai à juillet 1994.

Une première simulation a été effectuée avec les paramètres retenus lors de la calibration des hydrogrammes du scénario #1. En général, la fonte de neige en début d'hydrogramme était assez bien représentée. Par contre, une pointe importante était présente à la fin des hydrogrammes simulés mais qui n'avait pas été enregistrée aux stations. D'autre part, un écart important s'est dessiné entre les hydrogrammes mesurés et simulés durant la période estivale correspondant aux mois de juillet et août. De plus, les débits simulés étaient généralement supérieurs dans la plupart des cas mais la forme semblait toutefois être bien respectée.

Il a été noté que la variation des deux paramètres associés à la teneur en eau du sol, soit RETN et FCAP, provoquait un effet significatif sur les hydrogrammes simulés. Le paramètre RETN contrôle le débit hypodermique et le drainage vers la zone saturée du sol alors que FCAP est une composante dans le calcul de l'ETR. Une augmentation de

RETN provoque donc une atténuation du débit hypodermique et un abaissement du débit de base en période printanière et automnale alors qu'une augmentation de FCAP diminue l'hydrogramme simulé en saison d'été puisqu'à ce temps de l'année, l'ETR contrôle grandement le bilan hydrique. Ces résultats étaient prévisibles puisqu'au printemps et à l'automne, l'ETR décroît en raison de la présence de neige et de la basse température comparativement à la saison d'été où ce processus est à son plus fort.

Une calibration a donc été tentée afin d'abaisser les hydrogrammes simulés en variant d'abord les paramètres de plus grande influence, soit RETN (mm) et FCAP (%). Bien que ces modifications aient quelque peu amélioré l'allure des hydrogrammes simulés, la meilleure simulation présentait toujours des écarts considérables entre les débits simulés des mois de juillet, août et octobre 1994. Il a donc été envisagé qu'une surestimation des précipitations fournies par le modèle RFE pouvait être la cause des ces différences. Afin de pouvoir vérifier cette surévaluation, une étude des différences entre les patrons de précipitations du modèle RFE et de BORIS (distribuées géographiquement avec le modèle RAGMET) a été réalisée. Sur l'ensemble du bassin versant, les précipitations de RFE sont en moyenne supérieures à celles de BORIS pour chaque mois. Les figures A4.13 à A4.18 de l'annexe IV illustrent les patrons des différences entre les précipitations.

Les écarts entre les débits mesurés et simulés ne pouvant pas être abaissés en modifiant uniquement les paramètres RETN et FCAP, il a été préférable de calibrer les hydrogrammes en pondérant à la baisse la valeur des précipitations du modèle RFE. Le facteur de pondération utilisé a été obtenu en comparant les précipitations moyennes sur le bassin versant du modèle RFE par rapport à celles de BORIS (modèle RAGMET). Les précipitations du modèle RFE ont donc été diminuées d'un pourcentage correspondant aux rapports des précipitations de RFE versus celles de BORIS. Cette modification a permis de réduire l'écart existant entre les hydrogrammes mesurés et simulés. Les

deux mêmes stations. La surévaluation des précipitations RFE dans cette région au mois de mai est en grande partie responsable de cette pointe. La figure A4.13, présentée à l'annexe IV, montre bien le secteur de précipitations différentielles élevé (en jaune) qui correspond à la région des deux stations hydrométriques TF002 et TF005.

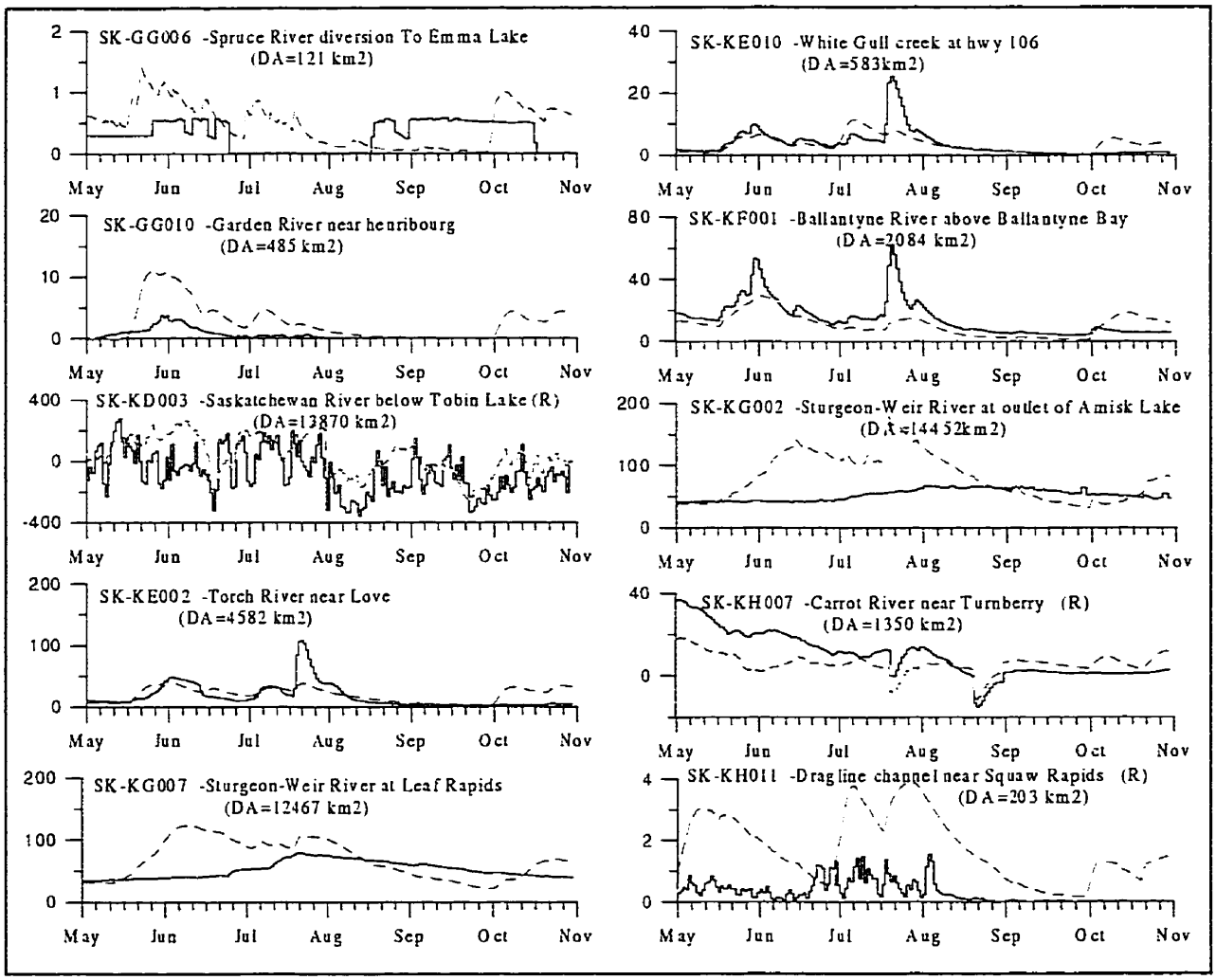


Figure 5.27 Résultats de la calibration / validation du modèle W-PT. Hydrogrammes calibrés sur les mois de mai à juillet 1994 et validés sur les mois d'août à octobre 1994 pour les 10 stations hydrométriques de la Saskatchewan. Débits mesurés (——). Débits simulés (----) (m^3/s). Scénario #2.

D'autre part, les pointes des hydrogrammes des stations situées dans le sud de la région à l'étude sont moins bien définies que ceux produits par la simulation combinée des paramètres de BORIS et RFE. De plus, on remarque que la pointe des précipitations mensuelles obtenues en juillet, dans le centre de la région à l'étude, se reflète sur les hydrogrammes simulés de la Saskatchewan. En effet, cette pointe s'est traduite par une augmentation des débits sur les hydrogrammes de cette région durant ce mois. Par contre, la quantité de pluie cumulée dans le nord du bassin étant près de trois fois plus faible, les hydrogrammes simulés dans ce secteur sont plutôt aplatis durant cette même période. Le modèle W-PT répond donc relativement bien aux événements pluvieux.

Une fois le modèle calibré pour les mois de mai, juin et juillet 1994, le modèle a été validé sur trois autres mois en continu, août, septembre et octobre de la même année. Le niveau de précision de la validation du modèle est très semblable à celui du premier scénario.

Une légère augmentation des débits se produit à la décrue de l'hydrogramme durant le mois d'octobre. Cette augmentation est causée par une forte concentration de pluie produit par le modèle RFE dans le secteur sud du bassin à l'étude. La figure A4.18 de l'annexe IV présente cet apport d'eau supplémentaire produit par le modèle RFE. L'écart des valeurs est d'environ 50 mm supérieur à celles de BORIS. Les figures 5.26 et 5.27 illustrent les résultats de la validation du modèle W-PT pour les mois d'août à octobre 1994. De plus, ces figures présentent une vue d'ensemble des hydrogrammes sur les six mois de simulation.

De façon générale, le modèle W-PT semble mieux modéliser les débits reliés à la décrue des hydrogrammes soit pour les trois derniers mois, août, septembre et octobre. De plus, la validation des débits est meilleure sur les bassins du Manitoba que de la Saskatchewan. Cette aisance s'explique par l'absence d'averses d'intensité importante

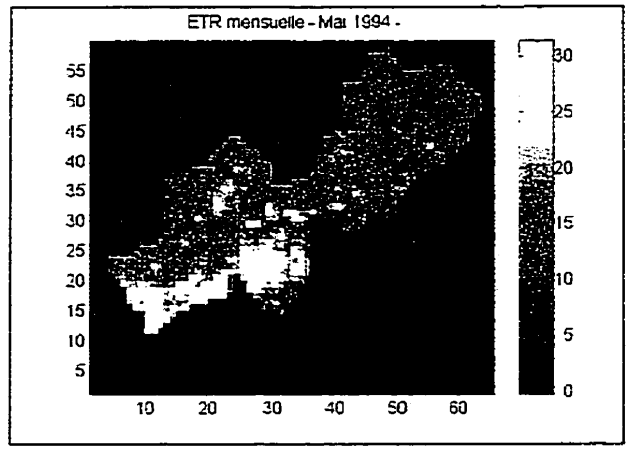


Figure 5.28 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Mai 1994. Scénario #2.

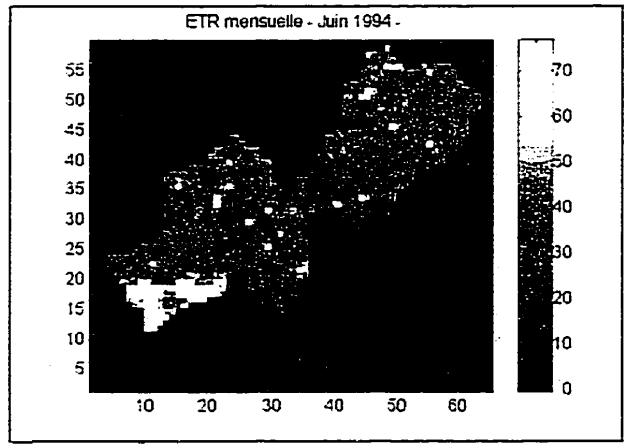


Figure 5.29 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Juin 1994. Scénario #2.

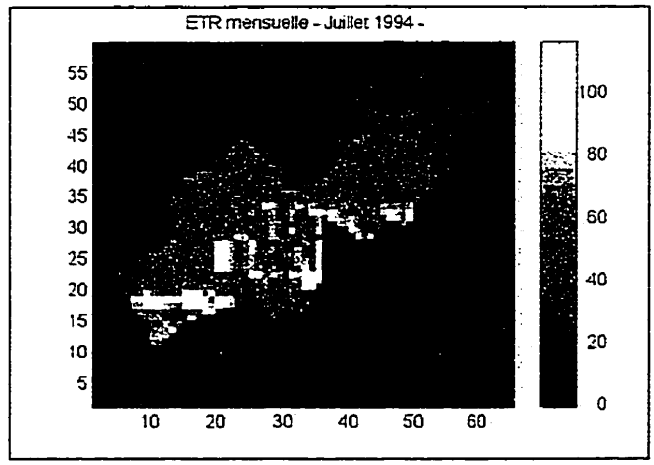


Figure 5.30 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Juillet 1994. Scénario #2.

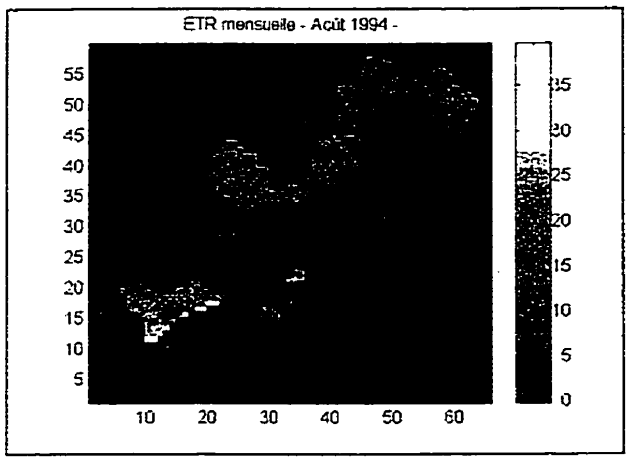


Figure 5.31 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Août 1994. Scénario #2.

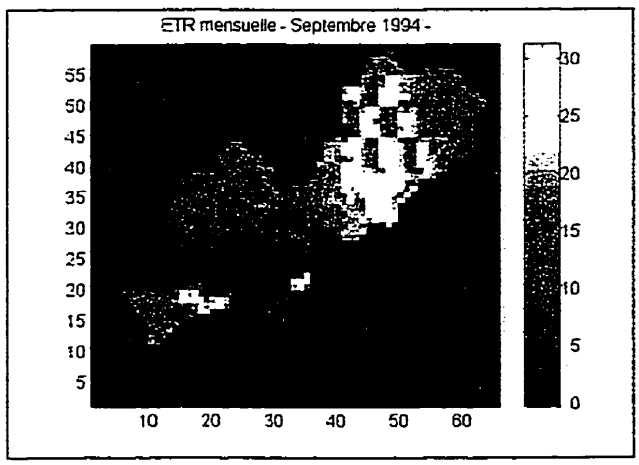


Figure 5.32 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Sept. 1994. Scénario #2.

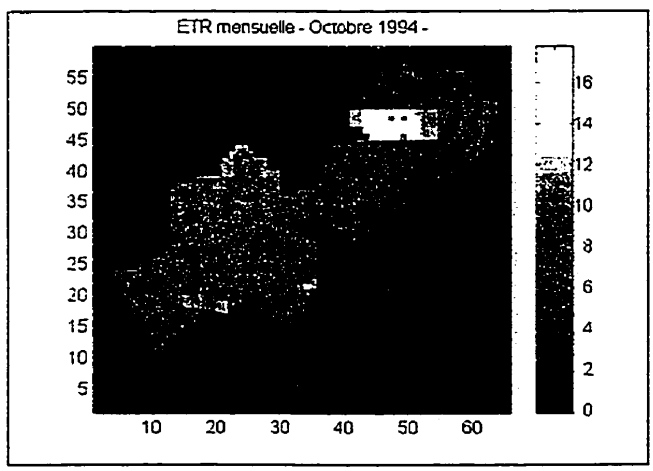


Figure 5.33 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Octobre 1994. Scénario #2.

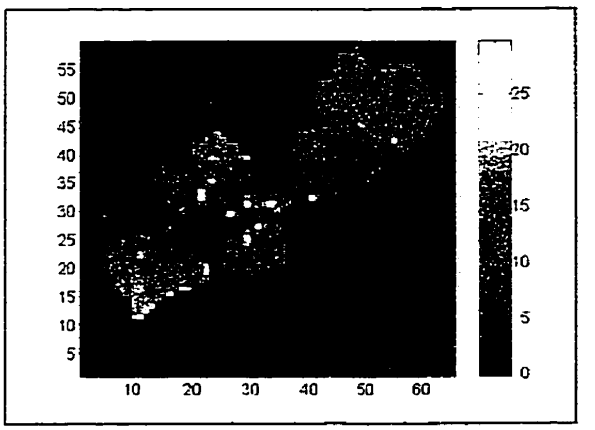


Figure 5.34 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 4 au 11 juin 1994, jours secs. Scénario #2.

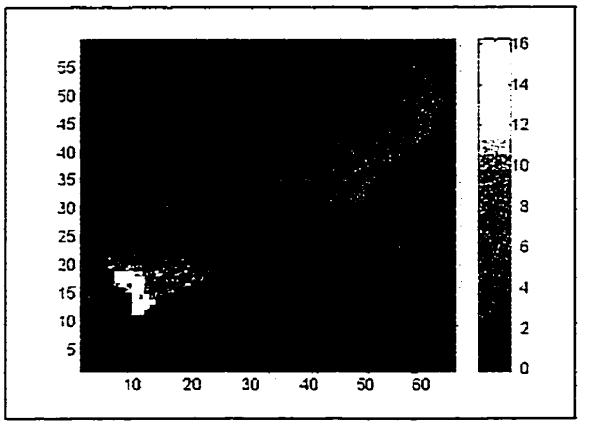


Figure 5.35 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 10 au 17 août 1994, jours secs. Scénario #2.

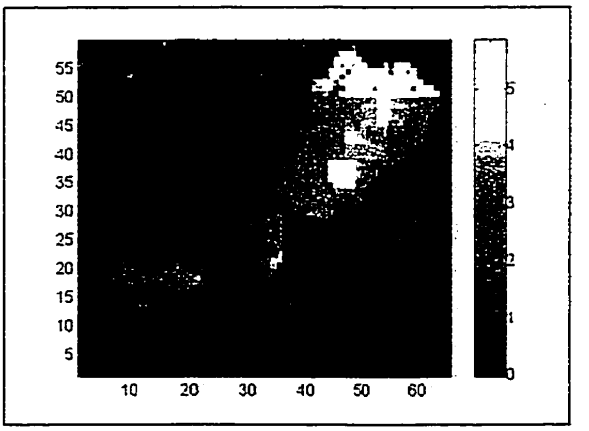


Figure 5.36 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 22 au 29 septembre 1994, jours secs. Scénario #2.

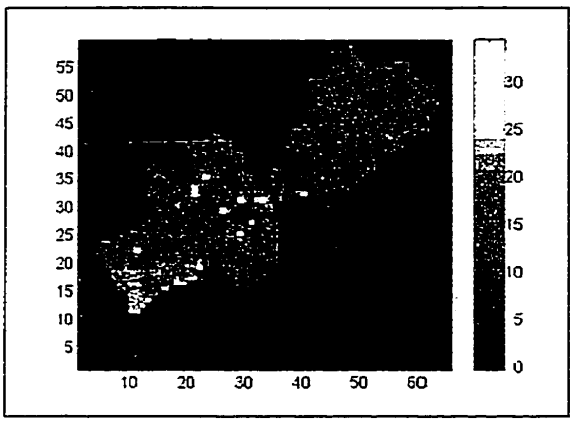


Figure 5.37 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 11 au 18 juin 1994, jours humides. Scénario #2.

