

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

MISE À JOUR DES VARIABLES D'ÉTAT DU MODÈLE HYDROLOGIQUE
HYDROTEL EN FONCTION DES DÉBITS MESURÉS.

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

ALBE MAMONO

SEPTEMBRE 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

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

RÉSUMÉ

L'ajustement du modèle Hydrotel pour la prévision sur le bassin versant de la rivière Chaudière a été effectué pour la période de mars à décembre 1990. L'approche utilisée est celle qui consiste à minimiser les erreurs dues aux données météorologiques lorsque l'on suppose, pour des fins algorithmiques et ce tenter aucune démonstration, que les erreurs liées au modèle et à la description du bassin ont été prises en compte ; dans la mesure du possible, lors de l'étalonnage du modèle sur le bassin. Notre hypothèse est que la capacité prévisionnelle d'Hydrotel est améliorée par l'utilisation des données hydrométéorologiques corrigées, tel que l'écart entre les valeurs observées et estimées, qui est réinjecté à l'entrée du modèle. L'amélioration est, par ce fait, obtenue en ajustant artificiellement les coefficients affectés aux sollicitations météorologiques pour que les débits simulés soient le plus près possible des plus récents débits observés. Comme critère et stratégie pour la minimisation des écarts entre les apports simulés et observés, une fonction objective est définie. C'est une fonction implicite des coefficients d'ajustement des précipitations, des températures et des réserves en eau du sol. Les raisons qui ont motivé le choix du modèle, les avantages et les désavantages d'Hydrotel sont présentés. Les caractéristiques physiques et hydroclimatiques du bassin versant de la Chaudière sont analysées. Les résultats obtenus montrent le caractère opérationnel de cette approche très simple. Selon les saisons, les caractéristiques des crues sont particulièrement sensibles au coefficient d'ajustement des précipitations et bien moins aux coefficients de température locale de l'atmosphère et de teneur en eau du sol du bassin versant. Le calage numérique des coefficients d'ajustements sur chaque crue au cours de la période d'étude permet d'étudier leur évolution temporelle. D'autre part, le coefficient de corrélation des droites de régression permet de trouver la meilleure fourchette des valeurs des coefficients affectés aux données météorologiques minimisant ainsi l'écart, par rapport à l'hydrogramme observé, du volume de la crue prévue ou l'importance de l'écart de pointe de crue. Les débits simulés se rapprochent des débits observés d'une façon satisfaisante, particulièrement en période de forts débits. Les ajustements établis à pas de temps journaliers ont permis des prévisions satisfaisantes et apportent une possibilité d'une correction continue, toutefois l'implantation d'Hydrotel sur le bassin de la rivière Chaudière qui a été utilisés a une légère tendance à sous-estimer le début des crues et à surestimer la décrue.

Mots clés : ajustement, mise à jour, modèle, hydrologie, simulation, hydrogramme, Hydrotel, variables d'état, fonction objectif

ABSTRACT

The adjustment of the hydrologic model for flow forecasting on the catchment area of the Chaudière river was carried out from March to December 1990. The approach used consists in supposing, for algorithmic ends and without trying any demonstration, that the errors related to the model and the description of the basin are taken into account, during the calibration of the model on the basin and it thus minimise those which are due to the weather data.

The improvement is obtained in adjusting artificially the coefficients assigned to the weather requests so that simulated flows are more close to the flows observed.

As criterion and strategy for the minimization of the differences between the simulated contributions are more close possible to the flows observed, the objective function is defined. It is an implicit function of the coefficients of adjustment of precipitations, temperatures and water reserves of the ground of the watershed.

The choice of the model, the advantage and the disadvantages of Hydrotel are presented.

The physical and hydroclimatic characteristics of the catchment area of the Chaudière are analyzed. The results obtained show the operational characteristic of this very simple approach. In addition, the coefficient of correlation of the straight regression lines makes it possible to find the best range of values of the coefficients assigned to the weather data thus minimizing the variation, compared to the hydrogram observed, of the volume of the rising envisaged or the importance of the variation of point of rising flood.

In period of strong flows, the simulated flows particularly approach the flows observed. The established adjustments with steps of daily times allow satisfactory forecasts and bring a possible continued correction, however Hydrotel has a light tendency to underestimate the beginning of the flood and to over-estimate the end of it.

Key words: ajustement, hydrological model, Chaudière river, Hydrotel, objective function, hydrogram.

REMERCIEMENTS

Je remercie mon tuteur, professeur Alfred Jaouich, pour le soutien et l'encadrement apportés au cours de la réalisation de cette recherche.

Je remercie également le professeur Jean-Pierre Fortin de L'INRS-ETE pour m'avoir permis de travailler dans un projet de modélisation relié à son champ d'expertise.

Mes remerciements vont également à Richard Turcotte du centre d'expertise hydrique du Québec pour m'avoir initié au modèle Hydrotel.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
ABSTRACT.....	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES TABLEAUX	vi
I INTRODUCTION	1
II DESCRIPTION DU MODÈLE HYDROTEL	2
2.1. Interpolation des précipitations	7
2.2. Evolution et fonte du couvert nival	8
2.3. Evapotranspiration potentiel	9
2.4. Le bilan hydrologique vertical dans le sol	11
2.5. Ecoulement latéral de maille à maille.....	13
2.6. Ecoulement dans le cours d'eau.....	13
III. LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE CHAUDIÈRE	15
3.1 Localisation	15
3.2 Physiographie	16
3.3 Géologie	20
3.4 Hydrologie	23
IV MÉTHODOLOGIE	28
V RÉSULTATS ET ANALYSE	35
VI CONCLUSION	47
VII RÉFÉRENCES	49
VIII ANNEXES.....	51
8.1.ANNEXE 1.....	52

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Bilan vertical sur chaque unité de simulation	12
Figure 2 : Bassin versant de la rivière Chaudière : localisation.....	15
Figure 3 : Bassin versant de la rivière Chaudière : hydrographie et topo.....	17
Figure 4 : Profil en long de la rivière Chaudière	18
Figure 5 : Profil en long de la rivière Chaudière et de ses quatre principaux tributaires	19
Figure 6 : Nature du sol : emplacement des forages sur Chaudière	21
Figure 7 : Nature du sol : forages A1 et A2	22
Figure 8 : Répartition du débit moyen mensuel (A) et évolution de l'écou- lement annuel (B) à la station de St-Laurent-de-Levis.....	26
Figure 9 : Crue no 1 : comparaison des débits simulés et observés par ajustement d'hydrotel (30/03 au 04/04/1990)	37
Figure 10 : Crue no 2 : comparaison des débits simulés et observés par ajustement d'hydrotel (16/05 au 28/05/1990)	38
Figure 11 : Crue no 3 : comparaison des débits simulés et observés par ajustement d'hydrotel (16/06 au 24/06/1990).....	39
Figure 12 : Crue no 4 : comparaison des débits simulés et observés par ajustement d'hydrotel (22/07 au 31/08/1990)	40
Figure 13 : Crue no 5 : comparaison des débits simulés et observés par ajustement d'hydrotel (21/09 au 07/10/1990)	41
Figure 14 : Crue no 6 : comparaison des débits simulés et observés par ajustement d'hydrotel (09/10 au 28/10/1990)	42
Figure 15 : Crue no 7 : comparaison des débits simulés et observés par ajustement d'hydrotel (01/11 au 26/12/1990).....	43

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Modèle hydrologique Hydrotel : option de simulation	6
Tableau 2 : Bassin versant de la rivière Chaudière : caractéristiques générales	24
Tableau 3 : Bassin versant de la rivière Chaudière : débits mensuels	25
Tableau 4 : Plage de variation des coefficients d'ajustements (Ca) des paramètres de la fonction objectif	33
Tableau 5 : Caractéristiques des crues observées et calculées sans mise à jour	33

I INTRODUCTION

Il est nécessaire de situer l'état des connaissances sur les modèles hydrologiques et sur leur ajustement en temps réel. En prévision de crue, la démarche la plus simple consiste à appliquer un modèle préalablement calé et qui utilise les données recueillies en temps réel.

Parmi les sources d'erreurs qui sont susceptibles d'affecter la prévision résultante, figurent bien évidemment les différentes perturbations sur les données disponibles telles que la non représentativité de la mesure de la cote, le déterrage d'une station hydrométrique, l'erreur de mesure, la non représentativité occasionnelle ou systématique des stations en place pour la description des conditions de l'ensemble du bassin, et les données manquantes. En effet, en fonctionnement opérationnel, apparaissent au moins trois types de perturbations qui ne sont pas prises en compte dans les critères habituels de mise au point des méthodes de prévisions ; les cas d'indisponibilité de l'information nécessaire au fonctionnement du modèle (problèmes de transmission) ;

- les erreurs de mesure (bouchage des pluviomètres, problème de neige, de vent, dérive ou perturbations sur les capteurs), les erreurs de représentativité de la variable mesurée vis à vis de l'entrée physique dont elle est indicateur en mode de fonctionnement normal (surcote artificielle à une station due à une embâcle, répartition spatiale de la pluie très inhabituelle, etc.) ;

- l'inadéquation du modèle à représenter une situation particulière (erreur d'estimation des temps de propagation, filtrage ne réagissant pas assez rapidement pour prendre en compte un apport intermédiaire, etc...).

À cela, il faut ajouter les erreurs liées au modèle lui-même ou aux erreurs de description du bassin, aux valeurs attribuées comme attributs quantitatifs aux classes d'occupations du sol, aux types de sol, à la rugosité, à la pente des diverses surfaces, y compris le lit des cours d'eau. Ces sources d'erreurs existent peu importe le modèle

hydrologique utilisé et affectent la qualité de la prévision. Pour tenter de remédier à cela et selon les situations rencontrées, on cherchera à critiquer ou à corriger les données utilisées (par la validation des données par exemple), à adapter un modèle ou à corriger ou encore choisir entre plusieurs modèles (en combinant sous forme de moyenne pondérée les débits estimés par deux modèles ou plus).

Kitanidis et Bras (1980) ont élaboré une procédure de branchement et de débranchement d'un filtre de Kalman pour éviter les perturbations exceptionnelles. Lebossé et Miquel (1985) ont présenté une procédure empirique fondée sur une démarche hiérarchique et sur une décision automatique de changement de modèle. Dans un autre domaine que la prévision, Vermos (1982) a développé une approche bayésienne pour passer d'un modèle à l'autre et Cavadias et Morin (1985) ont cherché la meilleure combinaison linéaire d'un ensemble de modèles.

Loumagne et *al.* (1995) ont présenté une procédure qui s'appuie sur une combinaison de plusieurs modèles de prévision en attribuant un poids différent à chaque modèle.

Pour un modèle hydrologique nécessitant des ajustements en temps réel pour la prévision, il peut sembler naturel de penser que plus on effectue de correction, plus précise est la prévision. Mais ce point est mis en question par Kachroo (2001) estimant qu'il est intuitivement difficile d'accepter que la conduite d'un système hydrologique puisse changer significativement sur un intervalle aussi court que celui des observations.

Dans ces conditions, on pense qu'une méthode d'ajustement doit non seulement fonctionner pour faire évoluer le modèle, mais doit aussi permettre de décider s'il est nécessaire de corriger le modèle.

Il peut toutefois arriver que l'impression ou la non représentativité de certaines données d'entrée ne puisse être compensée par une adoption ou un choix adéquat du modèle. Il est dans ce cas préférable d'agir directement sur les données d'entrée (Fortin et *al.*, 1999c).

Une procédure simplifiée a été développée, ne nécessitant que peu d'ajustement, par Fortin et Bernier (1999a) sur la rivière Mitis. Elle propose la mise à jour (ou correction) des variables d'état du modèle Hydrotel (variables qui permettent de définir

l'état du bassin à un moment donné), de manière à permettre que les apports simulés se rapprochent des apports déjà observés (mesurés) dans un contexte de simulation en temps réel pour permettre l'amélioration des prévisions. L'approche consiste à supposer, pour des fins algorithmiques, et ce sans tenter au sens strict aucune démonstration, que les erreurs liées au modèle et à la description du bassin ont été prises en compte, dans la mesure du possible, lors de l'étalonnage du modèle sur un bassin et qu'il ne reste donc qu'à minimiser celles qui sont dues aux données météorologiques d'entrée. Ainsi, les auteurs supposent par ricochet que les erreurs sur les données météorologiques génèrent des erreurs dans la simulation des variables d'état et ce faisant, des erreurs dans les débits simulés. Suivant cette hypothèse, l'amélioration de la qualité des débits simulés peut être réalisée en recherchant quelles sont les valeurs des données météorologiques qui permettent de minimiser les écarts entre les débits récents observés et simulés. Ces valeurs trouvées, il suffit de sauvegarder les variables d'état du bassin qui a été à jour en fonction des apports observés. Ce portrait ajusté vient remplacer, pour le calcul des prévisions, celui qui avait été obtenu avec les données météorologiques observées et vise à permettre une meilleure prévision des apports à venir.

Dans le but d'illustrer la méthode de Fortin et Bernier (1999a) et à titre d'exemple d'application à un bassin versant, l'ajustement du modèle Hydrotel pour son utilisation en mode prévision dans le bassin versant de la rivière Chaudière est présenté.

Pour ajuster le modèle, après étude des variables hydrométéorologiques de ce bassin avec des outils statistiques et stochastiques, deux critères d'appréciation sont utilisés afin de trouver des valeurs à affecter aux coefficients d'ajustement de la fonction objectif ; l'erreur sur le temps (E_1) qui représente le ratio entre les centres de gravité de l'hydrogramme d'entrée par l'hydrogramme de sortie et l'erreur sur le volume (E_2), ratio entre les volumes correspondant à l'hydrogramme d'entrée par l'hydrogramme de sortie. Les hydrogrammes d'entrée sont constitués par les débits mesurés à la station Saint-Lambert-de-Lévis et les hydrogrammes de sortie sont ceux calculés par Hydrotel sans mise à jour (Sans MAJ).

Une description sommaire du modèle hydrotel est abordée premièrement. Elle expose les raisons de son choix, ses avantages et ses désavantages ainsi que le tableau de simulation du modèle. Ensuite, l'état de la connaissance du bassin versant de la Chaudière est fait en par la description d'une part, des principaux facteurs du milieu physique (situation géographique, relief, sol, sous-sol, végétation, physiographie) pour comprendre une partie de leur rôle. Et d'autre part, une revue des données météorologiques et hydrométriques disponibles de manière à mieux cerner la genèse des crues. La méthodologie utilisée présente la procédure et la stratégie de mise à jour et la fonction objectif. Finalement, en utilisant d'abondantes informations météorologiques et hydrométriques disponibles, on aborde l'application de l'approche aux sept crues sélectionnées de l'année 1990 sur la rivière Chaudière. L'année 1990 est d'une importance capitale à cause de l'événement pluvieux majeur du 13 août. L'analyse statistique d'auto-corrélation a été effectuée et les écarts entre les débits simulés et les débits observés a permis de limiter les essais dans la recherche des valeurs des coefficients d'ajustement.

II DESCRIPTION DU MODÈLE HYDROLOGIQUE HYDROTEL

Le modèle hydrologique Hydrotel a été développé par le professeur J.P. Fortin de l'INRS-EAU (Fortin et *al.*, 1995b). Hydrotel simule six processus hydrologiques à savoir l'interpolation des données météorologiques, l'évolution et la fonte du couvert nival, l'évapotranspiration potentielle, le bilan d'eau vertical, l'écoulement sur la partie terrestre du bassin et l'écoulement dans le réseau hydrographique. Pour certains de ces processus, Hydrotel offre la possibilité de choisir différents sous-modèles en fonction des données disponibles (Tableau 1). Ainsi, lorsque suffisamment de données sont disponibles sur un bassin donné, il est possible d'utiliser des sous-modèles plus précis basés sur les processus physiques. Dans d'autre cas, lorsque les données se font plus rares, des sous-modèles plus conceptuels et moins gourmands en données disponibles peuvent être utilisés. Ceci permet d'appliquer Hydrotel à une large gamme de bassins, tout en utilisant les meilleures données. Hydrotel est un modèle distribué, ceci signifie que les calculs des processus sont effectués indépendamment sur des unités hydrologiques relativement homogènes de manière à pouvoir tenir compte de la variabilité spatiale de la topographie, de l'occupation du sol, des types de sol et des variables météorologiques à l'intérieur d'un bassin versant. Hydrotel est conçu de manière à pouvoir fonctionner à des pas de temps de 1, 2, 3, 4, 6, 8 et 12 heures, selon les données disponibles. Ceci en fait un outil très intéressant car il permet, sur un bassin, de pouvoir utiliser divers pas de temps de simulation avec un minimum d'ajustement de l'étalonnage du modèle.

Ainsi comme c'est souvent le cas, il est possible que les données journalières soient disponibles pour une grande période de temps sur un bassin donné mais que les données horaires soient plus rares. Il est alors possible d'étalonner Hydrotel à l'échelle journalière et d'ajuster par la suite à l'échelle horaire les quelques paramètres influencés par le changement de pas de temps, pour ainsi avoir un modèle prêt à fonctionner au pas de temps horaire sans avoir dû recourir à une quantité importante de

données horaires historiques. Des exemples de simulations à l'aide du modèle Hydrotel sur divers bassins versants situés au Canada (Québec, Ontario, Colombie Britannique) et dans le sud de la France, ont démontré que les algorithmes du modèle réagissent bien et qu'il est possible d'appliquer Hydrotel sur divers bassins versants (Fortin et *al.*, 1995b). Hydrotel permet aisément d'ajuster les valeurs des données météorologiques, à l'intérieur d'une fenêtre temporelle restreinte, de manière à diminuer l'écart entre les débits simulés et les débits observés.

Tableau 1 : Modèle hydrologique Hydrotel : option de simulation

Tableau de simulation d'Hydrotel (Fortin et <i>al.</i> 1995b)	
Sous-modèle	Options
1. Interpolation des précipitations	1.1. Polygone de Thiessen 1.2. Moyenne pondérée de trois stations
2. Évolution et fonte du couvert nival	2.1. Méthode des degrés jours
3. Évapotranspiration potentielle	3.1. Thornthwaite 3.2. Linacre 3.3. Penman_Taylor 3.4. Priestley
4. Bilan vertical	4.1. CEQEAU 4.2. BV3C
5. Écoulement latéral de maille à maille	5.1. Onde cinématique
6. Écoulement dans le cours d'eau	6.1. Onde cinématique 6.2. Onde diffusante

2.1. Interpolation des précipitations

Un de plus importants problèmes de l'analyse des précipitations consiste à estimer, à partir de mesures ponctuelles continues ou discontinues, la hauteur et la distribution de l'eau tombée sur une région. Ces évaluations se compliquent du fait que les précipitations ne sont jamais géographiquement homogènes.

Les méthodes qui sont expliquées ci-dessous, utilisées dans plusieurs modèles, permettent de déterminer la valeur moyenne de la précipitation sur un bassin versant à partir des données obtenues à plusieurs stations pluviométriques sur un bassin versant ou à proximité.

- Méthode arithmétique

Elle consiste à effectuer la moyenne non pondérée des valeurs obtenues aux stations étudiées. Cette précipitation moyenne (\bar{P}) s'écrit ;

$$P = \frac{\sum P_i}{n} \quad (1) \quad \text{Où} \quad \begin{array}{l} n = \text{nombre de stations} \\ P_i = \text{précipitation enregistrée à la } i\text{ème} \\ \text{station} \end{array}$$

- Méthode des polygones de Thiessen

Elle a pour principe de pondérer la valeur de l'enregistrement à une station par l'aire du polygone formé par les médiatrices des segments reliant cette station aux stations voisines. La précipitation moyenne sur le bassin s'écrit ;

$$P = \frac{\sum S_i P_i}{A} \quad (2)$$

Où A = aire du bassin, P_i = précipitation enregistrée à la i ème station, et S_i = surface du polygone associée à cette station.

- Méthode des isohyètes

Elle consiste à tracer des lignes d'égaies précipitations à partir des enregistrements effectués sur le bassin et à proximité. La précipitation moyenne s'évalue alors de la façon suivante ;

$$P = \frac{\sum S_i P_i}{A} \quad (3)$$

Où S_i = superficie comprise entre deux isohyètes, P_i = moyenne des hauteurs de précipitations de ces deux isohyètes.

Dans la tracé des isohyètes, on peut tenir compte du relief et des caractéristiques de l'averse, ce qui permet d'obtenir une représentation plus réaliste du phénomène.

- Méthode mixte

Elle est une combinaison de la méthode des polygones de Thiessen et de la méthode des isohyètes. Elle consiste à donner à chaque polygone la précipitation qui s'est produite au centre de gravité du polygone effectif, déterminé par le tracé des isohyètes, plutôt que de lui donner la précipitation à la station.

2.2. Évolution de la fonte du couvert nival

La détermination de la fraction du bassin couvert de neige est une étape très critique dans l'application du modèle. Tout d'abord parce que la précision des résultats en dépend énormément ; la fonte dépend directement du couvert nival. D'un côté, la répartition spatiale du couvert de neige est généralement hétérogène. Le couvert forestier modifie le climat local, la direction et la vitesse du vent, l'absorption de la radiation de la température, si bien que les accumulations de neige sont plus importantes en forêt qu'en terrain déboisé. Il serait illusoire, dans un modèle, de prendre en compte tous les paramètres qui touchent de près ou de loin à la répartition spatiale de l'épaisseur du couvert de neige. Toutefois, Hydrotel utilise l'équation ci-dessous (Fortin *et al.*, 1995) pour calculer la fonte de neige à l'interface air-neige.

$$M_s = C_f \frac{R_p}{R_h} (T_a - T_s) (1 - A) + 0,0125 P T_a \quad (4)$$

Où M_s = fonte à l'interface air-neige (mm.j^{-1}) ; C_f = facteur de fonte relié à l'occupation du sol ($\text{mm.}^{\circ}\text{C}^{-1}.\text{j}^{-1}$) ; R_p et R_h = indices de rayonnement sur les surfaces en pentes horizontales respectivement ; T_a = température de l'air ($^{\circ}\text{C}$) ; T_s = seuil de température pour la fonte ($^{\circ}\text{C}$) ; A = albédo de la neige ; P = pluie (mm).

2.3. Évapotranspiration

L'évapotranspiration est la somme des pertes par transformation de l'eau en vapeur quelque soit le processus mis en jeu. Celui-ci peut-être un phénomène purement physique : évaporation à partir des sols ou des surfaces d'eau libre ; ou physicobiologique : transpiration des végétaux. L'hydrologue distingue deux types d'évapotranspiration :

L'évapotranspiration potentielle, E_p , qui est la quantité d'eau qui pourrait être évapotranspirée dans une région bien déterminée par sa morphologie et la répartition entre surfaces d'eau libre, de sols nus et de couvert végétal naturel, dans des conditions atmosphériques précises au cours d'une période donnée, si les précipitations ou les réserves mobilisables, sous l'effet des processus physiques ou biologiques définis ci-dessus étaient suffisantes pour alimenter cette perte maximale.

L'évapotranspiration réelle, E_r , est celle qui, dans la même région, pour la même période et les mêmes conditions atmosphériques que précédemment est effectivement assurée par les précipitations, les réserves d'humidité du sol, et les surfaces d'eau libre.

L'évapotranspiration peut-être déterminée expérimentalement par les lysimètres à la surface gazonnée, par les variations du gradient vertical de vapeur d'eau au voisinage du sol, et par le déficit d'écoulement. On peut aussi l'évaluer en mesurant séparément l'évaporation (bacs, évaporomètre Piche, etc...) et la transpiration (mesure de changement de poids de la plante et du terrain qui l'alimente).

Quelques formules empiriques peuvent être utilisées pour déterminer l'évapotranspiration.

Les plus utilisées sont ;

- Thornthwaite qui détermine l'évapotranspiration potentielle mensuelle, à partir de la température mensuelle moyenne du mois et d'un coefficient calculé à partir de douze températures mensuelles moyennes. Une correction est ensuite appliquée en fonction du nombre de jours du mois, et du nombre d'heures de jour.

$$E_p \text{ (en mm)} = 16 (10 T/I)^a \quad \text{avec } a = 1,6 T / 100 + 0,5 \quad (5)$$

T = température moyenne mensuelle de l'air en C^0 ; I = indice thermique de l'année considérée ; il est égal à la somme des indices mensuels des 12 mois de l'année, définis par :

$$I = (T / 5)^{3/2}$$

- Serra dont l'une donnant l'évapotranspiration potentielle annuelle à partir de la seule température annuelle moyenne. L'autre donnant l'évapotranspiration potentielle mensuelle moyenne à partir de la température mensuelle moyenne, de l'écart entre les températures extrêmes du mois considéré et du degré hygrométrique mensuel moyen. L'évapotranspiration mensuelle s'écrit :

$$E_p \text{ (en mm)} = 22,65 (1 - \epsilon_m / 0,25) (1 - \tau^2 / 1,00) e^{0,0644 T_m} \quad (6)$$

T_m = température moyenne mensuelle de l'air en C^0 ; τ = demi amplitude de variation des températures mensuelles extrêmes ; ϵ_m = degré hygrométrique moyen mensuel de l'air.

- Perman qui calcule l'évapotranspiration réelle d'une surface cultivée à l'aide de de la radiation reçue, d'albédo de la surface, du gradient de la courbe donnant la tension de valeur saturante de l'eau en fonction de la température, de la vitesse du vent et du coefficient servant à la conversion de l'évapotranspiration réelle.

$$E_T \text{ (en mm)} = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \Upsilon} \right) Q_n + \left(\frac{\Upsilon}{\Delta + \Upsilon} \right) E_a \quad (7)$$

E_a = évaporation dynamique ; Q_n = radiation nette ; Υ = constante du rapport Bowen ;
 Δ = pente du point T_a de la courbe de la pression de saturation de vapeur en fonction de la température.

- Turc qui estime l'évapotranspiration réelle annuelle à partir de la température annuelle moyenne et de la hauteur de précipitations annuelles moyennes.

$$E_p \text{ (en mm)} = 0,40 \left(\frac{T}{T + 45} \right) (I_g + 50) \left[1 + \frac{50 - h_r}{70} \right] \quad (8)$$

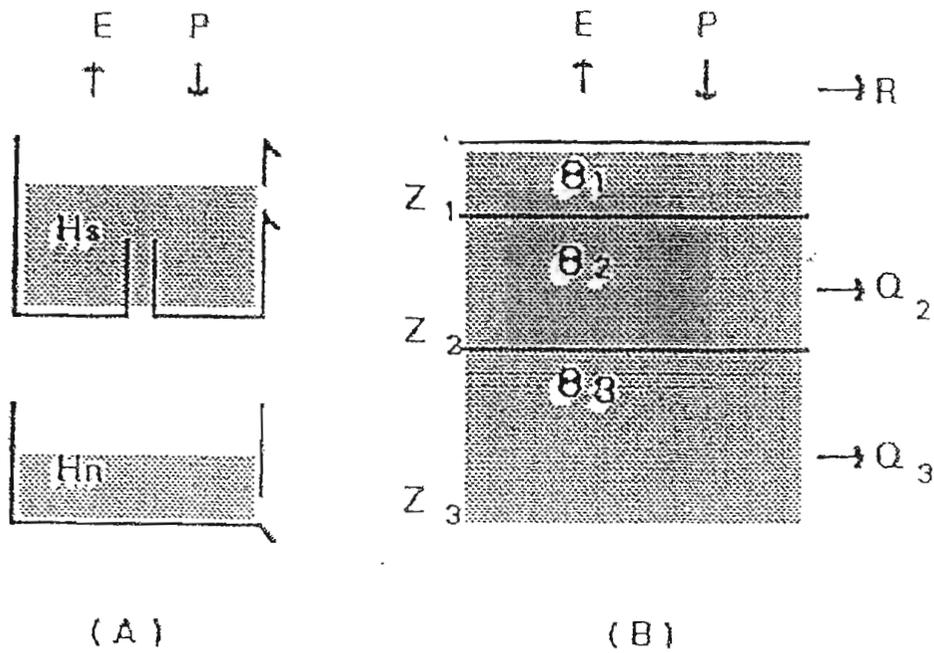
T = température moyenne mensuelle de l'air en $^{\circ}\text{C}$.

$I_g = I_{gA} (0,18 + 0,62 h/H)$ avec h/H est l'insolation relative et I_{gA} est l'énergie de radiation qui atteindrait la sol en l'absence d'atmosphère, en cal/cm^2 de surface horizontale et par jour pour le mois considéré.

2.4. Bilan hydrologique vertical

Le modèle prend en compte les caractéristiques physiques du bassin versant par le découpage de celui-ci en éléments qu'on appelle carreaux entiers ou mailles. Cette discrétisation spatiale du bassin versant permet de suivre l'évolution spatio-temporelle des phénomènes, de prévoir l'effet de toute modification physique du bassin et de prendre en compte des aménagements réels ou prévus. Pour décrire le mieux possible le cheminement de l'eau vers l'exutoire du bassin versant, une partie du modèle représente l'écoulement vertical et a pour but d'effectuer sur chaque carreau entier à chaque jour le bilan de l'eau dans le sol. Ces processus sont schématisés dans la plupart des modèles par la représentation du sol sous formes des réservoirs, le sol est alors divisé sur la vertical en couches (Figure1). Le réservoir-sol ayant comme la seule sortie le prélèvement occasionné par l'évapotranspiration potentielle. Ce réservoir commande la répartition des apports d'eau.

Figure 1. Le bilan vertical sur chaque unité de simulation, selon les schémas CEQEAU (A) et BV3C (B)



H_s = niveau d'eau dans le réservoir sol ; H_n = niveau d'eau dans le réservoir nappe ;
 E = évaporation ; P = précipitation ; R = ruissellement ; Z = profondeur ; θ = teneur en eau.

2.5. Écoulement latéral de maille à maille

Quelque soit l'origine de l'eau atmosphérique entrant dans un carreau avant sa mise en disponibilité pour l'écoulement en rivière, elle sera soumise à des divers processus qui auront une influence directe sur la formation de l'onde d'écoulement. Dans le cas du présent modèle, cet écoulement est simulé selon l'approximation cinématique du système complet des équations de Saint-Venant (Fortin et Bernier (1999a)). L'équation de continuité s'écrit dans ce cas :

$$\delta R / \delta X + \delta h / \delta t = i \quad (9)$$

Et l'équation cinématique :

$$h = \left(n / 1,49 \sqrt{S_0} \right)^{3/5} R^d \quad (10)$$

Où R = écoulement latéral de maille à maille (m^2/s^{-1}) ; h = épaisseur de la lame écoulé (m) ;
 i = écoulement provenant du bilan vertical (ms^{-1}) ; d = coefficient ($d=0,6$) ; n =
 coefficient de rugosité de Manning ; S_0 = pente de la maille (m) ; X = cote de la maille
 (m) ; t = temps (s).