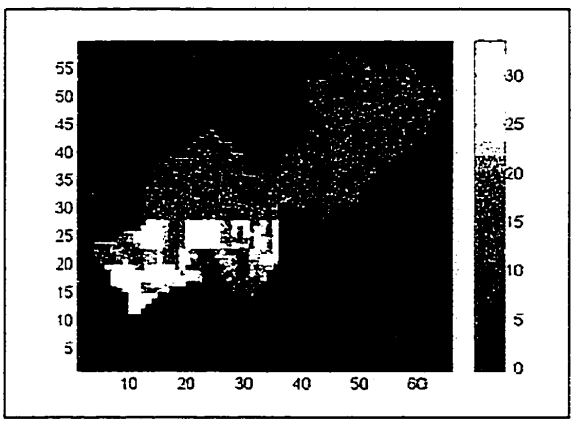


Figure 5.38 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 1 au 8 juillet 1994, jours humides. Scénario #2.

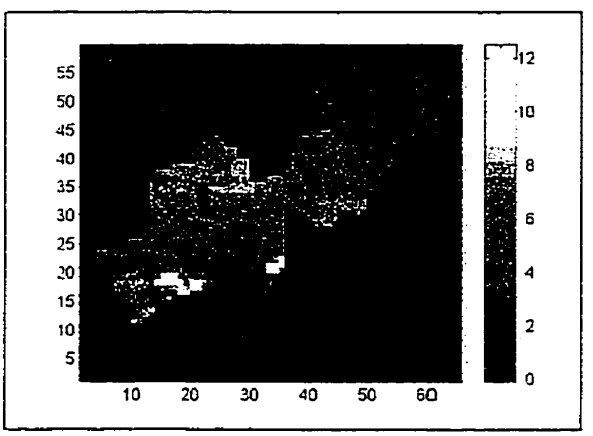


Figure 5.39 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 3 au 10 septembre 1994, jours humides. Scénario #2.

5.3.1 Variabilité spatiale et temporelle des paramètres d'entrée du modèle

Dans ce troisième scénario, les données de précipitations, de neige et de flux radiatifs mesurées aux neuf stations météorologiques AMS de la région BOREAS ont été utilisées pour la modélisation de l'ETR régionale. Les données pluviométriques et de neige ayant déjà été abordées préalablement, seuls les flux radiatifs nets seront analysés plus en détail dans cette section. La relation préconisée dans le modèle W-PT pour le calcul de l'évapotranspiration étant celle de Priestley-Taylor, le flux radiatif net est un paramètre directement proportionnel à l'évapotranspiration potentielle (ETP) (équation 3.9). La variabilité spatio-temporelle de ce paramètre agit donc directement sur la grandeur et la répartition géographique des ETP. L'influence sur l'ETR n'est pas à priori facile à cerner puisque des facteurs physiographiques (sols, végétation, etc.) peuvent modifier significativement les valeurs.

5.3.1.1 Flux radiatifs (BORIS)

Les flux radiatifs nets ont été calculés à partir des flux radiatifs nets ondes courtes (visibles) et ondes longues (infrarouges) mesurés aux neuf stations météorologiques AMS installées sur la région BOREAS. Ces données ont été extraites de la base de données BORIS. Un programme a ensuite été développé afin de calculer les flux radiatifs nets (visible net – infrarouge net) à chacune des stations AMS pour l'ensemble des six mois de simulation. Une fois les flux radiatifs nets ponctuels calculés, la répartition spatiale est réalisée à l'aide du programme RAGMET. Ce programme étant basé sur un principe de distance pondérée, cette méthode est purement algébrique et géométrique et ne tient pas compte du relief de la région et de tout autre facteur météorologique. Cette technique semble donc moins crédible que celle proposée par le modèle RADCONV3.

5.3.2 Calibration / validation du modèle W-PT

Étant donné que dans cette approche c'est seulement la provenance des flux radiatifs nets qui a été modifiée, l'ajustement des hydrogrammes de ruissellement ne nécessitait pas un gros travail de calibration. Effectivement, la simulation effectuée avec les paramètres retenus lors de la calibration des hydrogrammes des scénarios #1 et #2 a permis de produire les meilleurs résultats. Très peu de changements ont été notés par rapport aux hydrogrammes simulés avec les flux radiatifs du modèle RFE (scénario #1). Ce phénomène était prévisible puisque l'analyse des patrons d'ETR montrait que l'hétérogénéité des précipitations influençait davantage l'évapotranspiration réelle que les flux radiatifs nets. En ce sens, la différence dans la répartition des flux étant probablement si faible qu'elle n'affecte que très peu l'ETR voire les hydrogrammes simulés. Étant donné que les hydrogrammes simulés sont très semblables, l'analyse de la calibration et de validation du modèle présentées aux sections 5.1.2 et 5.1.3 s'applique donc au cas présent. Par conséquent, le même jeu de paramètres a été utilisé dans les trois approches de modélisation de l'ETR. Les figures 5.40 et 5.41 présentent les résultats de la calibration-validation produit par les paramètres du scénario #3.

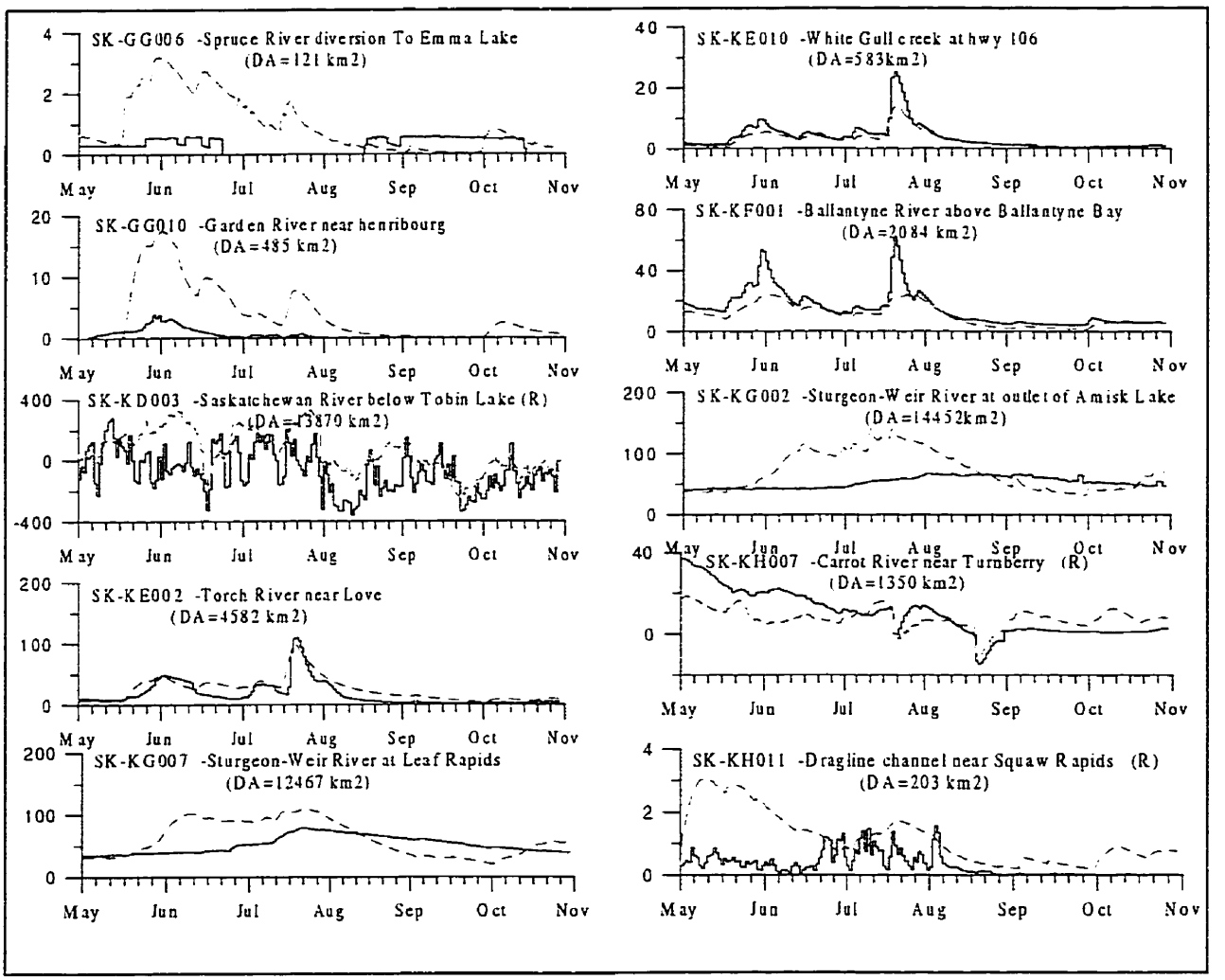


Figure 5.41 Résultats de la calibration / validation du modèle W-PT. Hydrogrammes calibrés sur les mois de mai à juillet 1994 et validés sur les mois d'août à octobre 1994 pour les 10 stations hydrométriques de la Saskatchewan. Débits mesurés (——). Débits simulés (----) (m^3/s). Scénario #3.

5.3.3 Modélisation de l'ETR régionale selon l'approche de Priestley-Taylor

Bien que les hydrogrammes simulés par l'approche BORIS soient très similaires à ceux produits par l'approche combinée des paramètres RFE et BORIS, on remarque une légère différence dans la grandeur des évapotranspirations mensuelles modélisées par le modèle W-PT. Par contre, les patrons de ces ETR demeurent très peu modifiés. Les évapotranspirations réelles mensuelles des mois de mai, juin et juillet se sont avérées légèrement inférieures alors que celles des mois d'août, septembre et octobre ont subi une augmentation très peu apparente. De plus, les valeurs hebdomadaires simulées en périodes sèches sont plus faibles que celles produites durant les jours humides de la simulation. En effet, lorsque l'eau n'est pas un facteur limitatif, le potentiel d'évapotranspiration est beaucoup plus élevé comparativement à un sol asséché par une absence prolongée de pluie. D'autre part, une augmentation prévisible de l'ETR durant la saison a été fidèlement reproduite par le modèle W-PT. En fait, la sélection des semaines a été faite en prenant soin de choisir une semaine représentative de chaque saison de façon à vérifier la réponse du modèle W-PT face aux changements saisonniers.

Les résultats de cette approche permettent de confirmer que la répartition des flux radiatifs nets a beaucoup moins d'impact sur la grandeur et la répartition des ETR que peuvent l'avoir les précipitations. Les figures 5.42 à 5.47 présentent les résultats des ETR simulées pour chacun des six mois alors que les figures 5.48 à 5.53 illustrent les ETR hebdomadaires associées à certaines périodes sèches et humides de la simulation.

Le chapitre suivant traitera de l'analyse des résultats produit par le modèle W-PT. D'abord une comparaison des trois approches de modélisation de l'évapotranspiration réelle sera abordée pour ensuite analyser en profondeur les différentes causes de la variabilité spatiale des évapotranspirations rencontrées sur les bassins versants de la forêt boréale.

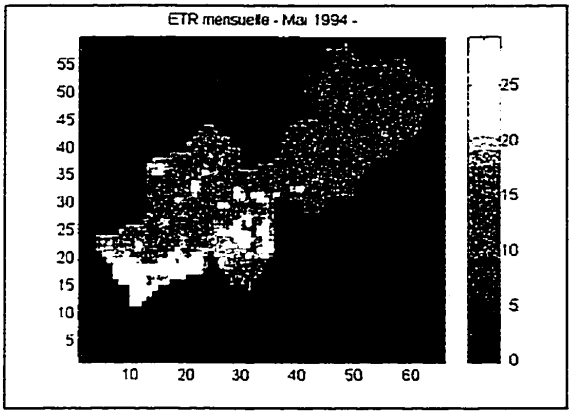


Figure 5.42 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Mai 1994. Scénario #3.

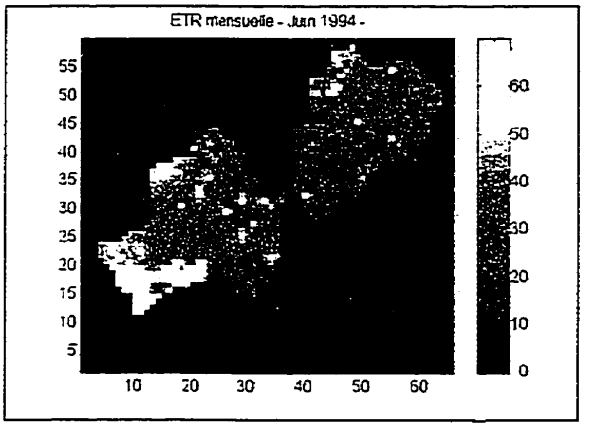


Figure 5.43 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Juin 1994. Scénario #3.

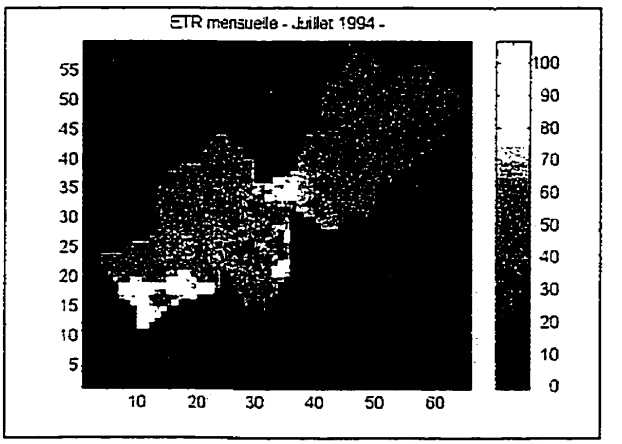


Figure 5.44 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Juillet 1994. Scénario #3.

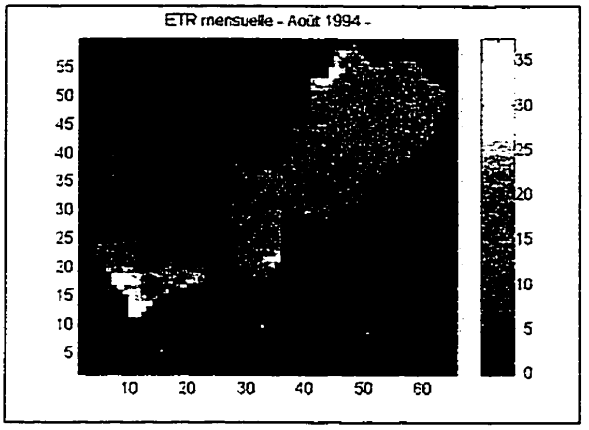


Figure 5.45 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Août 1994. Scénario #3.

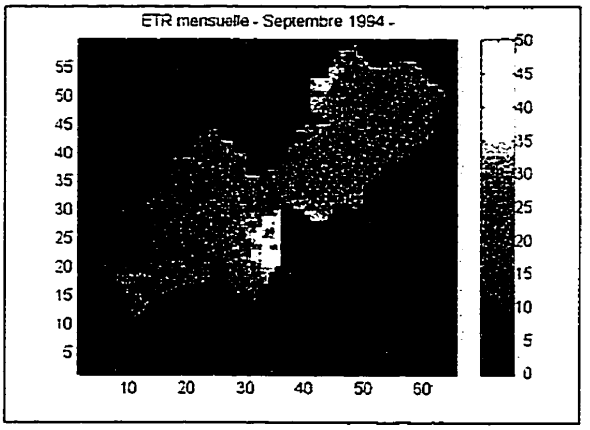


Figure 5.46 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Sept. 1994. Scénario #3.

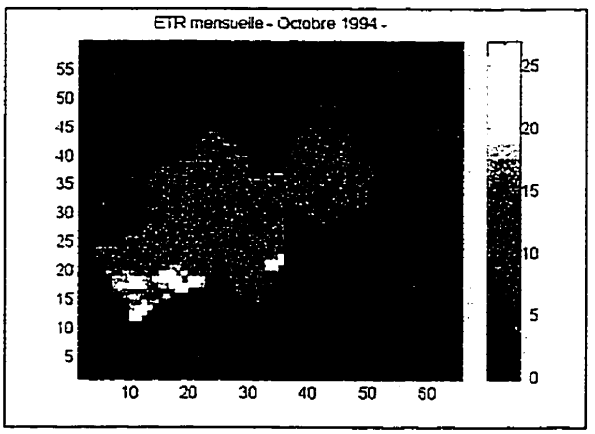


Figure 5.47 Variation spatiale de l'ETR mensuelle (mm). Octobre 1994. Scénario #3.

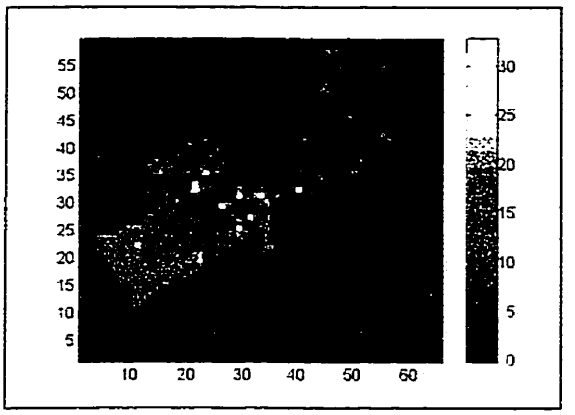


Figure 5.48 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 4 au 11 juin 1994, jours secs. Scénario #3.

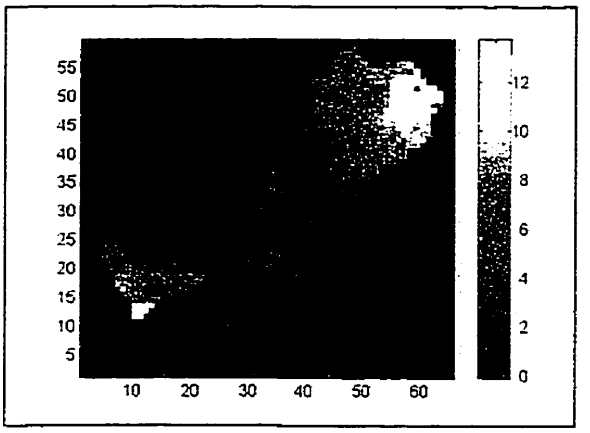


Figure 5.49 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 10 au 17 août 1994, jours secs. Scénario #3.

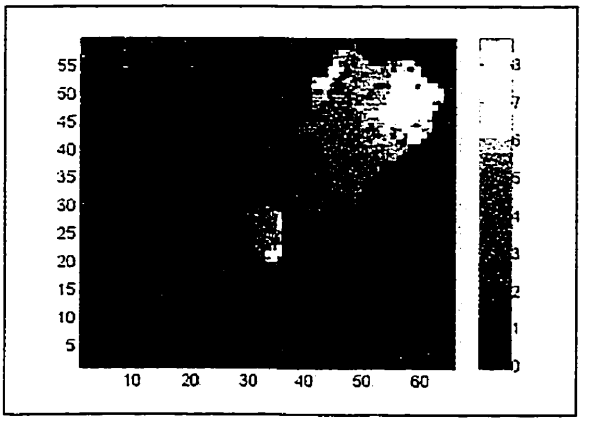


Figure 5.50 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 22 au 29 septembre 1994, jours secs. Scénario #3.

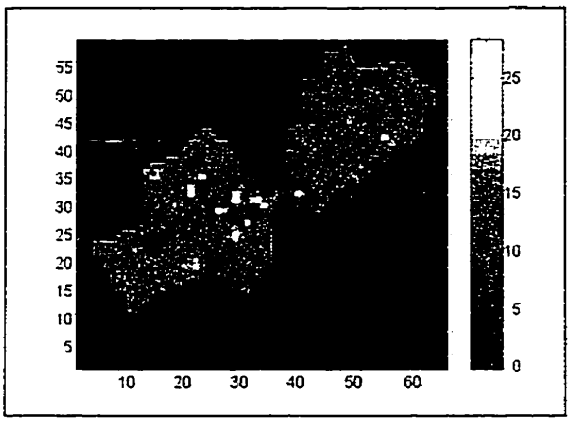


Figure 5.51 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 11 au 18 juin 1994, jours humides. Scénario #3.

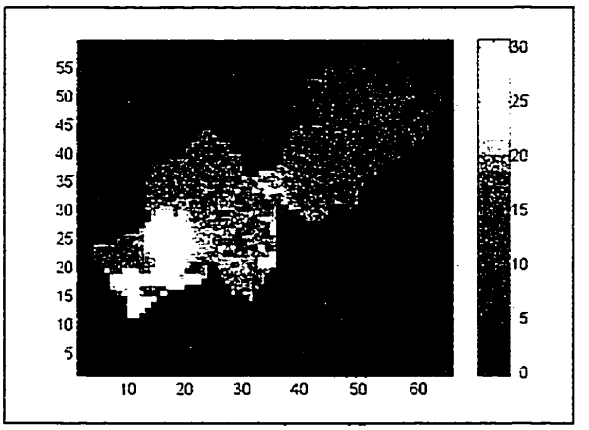


Figure 5.52 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 1 au 8 juillet 1994, jours humides. Scénario #3.

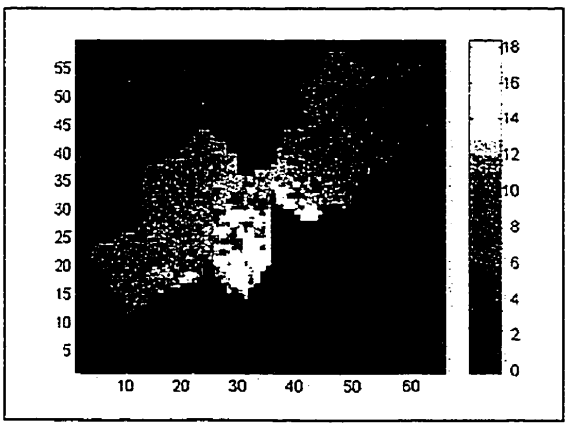


Figure 5.53 Variation spatiale de l'ETR hebdomadaire (mm). 3 au 10 septembre 1994, jours humides. Scénario #3.

des données d'entrée de ces modèles. Le modèle W-PT utilisé dans le cadre de cette recherche n'échappe malheureusement pas à cette règle.

Tel que mentionné au chapitre 5, l'objectif premier est d'évaluer l'évapotranspiration réelle à l'échelle régionale sur des bassins versants situés dans la forêt boréale. Dans ce présent chapitre, les simulations hydrologiques de ce modèle seront analysées quant à leur aptitude à bien reproduire l'évapotranspiration réelle à l'échelle des grands bassins. En premier lieu, ce chapitre présentera les principaux facteurs influençant l'évaluation des évapotranspirations et on tentera d'expliquer l'effet de la provenance des données d'entrée du modèle W-PT sur la répartition spatiale des évapotranspirations en comparant les résultats des trois approches de modélisation. Une analyse déterministe de la variabilité spatiale de l'évapotranspiration réelle régionale générée sur des bassins versants de la forêt boréale sera ensuite abordée en deuxième lieu.

Avant d'entreprendre l'analyse détaillée des résultats, il convient de rappeler certains concepts théoriques avancés pour expliquer le processus d'évapotranspiration à l'échelle des bassins ainsi que la façon dont ce processus se manifeste dans la région étudiée, concepts qui ont été présentés au chapitre 2.

En effet, Famiglietti et Wood (1995) ont démontré que l'évapotranspiration peut être contrôlée par deux facteurs fondamentaux, soit par le sol ou par le climat. Ils ont donc introduit deux concepts de « contrôle » influençant l'évapotranspiration (« climate » et « soil » controlled). Des expériences antérieures ont montré que lorsque l'humidité du sol est très élevée, l'évapotranspiration survient à un taux potentiel. Ce sont donc les conditions atmosphériques de la région qui contrôlent principalement l'évapotranspiration. Dans ce cas, l'évapotranspiration approche son taux potentiel et elle intervient lorsque le sol devient très humide. Le processus d'ETR est alors considéré comme étant « contrôlé par le climat » (« climate controlled ») par ces auteurs. Par

contre, si la teneur en eau du sol est faible, le taux d'ETR est restreint par la disponibilité de l'eau dans le sol et dans ce cas, on parle de capacité d'exfiltration de la vapeur d'eau vers la surface du sol. Ainsi, le taux d'évapotranspiration associé à ce phénomène est alors davantage régi par l'humidité du sol, les propriétés physiques du sol et l'énergie thermique emmagasinée dans la couche superficielle du sol. Lorsque la capacité d'exfiltration est inférieure au taux d'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration ainsi créée est dite réelle et elle est limitée par la capacité du sol à acheminer l'eau à la surface du sol. Sous ces conditions, l'évapotranspiration est considérée comme étant « contrôlée par le sol » (« soil controlled »).

6.1 Comparaison des trois scénarios de modélisation de l'ETR

Il est nécessaire d'apporter quelques précisions avant de procéder à l'analyse comparative des trois scénarios de simulation. Tout d'abord, les trois scénarios de modélisation d'ETR réalisés dans cette étude, et présentés au chapitre 5, ne diffèrent que par la provenance des données d'entrée du modèle W-PT. Le modèle d'évapotranspiration réelle incorporé dans le modèle WATFLOOD, identique pour les trois scénarios, est basé sur la relation d'évapotranspiration potentielle développée par Priestley et Taylor (1972) dont le flux radiatif net est le paramètre prédominant. Une modification à cette équation a été apportée afin d'évaluer l'évapotranspiration réelle (Neff, 1996). Celle-ci tient compte de la végétation, des paramètres reliés à la teneur en eau du sol et à la température du sol tel que présenté au chapitre 3.

On devrait donc s'attendre à ce que la répartition géographique des précipitations, des flux radiatifs nets et des classes de végétation jouent un rôle important sur l'hétérogénéité de l'ETR. La température de l'air influence également l'ETR. Toutefois, la variabilité de ce paramètre à l'échelle régionale est davantage influencée par les variations de latitudes que par la physiographie de la région à l'étude, de sorte que les

cartes de températures produites par le modèle RFE et celles interpolées à partir de données ponctuelles mesurées aux stations météorologiques sont très similaires. Pour cette raison, les matrices de température fournies par le modèle RFE ont été employées pour les trois scénarios. L'analyse sera alors davantage orientée sur la représentation de l'hétérogénéité des précipitations, de la végétation et des flux radiatifs sur les patrons d'évapotranspirations réelles simulées par le modèle W-PT.

D'autre part, l'évapotranspiration réelle calculée par le modèle W-PT fournit une mesure combinée de la transpiration des végétaux et de l'évaporation de la surface du sol (Frank Seglenieks, communication personnelle). Il est à noter que l'évaporation créée par l'eau interceptée à la surface du feuillage est aussi calculée par W-PT mais ne fait pas partie de l'ETR générée par le modèle. Les cartes d'ETR produites par W-PT n'incluent donc pas la composante d'interception, qui est considérée comme une perte distincte de l'ETR. Bien qu'elle soit généralement assez faible par rapport aux autres composantes du cycle hydrologique, cette perte par interception peut atteindre jusqu'à 25% des précipitations annuelles pour certaines régions forestières (Oke, 1987). Il aurait donc été préférable d'inclure la perte par interception dans le calcul de l'évapotranspiration réelle totale sur le bassin.

De plus, le modèle n'a pas été conçu de façon à tenir compte de l'ETR en présence de neige. Bien que l'ETR soit très faible durant l'hiver, il a été vérifié par des mesures ponctuelles relevées aux stations météorologiques que le taux d'évaporation n'est pas négligeable pendant la fonte de neige printanière. Des évaporations totalisant 19 mm ont été enregistrées, pour le mois de mai 1994, par la station FEN-TF10 de BOREAS installée dans une région marécageuse alors que la station OJP-TF8 érigée dans la forêt de « Old Jack Pine » a enregistré des ETR dès la mi-mai. Ainsi, le modèle W-PT aurait tendance à sous-estimer les ETR produites tôt au printemps.

Finalement, en raison des nombreuses hétérogénéités tant physiographiques qu'hydrologiques que climatiques, la répartition géographique de l'ETR sur une base journalière est susceptible d'avoir un caractère plutôt erratique, rendant difficile l'interprétation des résultats à la lumière des tendances générales du processus à l'échelle régionale. Par exemple, la présence de nuages risque d'influencer significativement l'ETP en modifiant les flux radiatifs nets. Par contre, la présence de ce « bruit » sera estompé si l'analyse se fait sur une période de temps plus longue, facilitant du même coup l'observation de patron d'ETR à l'échelle du bassin. Pour cette raison, l'analyse des résultats de la modélisation de l'ETR a été réalisée à partir des valeurs mensuelles et hebdomadaires.

6.1.1 Analyse des ETR mensuelles pour les trois scénarios.

Scénario #1:

Les résultats de la modélisation du scénario #1, présentés aux figures 5.14 à 5.19, démontrent clairement que les mois d'été produisent une ETR considérablement supérieure à celle des mois de mai et octobre. Ce comportement était prévisible puisque les températures sont plus élevées durant cette saison. De plus, les jours d'ensoleillement sont plus longs favorisant ainsi l'évapotranspiration. C'est au mois de juillet, à l'extrême sud du bassin, que l'ETR atteint une valeur maximale, soit de 100 mm/mois. On remarque que les ETR simulées pour le mois d'août sont légèrement inférieures à celles du mois de septembre. Ce phénomène serait possiblement causé par une accumulation de pluie plus importante pour le mois de septembre. Cette disponibilité accrue d'eau au sol favoriserait ainsi l'évapotranspiration à un taux potentiel. Par ailleurs, la distribution des ETR mensuelles indique que les taux d'évapotranspiration ressemblent aux patrons de précipitations mensuelles, tel que montré aux figures 5.14 à 5.19 et aux figures A3.1 à A3.6 présentées à l'annexe III.

Par contre, le phénomène inverse se produit dans les résultats du scénario #1 pour les mois de mai et octobre 1994. Les ETR mensuelles simulées pour ces deux mois sont très faibles, soit en moyenne 18 mm et 8 mm respectivement (figures 5.14 et 5.19), malgré une importante quantité de pluie reçue sur la région, soit 160 mm et 125 mm (figures A3.1 à A3.6 de l'annexe III). En mai, ce phénomène s'explique par la présence prolongée de neige qui perdure sur une grande partie du mois particulièrement dans le secteur nord du bassin. Le module d'ETR incorporé dans le modèle W-PT ne calculant pas l'ETR en présence de neige au sol et durant la fonte printanière, explique l'absence d'évapotranspirations malgré la présence de précipitations abondantes. Le mécanisme de production d'ETR du modèle W-PT est alors enclenché uniquement lorsque le couvert de neige disparaît complètement sur la cellule de calcul. Cependant, le modèle W-PT démarre le processus d'évapotranspiration plus tôt dans le mois dans les régions du sud, car la neige y est moins abondante ou est absente.

Pour ce qui est du mois d'octobre, c'est plutôt l'abaissement des températures, le gel au sol et l'entrée en dormance des végétaux qui expliquent la diminution des taux d'évapotranspiration générés. À l'automne, les arbres perdent leurs feuilles et leur activité biologique se voit ralentir. De plus, la température du sol étant plus faible, le potentiel d'évaporation est restreint diminuant le taux d'évaporation réel. À l'automne, les feuillus perdent leurs feuilles diminuant significativement la capacité de rétention d'eau à la surface des feuilles. L'interception de ce type de végétation est donc diminuée de beaucoup durant la saison automnale. Dans ce cas, l'interception de l'eau de pluie est réduite et une plus grande quantité d'eau est susceptible d'atteindre le sol, de s'infiltrer et de geler. Ainsi, l'évapotranspiration des feuillus est fortement réduite à cette période de l'année dans un secteur tel que la région boréale du projet BOREAS.

En plus des variations saisonnières d'ETR observées pour chaque scénario, on remarque, sur une base de temps mensuelle, une diminution significative du taux d'ETR vers le

nord du bassin. Ce comportement général intervient sur l'ensemble des six mois de simulation. La cause première de cet effet provient de l'abaissement graduel de la température de l'air et des flux radiatifs incidents du sud vers le nord du bassin.

Scénario #2 :

Les figures 5.28 à 5.33 présentent les patrons d'ETR mensuelles simulées par le modèle W-PT à partir des données d'entrée fournies par le modèle RFE. Le comportement des évapotranspirations produites à partir des données du modèle RFE (scénario #2) est similaire à celui obtenu par le scénario #1. En particulier, il existe une décroissance apparente des ETR vers les régions nordiques et les ETR atteignent leur valeur maximale au mois de juillet, ce qui est du même ordre de grandeur que celles obtenues pour le premier cas, soit d'environ 100 mm.

Encore une fois, on remarque l'influence de la répartition des précipitations sur la variation spatiale des ETR sur le bassin versant. Par contre, contrairement au premier cas où la répartition des précipitations était graduelle sur le bassin avec des zones très concentrées, les précipitations générées par le modèle climatologique spatialisé RFE présentent une hétérogénéité spatiale plus « naturelle ». En fait, puisque les précipitations sont calculées sur chaque cellule de la grille de calcul, en se basant sur des mécanismes climatologiques, le modèle RFE reflète beaucoup mieux l'hétérogénéité des phénomènes naturels que la méthode d'interpolation par distance inverse utilisée par le module RAGMET. Par conséquent, le patron des ETR modélisées par le scénario #2 s'avère probablement plus réaliste que celui obtenu avec le scénario #1. La répartition spatiale des ETR, telle que modélisée par W-PT, étant très sensible aux variations pluviométriques sur le bassin, il importe de se munir de précipitations représentant le plus fidèlement possible la réalité du terrain de manière à garantir une meilleure représentativité géographique de l'évapotranspiration.

ETR modélisées par W-PT que ne peuvent en avoir les précipitations. Afin d'approfondir l'analyse des résultats, il est intéressant de vérifier l'ETR produite durant des périodes hydrologiques critiques. Ces résultats seront analysés à la section 6.1.2 pour des semaines « sèches » et « humides » observées durant la période de simulation.

De plus, en comparant entre eux les patrons d'ETR mensuelles résultant des scénario #1, #2 et #3, on remarque la prédominance marquée d'une pointe élevée d'ETR dans le secteur sud du bassin. Cette région, associée à la classe de végétation agricole, a été systématiquement reproduite par les trois scénarios malgré la différence dans la provenance des données d'entrée et de la base de temps choisie.

En résumé, la grandeur et la répartition géographique des ETR simulées sont très similaires pour les scénario #1 et #3 (dans le premier cas, les flux radiatifs proviennent du modèle RFE alors que dans le second, ils sont extraits de BORIS). Par contre, il existe une différence plus marquée dans la variation spatiale de l'ETR lorsque les flux radiatifs demeurent inchangés et que c'est la répartition géographique des précipitations qui est modifiée. Dans le deuxième scénario, le patron des ETR est moins uniforme dans l'espace et les zones concentrées sont beaucoup moins apparentes, représentatif des patrons de pluie. Par conséquent, on est porté à croire que les flux radiatifs nets sont beaucoup moins influents sur la répartition des ETR que les précipitations peuvent l'être.

6.1.2 Analyse des ETR hebdomadaires pour les trois scénarios.

Les résultats présentés à la section précédente ont permis de démontrer l'influence de la répartition des sollicitations pluviométriques mensuelles sur l'évapotranspiration réelle mensuelle simulée par le modèle W-PT. Il est maintenant intéressant de comparer le comportement spatial et temporel de l'ETR sur une base de temps hebdomadaire pour des périodes de temps sec et humide. Les semaines dites « humides » sont représentées

par une suite consécutive de journées pluvieuses de forte intensité alors que la période dite « sèche » réfère plutôt à des semaines de faibles (ou d'absence) précipitations. Des semaines ont été sélectionnées dans chacune des trois saisons rencontrées durant les six mois de simulation. La première semaine se situe très tôt en début d'été (juin), l'autre en plein cœur de l'été (juillet et août) et la dernière au commencement de l'automne (septembre). La répartition spatiale de l'ETR hebdomadaire simulée en périodes sèche et humide pour chacun des trois scénarios est présentée aux figures 5.20 à 5.25 (scénario #1), 5.34 à 5.39 (scénario #2) et 5.48 à 5.53 (scénario #3).

Le comportement général des trois scénarios de modélisation permet de confirmer que les valeurs hebdomadaires d'ETR simulées en période sèche sont plus faibles que celles produites durant les jours humides de la simulation. En effet, la disponibilité de l'eau n'étant pas limitée durant les jours pluvieux, l'évapotranspiration réelle s'approche davantage de sa valeur potentielle contrairement à une situation pour laquelle le sol est asséché par une absence prolongée de pluie. En réalité, durant l'événement pluvieux, le taux d'évapotranspiration devrait être réduit puisque l'air est presque saturé en eau. C'est donc l'arrivée d'un temps sec après une période pluvieuse qui donne le maximum d'évapotranspiration.

Étant donné que les précipitations utilisées dans les scénarios #1 et #3 proviennent de mesures ponctuelles identiques et que seule la répartition des flux radiatifs distingue les deux approches, les ETR simulées pour les semaines humides et sèches sont très semblables. D'ailleurs, dans les deux cas, des zones bien définies typiques des patrons de précipitations produits par RAGMET se démarquent sur le bassin versant. Bien que la répartition spatiale de l'ETR soit alors très similaire, la grandeur de l'évapotranspiration est légèrement supérieure dans le scénario #3. La technique de répartition spatiale des flux radiatifs nets préconisée, soit par le modèle RFE ou par le programme RAGMET, explique cette légère différence. Par conséquent, la répartition géographique des flux

radiatifs nets semble donc être peu influente sur l'ETR simulée par W-PT pour cette région particulière. Ainsi, la précipitation semble encore une fois avoir ici une influence déterminante sur la variabilité géographique de l'ETR simulée.