2.6. Écoulement en rivière

L'écoulement en rivière concerne l'écoulement dans le réseau de drainage et a pour but d'effectuer le transfert de l'eau en rivière et de tenir compte, s'il y a lieu, des ouvrages de régulation. Dans la plupart des cas, le transfert en rivière est estimé par une équation qui tient compte de la capacité d'amortir la crue par emmagasinement dans le cours d'eau. On introduit dans l'équation, un coefficient calculé sur chaque carreau à l'aide des données physiographiques. Ce coefficient est constant dans le temps. Toutefois, Hydrotel utilise les équations suivantes pour l'écoulement en rivière ;

$$\left(\delta h / \delta X \right) = S_0 - S_t \quad (11)$$

Et l'équation dynamique :

$$\left(\frac{\delta Q}{\delta x} \right) + \left(\frac{\delta A}{\delta t} \right) = q \quad (12)$$

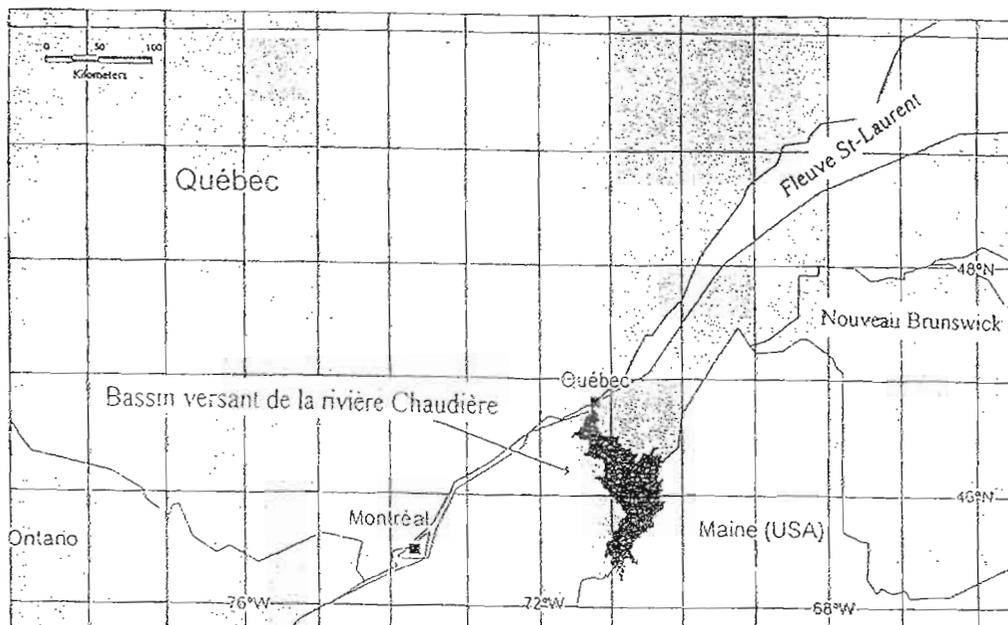
Avec Q = débit (m^3/s); A = surface mouillée (m^2); q = débit latéral (m^3/s) en provenance des mailles; x = longueur (m) du bief considéré, t = temps (s), h = hauteur de lame d'eau (m); S_0 = pente du lit (mm^{-1}); S_1 = pente de la surface de l'eau (mm^{-1}).

3. BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE CHAUDIÈRE

3.1. Localisation

Depuis le lac Mégantic, où se trouve sa source principale, la rivière Chaudière parcourt près de 200 km en direction nord avant d'atteindre le fleuve Saint-Laurent à la hauteur du pont de Québec. Tranchant l'axe des plis appalachiens, à travers un bassin de 6 690 km², elle reçoit de nombreux affluents dont les quatre principaux sont : la rivière Famine, la rivière du Loup, le Bras Saint-Victor et la rivière Beauvillage (Simoneau, 1991). Compris entre les latitudes 45°13' et 46°45' et les longitudes 70°14' et 71°35', le bassin versant est délimité au sud par la frontière américaine, à l'est par les bassins des rivières Etchemin et Saint-Jean-sud ouest et à l'ouest par ceux des rivières Saint-François, Bécancour et du Chêne (Figure2). Il est représentatif des principaux bassins du Québec méridional avec près de 60% de la superficie en forêt, 20% en terre agricole, 13% en friche arbustive et 7% en territoire urbain et en eau de surface.

Figure2. Localisation du bassin versant de la rivière Chaudière (Fortin et al., 1995b)

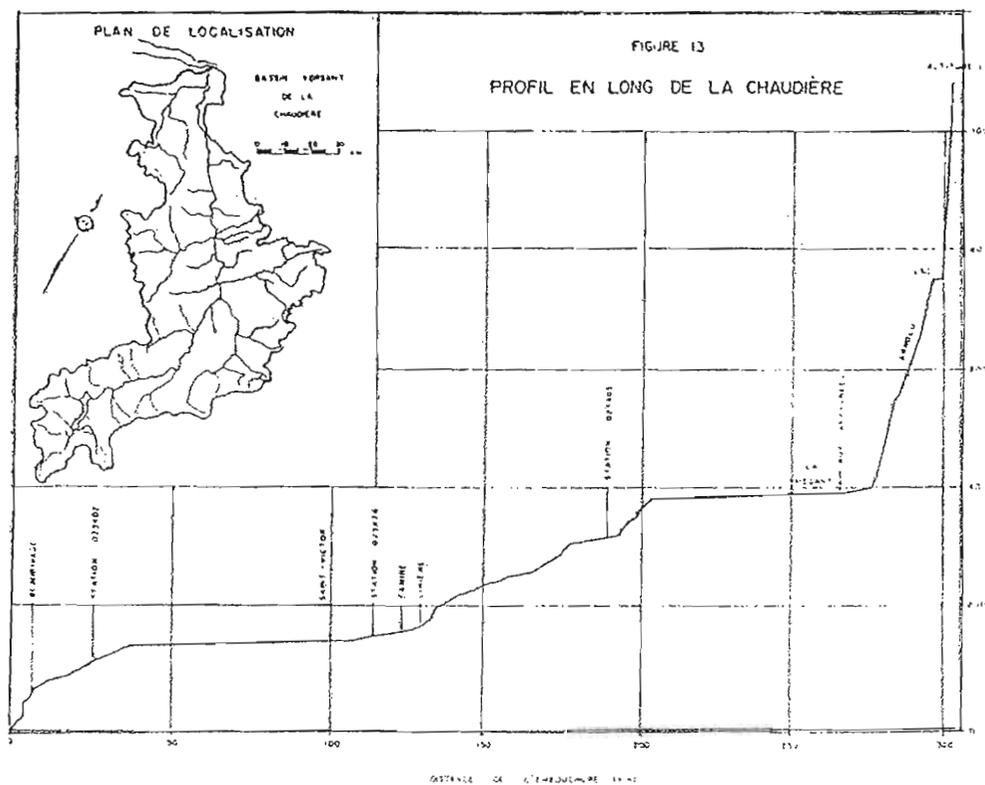


3.2. Physiographie

Le bassin de la Chaudière est localisé à l'intérieur de deux régions naturelles : une plaine relativement plane, légèrement ondulée à certains endroits, de quelque 61 mètres d'altitude à l'embouchure du bassin qui se relève graduellement jusqu'à 152,2 mètres, en bordure du plateau appalachien. Cette plaine se prolonge à partir de Scott-Jonction en une seconde région naturelle qui devient de plus en plus accidentée à mesure qu'on approche de tête du bassin. Nous entrons en terrain appalachien. C'est la moyenne Chaudière qui est une zone de transition entre les basses terres et les Appalaches. Ce territoire présente un relief ondulé, en partie déboisé, utilisé à des fins agricoles. Plus au sud, les collines et les montagnes qui entourent Saint-Georges atteignent 305 mètres d'altitude. À partir de Saint-Gédéon notamment, cette région devient à la fois, montagneuse et boisée. Nous sommes dans la haute Chaudière, la plupart des sommets des montagnes atteignent au-delà de 900 mètres (Figure3) dont les deux principaux, les monts Mégantic 1105 mètres et Gosford 1118 mètres (Simoneau, 1991).

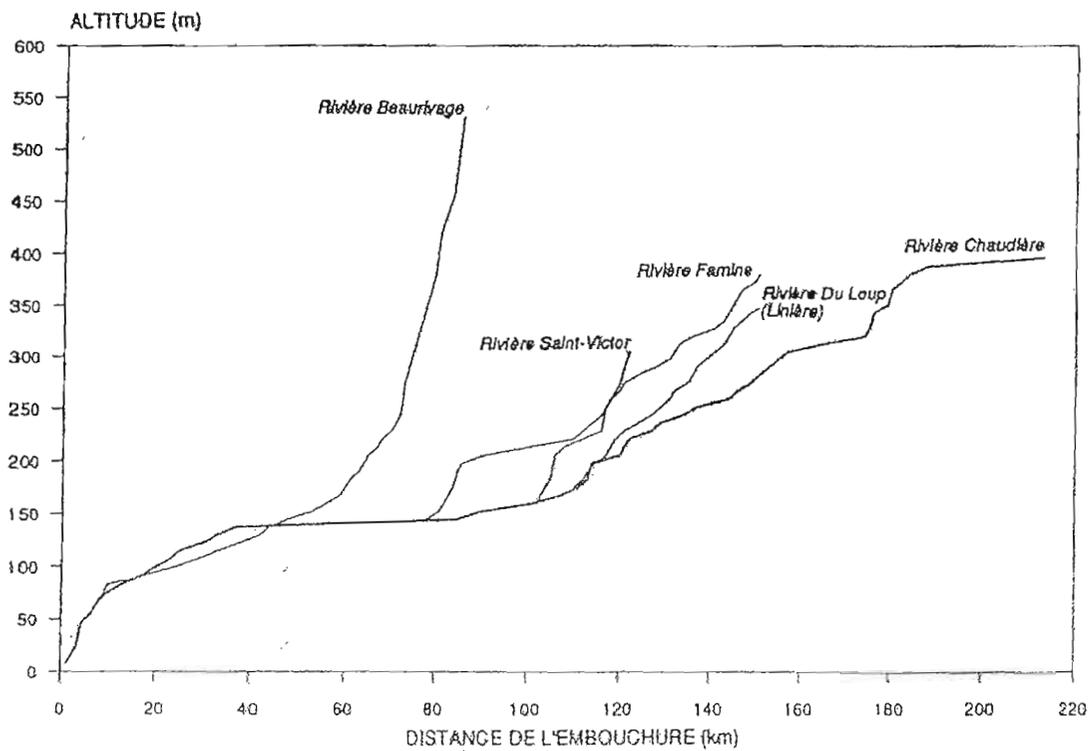
Le profil longitudinal qui apparaît à la figure 4 souligne bien les caractéristiques des différentes parties du bassin. Aux pentes raides marquées par des cascades et des rapides qui caractérisent son cours supérieur montre une pente de 2,5 m/km entre le lac Mégantic et Saint-Georges, juste en amont de Beauceville, succède une vallée étalée, les fonds de la Beauce avec une pente nettement plus faible de 0,5 m/km entre Saint-Georges et Scott. Puis finalement une pente plus forte de 3,0 m/km entre Scott et l'embouchure, de spectaculaires chutes, situées près de Charny, ponctuent le cours inférieur de la rivière qui rejoint ainsi le fleuve à travers une tranchée soumise à la fluctuation des marées. Les tributaires ont tous une pente moyenne plus prononcée que celle de la rivière Chaudière (Figure5), soit 7,1 m/km pour la rivière du Loup, 8,0 m/km pour la rivière Famine, 8,4 m/km pour le Bras Saint-Victor et 3,6 m/km pour la rivière Beaurivage (Desmeules et Gélinas, 1981). Les caractéristiques physiques du bassin versant (Tableau2) sont la principale cause des inondations en eau libre. En effet, la pente très faible de la rivière Chaudière dans le secteur compris entre Saint-Georges et Scott fait en sorte que sa capacité d'évacuation est inférieure à celle de ses tributaires dont les pentes sont beaucoup plus élevées. Ce secteur agit comme un réservoir qui s'emplit lors des crues.

Figure 4. Profil en long de la rivière Chaudière : hydrologie et topographie
(Gélinas et Desmeulles 1991)



- . 023402 Station Saint-Lambert-de Levis,
- . 023406 Station Scott-Jonction,
- . 023426 Station Beauceville,
- . 023430 Station Saint-Georges
- . 023403 Station Saint-Lugger

Figure 5. Profil en long de la rivière Chaudière et de ses quatre principaux tributaires
(Laurent, 1997)



3.3. Géologie

Le bassin de la Chaudière se compose de calcaires, schistes, grès, conglomérats et autres roches d'origine sédimentaire datant du dévonien inférieur et du silurien. Ces roches sont plissées et métamorphisées en de nombreux endroits. La roche de fond affleure principalement sur les limites du bassin en plus de s'étendre sur une bonne superficie à l'ouest de Saint-Georges ; ailleurs les affleurements forment des étendues plus ou moins continues. Cependant, la couverture quaternaire masque entièrement la roche de fond de Scott-Jonction à Saint-Redempteur mais cette dernière réapparaît au nord d'un axe reliant Saint-Nicolas-Station à Saint-Jean-Chrysostome. Suite aux deux grandes périodes orogéniques de l'Ordovicien (orogénie taconique) et du dévonien (orogénie acadienne) auxquelles elles ont été soumises, les formations rocheuses du bassin ont été plissées, faillées et charriées de telle sorte qu'on retrouve des roches plus récentes coincées entre des séquences plus âgées (Mc Cormack, 1971). Ces bouleversements se traduisent également par des pentes généralement supérieures à 45°. La mise en place des Appalaches s'est déroulée en trois phases soit les orogénèses Taconienne, Acadienne et Alléghénienne. La partie québécoise de la chaîne appalachienne est divisée en trois parties; la cambro-ordovicien est constitué des roches sédimentaires et volcaniques. Il est divisé en deux parties soit la zone de Humber au nord-ouest et la zone de Dunnage au sud-est. Ces zones sont séparées par la ligne Baie-Verte-Brampton. Le siluro-dévonien est constitué de roches sédimentaires et volcaniques plissés en grands plis ouverts lors de l'orogénèse acadienne. Il est limité au nord par la faille de la Guadeloupe et au sud-est par la faille Victoria. Les dépôts continentaux pratiquement non déformés de l'orogénèse alléghanienne, d'âge carbonifère. Les forages effectués, par les services hydrauliques (1998) sur la rivière Chaudière en aval de la rivière du loup (Figure 6), ont donné des carottes de roc solide à des profondeurs variant de 5,8 à 29,3 mètres. Le roc est en surface sur la rive droite de la rivière et s'enfonce graduellement en s'éloignant vers l'ouest. La pente du roc varie de 10% à 15%. Sur la rive droite et jusqu'au centre de la rivière, le grès solide est près de la surface. Cependant, sur la rive gauche, le roc est recouvert d'une moraine argileuse, très dense et imperméable, dont l'épaisseur atteint 29,6 centimètres (Figure 7).