L'allure générale des résultats tels que simulés par le modèle W-PT signale l'importance du degré de réalisme des patrons de précipitations sur la crédibilité de la modélisation de l'ETR des bassins versants de la forêt boréale. Un tel comportement laisse croire que l'évapotranspiration serait davantage contrôlée par le sol plutôt que par les facteurs climatiques. Cet aspect particulier est maintenant abordé dans la section qui suit.

6.2 Analyse de la répartition spatiale de l'ETR

Les écarts notés dans la répartition spatiale de l'ETR simulée indiquent que l'hétérogénéité spatiale des interactions sol-atmosphère jouent un rôle majeur dans la modélisation de l'évapotranspiration à grande échelle. La variabilité spatiale de l'évapotranspiration dépend donc de la répartition spatiale de ses composantes (évaporation des sols et transpiration des végétaux) et des paramètres qui les influencent. De ces paramètres, les plus importants incluent les précipitations, la couverture végétale et les flux radiatifs nets. L'analyse présentée dans cette partie devrait donc permettre d'améliorer la compréhension de l'effet de ces facteurs sur l'évapotranspiration réelle à l'échelle régionale.

L'ensemble des résultats de l'analyse présentée à la section 6.1 ont permis de démontrer que sur des bases mensuelle et hebdomadaire, les patrons d'évapotranspiration simulés par le modèle W-PT semblent être davantage contrôlés par la répartition spatiale des précipitations et de la couverture végétale que de la distribution des flux radiatifs nets.

Étant donné que les patrons de précipitations se démarquent dans la répartition spatiale de l'évapotranspiration résultant, et ce, pour les trois scénarios de simulation, l'ETR modélisée par W-PT semble donc être contrôlée par le sol. En effet, le taux d'évapotranspiration présente une sensibilité à la quantité d'eau reçue sur le territoire. Si le sol était saturé sur l'ensemble du bassin, les précipitations tombées n'influenceraient pas autant l'humidité du sol et l'influence du patron des précipitations serait moins marqué dans la variation spatiale de l'ETR. Les résultats des simulations portent donc à croire que le sol n'est pas saturé et que l'apport en eau provenant des précipitations s'infiltre rapidement puis s'évapore par le sol et la végétation. Le processus d'ETR reproduit par le modèle W-PT semble, par conséquent, présenter un comportement de type « soil controlled » (Famiglietti et Wood, 1995). Ce comportement simulé par W-PT semble d'ailleurs être corroboré par le fait que l'ETR calculée est très peu sensible à la répartition spatiale des flux radiatifs. En effet, la répartition des flux radiatifs serait importante dans le cas où l'ETR approcherait le taux potentiel, ce qui intervient lorsque le sol est très humide. De telles conditions sur les bassins versants favorisent une évapotranspiration contrôlée par le climat.

Plusieurs facteurs physiographiques entrent en jeu pour expliquer la variabilité de l'ETR à l'échelle régionale incluant le type de sol, la végétation et la température du sol. Le modèle W-PT tient compte de la température du sol par un coefficient de réduction apporté à l'évapotranspiration potentielle, tel que présenté à l'équation 3.14. La superficie de la région à l'étude s'étalant sur 5° de latitude, une différence importante de température de sol existe sur la région étudiée. La température du sol est supérieure dans le sud et diminue graduellement vers le nord. Cet écart est d'autant plus important à la fin du printemps (mai) et au début de l'automne (septembre et octobre). En effet, durant ces mois, le sol risque de geler sur les secteurs les plus au nord augmentant le gradient de température du sol entre les deux extrémités de la région étudiée. De plus, la présence sporadique d'un couvert nival modifie la température du sol. Ce phénomène est en partie

(équation 3.9). Ce facteur est l'un des trois coefficients de réduction utilisé par le modèle W-PT pour calculer l'ETR. La valeur de ce coefficient dépend de la physiologie de la végétation. Une valeur de 0.70 est attribuée par défaut à la végétation courte alors qu'une valeur de 1.0 est associée à la végétation de grande taille. Ainsi, dans le cas de la classe de végétation « agriculture », le coefficient de végétation est égale à 1.0 contrairement aux classes « feuillus » et « conifères » pour lesquels ce coefficient de réduction égale 0.70. La valeur du coefficient FTALL de la classe « agriculture » justifie donc la présence des taux d'ETR élevés simulés dans le sud du bassin versant à l'étude. Par conséquent, l'hétérogénéité de la végétation contribue donc à la variabilité spatiale de l'ETR rencontrée dans la zone à l'étude.

De plus, il a été démontré que la répartition spatiale des précipitations a une influence prédominante sur la variabilité spatiale de l'ETR par rapport aux flux radiatifs nets. La faible influence de la répartition des flux radiatifs sur la production d'ETR s'explique aussi par l'interception du rayonnement solaire par le couvert végétal. Dans une région forestière, telle que la région BOREAS, les radiations sont principalement interceptées par le feuillage des feuillus et conifères, avant d'atteindre la couche de mousse superficielle saturée réduisant ainsi les flux de chaleur latente. C'est d'ailleurs une autre raison expliquant les valeurs élevées d'ETR dans le secteur agricole du bassin.

Les études de Neff (1996) ont permis de vérifier, avec le rapport de l'ETR mesurée sur l'ETP simulées par le modèle W-PT, que le taux d'ETR mesuré était en moyenne 2.5 fois inférieur aux taux d'ETP pour les sept tours d'observations utilisés. De plus, ce rapport semble être plus élevé dans la région sud du bassin qu'au nord, soit des valeurs de 0.52 et 0.33 pour les sites SSA et NSA respectivement. Ces résultats semblent indiquer que l'ETR du site SSA s'approche davantage du taux potentiel que celles du site nord. Cette tendance semble aller de pair avec l'augmentation du degré de saturation du sol noté, vers le sud, durant la période 1994 (Neff, 1996). Par contre, ses résultats

démontrent que les ETR mesurées aux tours d'observations sont de beaucoup inférieures aux ETP simulées par le modèle W-PT indiquant que l'ETR observée sur le bassin versant de cette région serait de type « soil controlled ». Les résultats de Neff appuient donc la tendance du modèle W-PT à simuler des ETR contrôlées par l'humidité du sol. Ce résultat était prévisible puisque le module d'ETR utilisé dans W-PT est celui de Neff et l'humidité du sol est un facteur d'importance. De plus, le modèle W-PT a permis de reproduire assez fidèlement l'allure générale du comportement des ETR observées par Neff (1996).

Il est intéressant de noter que, d'après la compilation des résultats préliminaires provenant de divers équipes du projets BOREAS, l'humidité du sol apparaîtrait comme une contrainte très peu significative sur le taux d'ETR de la région boréale étudiée, du moins pour l'année 1994 (Sellers et al., 1995). Dans ce cas, l'humidité du sol n'influençant que faiblement l'ETR, leurs résultats démontrent que l'ETR de cette région serait plutôt contrôlée par le climat (« climate controlled »). Cependant, leur résultats viennent à l'encontre du comportement de l'ETR reproduit par le modèle W-PT dans cette présente étude ainsi que les observations notées par Neff (1996).

De plus, malgré son analyse comparative présentée précédemment, une étude particulière, basée sur un nombre restreint d'observations, a été effectuée par Neff (1996) afin de vérifier le niveau de corrélation existant entre l'humidité du sol et l'ETR. Il n'a toutefois pas obtenu de corrélation significative entre ces deux paramètres. Des coefficients de corrélation, R^2, variant de 0.118 à 0.639, ont été obtenus selon différentes équations d'ETR corroborant ainsi le comportement de type « climate controlled » déjà observé par Sellers et al (1995). Pourtant, il a quand même incorporé, dans le modèle W-PT, le terme d'humidité du sol (UZSI) comme facteur d'influence dans le calcul de l'ETR (équation 3.12) réduisant ainsi l'ETP de Priestley-Taylor (équation 3.8).

CHAPITRE VII
CONCLUSION

L'évapotranspiration est une composante prédominante du cycle hydrologique. Elle peut d'ailleurs représenter jusqu'à 60% du bilan hydrique de surface dont près de la moitié intervient sous forme de perte par interception du couvert végétal (Neff, 1996). Ce processus, hautement variable à l'échelle régionale doit donc être pris en considération dans la modélisation hydrologique à longue échéance. La variabilité spatiale de l'évapotranspiration dépend alors de la répartition spatiale de ses composantes, telles que l'évaporation des sols et la transpiration des végétaux, ainsi que des variables qui les influencent. De ces variables, les plus importantes incluent généralement les précipitations, la couverture végétale et les flux radiatifs nets.

Le but premier de l'étude portait sur la modélisation de la variation spatiale à grande échelle de l'évapotranspiration réelle pour des bassins versants situés dans la forêt boréale canadienne. L'étude s'inscrivant dans le cadre du projet BOREAS (Sellers et al, 1995). La période d'analyse s'échelonnait des mois de mai à octobre 1994 sur un territoire comprenant des bassins versants de grandes tailles et chevauchant les provinces du Manitoba et de la Saskatchewan.

Cette étude a été réalisée à l'aide du modèle hydrologique spatialisé W-PT rendu disponible au moment de la recherche. Ce modèle a été utilisé afin de modéliser l'ETR régionale et de vérifier, à cette échelle, la validité de la théorie de Priestley-Taylor implantée dans ce modèle (Neff 1996) à l'aide de trois scénarios de modélisation qui diffèrent de par la provenance des données d'entrée. Un temps considérable a dû être alloué à l'acquisition et au traitement de la variété des données d'entrée requises par le modèle. Les bases de données HYDAT, BORIS et RARC (modèle RFE) ont servi pour

l'acquisition des données requises par W-PT. De plus, les flux radiatifs nets n'étant archivés dans aucune base de données, le modèle RADCONV3 a été employé pour générer ces données. Les fichiers de données nécessaires à la modélisation ont par la suite été préparés selon la résolution spatiale et le format très précis exigé par W-PT.

Quelques lacunes ont été notées lors de la modélisation de l'ETR. Les cartes d'ETR simulées par le modèle n'incluaient pas l'évaporation de l'eau interceptée par le couvert végétal. Il est à noter que cette composante est calculée par le modèle. Il aurait donc été préférable de l'introduire dans les patrons de l'ETR produits par W-PT. En plus de sous-estimer l'ETR par l'absence des pertes par interception, le modèle ne tient pas compte de l'ETR en présence de neige au sol, ni durant la fonte printanière. Malgré la présence de précipitations abondantes observées en mai, aucune ETR n'est générée durant cette période. Ainsi, le modèle aurait aussi tendance à sous-estimer l'ETR produite tôt au printemps. Il y aurait donc lieu de permettre l'ETR en saison printanière en modifiant le module d'ETR intégré au modèle, puisqu'il a été démontré, par des données expérimentales (Sellers et al, 1994), que cette composante atteignait des valeurs de l'ordre de 19 mm dans certains secteurs nord de la région pour cette période de l'année.

De façon générale, les résultats de la modélisation des trois scénarios ont démontré clairement que les mois d'été produisaient des valeurs d'ETR considérablement supérieures à celles des mois de mai et octobre. L'ETR atteint des valeurs maximales au mois de juillet, de l'ordre de 100 mm. Ce comportement était prévisible puisque les températures sont plus élevées durant cette saison et que les jours d'ensoleillement sont plus longs favorisant ainsi la production d'ETR. En plus de ces variations saisonnières, une décroissance apparente du taux d'ETR du sud vers le nord du bassin a été notée pour l'ensemble des six mois de simulation. La cause première de cet effet proviendrait de l'abaissement graduel de la température de l'air et des flux radiatifs incidents vers le nord de la région à l'étude.

Il a été noté que l'hétérogénéité de l'ETR modélisé avec W-PT à l'échelle régionale était influencée par des facteurs physiographiques incluant la température du sol, la végétation et le type de sol. D'abord, la température du sol est particulièrement importante dans les régions où le dégel du sol se fait plutôt lentement. La diminution graduelle de ce paramètre vers le nord du bassin a expliqué, en partie, la décroissance du taux d'ETR observée dans le secteur nord de la région étudiée. Ensuite, la couverture végétale a influencé l'ETR par ses différences au niveau de l'albédo de surface et par sa capacité de soutirer l'eau du sol par transpiration. L'ETR simulée a d'ailleurs permis de constater que la classe « agriculture » est sans aucun doute celle qui génère les taux d'ETR les plus élevés sur le bassin. Malgré la différence dans la provenance des données d'entrée, cette prédominance significative a été notée dans le sud du bassin, là où cette classe est majoritaire. Par conséquent, l'hétérogénéité de la végétation et, par le fait même, de l'albédo, a contribué à la variabilité spatiale de l'ETR rencontrée sur le secteur à l'étude.

Par ailleurs, l'allure générale des résultats simulés par le modèle W-PT suggère l'importance du réalisme des patrons de précipitations sur la crédibilité de la modélisation de l'ETR des bassins de la forêt boréale. Un tel comportement sous-entend que l'évapotranspiration simulée serait davantage contrôlée par le sol « soil controlled » plutôt que par les conditions climatiques « climate controlled » (Famiglietti et Wood, 1995). En outre, des simulations ont été effectuées durant des périodes de temps spécifiques afin de vérifier l'importance de l'humidité du sol sur les taux d'ETR simulés par W-PT. Les résultats ont permis de confirmer que les valeurs d'ETR simulées durant une période « sèche » sont plus faibles que celles produites durant les jours « humides ». En effet, la disponibilité de l'eau n'étant pas limitée durant les jours pluvieux, l'ETR s'approche davantage de sa valeur potentielle contrairement à une situation pour laquelle le sol devient asséché par une absence prolongée de pluie. La répartition des flux radiatifs serait appelée à jouer un rôle plus important sur un bassin où le sol demeure très humide. Sous de telles conditions, l'évapotranspiration approcherait son taux potentiel qui est

facteur de correction dans le calcul de l'ETR (équation 3.12), réduisant ainsi l'ETP de Priestley-Taylor (équation 3.8).

On ne peut donc conclure à la validité de l'approche préconisée par Neff (1996) pour modéliser l'ETR car les résultats de la présente étude indiquent plutôt des conditions « soil controlled » ce qui semble contredire les études de Sellers. Il serait donc recommandé de tester d'autres approches mettant moins d'emphase sur l'humidité du sol pour la modélisation de l'ETR sur des bassins versants de la forêt boréale.

La réalisation de cette recherche aura donc permis, entre autres, de détecter certaines lacunes associées aux principes de fonctionnement du modèle W-PT. Quelques modifications pourraient alors être apportées afin d'améliorer l'approche de modélisation hydrologique préconisée par le modèle W-PT, les processus hydrologiques qui en découlent et, bien entendu, la répartition spatiale de l'ETR à l'échelle régionale.

Tout d'abord, les paramètres de calibration du modèle étant principalement reliés aux six classes de végétation, il serait nécessaire de pouvoir dissocier le type de sol du type de végétation. La version actuelle de W-PT attribue un type de sol spécifique à chaque classe de végétation peu importe où cette elle se situe sur la région modélisée. Bien qu'il puisse y avoir certains liens entre le type de végétation et les propriétés du sol, il n'est pas rare, à l'échelle régionale, de trouver d'importantes variations dans la composition du sol pour une même espèce végétale. Cette hétérogénéité du sol a d'ailleurs été notée par Neff (1996). Cette approche reflète donc très mal le réalisme naturel des bassins et s'adapte très peu aux bassins versant de grandes tailles.

En outre, dans le cas de la modélisation à grande échelle, il serait avantageux d'offrir à l'usager le choix d'utiliser une grille de calcul à mailles variables. De cette façon, il serait possible de raffiner le maillage sur les bassins versant de faibles superficies améliorant

ainsi la précision de la calibration/validation des hydrogrammes de ruissellement. Les résultats simulés par le modèle serait alors d'une qualité supérieure.

En conclusion, le modèle W-PT est apparu très peu convivial dans cette présente recherche. L'acquisition et le traitement des données a représenté près de 50% du temps alloué à la modélisation de l'ETR pour la région à l'étude. Ce modèle requiert une vaste quantité de données et de nombreux programmes informatiques secondaires ont dû être conçus pour la préparation des données d'entrée dans le format requis par le modèle W-PT. De plus, le nombre élevé de paramètres nécessaires au processus de calibration vient alourdir cette étape. Ce modèle est donc très peu adapté au marché de l'industrie et beaucoup de travail reste à faire pour concurrencer les autres modèles d'hydrologie.

Malgré tout, la réalisation de cette étude constitue un pas en avant dans le domaine de la modélisation hydrologique à grande échelle pour des bassins versants situés en région boréale. Elle ouvre les portes à d'autres réalisations permettant de poursuivre la recherche et le développement des techniques de modélisation de bassins versant. Des défis importants demeurent au chapitre de la représentation de l'hétérogénéité des bassins versants et des processus hydrologiques dans les modèles. Avec la venue récente des systèmes d'information géographique et la disponibilité grandissante de données de télédétection, ces défis semblent de plus en plus réalisables.

KOUWEN, N., SEGLENIEKS, F. et SOULIS, E.D. (1995). The use of distributed storm rainfall data and distributed hydrologic models for estimation of peak flows for Columbia river basin. Rapport soumis à Hydroelectric Engineering Division, B.C. Hydro.

KOUWEN, N. (1988). WATFLOOD : a micro-computed based flood forecasting system based on real-time wheather radar. Canadian Water Resources Journal, vol.13, no.1, 62-77.

LINSLEY, R.K. jr., KOHLER, M.A. et PAULHUS, J.L.H. (1949). Applied Hydrolgy, Éditions McGraw-Hill, 689 pages.

MAILHOT, J. (1994). The regional Finite-Element (RFE) model scientific description – Part 2 : physics. Recherche en Prévision Numérique, Atmospheric Environement Service, Dorval, Québec, Canada.

MAILHOT, J., BENOIT, R., PELLERIN, P., LEE, V., KOUWEN, N., SOULIS, E.D., KITE, G. et WELSH, L. (1992). Fine-scale modelling of intense orographic precipitation over the Columbia river basin and coupling with distributed hydrology models. Rapport d'étape.

McFARLANE, N.A., BOER, G.J., BLANCHET, J.-P. et LAZARE, M. (1992). The Canadian Climate Center second-generation General Circulation Model and its equilibrium climate. Journal of Climate, vol.5, 1013-1044.

MONTEITH, J.L. (1973). Principles of Environmental Physics. Éditions American Elsevier, New-York, 241 pages.

MONTEITH, J.L. (1965). Evaporation and environment. Symp. Soc. Exp. Biol., vol.19, 205-234.

MORCRETTE, J.-J. (1984). Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de la circulation générale atmosphérique. Thèse de Doctorat, Université des sciences et techniques de Lille, 373 pages.

MORTON, F.I. (1983a). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. Journal of Hydrology, vol.66, 1-76.

MORTON, F.I. (1983b). Operational estimates of lake evaporation. Journal of Hydrology, vol.66, 77-100.

MUNRO, D.S. (1979). Daytime energy exchange and evaporation from a wooded swamp. Water Resources Research, vol.15, no.5, 1259-1265.

SELLERS, P.J., HALL, F., MARGOLIS, H., KELLY, B., BALDOCCHI, D., DEN HARTOG, G., CIHLAR, J., RYAN, M.G., GOODISON, B., CRILL, P., RANSON, K.J., LETTENMEIER, D., et WICKLAND, D.E. (1995) The Boreal Ecosystem-Atmospherre Study (BOREAS): An overview and early results from the 1994 field year. Bulletin of the American Meteorological Society, vol.76, no.9, 1549-1577.

SHUTTLEWORTH, W.J. (1976). A one-dimensional theoritical description of the vegetation-atmosphere interaction, Boundary Layer Meteorology, vol.10, 273-302.

SPITTLEHOUSE, D.L. et BLACK, T.A. (1981). A growing season water balance model applied to two Douglas fir stands. Water Resources Research, vol.17, 1651-1656.

STEWART,R.B. et ROUSE, W.R. (1977). Substantiation of the Priestley and Taylor parameter α=1.26 for potential evaporation in high latitudes. Journal of Apllied Meteorology, vol.16, 649-650.

STEWART,R.B. et ROUSE, W.R. (1976). A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds. Water Resources Research, vol.12, no.4, 623-628.

TAN, C.S et BLACK, T.A. (1976). Factors affecting the canopy resistance of a Douglas-fir forest, Boundary Layer Meteorology, vol.10, 475-488.

THOM, A.S et OLIVER, H.R. (1977). On Penman's equation for estimating regional evaporation, Quart. J. R. Meteorol. Soc., vol.103, 345-357.

THORNTHWAITE, C.W., (1948). An approach toward a rational classification of climate. Geophysical Review, vol.38, no.1, 55-94.

WOOD, E.F., SIVAPALAN, M. et BEVEN, K. (1990). Similarity and scale in catchment response. Reviews of Geophysics, vol.28, no.1, 1-18.

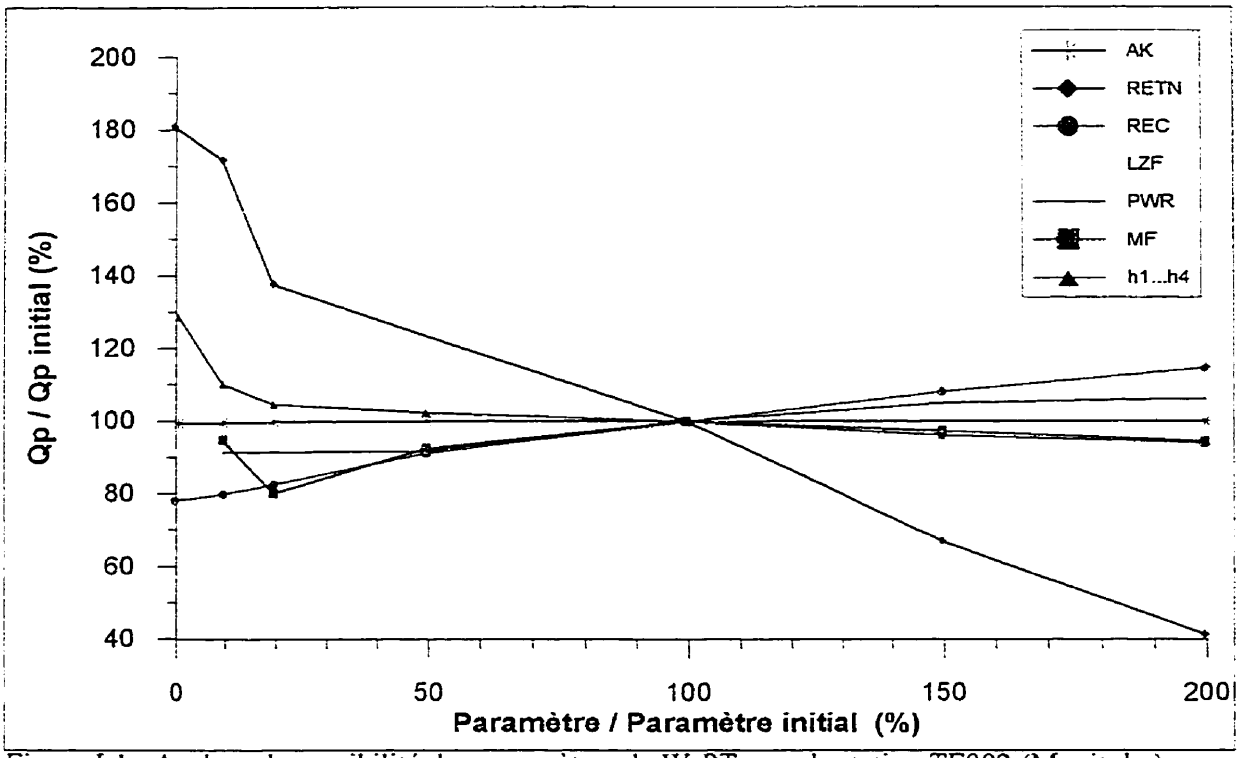


Figure I.1: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station TF002 (Manitoba). Rapport des débits de pointe.

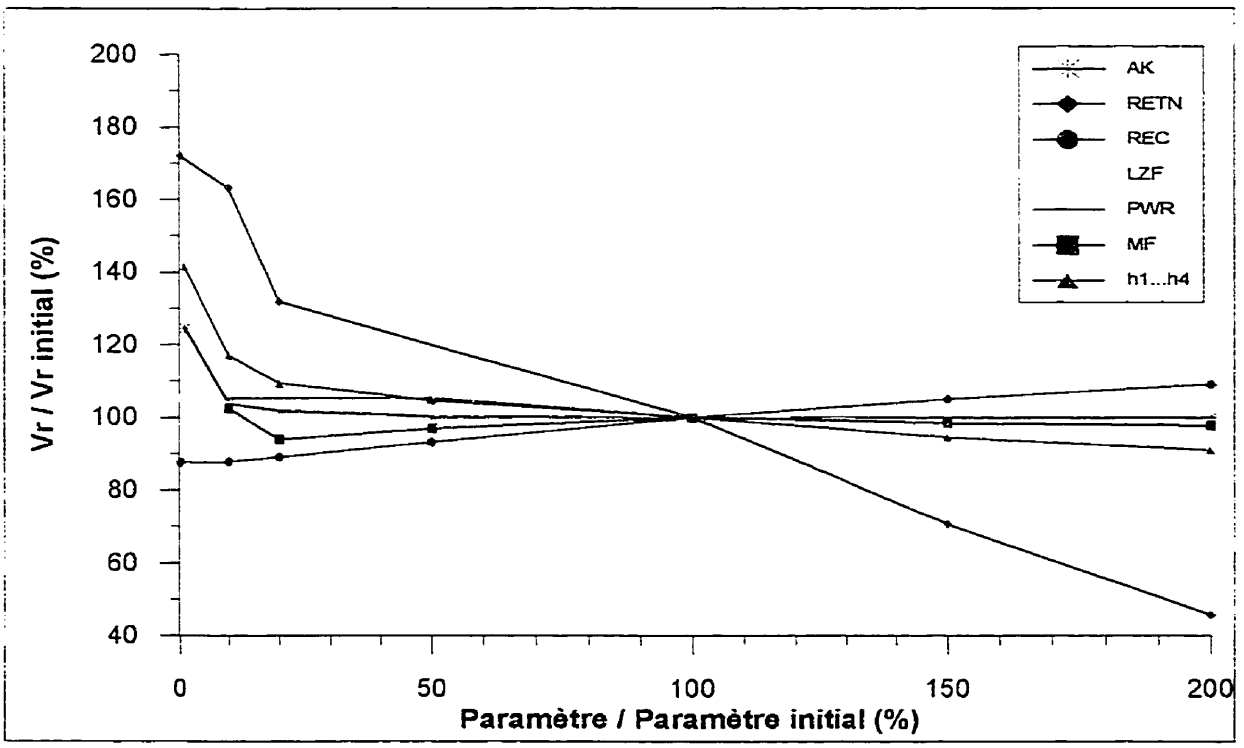


Figure I.2: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station TF002 (Manitoba) Rapport des volumes de ruissellement

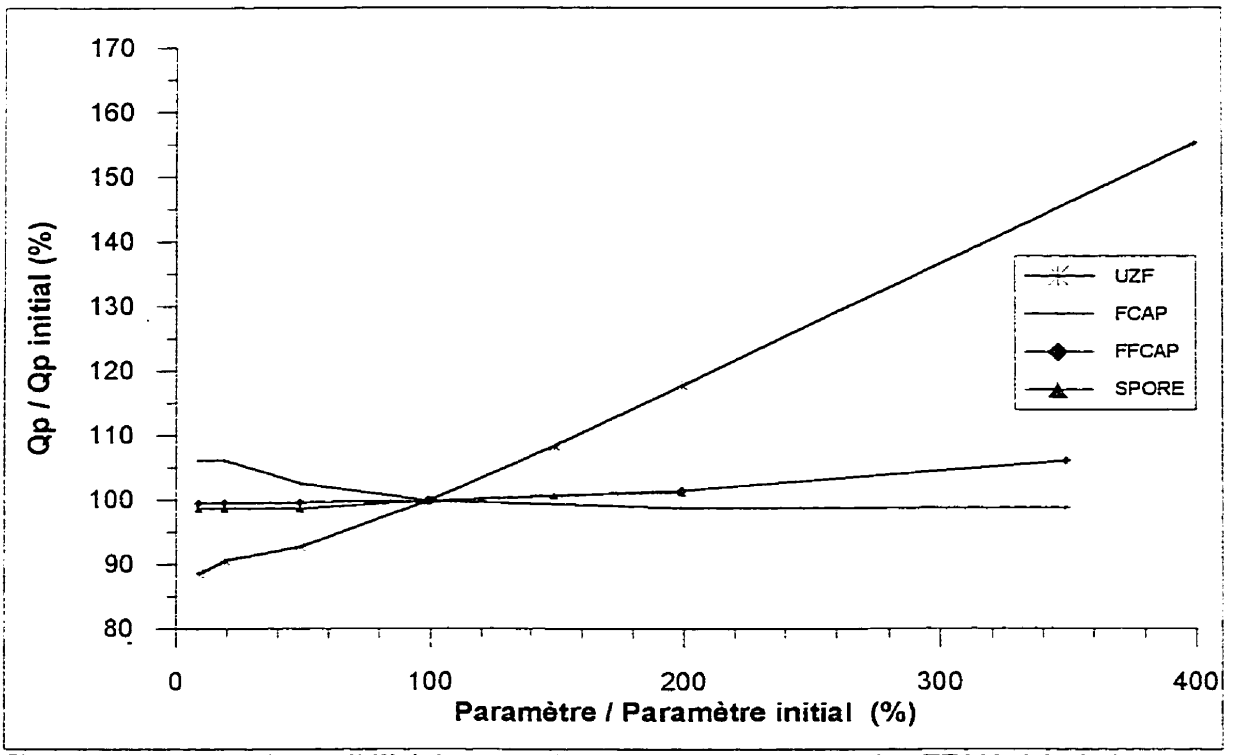


Figure I.3: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station TF002 (Manitoba)
Rapport des débits de pointe

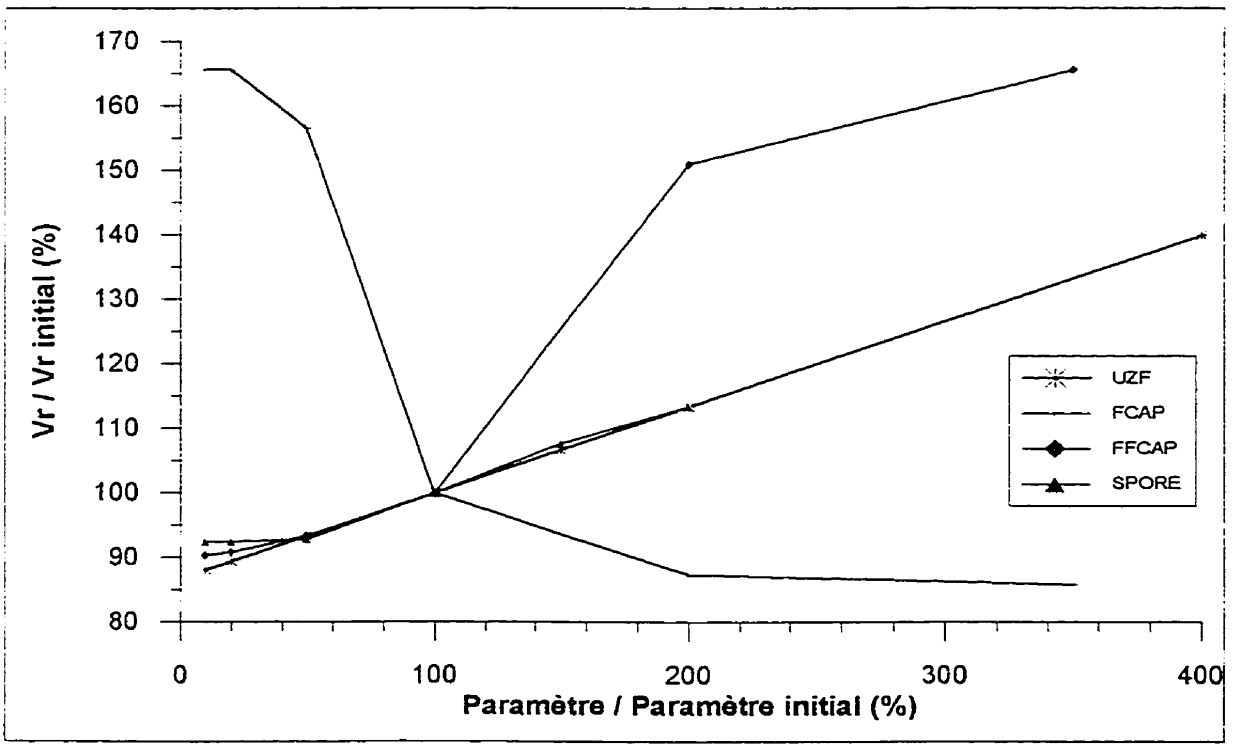


Figure I.4: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station TF002 (Manitoba)
Rapport des volumes de ruisselement

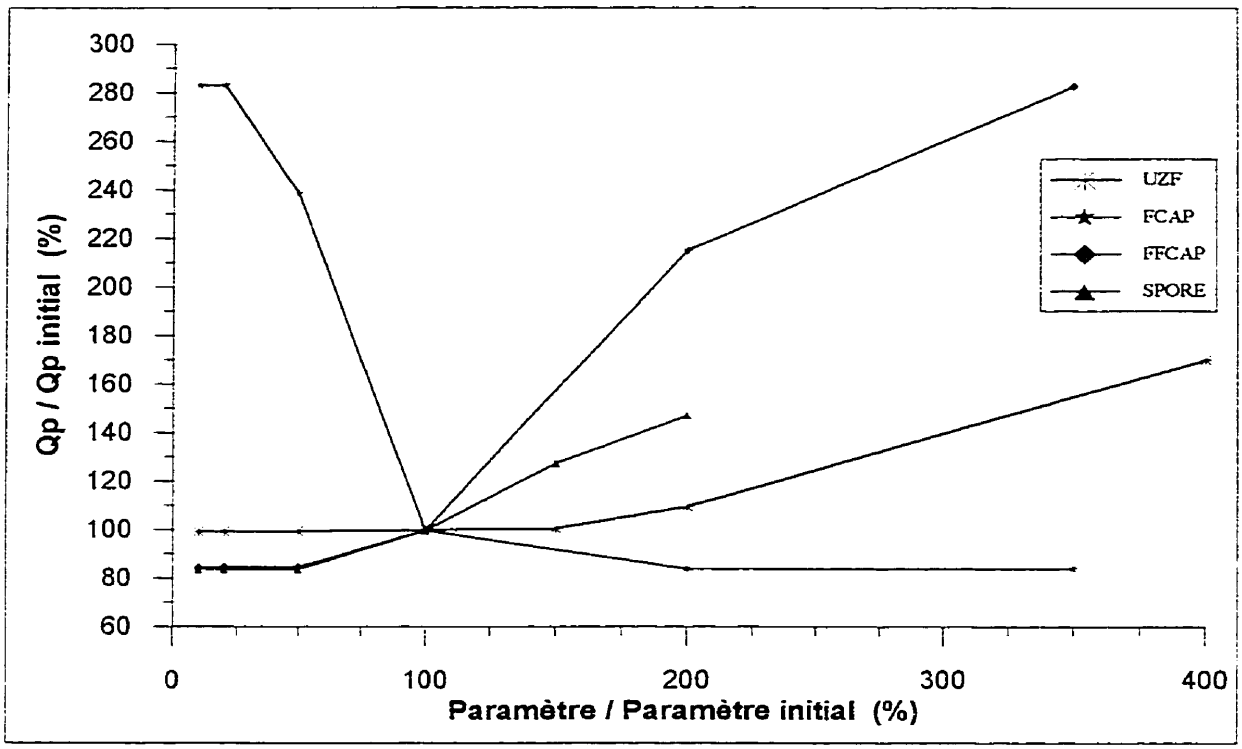


Figure I.7: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station TE002 (Manitoba)
Rapport des débits de pointe

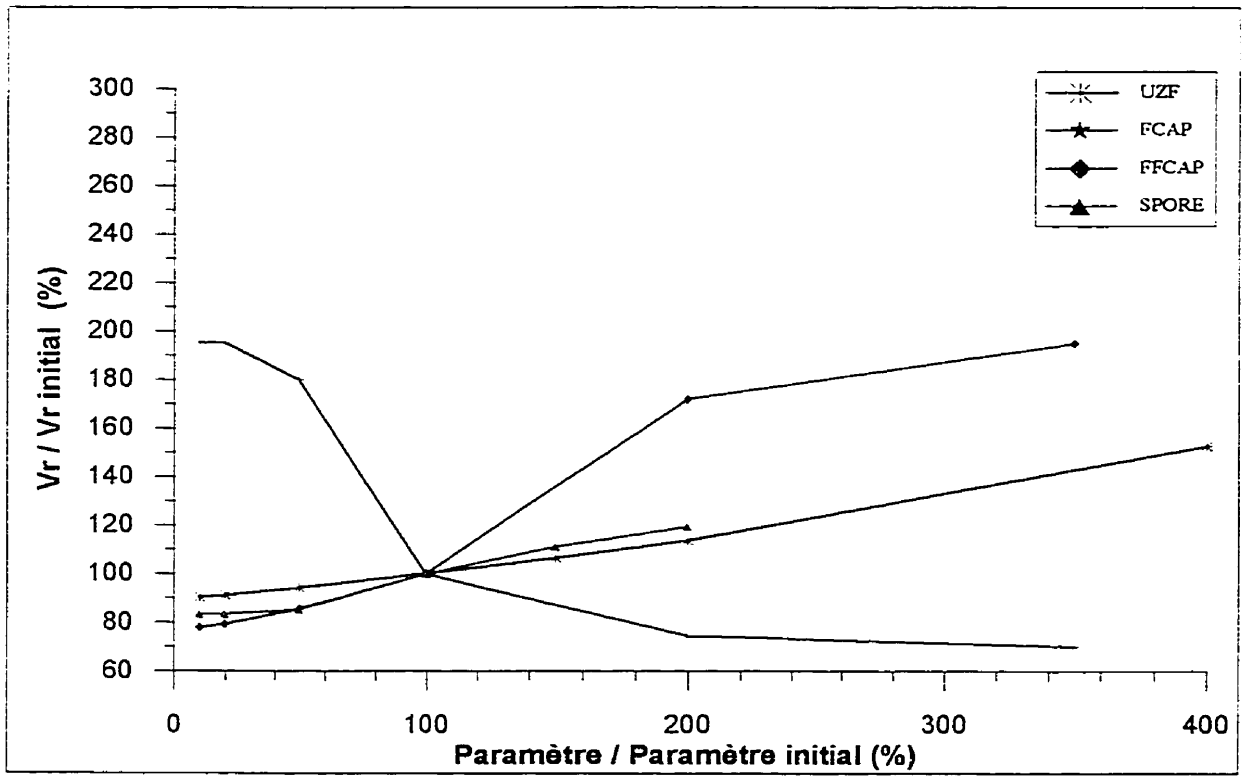


Figure I.8: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station TE002 (Manitoba)
Rapport des volumes ed ruissellement