Figure 7. Nature du sol : forages A1 (Ministère de l'Environnement et de la Faune, 1998)

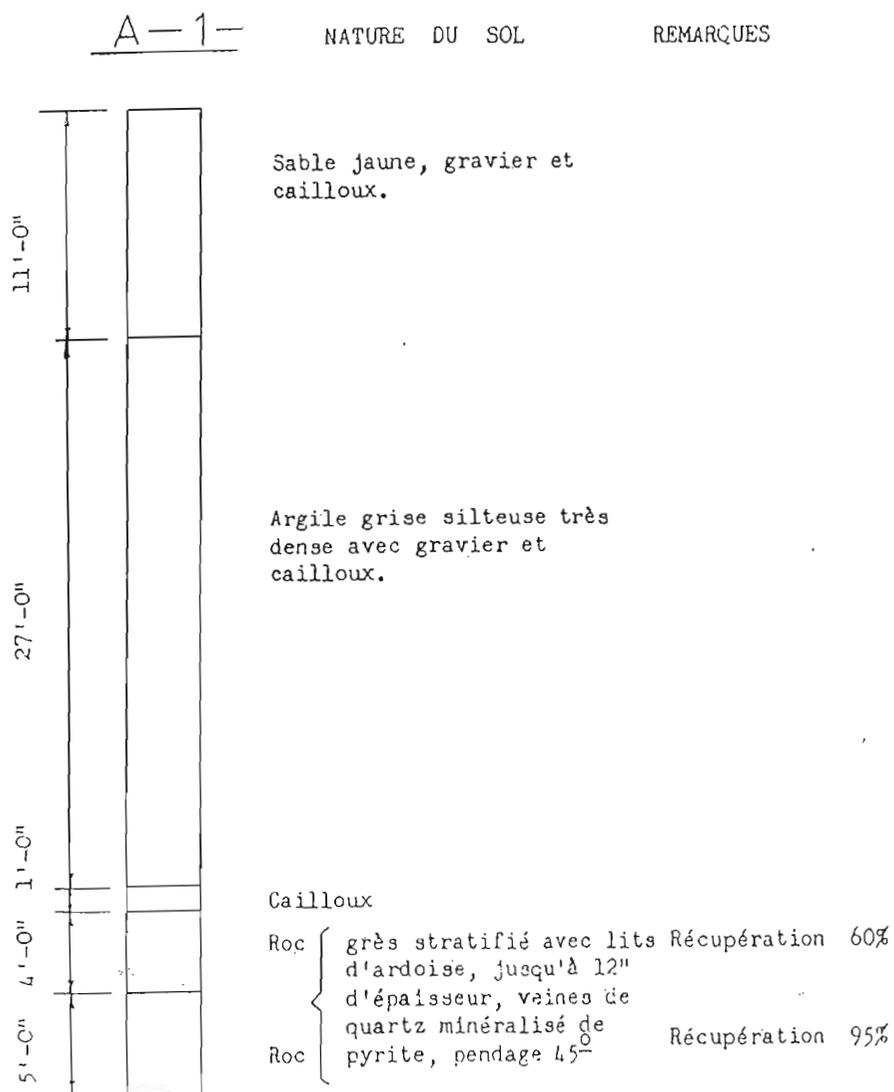
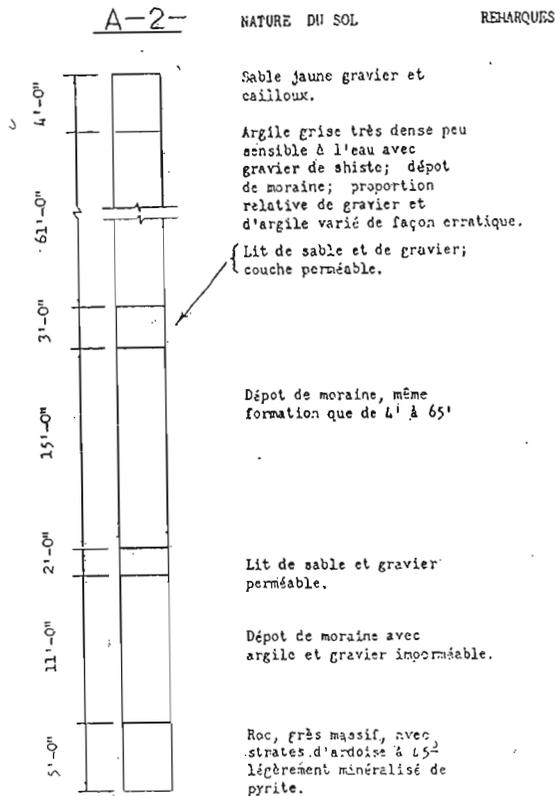


Figure 7. Nature du sol : forages A2 (Ministère de l'Environnement et de la Faune, 1998)



3.4. Hydrologie

Les crues de la rivière Chaudière sont connues pour leur violence, provoquant des inondations fréquentes. Elles sont la source de dommages récurrents qui ont des répercussions socio-économiques importantes. De là est né l'intérêt des études entreprises assez tôt dans la région au sujet des crues, du régime de ce cours d'eau. De 1915 à 1991, on a enregistré 19 crues dont le débit à Saint-Lambert a dépassé 1300 m³/s, soit le seuil d'inondation en eau libre pour le tronçon Beauceville-Scott, dit « des Eaux Mortes ». Dix de ces 19 crues se sont produites entre 1971 et 1991. Les causes des inondations sont multiples et l'importance relative de chacune difficile à quantifier. Les caractéristiques physiques du bassin et les conditions climatiques qui prévalent une année donnée, sont au premier chef responsables des inondations. En effet, la pente élevée de la rivière Chaudière dans sa partie amont (lac Mégantic-Saint-Georges) et la pente également élevée des tributaires, combinées au sol assez imperméable (donc favorable au ruissellement) du bassin versant, provoquent

une évacuation rapide des eaux vers la moyenne Chaudière, qui est un secteur d'écoulement lent. De plus, il y a peu de lacs pour amortir l'onde de crue. Cette situation occasionne, pour le secteur des Eaux Mortes, des inondations qui entraînent, certaines années, des dommages appréciables pour les municipalités de ce secteur. Pour montrer la spécificité de la crue printanière sur la Chaudière, mentionnons que le volume d'eau de la crue printanière représente 60% de l'écoulement annuel, alors que celui-ci varie de 35 à 50% dans le cas des autres bassins versants du Québec (Ministère de l'Environnement et de la Faune, 1998).

Tableau 2. Les Caractéristiques physiographiques et hydrologiques du bassin versant de la rivière Chaudière. (Direction du milieu hydrique, MEF, Laurent, 1997)

Superficie du bassin (km ³)	6682	Périmètre du bassin (km)	638		
Altitude maximale (m)	1156	Altitude maximale (m)	20		
Dénivelé (m)	1136	Longueur axial (m)	199		
Pente générale (%)	0,6	Coefficient de Gravelius	2,18		
		Superficie	Débits ^{1,2} (m ³ /s)		
Chaudière	Km ²	Q ^{7,2} estival	Q ^{7,2} annuel	Q ^{7,2} moyen	
(023427) aval du barrage à lac Mégantic	775	2,83	2,44	16,91	
(023429) aval du barrage Sartigan	3070	4,25	3,84	59,69	
(023426) à Beauceville	4090	7,15	7,06	88,43	
(023402) à Saint-Lambert-de-Levis	5820	12,65	11,16	114,08	
¹ Q ^{7,2} est le débit moyen à l'étiage mesuré sur sept jours consécutifs avec une récurrence de deux ans. Les débits à l'étiage ont été calculés à partir de					

l'ensemble des données pour chaque station.

²Q^{7,2} les débits moyens ont été calculés pour la période d'étude 1979-1996, sauf pour les stations 023421 (1964-1972), 023426 (1965-1981) et 023428 (1965-1972).

Tableau 3. Bassin versant de la rivière Chaudière : débits mensuels

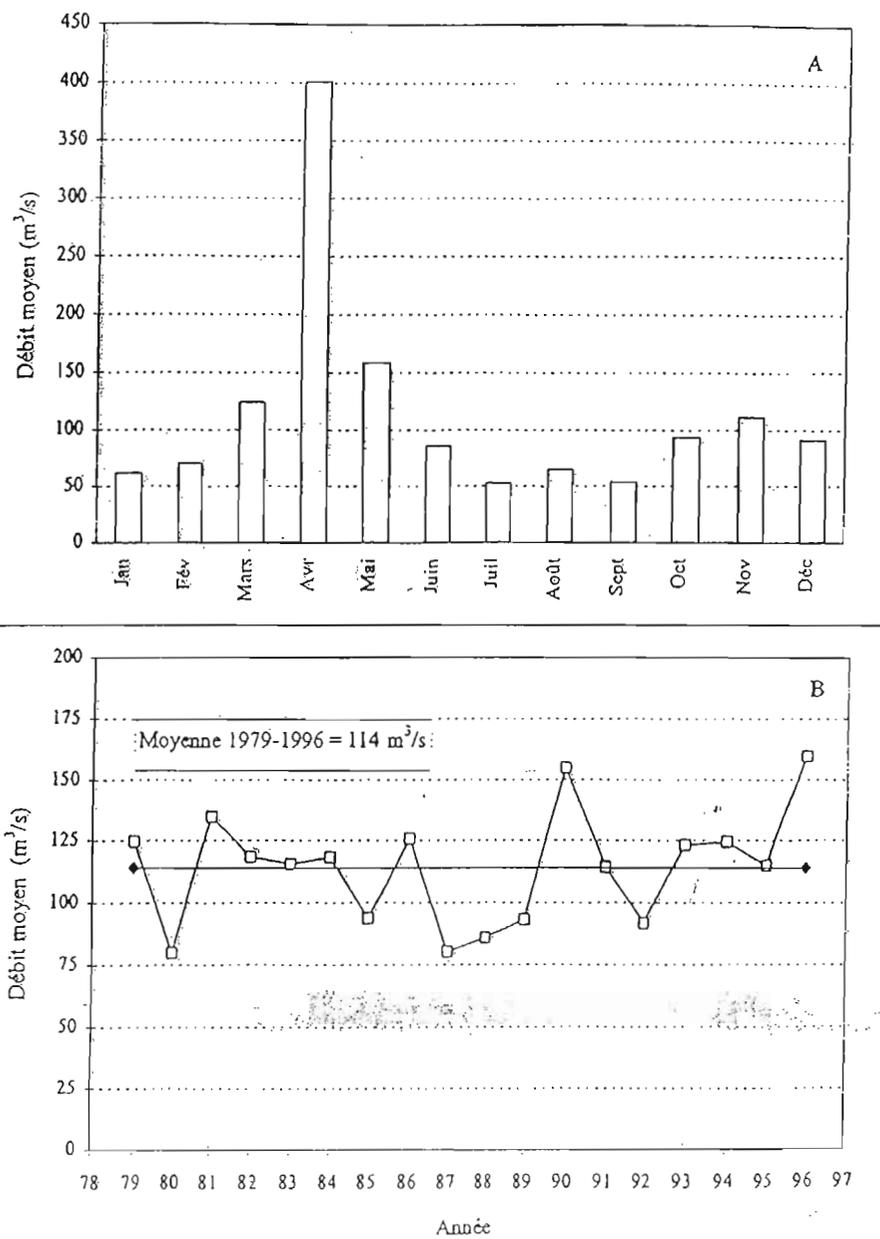
Débits moyens mensuels observés à la station de Saint-Lambert-de-Levis (1994-1996) et les débits mensuels de la période (1979-1996). Débits moyens en (m ³ /s)								
Période	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Octobre	Novembre	Annuel
1976-96	158,4	85,9	52,5	65,0	53,5	93,6	111,5	114,1
1994	243,8	128,7	73,3	52,0	27,2	27,3	125,3	124,4
1996	288,1	98,6	175,3	71,9	44,7	46,8	43,9	159,7

Source : Direction du milieu hydrique, MEF., Laurent (1997)

L'analyse des débits annuels à Saint-Lambert (station 023402) montre que la crue printanière s'amorce en mars, après un étiage hivernal qui atteint habituellement son minimum en janvier, pour culminer en avril (Figure 7 et Figure 9). Les crues printanières de la Chaudière sont assez spectaculaires, présentant des débits maximums journaliers qui peuvent atteindre plus de 20 000 m³/s au plus fort de la crue. L'étiage estival se produit habituellement en juillet-août (Tableau 3) et les débits minimums journaliers peuvent alors baisser à 5 m³/s par temps sec. À Beauceville, quelques kilomètres en amont de Saint-Lambert, le débit est assez élevé soit un module de 841,8 m³/s avec des variations qui se situent entre 15128 et 21,3 m³/s. En aval, à une vingtaine de kilomètres de la sortie du lac Mégantic, le module est de 236,7 m³/s avec des variations de 3172 à 3,7 m³/s. L'analyse statistique des précipitations et des débits montre que les risques de crue exceptionnelle sont aléatoires vis-à-vis des critères saisonniers ; les crues peuvent atteindre une ampleur de 10 à 20 fois le débit moyen pour des périodes de retour assez faibles quelle que soit la saison. Dans ce bassin versant, les crues

sont donc à la fois un phénomène important et fréquent. Que ce soit pour les moyennes, les maxima, les minima ou les fractiles observés, les débits caractéristiques sont marqués par une variabilité inter-annuelle élevée. À cause de cette variation certains auteurs ont qualifié la rivière Chaudière de «rivière à humeur changeante, un cours d'eau capricieux, avec des fluctuations marquées de débit et de niveau, selon les saisons». Les normales mensuelles varient de 50% en hiver à 100% ou plus en été, rendant de ce fait difficiles ou hasardeuses les prévisions sur une base statistique ou probabiliste. Les relevés de neige, de 1990, sont révélateurs de l'importance du stock neigeux. Ces accumulations des neiges sont conservées intactes jusqu'au début d'avril et fondent en majeure partie à partir de la deuxième semaine du mois d'avril. C'est sur la partie du bassin versant située en amont de Saint-Georges que l'on rencontre de couvert neigeux dépassant la valeur normale. Le climat qui prévaut dans le bassin de la Chaudière s'apparente à celui de la région de Québec. Pour l'année 1990, à partir des données des stations de Québec, de Beauceville et du lac Mégantic, nous trouvons que les températures et les précipitations sont semblables d'une station à l'autre. La température moyenne du mois de mars 1990 se maintient dans l'ensemble à quelques 3°C. À partir du début d'avril, on assiste à un réchauffement graduel de l'atmosphère. Les températures relativement chaudes sont accompagnées d'averses. Une baisse appréciable du stock neigeux se produit à partir du mi-avril 1990 dans le centre du bassin versant de la Chaudière, tandis qu'une baisse moins marquée se produit dans la partie supérieure du bassin. Dans l'ensemble du bassin versant, les chutes de pluies sont très variables, soit de 0,254 cm à plus de 2,54 cm sur les hauteurs situées à l'est et à l'ouest de Vallée-Jonction ainsi qu'en amont de Saint-Georges. Des précipitations de cette importance ne peuvent être retenues longtemps par un manteau nival d'épaisseur limitée ; au contraire, une pluie importante entraîne jusqu'au sol sous-jacent, l'eau de fonte déjà présente dans le manteau nival.

Fig.8. Répartition du débit moyen mensuel (A) et évolution de l'écoulement annuel (B) à la station de Saint-Lambert-de-Lévis. Laurent (1997).



IV MÉTHODOLOGIE

Dans le but d'illustrer la procédure présentée par Fortin et Bernier (1999a), une application est faite sur le bassin versant de la rivière Chaudière à Saint-Lambert-de-Lévis pour l'année 1990. Le modèle Hydrotel ayant déjà été appliqué sur ce bassin à cette station et à cette même année (Fortin, 1998), ce bassin a été retenu de manière à comparer les hydrogrammes. Dans cette étude antécédente, les écarts entre les données réelles de débit et celles générées par Hydrotel à partir des données recueillies à la station de Saint-Lambert-de-Lévis, sont parfois très importants. Pour l'ensemble des crues, Hydrotel a donné des écarts assez marqués entre la cote observée et prévue pendant la phase de crue et de décrue, et sur l'hydrogramme de crue correspondant à la période de variation de forts débits. Compte tenu de ces résultats, sept crues présentant un écart important de la pointe de crue ont été sélectionnés. L'exercice consiste donc à corriger les variables d'état d'Hydrotel en ajustant artificiellement les données météorologiques qui permettent de minimiser les écarts entre les apports observés et simulés. Il est pratiquement impossible dans le cadre de cette étude de faire varier toutes les données d'entrée. Dans la pratique, la recherche est limitée en ne définissant que trois coefficients, un pour la variation du champ de précipitations, un pour les températures et un autre pour la teneur en eau du sol (Fortin et Bernier, 1999a). Dans le cas des précipitations, Hydrotel permet de définir un champ de précipitations optimal, qui correspond au produit entre le champ observé et un coefficient d'ajustement, alors que dans le cas des températures, le champ optimal sera construit en additionnant un coefficient au champ observé. Il faut noter que les auteurs de la méthode (Fortin et Bernier, 1999a) croient que l'utilisation du coefficient multiplicatif des précipitations est particulièrement utile pour améliorer les simulations lors des crues d'été et d'automne, alors que le recours au coefficient additif des températures sert surtout à synchroniser les épisodes de fonte de neige simulés avec ceux observés. Dans le cas des réserves d'eau du sol, ils pensent que les contenus en eau du sol conservent ni plus ni moins les traces des conditions météorologiques en période d'été.

Dans ce cas, la mise à jour remontera jusqu'aux variables d'état qui décrivent les réserves d'eau du sol plutôt que jusqu'aux valeurs des données météorologiques. Ainsi donc, l'amélioration de la qualité des apports simulés peut être réalisée en recherchant quelles sont les valeurs des données qui minimisent l'écart entre les apports observés et simulés. Ces valeurs trouvées, il suffit de sauvegarder les variables d'état simulées correspondantes pour obtenir un portrait de l'état du bassin qui a été mis à jour en fonction des apports observés. Ce portrait mis à jour vient remplacer, pour le calcul des prévisions, celui qui avait été obtenu avec les données météorologiques observées et vise à permettre une meilleure prévision des débits à venir.

La stratégie de mise à jour repose sur trois éléments (Fortin et Bernier, 1999a):

(1) **La recherche des conditions météorologiques permettant la réduction optimale des erreurs sur les apports en période de crue.** Dans le contexte pratique, on définit deux coefficients, un pour les précipitations et l'autre pour les températures, invariables dans l'espace et dans le temps pour une mise à jour donnée. Le coefficient est multiplicatif pour les précipitations et additif pour les températures. Ainsi, dans le cas d'une crue découlant d'une pluie forte, si les apports simulés sont inférieurs à ceux qui sont observés, l'ajustement des variables d'état du modèle sera fait en augmentant les précipitations jusqu'à une valeur permettant une bonne adéquation entre les apports simulés et observés. Ceci a un effet indirect sur les variables d'état du modèle. En effet, la pluie ou la fonte de neige arrivant à la surface du sol sont tout d'abord réparties entre ruissellement de surface et infiltration, en fonction du pourcentage de l'unité considéré comme imperméable. Le niveau d'eau dans le réservoir sol augmente par infiltration de la pluie ou de la fonte de neige et diminue par évapotranspiration, percolation vers le réservoir nappe et écoulement rapide. Ainsi, toute modification sur l'entrée précipitation ou température influe indirectement les variables d'état du modèle. Si au printemps, si l'analyse des apports mesurés montre que la crue de fonte de neige a déjà débuté alors que la fonte simulée n'a pas débuté, l'ajustement des variables d'état du modèle pourra être réalisée en augmentant légèrement les températures de l'air.

(2) **La recherche des valeurs des réserves en eau du sol de manière à réduire les erreurs sur les apports en période d'étiage.** En effet, pour diminuer les écarts entre les apports

observés et simulés pour un étiage donné, il faudra tenter d'ajuster les valeurs des données météo sur une longue période jusqu'à l'étiage. Ainsi, la mise à jour des variables d'état en condition d'étiage, la rétro-propagation des erreurs remonte jusqu'aux variables d'état qui décrivent les réserves du sol plutôt que jusqu'aux valeurs des données météorologiques. La stratégie retenue pour la mise à jour des réserves d'eau dans le sol consiste à les augmenter ou à les diminuer de façon uniforme sur tout le bassin en utilisant un coefficient multiplicatif. C'est l'ajustement de ce coefficient multiplicatif qui permet d'assurer l'adéquation entre les apports d'étiage observés et simulés.

(3) **Définition de la fonction objectif.** Pour la définition d'un critère et d'une stratégie pour la minimisation, il faut choisir la fonction objectif, qui soit une fonction implicite des trois coefficients d'ajustement définis plus haut (Fortin et Bernier, 1999a).

$$F_{obj} = \frac{\sqrt{\sum_{t=t_d} \sum_{r=1} (Q_{ob}(t,r) - Q_{si}(t,r))^2}}{N} \quad (13)$$

Où F_{obj} : la valeur de la fonction objective (m^3/s) ; Q_{ob} : l'apport observé (m^3/s) ;

Q_{si} : l'apport simulé (m^3/s) ; t : le pas de temps ; t_d : le pas de temps de début de la période de contrôle de la mise à jour ; t_f : le pas de temps de fin de la période de contrôle de la mise à jour ; r : tronçon donné ; n : le nombre de tronçon considéré ;

N : nombre d'évaluations de la fonction objective.

Avec

$$N = (t_d - t_f)n - M$$

Où M : le nombre de données manquantes aux tronçons considérés sur la période de contrôle de la mise à jour.

Pour la mise en pratique de la méthode, comme nous l'avons mentionné ci-haut, nous disposons de sept crues historiques de l'année 1990 sur la rivière Chaudière à la station Saint-

Lambert-de-Lévis. L'interpolation des précipitations est réalisée par la méthode de pondération des trois stations les plus rapprochées, le bilan vertical avec BV3C et l'écoulement en rivière par l'onde cinématique. L'équation de Thornthwaite a servi pour estimer l'évapotranspiration potentielle. Le choix des valeurs affectés aux paramètres d'entrée se fait selon deux critères; l'erreur sur le temps E_1 et l'erreur sur le volume E_2 (Tableau 5). Les précipitations, les températures et la fonte de neige sont affectées d'un coefficient. Leurs seuils sont modifiés au cours de l'étude. Sans utiliser une méthode mathématique d'optimisation, le choix de la meilleure valeur pour chacun des coefficients affectés aux précipitations, aux températures et pour chacun des paramètres de la fonte de neige, a fait l'objet d'une analyse particulière. Le coefficient de corrélation des droites de régression fut choisi comme critère d'optimisation. En faisant varier tour à tour ces paramètres, il est possible de discerner une bonne combinaison qui permet de minimiser les écarts entre les apports observés et simulés. Le résultat de cette optimisation manuelle n'est pas unique, puisqu'il est impossible de trouver la meilleure à cause du très grand nombre de combinaisons. Il permet néanmoins de retenir trois combinaisons correspondants aux scénarios test1, test2 et test3. Comme les valeurs sont différentes d'une crue à l'autre, il a été nécessaire de définir un intervalle de valeurs pour chaque coefficient : de 0.5 à 1.6 pour les précipitations, de $3,9^{\circ}\text{C}$ à $6,7^{\circ}\text{C}$ pour les températures et de $1,016 \text{ mm}^{\circ}\text{C}$ pour la fonte de neige. Le profil en long de la Chaudière étant différent d'un tronçon à l'autre, les vitesses du courant varient et le temps de parcours diffère d'un profil à pente modérée à un profil plus fortement incliné. Le temps de rétention a été estimé à deux jours. Ce temps s'applique autant à l'eau de fonte qu'aux précipitations. D'autres temps de rétention furent aussi utilisés pour répondre aux exigences de l'approche dans le cas où, après analyse, il a été observé que le stock de neige avait varié considérablement à l'intérieur de la journée de prise de mesure. Les conditions antérieures à chaque crue sont analysées et prises en compte pour établir l'état du bassin avant d'effectuer la simulation pour la période fixée. Le choix des entrées est aussi orienté par l'analyse des autocorrélations partielles des valeurs du débit, et des corrélations croisées entre débit et pluie.

Comme mentionné plus haut, entre mars 1990 et décembre 1990, sept crues ont été modélisées en utilisant la fonction objectif comme critère d'ajustement. Soixante-dix-sept

essais ont été effectués pour chaque crue, la fonction objectif variant de 1,41 à 1,61 et un écart type de 0,03 (Tableau 4). Il est montré que les valeurs ajustées des précipitations et celles observées sont liées. Calculées sur chacune de crue, les équations suivantes décrivent l'évolution saisonnière des coefficients ajustés (Ca) des précipitations selon le temps de montée et de la durée de la crue.

$$Ca = 0,0041 T + 1,41 \quad n = 8 \quad r^2 = 0,90 \quad \text{pour } T \text{ inférieur à 15 Jours} \quad (14)$$

$$Ca = 0,0052 T + 1,45 \quad n = 8 \quad r^2 = 0,79 \quad \text{pour } T \text{ supérieur à 15 jours} \quad (15)$$

$$Ca = 0,0035 T + 1,55 \quad n = 8 \quad r^2 = 0,85 \quad \text{pour } T \text{ égal à 15 jours} \quad (16)$$

avec Ca : coefficient ajusté, n: temps de montée (jours), r^2 : coefficient de régression, T : durée de la crue (jours).

En utilisant l'ensemble des résultats des 77 essais effectués pour chacune de 7 crues, la comparaison des valeurs observées et prédites donne :

$$\mathbf{Q_{max}} \text{ prédit} = 0,92 \mathbf{Q_{max}} \text{ observé} + 3,22 \quad r^2 = 0,91 \quad (\text{Crue d'automne}) \quad (17)$$

($r^2=0,91$ Test1, $r^2=0,79$ test2, $r^2=0,85$ test3)

$$\mathbf{Q_{max}} \text{ prédit} = 3,79 \mathbf{Q_{max}} \text{ observé} + 6,10 \quad r^2 = 0,91 \quad (\text{Crue d'été}) \quad (18)$$

$$\mathbf{Q_{max}} \text{ prédit} = 4,41 \mathbf{Q_{max}} \text{ observé} + 13,76 \quad r^2 = 0,91 \quad (\text{Crue de fonte de neige}) \quad (19)$$

À partir de ces corrélations, on retient les trois meilleures valeurs de coefficients d'ajustements qui reproduisent le mieux l'hydrogramme observé. Les résultats obtenus (hydrogrammes) désignés par test1, test2 et test3, sont comparés à l'hydrogramme observé et à l'hydrogramme obtenu sans mise à jour (Sans MAJ) du modèle Hydrotel.

La procédure étant la même pour les sept crues, nous décrivons notre façon de procéder pour la première crue, ensuite pour les autres crues, nous donnons uniquement les caractéristiques de la crue et les valeurs retenues des coefficients d'ajustements.

Pour chaque crue (Fortin et Bernier, 1999a), la première étape consiste à simuler l'état du bassin un jour avant la date du début de la crue; le 29/03 à 0 heure par exemple, pour la crue No1 (30/03 au 04/04) et vérifier que cet état du bassin permet de bien reproduire les apports observés. Le guide d'utilisation d'Hydrotel permet de tirer le schéma (en Annexe) de la procédure pour la mise à jour est en annexe.

Tableau 4. Plage de variation des coefficients d'ajustements (Ca) des paramètres de la fonction Objectif.

Paramètre	Minimum	Moyenne	Maximum
Ca précipitation (mm)	0,80	1,05	1,60
Ca température ($^{\circ}$ C)	3,90	5,30	6,70
Ca réserve en eau du sol ($\text{mm}/^{\circ}$ C)	1,00	1,01	1,02
Fonction Objectif (Fobj.)	1,41	1,51	1,61

Tableau 5. Caractéristiques des crues observés et calculés sans mise à jour

Crue	Date	Débit observé (m^3/s)			Débit calculé sans mise à jour (m^3/s)				
		Qmax	Qmoy	Apport (hm^3/s)	Qmax	Qmoy	Apport (hm^3/s)	E ₁ %	E ₂ %
1	30/03-14/04	65,7	29,1	2,1	19,4	6,5	2,8	11,0	- 26,3
2	16/05-29/05	347,0	159,7	2,0	537,0	152,6	3,2	9,2	- 38,3
3	13/06-25/06	821,0	275,8	2,8	1055,0	358,5	2,7	8,2	1,2
4	22/07-02/09	1050,0	149,5	6,2	1457,0	244,5	5,8	11,6	18,4
5	21/09-08/10	332,0	114,0	2,7	909,0	239,7	3,6	11,0	24,5
6	09/10-29/10	864,0	293,6	2,8	950,0	297,8	3,0	11,1	- 8,1
7	15/11-11/12	767,0	225,8	3,2	85,3	56,8	2,5	6,2	1,3
Total				21,8			23,6		

L'erreur sur le volume (E_2) est moins importante que celle sur le temps (E_1), elle se situe entre $-38,3$ et $24,5$, avec une moyenne de $-3,9$. Quant à l'erreur sur le temps (E_1), elle est relativement stable, comprise entre $6,2$ et $11,6$, avec une moyenne de $9,8$.

Repartie selon les saisons, pour les crues de fonte de neige (Crue N_01 , N_02 et N_03), E_1 est plus importante que E_2 , il faudrait donc minimiser E_1 en accélérant le taux de la fonte de la neige.

Pour l'été, E_2 devient plus importante que E_1 (Crue N_04 et N_05), on doit augmenter le volume pour minimiser E_2 en augmentant artificiellement les précipitations.