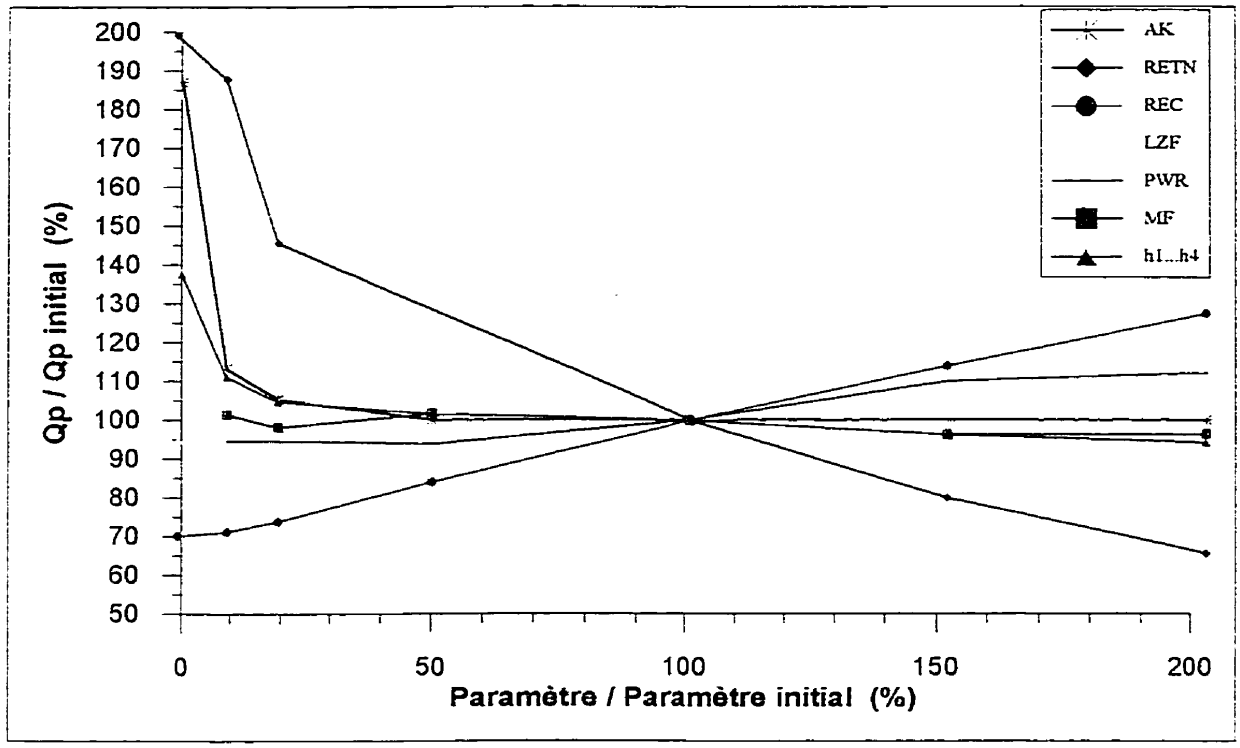


Figure I.9: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station TD001 (Manitoba)
Rapport des débits de pointe

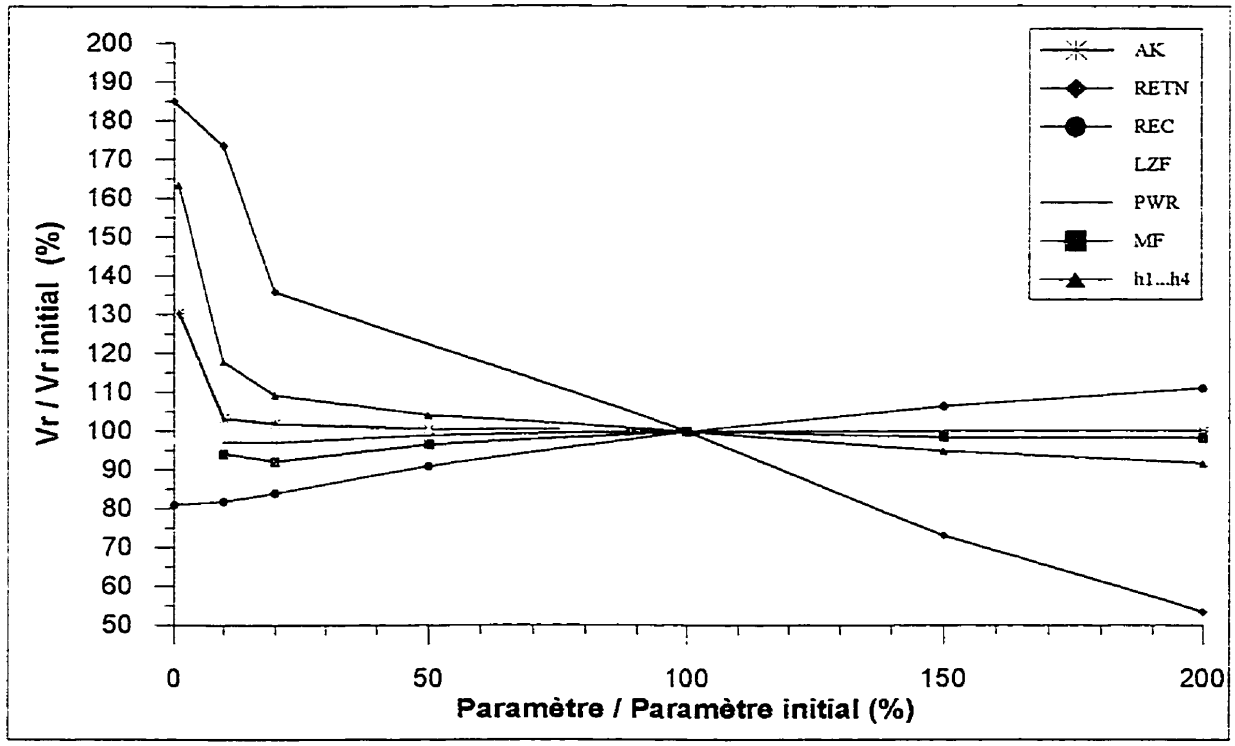


Figure I.10: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station TD001 (Manitoba)
Rapport des volumes de ruissellement

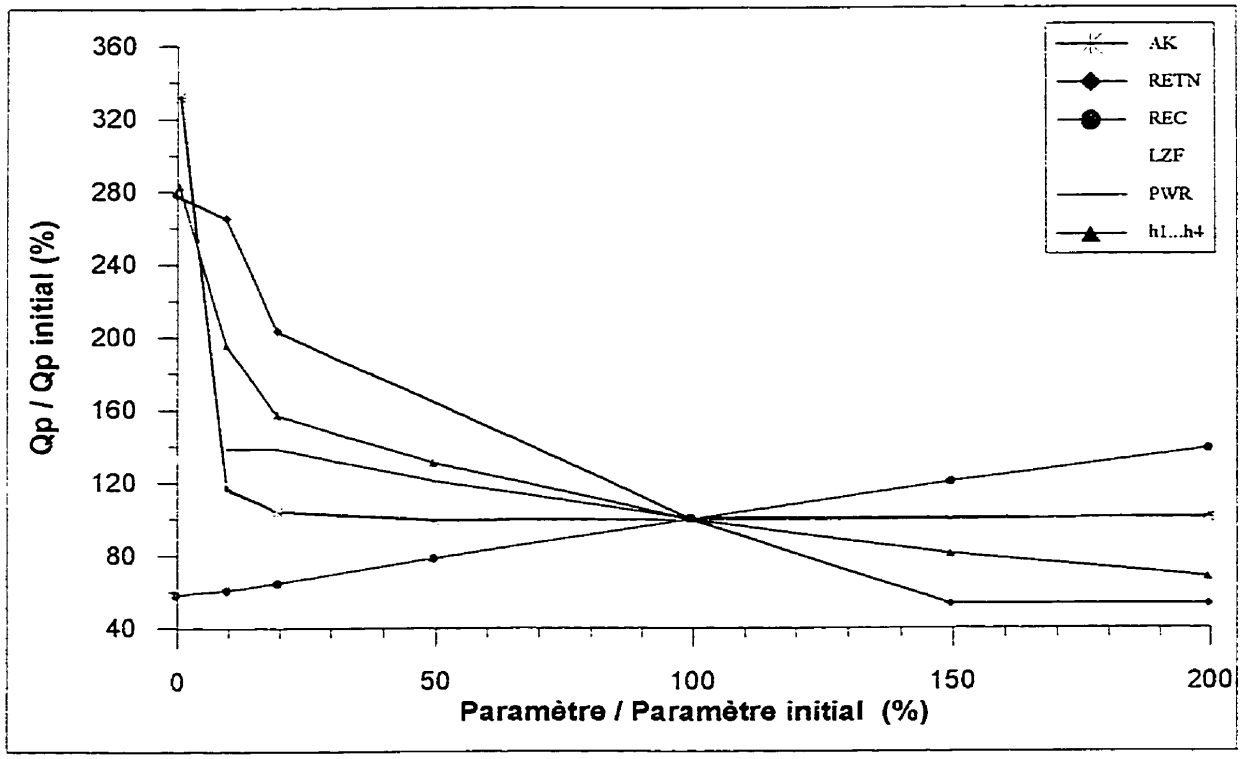


Figure I.13: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station KE010 (Saskatchewan) Rapport des débits de pointe

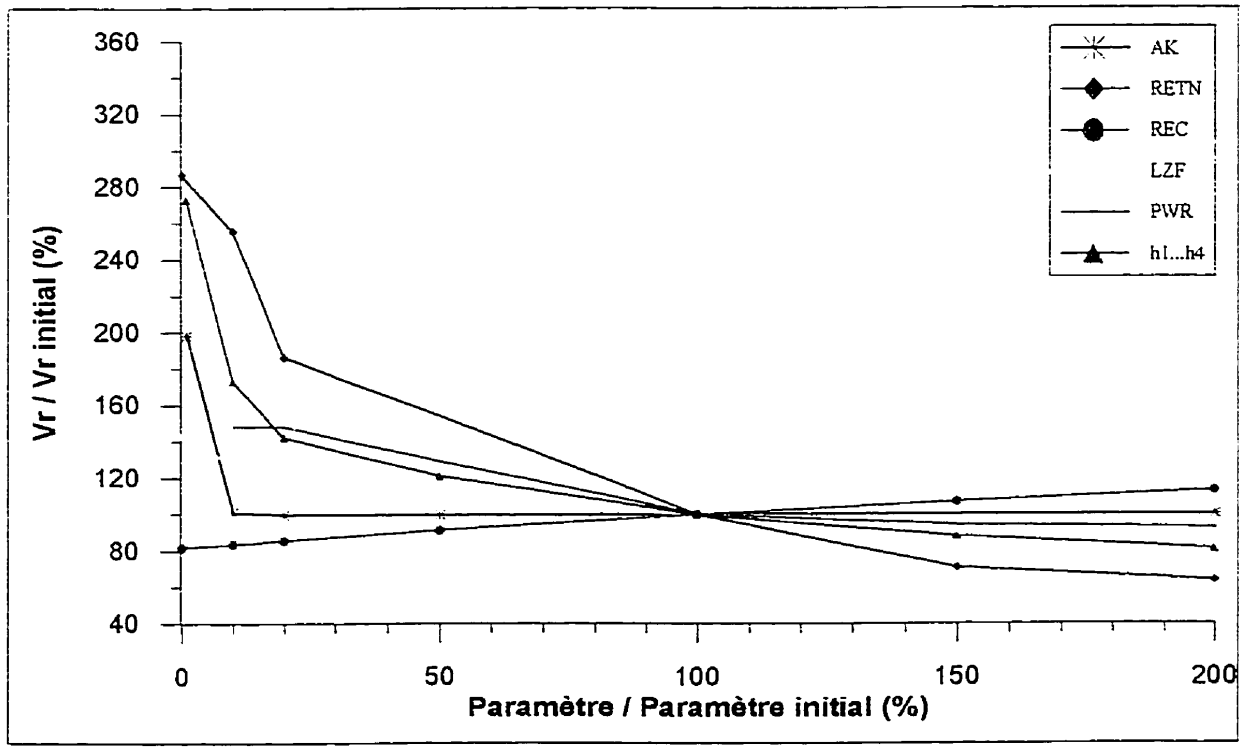


Figure I.14: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station KE010 (Saskatchewan) Rapport des volumes de ruissellement

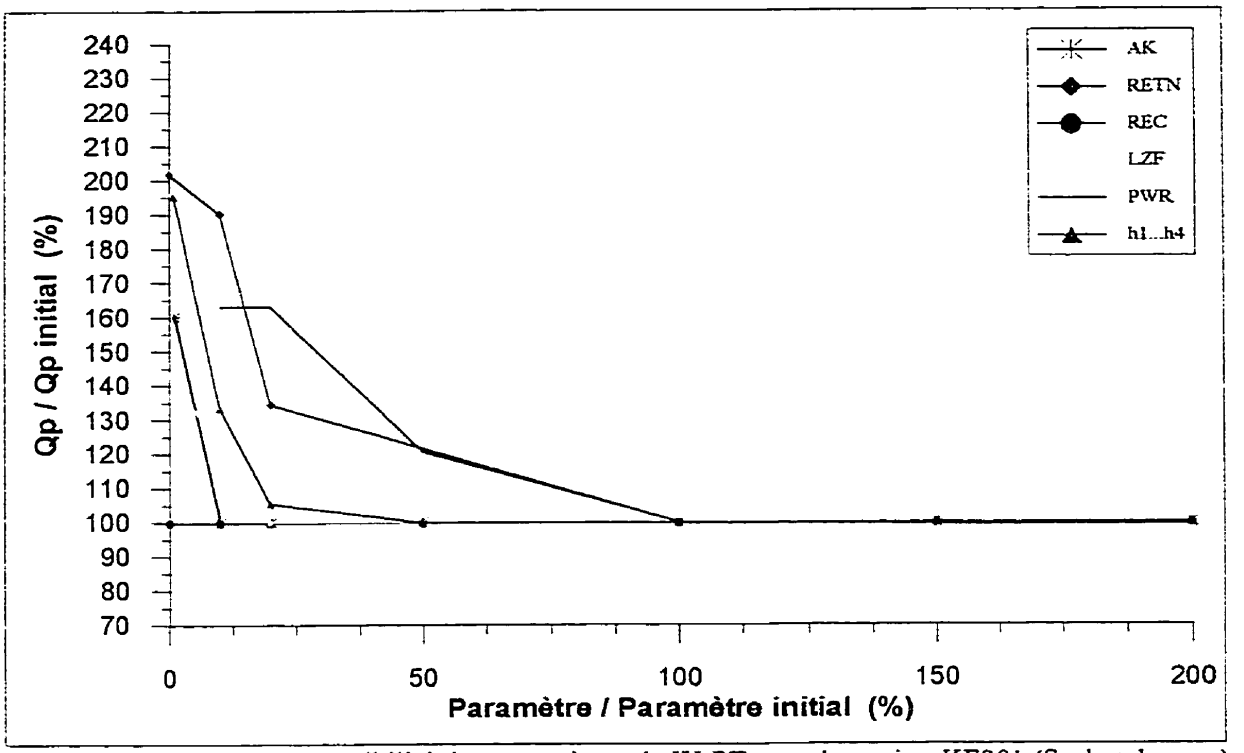


Figure I.17: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station KF001 (Saskatchewan)
Rapport des débits de pointe

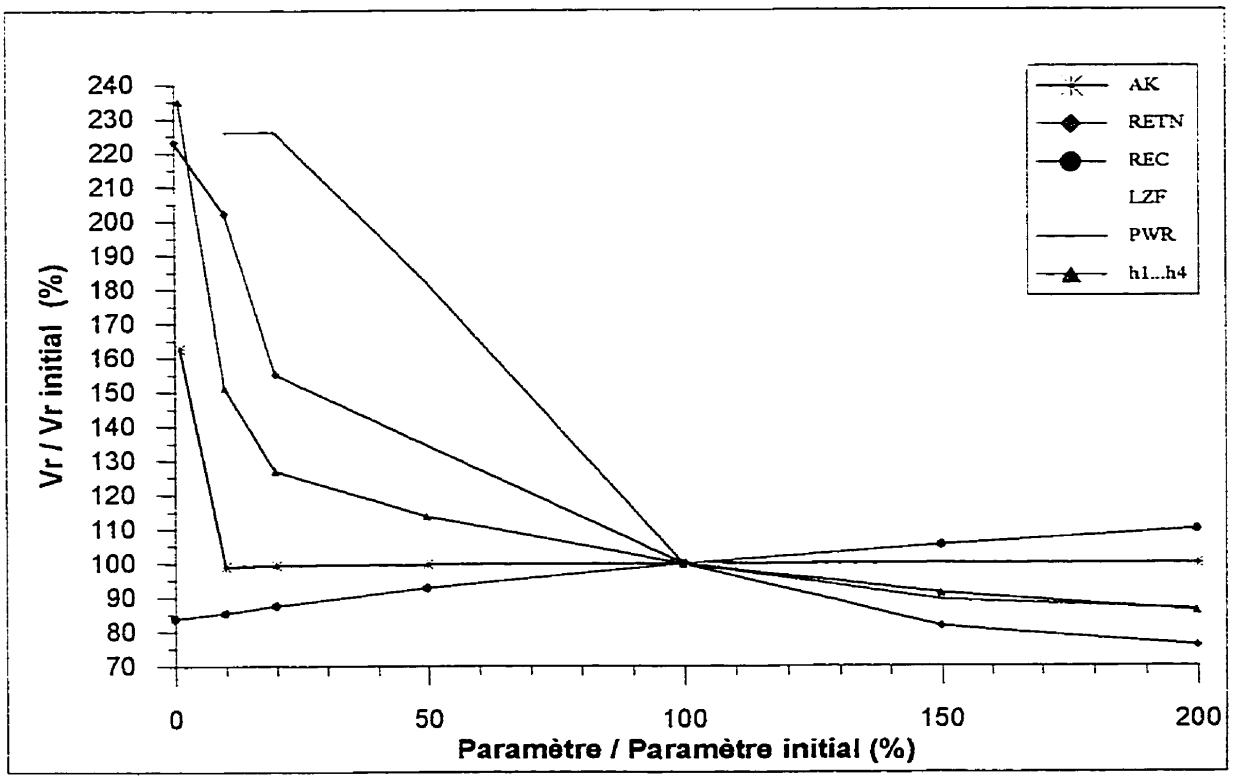


Figure I.18: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station KF001 (Saskatchewan)
Rapport des volumes de ruissellement