V RÉSULTATS ET ANALYSE

1. Crue No 1 (30/03 au 04/04)

La crue No1 est une crue due à la fonte de neige qui alimente 80% de l'écoulement. Les apports simulés sans mise à jour (Sans MAJ) sont inférieurs à ceux observés (Figure 9). Le coefficient de la fonte de neige semble sous-évalué. Il est fort probable que l'épaisseur du stock de neige, à partir des précipitations neigeuses simulées, présente des écarts parfois très considérables avec les relevés de neige. Ces écarts peuvent entraîner des erreurs sur la simulation de la fonte, particulièrement pour des températures assez élevées. Si les températures sont faibles, l'erreur est négligeable. Pour cette crue, on remarque que la crue de fonte de neige mesurée a déjà débuté alors que la simulation montre que la fonte n'a pas débuté. L'ajustement des variables d'état d'Hydrotel se fera en modifiant la donnée d'entrée au taux de fonte de neige, en augmentant légèrement les températures de l'air. Dans un premier temps, la température est considérée comme un paramètre à ajuster lors de chaque simulation. Le choix d'une valeur appropriée pour ce coefficient constitue la principale opération d'ajustement. Les simulations ont été démarrées avec une présélection des valeurs expérimentales qui établissent une relation entre le coefficient de fonte de neige et le débit. Le coefficient de la fonte de neige est amenée dans la plage de valeurs de température de 3,9°C à 6,7°C et les trois valeurs retenues sont : 4,2°C, 5,4°C et 6,3°C. La prise en compte de la correction de ce coefficient permet de reproduire artificiellement un hydrogramme ajusté qui s'écarte de la réalité, mais au bout de quatre jours, l'écart entre le simulé et l'observé est réduit (Test 1). Pour réduire l'écart au début de la crue, la fonte de la neige est en corrigeant les précipitations en multipliant le coefficient des précipitations par 1,41. Cette modification entraîne une variation rapide de montée des eaux et des changements de courbure de l'hydrogramme (Test 2). Le coefficient de teneur en eau est ensuite ajusté (Test 3) pour modifier la réserve en eau du sol. La valeur est fixée à 1,106 mm⁰C. Elle n'entraîne pas une variation sensible de la courbure de l'hydrogramme. Toutes ces opérations sont incorporées

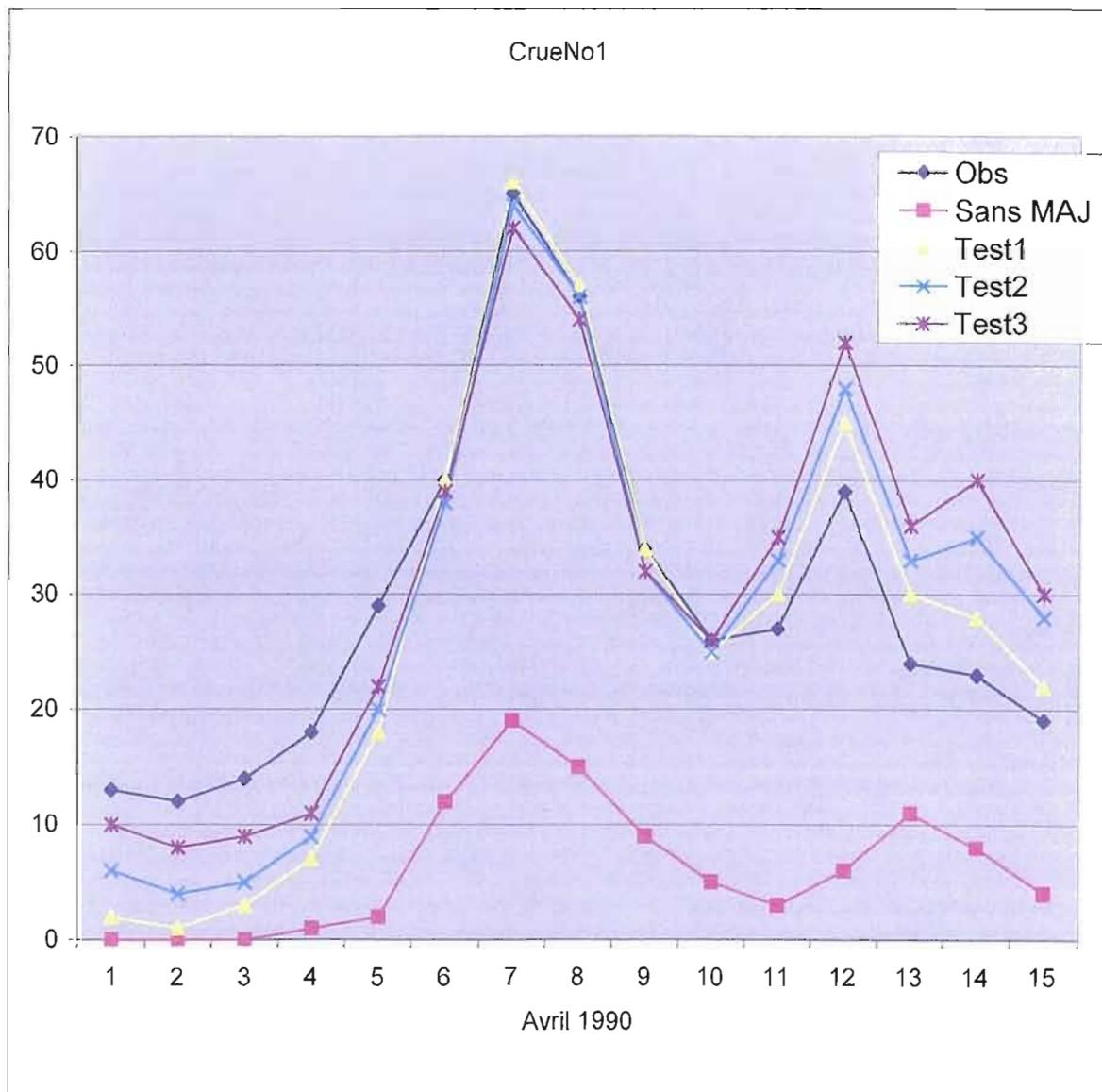
dans la procédure détaillée pour la mise à jour concernant la crue no1 en annexe (pages 31-32).

L'ajustement des débits calculés aux débits mesurés de la station Saint-Lambert-de-Lévis nécessite l'affectation des valeurs, qui nous semble réalistes aux coefficients de température, de précipitation et de teneur en eau. Les paramètres ajustés permettent de reproduire les variations et les ordres de grandeur des débits mesurés. En effet, les hydrogrammes simulés collent très bien avec l'observé. Ainsi pour cette crue, la capacité prévisionnelle qu'Hydrotel n'est pas détériorée par utilisation de données d'entrée corrigées. Ces résultats obtenus montrent qu'Hydrotel semble capable d'améliorer les prévisions de débit en apportant la possibilité d'une correction continue. Une analyse exhaustive du comportement d'Hydrotel aux variations de chaque paramètre est effectuée. Elle permet de souligner l'importance du coefficient d'ajustement lié aux précipitations. Il est un élément important par rapport à la forme et au pic de l'hydrogramme.

Pour évaluer la capacité d'Hydrotel, nous utilisons l'indicateur de performance qui consiste à comparer l'hydrogramme mesuré avec l'hydrogramme que le modèle prédit. Cet indicateur visuel permet de juger de la capacité du modèle à coller à la réalité (représentée par l'hydrogramme observé ou mesuré).

Figure 9. Comparaison des débits simulés et observé par ajustement d'Hydrotel :

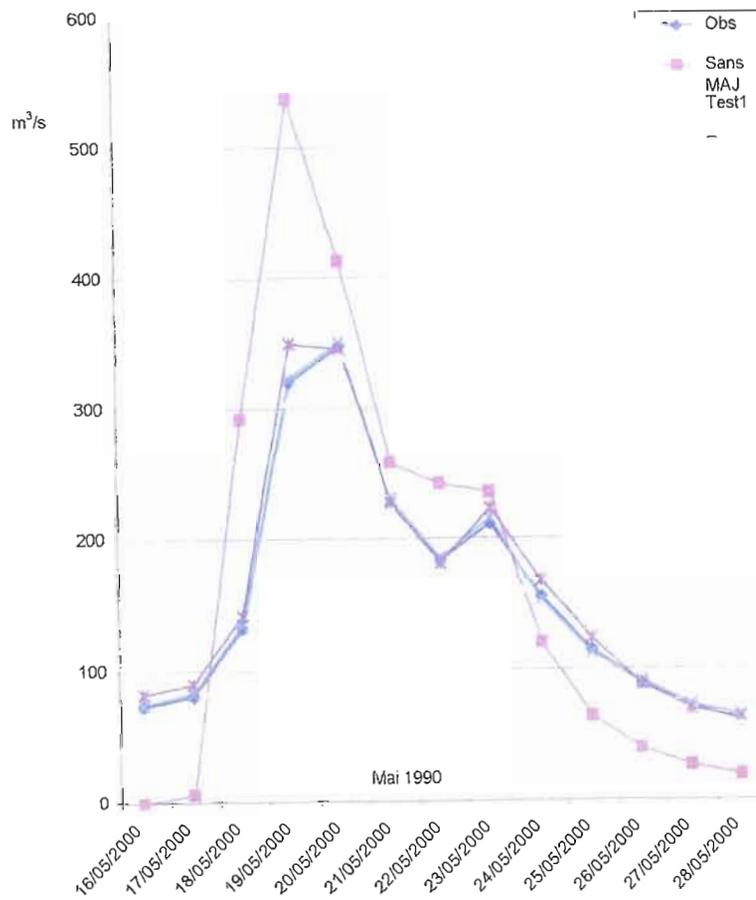
Crué no 1



2. Crue no 2 (16/05 au 28/05)

Cette crue due à des fortes précipitations printanières : 20,2 mm le 17/05 et 13,4 mm le 18/05. La simulation sans mise à jour (Sans MAJ) sous-estime le début de la crue et la décrue, mais par contre elle surestime la pointe de la crue du 19/05. La correction d'Hydrotel se fait par ajustement des précipitations. Ca précipitation : 0,71 (test1); 0,84 (test2) et 1,12 (test3); Ca température : 5,10C et Ca teneur en eau : 1,02 mm/0C. Les résultats obtenus (Figure 10) sont d'une excellente qualité. L'adéquation entre l'hydrogramme simulé et observé est bonne.

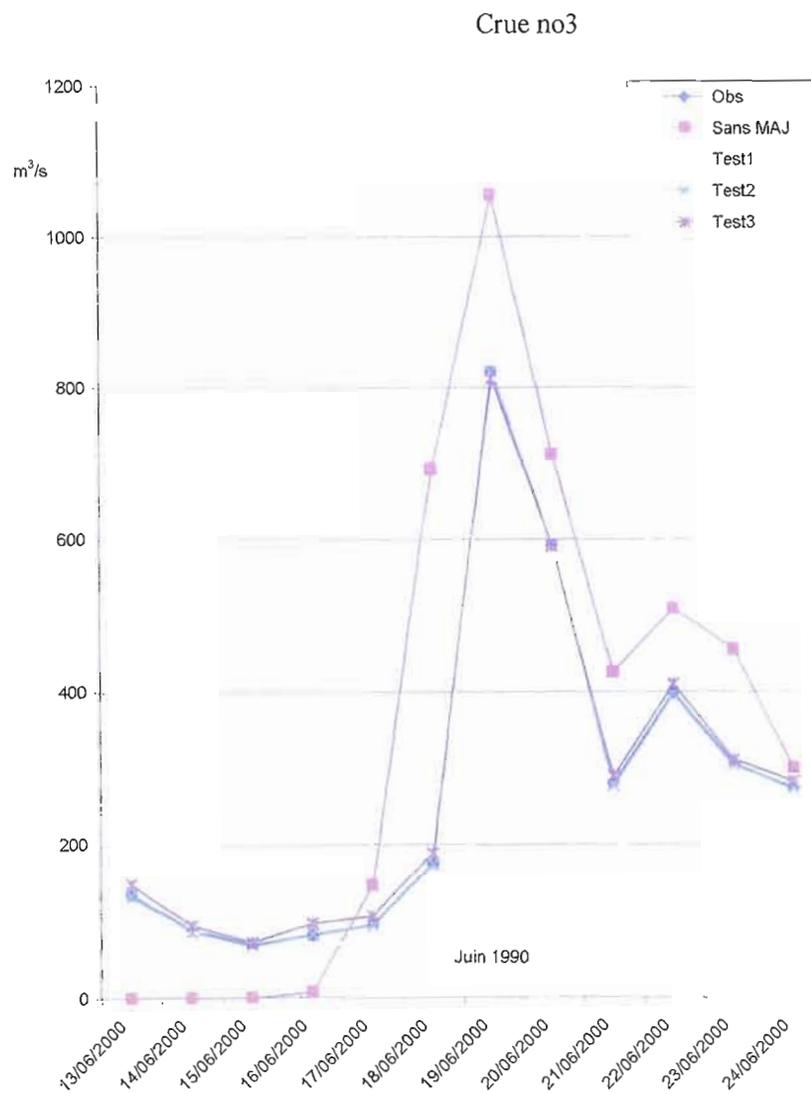
Figure 10. Comparaison des débits simulés et observé par ajustement d'Hydrotel : crue no2



3. Crue no 3 (13/06 au 24/06)

Une crue due à des fortes précipitations (20 mm le 17/06; 33,7 mm le 18/06 et 4,5 mm le 19/06). L'onde de crue présente les caractéristiques suivantes; le temps de base est de 5 jours, la pointe de crue est très courte 3 jours. La simulation sans mise à jour (sans MAJ) sous-estime le début de crue et surestime la pointe de crue. La correction se fait par ajustement des précipitations. Ca précipitations : 1,12; 0,85 et 0,92. Ca température : 4,2 °C et Ca teneur en eau : 1,04 mm⁰C. Temps de rétention est ramené un jour. Les résultats sont repris (test1, test2 et test3) sur la figure 11. La simulation est excellente, car les trois hydrogrammes collent bien l'hydrogramme observé.

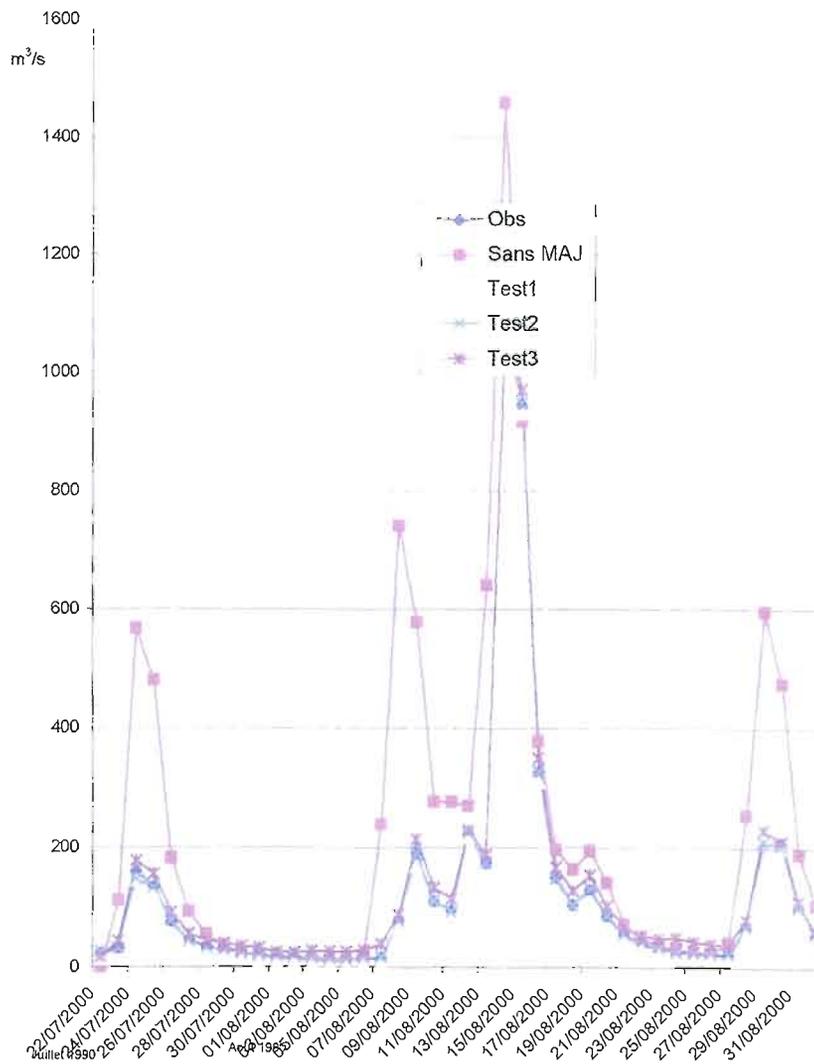
Figure 11. Comparaison des débits simulés et observé par ajustement d'Hydrotel.



4. Crue no 4 (22/07 au 31/08)

Une crue à des précipitations successives pendant 15 jours et dont l'événement pluvieux majeur est de 106 mm le 13/08 précédé de deux précipitations importantes; 29,1 mm le 23/07 et 41,1 mm le 07/08. Le nombre de jours de précipitations est de 15, les couches de sol sont saturées et par conséquent la pointe de la crue est élevée. La simulation sans mise à jour (Sans MAJ) ne tenant pas compte de cette réalité, les pointe de crues sont surestimées. La correction d'Hydrotel se fait par ajustement des teneurs en eau du sol : Ca teneur en eau : 1,01; 1,02; 1,03 mm⁰C; Ca précipitation : 0,9; et Ca température : 4⁰C. Les résultats obtenus (Figure 12) test1, test2 et test3 sont excellents.

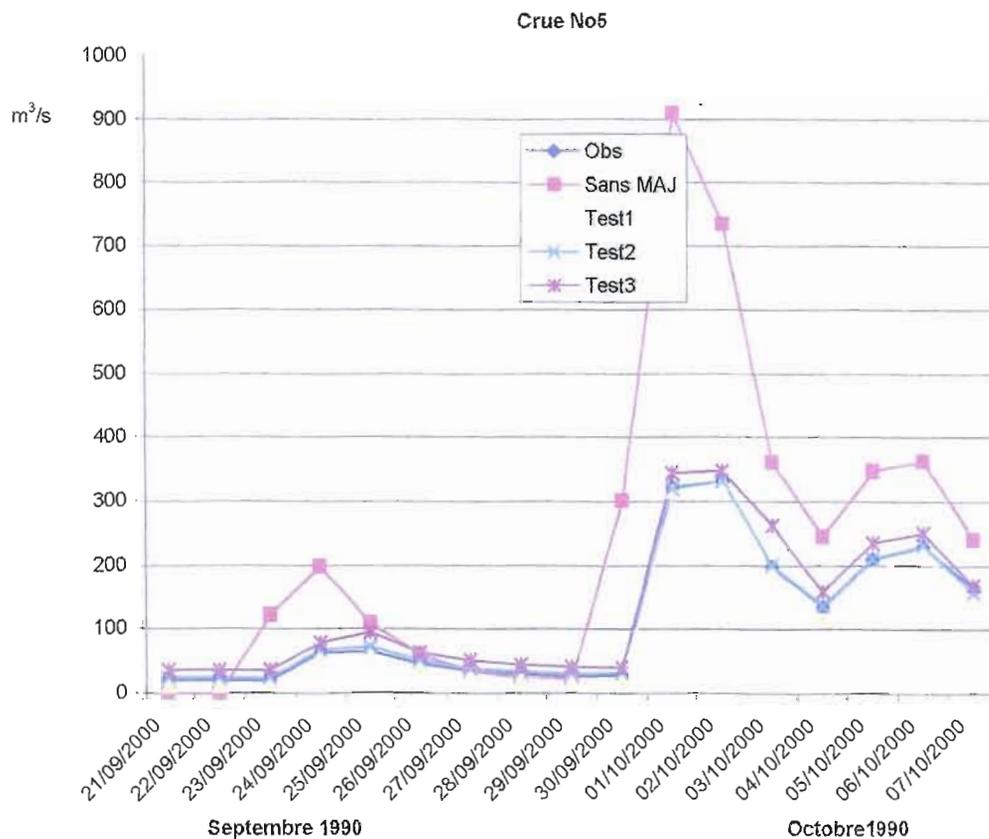
Figure 12. Comparaison des débits simulés et observé par ajustement d'Hydrotel : crue no 4.



5. Crue no 5 (21/09 au 08/10)

Une crue d'été due à une précipitation isolé après 30 jours sans précipitations sur l'ensemble du bassin versant. Ce temps sec conduit à une réserve d'eau du sol à son minimum. Dès le début de l'événement pluvieux, une partie de lame d'eau est retenue dans le sol pour recharger la réserve en eau du sol, par conséquent la pointe de la crue est moins élevée parce que la crue se produit sur un sol peu humide, le pourcentage de la lame d'eau qui ruisselle est plus faible. La simulation sans mise à jour (Sans MAJ) ne tenant pas compte de cette réalité, elle surestime la pointe de la crue. La correction d'Hydrotel se fait en ajustant les réserves en eau du sol. Ca teneur en eau : 1,01; 1,02; et 1,03 mm/0C; Ca précipitation :0,6 et Ca température 4°C. Les hydrogrammes obtenus (Figure 13) test1, test2 et test3 suivent bien l'allure de l'observé.

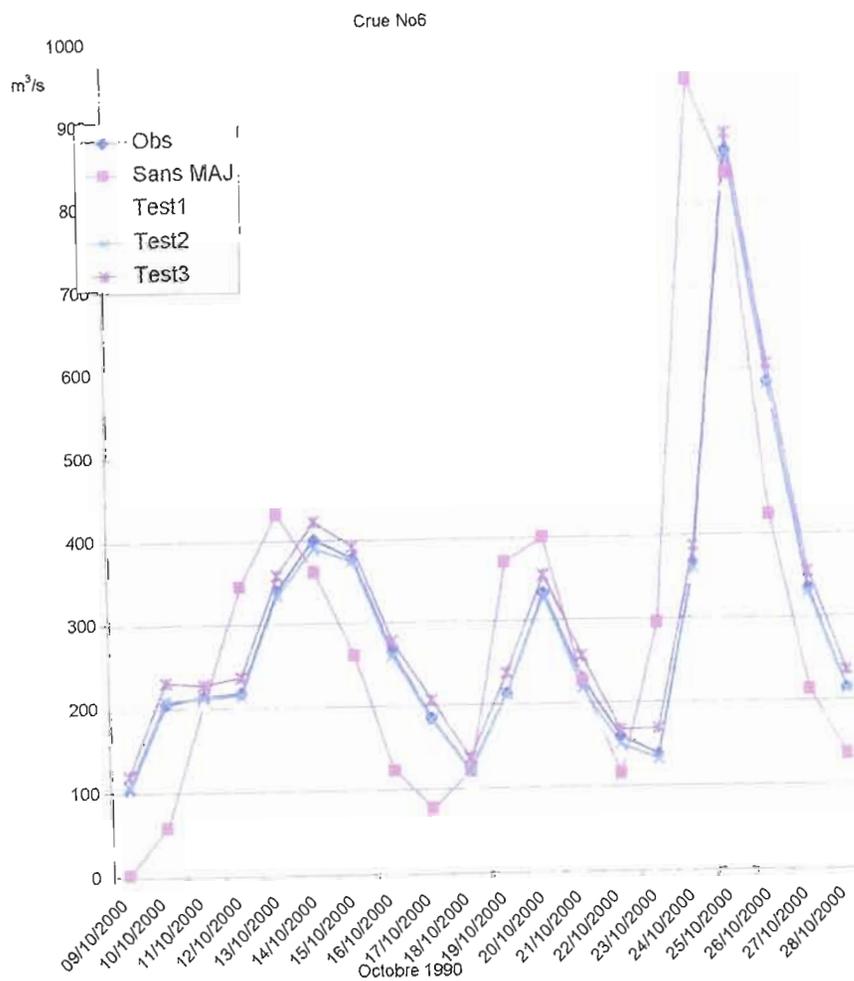
Figure 13. Comparaison des débits simulés et observé par ajustement d'Hydrotel : crue no 5



6. Crue no 6 (09/10 au 29/10)

Cette crue est précédée par quelques précipitations antérieures qui provoquent deux réactions du bassin versant : le 14/10 et le 20/10. Par conséquent, la pointe de la crue n'est pas le résultat de la forte précipitation du 23/10, mais de la contribution du volume infiltré durant les jours précédents la période de crue. La simulation sans mise à jour (Sans MAJ) ne tient pas compte de cette réalité, l'hydrogramme calculé est décalé d'un jour. La mise à jour d'Hydrotel se fait par ajustement des précipitations et du temps de rétention. Ca précipitation : 1,12; 0,85; et 0,92. Ca température : 4,20C et Ca teneur en eau : 1,04 mm/0C. Les résultats test1, test2 et test3 obtenus sont excellents (Figure 14) au vu de l'allure des hydrogrammes.

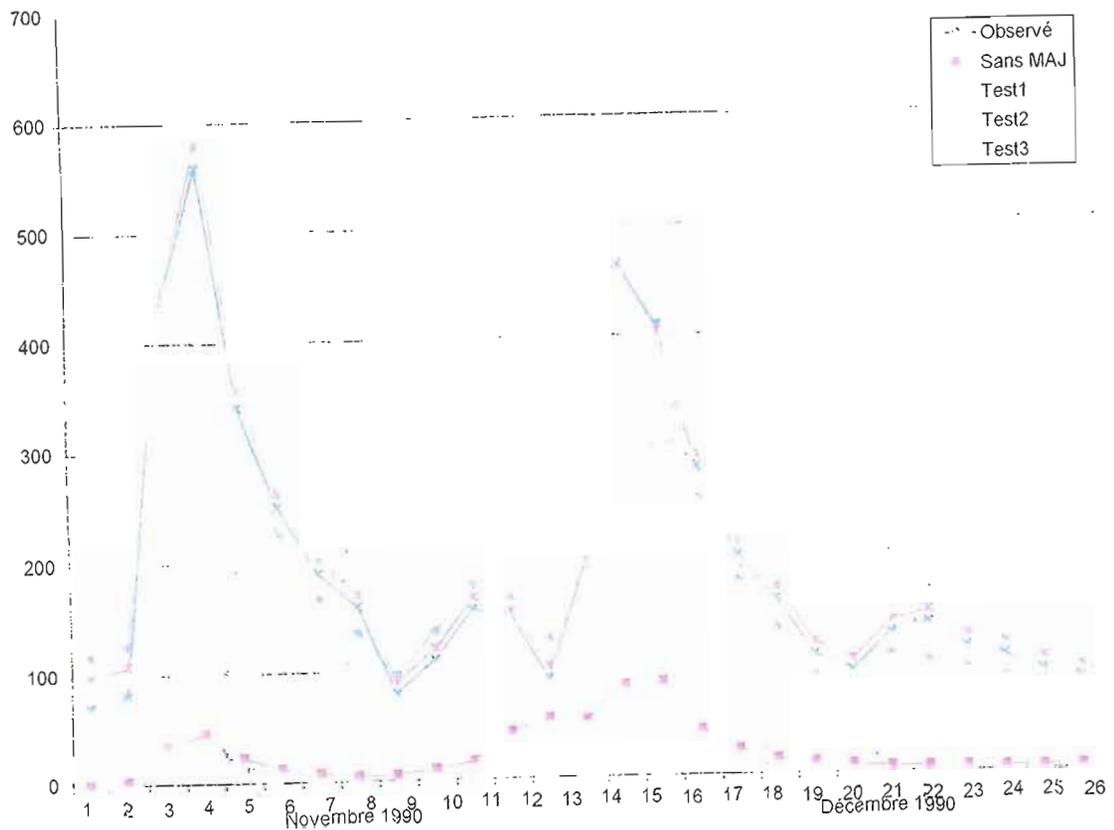
Figure 14. Comparaison des débits simulés et observé par ajustement d'Hydrotel : crue no 6.



7. Crue No 7 (15/11 au 11/12)

Cette crue est le résultat de la fonte de premières neiges et d'une forte précipitation. La simulation sans mise à jour (Sans MAJ) n'a pas pris en compte cette réalité, les pointes de crues sont sous-estimées. Le travail de mise à jour consiste à corriger les variables d'état pour que les débits simulés se rapprochent des débits observés. On corrige donc le taux de fonte de neige en ajustant les températures. Ca température : $4,2^{\circ}\text{C}$; $5,4^{\circ}\text{C}$; et $6,3^{\circ}\text{C}$. Ca précipitations : 1,41 mm. Ca teneur en eau du sol : $1,01 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}$. Les résultats test1, test2 et test3 sont repris sur la figure 15. Les hydrogrammes calculés suivent bien l'allure de l'observé.

Figure 15. Comparaison des débits simulés et observé par ajustement d'Hydrotel : crue no7.



À la lecture des figures 9 à 15, on constate que l'ajustement d'Hydrotel corrige, pour toute la période de l'étude, les débits journaliers du printemps, de l'été, et de l'automne. Les simulations obtenues sont acceptables. À Saint-Lambert, le temps de base de l'onde est courte dans le temps (rarement plus de 3 jours). Les pluies tombées au cours de la période qui précède la montée des eaux de la Chaudière ne sont guère importantes (à part celles de la crue No4) sauf par le fait qu'elles ont permis d'accélérer le ruissellement. Les exceptionnelles accumulations de neige, conservées intactes jusqu'au début d'avril, fondent rapidement du 7 au 17 avril 1990. Les conditions météorologiques qui amènent la fusion rapide du manteau nival, sont des conditions normales, parfaitement prévisibles. Pour la période de débits de pointe journalière, l'erreur d'estimation est de 5%. Le rapport des journées de pluies sur le nombre des jours de la période de fonte (crue No1 et crue No2) représente 28% en moyenne. Tandis que le rapport de la hauteur d'eau tombée sur la lame d'eau fondue pour cette période est de l'ordre de 17%. Donc la fonte de neige alimente plus de 83% de l'écoulement. Les crues dues à une brusque élévation de température sont accompagnées de pluies (crue No2 et crue No7). Ces crues sont plus importantes que les crues d'été tant par leur débit que par leur durée qui excède une semaine. Cependant, Hydrotel sans mise à jour (MAJ), donne des résultats indiquant que la fonte de neige n'a pas encore débuté (Figure 9) et par conséquent sous-estime les débits simulés. Pour la crue No1, bien que les intensités de la pluie soient relativement faibles, elles arrivent sur un manteau nival bien mûr, dont la densité varie entre 35% et 45% et, en conséquence, elles contribuent fortement à libérer l'eau de fonte retenue dans le manteau nival et accélèrent le ruissellement qui cause cette crue. Le taux de fonte de neige introduit dans Hydrotel, ne semble pas rapide et, d'autre part, il se peut que les facteurs liés au vieillissement du couvert de neige, qui ne sont pas pris en compte dans le calcul du taux de fonte, retardent sensiblement la fonte. Le rapport de la hauteur de pluie (crue No2) sur le total des précipitations est d'environ 45 %, ce qui signifie que les apports hydriques et calorifiques reliés à la pluie ont été suffisants pour alimenter les débits de pointes. Ce facteur pris en compte par Hydrotel sans mise à jour (MAJ) explique la surestimation des débits simulés par rapport aux débits observés (Figure 10). On peut donc déduire alors que dans ces conditions la méthode de degré-jours que Hydrotel utilise dans la simulation fonctionne bien. L'ajustement des variables d'état se fait donc en augmentant légèrement les températures de l'air (test1, test2, test3). A la période de juin à octobre 1990, Hydrotel sans mise à jour donne