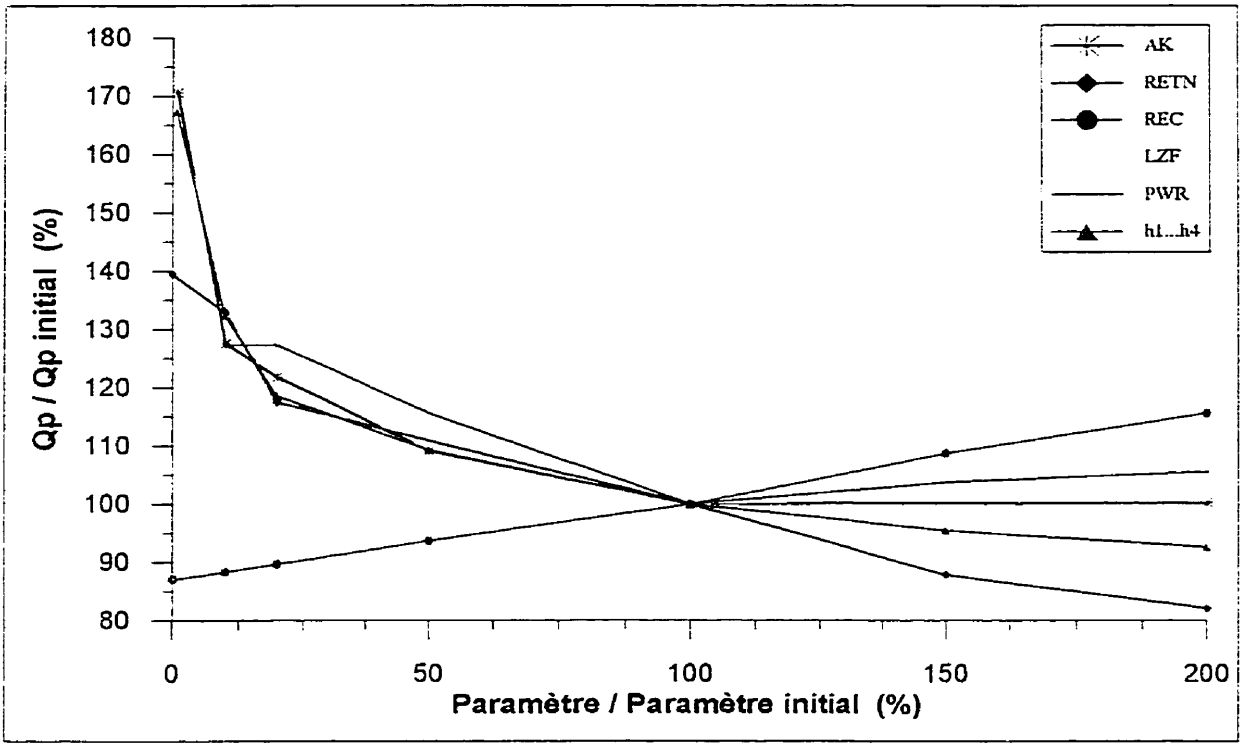


Figure I.21: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station KG002 (Saskatchewan) Rapport des débits de pointe

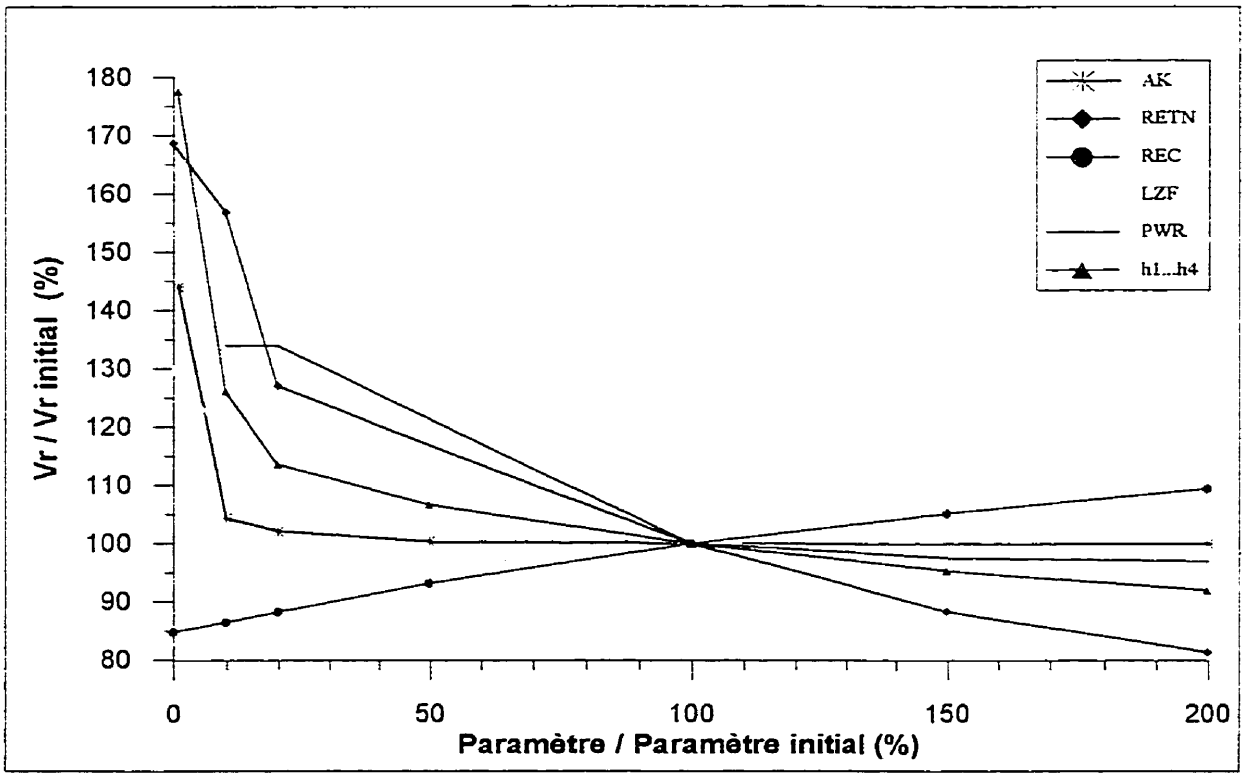


Figure I.22: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station KG002 (Saskatchewan) Rapport des volumes de ruissellement

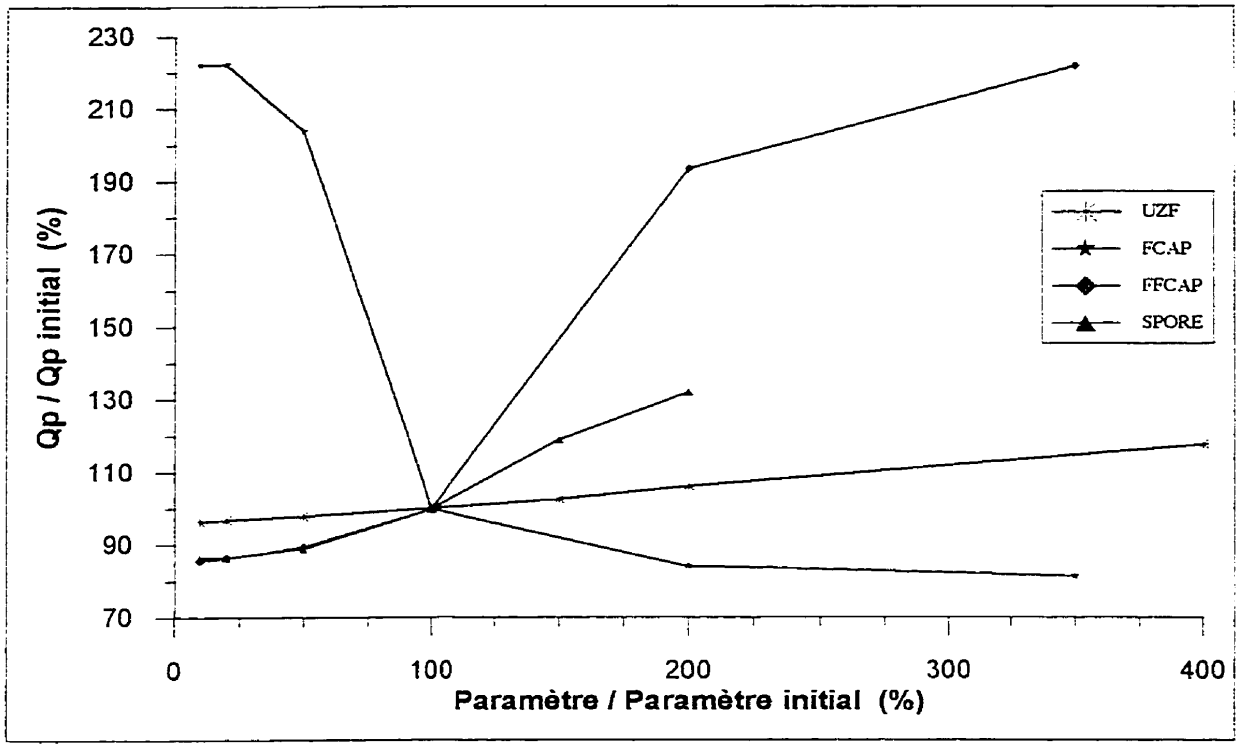


Figure I.23: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station KG002 (Saskatchewan)
Rapport des débits de pointe

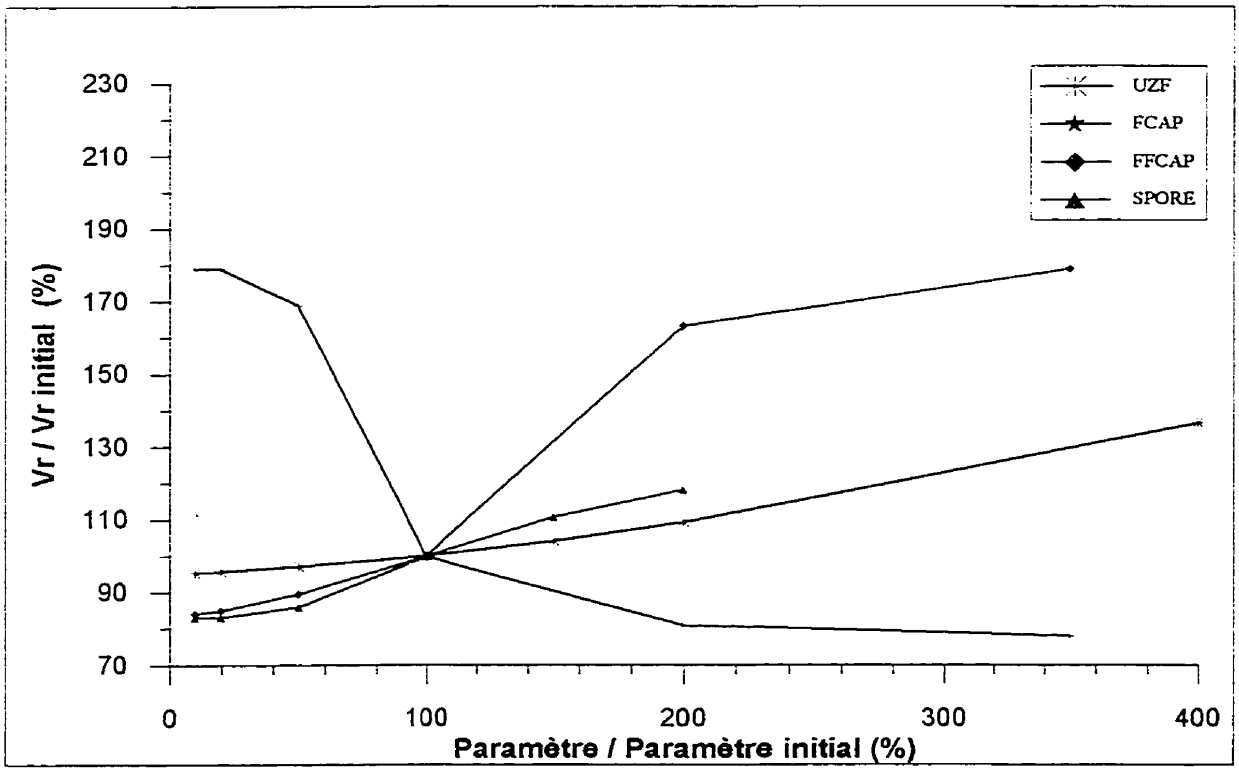


Figure I.24: Analyse de sensibilité des paramètres de W-PT pour la station KG002 (Saskatchewan)
Rapport des volumes de ruissellement

ANNEXE II

PARAMÈTRES DE CALIBRATION DU MODÈLE WATFLOOD/PRIESTLEY-TAYLOR - HYDROGRAMMES DE RUISSELLEMENT -

Tableau AII.3 Paramètres hydrographiques selon la classe des rivières.

Paramètres	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5
R1	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
R2	0.75	5.0	0.10	0.10	1.0
Ch	0.9	0.8	1.0	1.0	0.6

Seulement 2 classes de rivières ont été utilisées dans la présente recherche :
- Classe 1 : rivières principales
- Classe 2 : rivières tributaires

Tableau AII.4 Paramètres divers en fonction des mois de l'année.

Paramètres	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct
H1	1.0	1.0	1.5	1.5	1.6	1.0
H2	1.5	1.5	1.5	1.6	1.6	1.0
H3	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01
H4	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
H5	0	0	0	0	0	0
Humid	60.0	64.5	69.0	68.5	73.5	68.0
Meanpres	95.1	95.1	95.1	95.1	95.1	95.1

Lzf : 0.0005
Pwr : 1.9

Les paramètres relatifs aux écoulements de base sont les mêmes pour toutes les classes d'occupation du territoire. Il y a donc une seule valeur pour ce processus.

Temp1 : 0
Temp2 : 75
Temp3 : 750
Tton : 0

Lat : 54.0

ANNEXE III

VARIATION SPATIALE DES DONNÉES D'ENTRÉE POUR LA MODÉLISATION DE L'ETR AVEC LE MODÈLE WATFLOOD/PRIESTLEY-TAYLOR

- Scénario #1 -

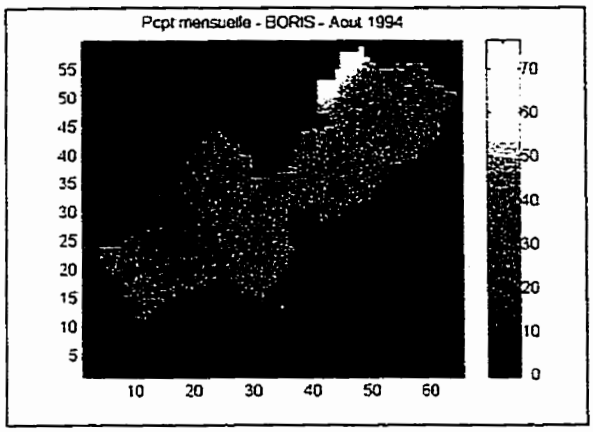


Figure A3.4 Variation spatiale des précipitations mensuelles (mm) provenant de BORIS et distribuées avec RAGMET. Août 1994. Scénario #1.

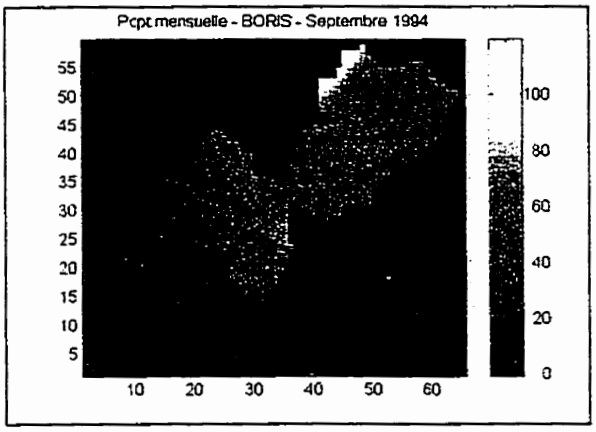


Figure A3.5 Variation spatiale des précipitations mensuelles (mm) provenant de BORIS et distribuées avec RAGMET. Septembre 1994. Scénario #1.

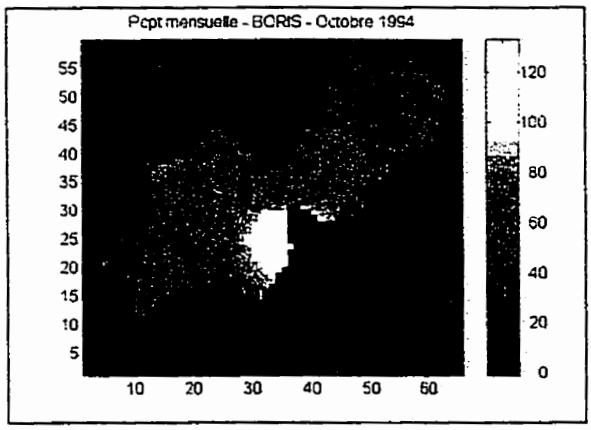


Figure A3.6 Variation spatiale des précipitations mensuelles (mm) provenant de BORIS et distribuées avec RAGMET. Octobre 1994. Scénario #1.

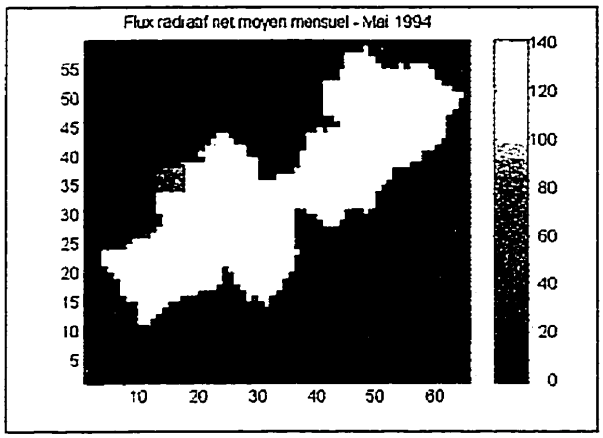


Figure A3.7 Variation spatiale des flux radiatifs nets moyens mensuels (W/m^2) provenant des modèles RFE et RADCONV3. Mai 1994. Scénario #1.

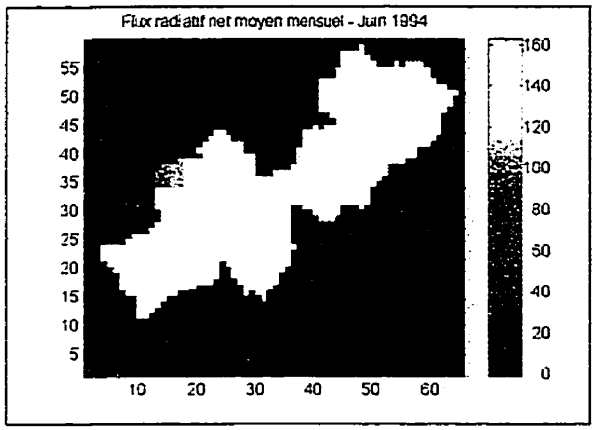


Figure A3.8 Variation spatiale des flux radiatifs nets moyens mensuels (W/m^2) provenant des modèles RFE et RADCONV3. Juin 1994. Scénario #1.

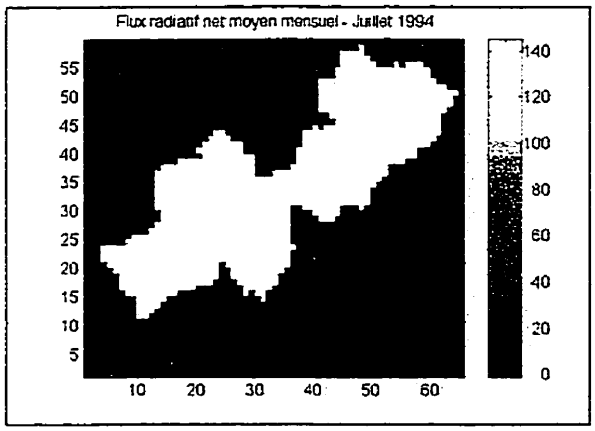


Figure A3.9 Variation spatiale des flux radiatifs nets moyens mensuels (W/m^2) provenant des modèles RFE et RADCONV3. Juillet1994. Scénario #1.

ANNEXE IV

VARIATION SPATIALE DES DONNÉES D'ENTRÉE POUR LA MODÉLISATION DE L'ETR AVEC LE MODÈLE WATFLOOD/PRIESTLEY-TAYLOR

- Scénario #2 -

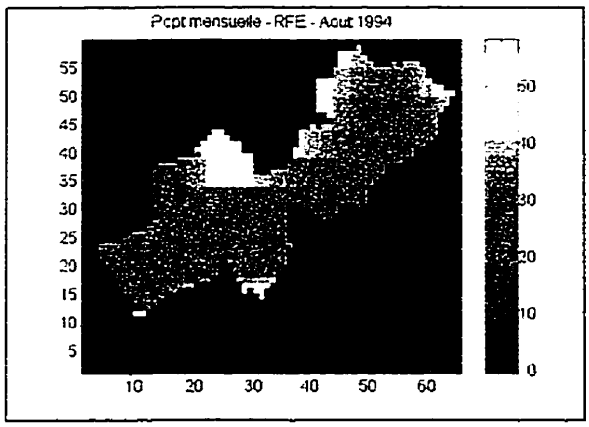


Figure A4.4 Variation spatiale des précipitations mensuelles pondérées (mm) provenant du modèle RFE. Août 1994. Scénario #2.

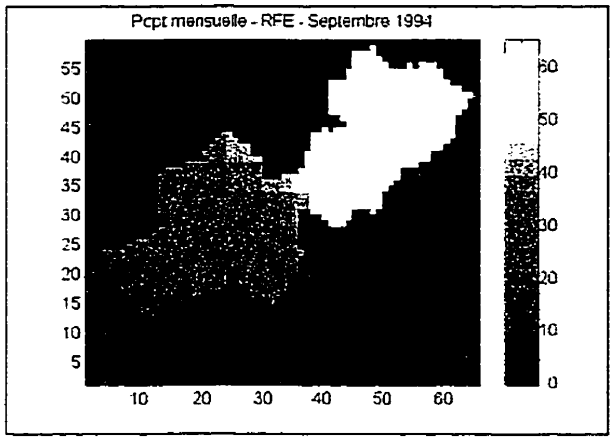


Figure A4.5 Variation spatiale des précipitations mensuelles pondérées (mm) provenant du modèle RFE. Septembre 1994. Scénario #2.

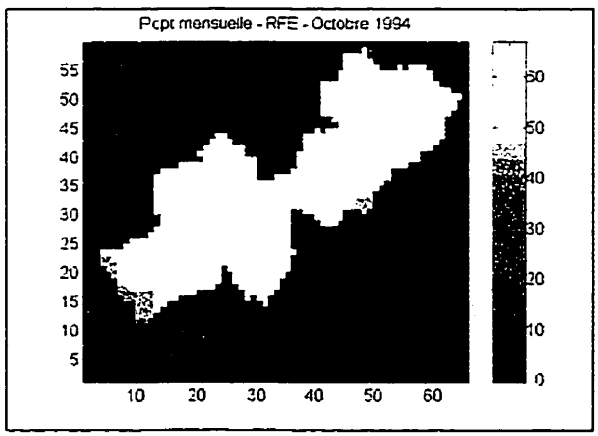


Figure A4.6 Variation spatiale des précipitations mensuelles pondérées (mm) provenant du modèle RFE. Octobre 1994. Scénario #2.

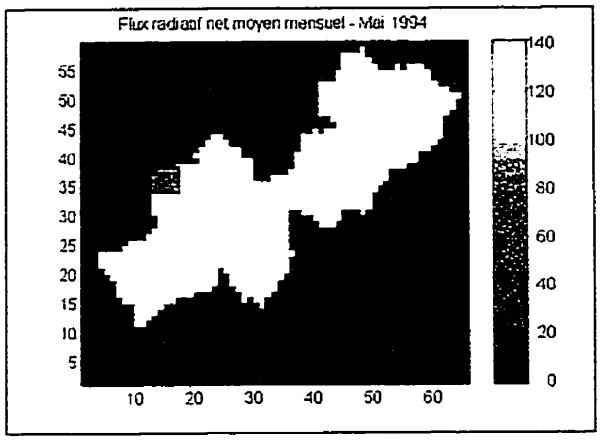


Figure A4.7 Variation spatiale des flux radiatifs nets moyens mensuels (W/m^2) provenant des modèles RFE et RADCONV3. Mai 1994. Scénario #2.

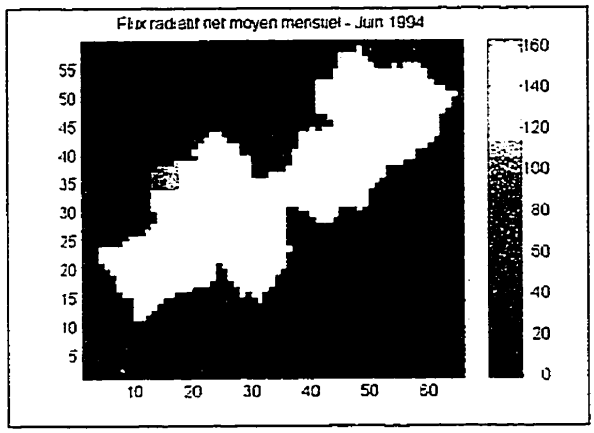


Figure A4.8 Variation spatiale des flux radiatifs nets moyens mensuels (W/m^2) provenant des modèles RFE et RADCONV3. Juin 1994. Scénario #2.

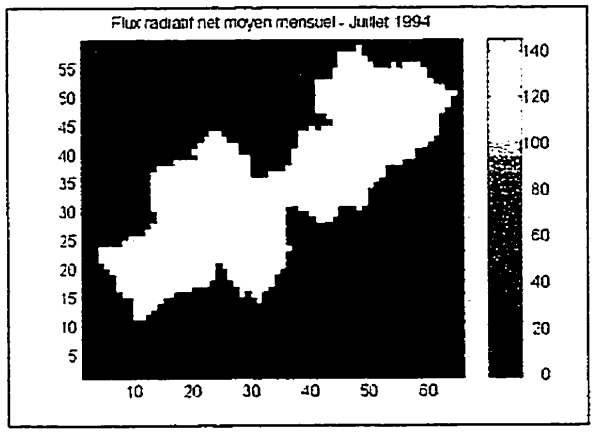


Figure A4.9 Variation spatiale des flux radiatifs nets moyens mensuels (W/m^2) provenant des modèles RFE et RADCONV3. Juillet1994. Scénario #2.

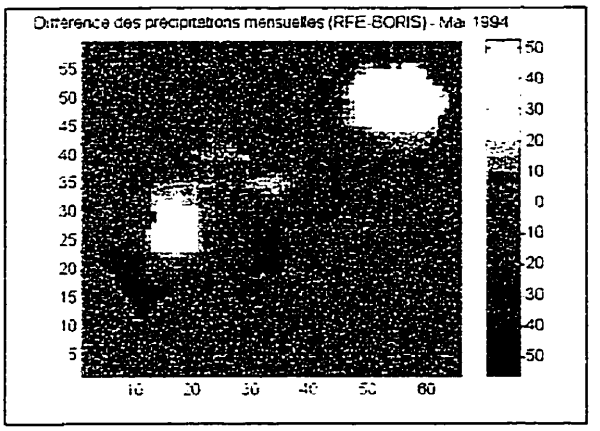


Figure A4.13 Variation spatiale des différence entre les précipitations mensuelles de du modèle RFE non-pondérées et de BORIS (mm). Mai 1994.

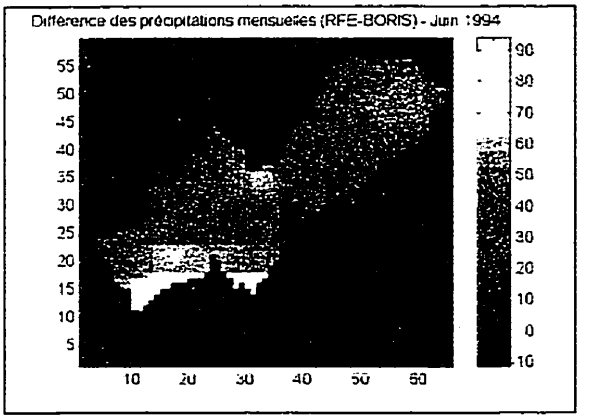


Figure A4.14 Variation spatiale des différence entre les précipitations mensuelles de du modèle RFE non-pondérées et de BORIS (mm). Juin 1994.

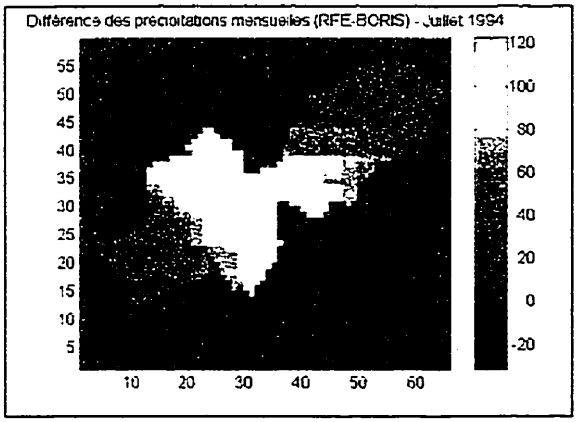


Figure A4.15 Variation spatiale des différence entre les précipitations mensuelles de du modèle RFE non-pondérées et de BORIS (mm). Juillet 1994.

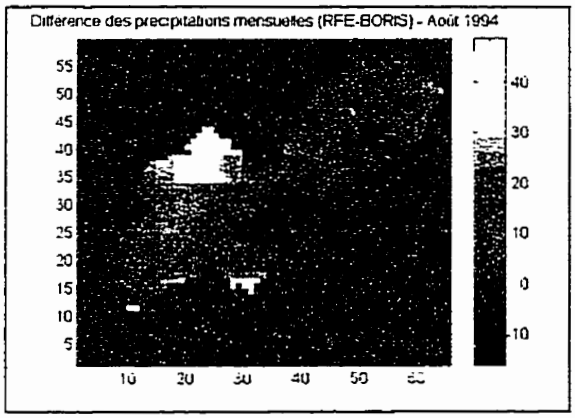


Figure A4.16 Variation spatiale des différence entre les précipitations mensuelles de du modèle RFE non-pondérées et de BORIS (mm). Août 1994.

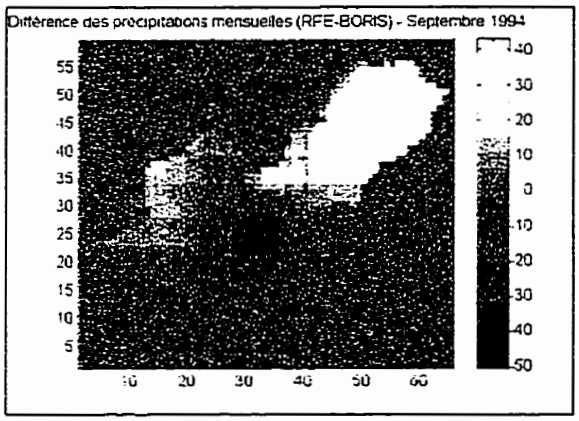


Figure A4.17 Variation spatiale des différence entre les précipitations mensuelles de du modèle RFE non-pondérées et de BORIS (mm). Septembre 1994.

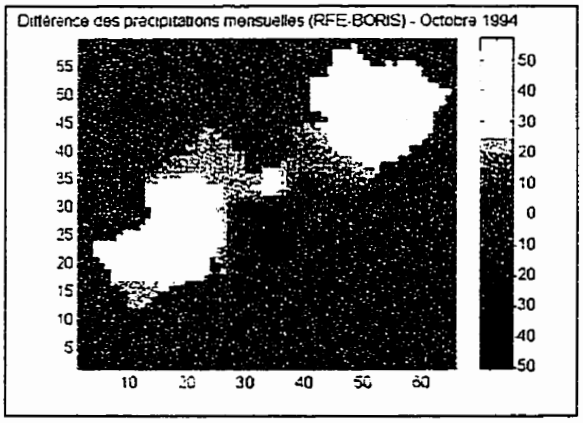
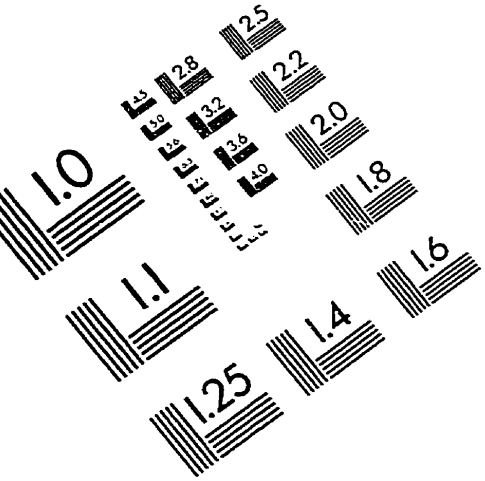
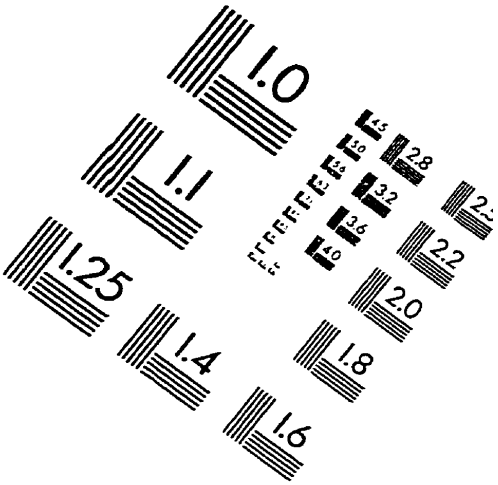
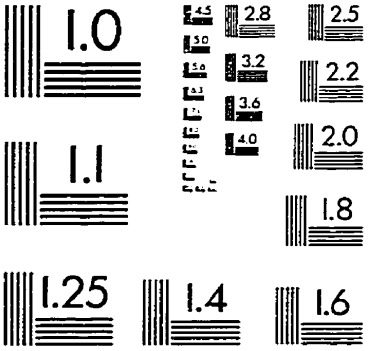


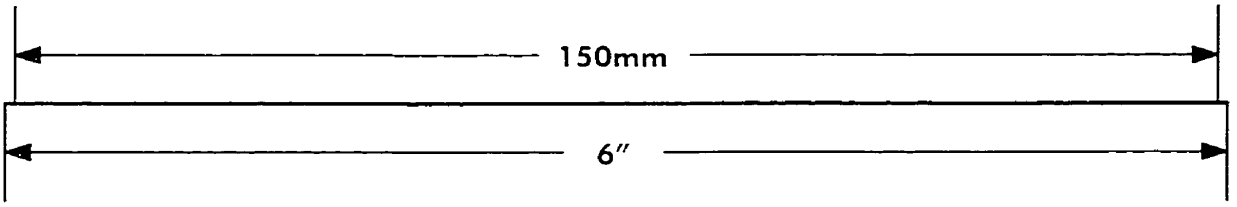
Figure A4.18 Variation spatiale des différence entre les précipitations mensuelles de du modèle RFE non-pondérées et de BORIS (mm). Octobre 1994.

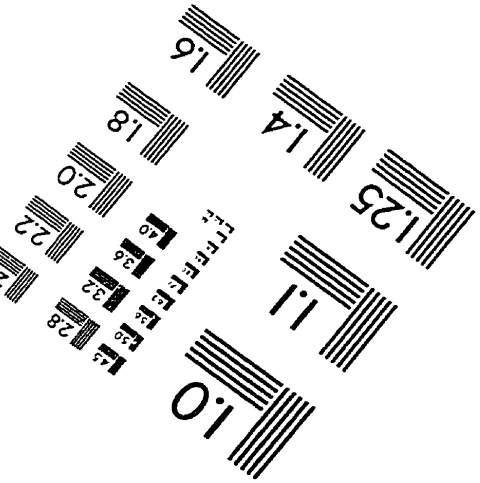
IMAGE EVALUATION TEST TARGET (QA-3)

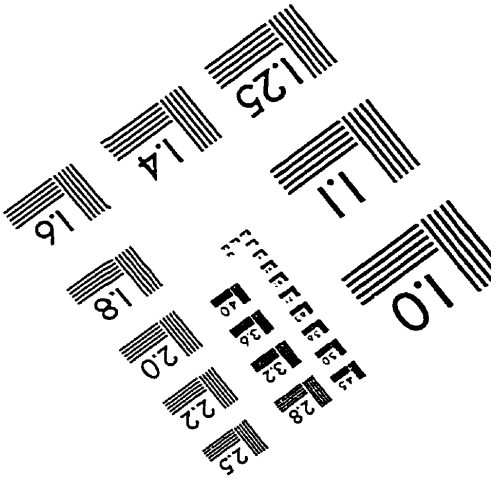










APPLIED IMAGE, Inc
1653 East Main Street
Rochester, NY 14609 USA
Phone: 716/482-0300
Fax: 716/288-5989

© 1993, Applied Image, Inc., All Rights Reserved