une surestimation des débits des pointes journaliers (Figure 11, Figure 12 et Figure 13) qui varie de 0,9 à 33% avec une moyenne de 13%. Lors de crues d'été (fin mai et fin novembre), les débits simulés sans mise à jour, surestiment les pointes de crues et la pointe de l'hydrogramme est surestimée. Plusieurs raisons peuvent expliquer ces écarts, telle que les stations climatologiques ne couvrent pas le bassin versant et par conséquent ne permet pas de tenir compte des variations locales au niveau des hauteurs et des intensités des précipitations ainsi que des températures. L'analyse des paramètres hydroclimatiques de cette période et de ces débits de pointe montre que la fréquence des journées de pluies durant cette période dépasse les 37%. Le rapport de la hauteur de pluie de cette période sur la pluie totale est de 23%. Les débits de pointes journaliers coïncident avec des épisodes de pluies de jours consécutifs. La hauteur d'eau tombée atteint 29.1 mm à 41.9 mm jusqu' à atteindre un maximum de 106 mm le 13/08. La crue résulte d'une pluie d'une seule averse importante. Cette crue, due à cette pluie particulière, est une conséquence du synchronisme provenant de toutes les parties du bassin de la Chaudière. Il apparaît alors que c'est l'homogénéité temporelle et spatiale des précipitations qui engendre cette crue et non l'abondance de celle-ci. A Saint-Lambert sur la rivière Chaudière, la crue observée n'a pas la même récurrence sur les bassins tributaires, c'est donc un événement exceptionnel pour la saison d'été. Les précipitations sont concentrées sur la journée du 17/06 (crue No3) et sur la journée du 01/10 (crue No 5), avec une forte intensité, ce qui donne une montée de l'hydrogramme très marquée. Les pluies se présentent en un corps unique, court et d'une intensité importante mais variable, ce qui donne un hydrogramme marqué avec trois pointes différentes. Pendant cette période l'intensité de l'évènement pluvieux demeure une variable qui influence la montée rapide de la crue. En corrigeant cette donnée, Hydrotel permet une bonne adéquation entre les débits simulés et les débits observés (test1, test2 et test3 des Fig.9, Figure 12 et Figure 13). La crue No6 appartient à la période du début de la recharge des aquifères, l'automne. La réponse de débits très marquée des débits résulte de l'intensité et de la durée des précipitations. La simulation sans mise à jour se rapproche les débits observés mais l'hydrogramme simulé est décalé c'est-à-dire en avance d'un jour (Figure 14). Nous ajustons donc les précipitations pour corriger le temps de montée et le temps de réponse (test1, test2 de Figure 14). Pour la crue No7, les pluies ne sont pas importantes, néanmoins la réponse est relativement forte et rapide à cause de la fonte de neige. La simulation sans mise à jour ne

prend en compte la fonte de neige, il ressort une importante sous-estimation des débits (Figure 15). Ces crues de la fonte de neige dues à une brusque élévation de température souvent accompagnée de pluie (principalement au printemps jusqu'au 15 mai et parfois en décembre) sont corrigés par l'ajustement d'Hydrotel. Ces crues sont aussi importantes que les crues d'été tant par leur débit que par leur durée qui peut excéder une semaine.

Une analyse de sensibilité a été menée afin de déterminer quels sont parmi les trois coefficients ceux dont les variations altèrent le plus la prévision du débit. La sensibilité est évaluée en considérant, sur l'ensemble de sept crues, l'importance de la modification des caractéristiques de l'hydrogramme (temps de montée, pointe de la crue (débit maximum et temps de décrue) mesurée à partir du début de la crue suite au changement des paramètres d'entrée. Nous remarquons que le temps de montée de la crue est plus sensible au coefficient des précipitations qu'aux coefficients de température et de teneur en eau du sol. Cette faible sensibilité a pour conséquence de rendre la détermination des coefficients de température et de teneur en eau moins précise que celle des précipitations, lors des ajustements. L'étude d'autocorrélation des écarts entre les débits simulés sans mise à jour et les débits observés a montré que les corrélogrammes présentent tous à peu près la même forme et que l'allure ne dépend ni de la qualité de la simulation, ni du délai fixé. L'allure de ces corrélogrammes a toutefois guidé la recherche des valeurs à affecter aux coefficients de correction des paramètres.

VI CONCLUSION

Dans l'ensemble, l'ajustement d'Hydrotel tel que proposé par Fortin et Bernier (1999a) corrige les débits du bassin versant de la rivière Chaudière de façon satisfaisante et nous permet de visualiser le comportement de ce bassin. Les résultats obtenus montrent le caractère opérationnel de cette approche très simple dans un contexte de simulation en temps réel. Ils montrent aussi la précision de l'ajustement et confirment ainsi la validité de la reconstitution. Les caractéristiques de sept crues étudiées sont particulièrement sensibles au coefficient d'ajustement des précipitations et bien moins aux températures et aux teneurs en eau du sol. Ceci entraîne une détermination plus précise des précipitations que des deux autres coefficients lors des ajustements. L'ajustement sur chaque crue est excellent, 90% des crues modélisés présentent un coefficient de régression supérieur à 0,90. Les débits simulés avec mise à jour permet d'obtenir des débits plus précis que les débits simulés par Hydrotel sans mise à jour. L'analyse a permis de définir des droites de régression assez bonnes et aussi de déceler des caractéristiques intéressantes pour chaque saison. En hiver, l'ajustement d'Hydrotel permet de corriger les paramètres hydroclimatiques reliés à la période de fonte et aux débits de pointe journaliers. La correction du taux de fonte permet une simulation acceptable. Toutefois, en période de fonte de neige rapide du couvert neigeux, lors des journées pluvieuses, la correction du taux de fonte de la neige est complétée par l'analyse approfondie des fréquences des différents types de temps. L'ajustement des variables d'état d'Hydrotel se fait en augmentant les précipitations (en automne et été) et en augmentant légèrement la température de l'air (au printemps) jusqu'à une valeur permettant une bonne adéquation entre les débits simulés et observés. Une très bonne adéquation est obtenue entre les débits simulés et observés pour la pointe de crue et aussi une meilleure prévision des débits à venir même si le début de la crue est légèrement sous-estimé et la décrue légèrement surestimée. Ainsi, d'après les résultats obtenus pour toute la période de l'étude, On peut dire que l'ajustement d'Hydrotel sur le bassin de la rivière Chaudière permet de corriger les débits

et confirme la validité de l'approche en produisant des simulations de bonne qualité. Malgré le nombre limité de variables utilisées, la capacité prévisionnelle d'Hydrotel paraît bonne et sa stabilité, pour les prévisions à des horizons variés, satisfaisante. L'ajustement d'Hydrotel peut-être utilisé d'une part comme instrument de prévision des débits d'inondation en période de crue printanière, et d'autre part comme outil de gestion des cours d'eau. Toutefois la connaissance optimale des caractéristiques physiographiques et climatiques du bassin versant ainsi que la précision des mesures ont une grande influence sur l'ajustement d'Hydrotel dans ce bassin. Corriger les variables d'entrée pour minimiser l'écart entre les débits simulés et observés amène une amélioration, mais le gain est fragile dans cette procédure sans prise en compte explicite de la distribution spatiale de la correction. Ceci provient vraisemblablement de la forte corrélation existant entre la pluie et le débit. La non utilisation de la distribution spatiale de la correction explique les variations légères dans les phases ascendante et descendante des hydrogrammes. Par une autre étude, il conviendra de tenir compte de cette distribution, mais aussi de valider les tendances pour chaque coefficient d'ajustement. L'étude d'autocorrélation des écarts entre les débits simulés sans mise à jour et les débits observés a montré que les corrélogrammes présentent tous à peu près la même forme et que l'allure ne dépend ni de la qualité de la simulation ni du délai fixé. L'allure de ces corrélogrammes a toutefois guidé la recherche des valeurs à affecter aux coefficients de correction des paramètres.

VII RÉFÉRENCES

- Cavadias, G., Morin, G., (1985). Amélioration des performances des modèles hydrologiques par combinaison des débits simulés. *Revue internationale des sciences de l'eau*, vol. 1, no 1⁴, 29-35.
- Gélinas, J.P., Desmeubles, J.,(1991).Caractéristiques physiques et démographiques; bassin versant de la rivière Chaudière. Ministère de l'env. du Québec, Direction des inventaires et de la recherche, 78p.
- Fortin, J.P., Bernier, M., (1999).Simulation de crues maximales probables et prévision des apports sur le bassin de la rivière Mitis par le modèle Hydrotel. INRS-Eau, Sainte-Foy, Québec.14p. + annexes.
- Fortin, J.P., (1998). Modèle hydrologique Hydrotel : exemples d'application. INRS-Eau, 1998.
- Fortin, J.P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J.,(1995a). A Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data, *Journal of Hydrologic Engineering*, American Society of Civil Engineering.
- Fortin, J.P., Moussa, R., Bocquillon, C., Villeneuve, J.P., (1995b). Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par télédétection et les systèmes d'information géographique. *Rev. Sc. Eau*, 8 : 97-124.
- Kachoo, R.K., (2001). A Study of variability of annual river flow of southern Africa region, *Journal des sciences hydrologiques*, 46(4), Août 2001, pp.513-524.
- Kitanidis, P.K., Bras, R.L., (1980). Adaptive filtering through detection of isolated transient errors in rainfall-runoff models, *Water Resources Research*, vol. 16, no 4, 740-748.
- Laurent, F., (1997). Étude préliminaire des impacts d'une digue de contrôle des crues de la rivière Chaudière, basée sur la cartographie écologique. Rapport de recherche. Uqam.
- Lebossé, A., Miquel, J., (1985). Annonce des crues du Cher : mise au point des formules de prévision, Rapport EDF E43#84.37.

- Loumagne, C., Vidal, J.J., Folui, C., Torterotot, J.P., Roche, P.A. (1995). Procédure de décision multimodèle pour une prévision des crues en temps réel : application au bassin de la Garonne. *Revue science de l'eau* 8.539-561.
- Mc Cormack, R., (1973). Levée hydrogéologique rivière-du-Loup. Ministère des ressources naturelles du Québec, Direction générale des eaux, 26p.
- Ministère de l'Environnement et de la Faune, 1998. Gestion hydraulique de l'aménagement du lac Mégantic, Québec, Direction de l'hydraulique, Service gestion et protection des systèmes hydrauliques.
- Simoneau, M., (1991). Qualité des eaux du bassin de la rivière Chaudière 1976-1988, ministère de l'environnement du Québec, Direction de la qualité des cours d'eau, envorodoq No 930016, rapport NOQEN/QE83-1, 190p + annexes.
- Vermos, D., (1982). Application des modèles stochastiques dynamiques linéaires à la description et à la simulation des processus de débits des rivières aux échelles saisonnières et journalières. Étude de leur utilisation en prévision de la gestion des ressources en eau. Thèse de doctorat de 3^e cycle, Paris IV.

ANNEXES

Annexe 1. Procédure d'utilisation du modèle hydrologique Hydrotel pour la mise à jour.

Ouvrir le projet « Chaudière » dans Hydrotel. exe.

- ⇒ Enlever la fonction simulation
 - ⇒ Voir l'hydrogramme
 - ⇒ Toutes les courbes
 - ⇒ Choisir la période d'étude
- ⇒ Fichier des données
 - ⇒ Physiographie, ...
- ⇒ Résultats intermédiaires
- ⇒ Variables d'états
 - ⇒ Lecture
 - ⇒ Nom du fichier
 - ⇒ Spécifié par l'utilisateur
 - ⇒ Automatiquement
- ⇒ Sauvegarder
 - ⇒ Fin simulation
 - ⇒ Date
 - ⇒ Pas de temps (intéressant pour la mise à jour)
Nombre de pas de temps pour la mise à jour
- ⇒ Paramètres
 - ⇒ Paramètres de mise à jour
 - ⇒ Initialiser les valeurs
 - ⇒ Paramètres d'optimisation
- ⇒ Simulation
 - ⇒ Tronçon
 - ⇒ Poids du tronçon

- ⇒ Valeur 0 et 1 (étude des corrélations statistiques)
- ⇒ Paramètres temporaires
 - ⇒ On définit la période de calcul
- ⇒ Paramètres d'exécution
- ⇒ Simulation
- ⇒ Test 29-03-1990
 - ⇒ Coefficient additif des températures
 - ⇒ 27-03 au 30-03-1990 (crue n01)
 - ⇒ Avoir la photo pour le 27-03-1990
 - ⇒ Référence – sans mise à jour
 - ⇒ Chaudière répertoire.
- ⇒ Paramètres temporels
- ⇒ Fin simulation
 - ⇒ 27-03-1990
- ⇒ Variables d'états
 - ⇒ Sauvegarder à la fin de pas de temps
 - ⇒ Comme c'est le 27-03-1990, il y a de la neige
 - ⇒ Humidité 27-03-1990. Tx
 - ⇒ Écoulement 27-03-1990. Tx
 - ⇒ Débit 27-03-1990. Tx
- ⇒ Paramètres temporels
 - ⇒ Début de simulation 27-03-1990 Tx
 - ⇒ Fin de simulation 30-03-1990 Tx
- ⇒ Paramètres d'exécution (paramètres de mise à jour)
 - ⇒ Mise à jour
 - ⇒ Début de simulation 29-03-1990
 - ⇒ Coefficient 27-03-1990

- ⇒ Exécuter mise à jour
 - ⇒ Mise à jour de la fonction objectif
 - Elle est évaluée du 27-03-1990 au 30-03-1990
 - Elle compare les débits du 27-03 au 30-03-1990
- ⇒ Éléments de réflexion
 - ⇒ La période d'application des coefficients ?
- ⇒ Sauvegarder avant de lancer l'exécution

⇒ Préviation

- ⇒ Paramètre d'exécution
 - ⇒ Choix de dates : 30-03-1990
- ⇒ Variables d'état : venir lire au 30-03-1990
 - ⇒ Exécuter pour 10 pas de temps
- ⇒ Simulation : hydrogramme
- ⇒ Tableau : sauvegarder préviation après mise à jour 23-03 au 30-03-1990

À comparer

- ⇒ Préviation au 30-03-1990 pour dix jours
 - ⇒ Commençons au 25-03-1990 pour avoir la photo au 27-03-1990 puis faire la préviation

1. Test, sans MAJ. XPs (sans mis à jour)
2. Référence sans MAJ. Tx (sans mis à jour)
3. Préviation après MAJ (27-03 au 29-03-1990)
4. Hydrogramme.

Annexe 2. Modèles du fonctionnement hydrologique

Modèles mathématiques d'hydrologie constitués :

- . de variables mesurables \Rightarrow représentent un processus à étudier (ex. l'infiltration),
- . de relations mathématiques entre les variables \Rightarrow représentent le fonctionnement des processus,
- . de paramètres.

La modélisation hydrologique implique :

- . une représentation simplifiée de la réalité (selon le modélisateur),
- . une représentation sélective de la réalité (choix des processus à inclure).

\Rightarrow Le modèle a donc des limites quant :

- . à son domaine de validité
- . à son champ d'application

\Rightarrow Une multitude de modèles existent!!

On peut regrouper les modèles en différentes catégories, par exemple;

- \Rightarrow modèles déterministes / stochastiques.
- \Rightarrow modèles globaux, spatialisés, locaux.
- \Rightarrow modèles empiriques, théoriques, conceptuels.

Les résultats d'une simulation sont toujours liés à une incertitude habituellement très difficile à cerner. Les causes de l'incertitude sont :

- la structure du modèle,
- la qualité des données utilisées pour calibrer le modèle.

Types de modèles habituellement rencontrés

1- Les modèles empiriques globaux

\Rightarrow Visent la caractérisation globale (bassin versant) des relations pluie-débit par des approches déterministes ou stochastiques.

Exemples : - modèles de régression linéaire, ARMA
- hydrogramme unitaire

\Rightarrow Modèles sont de type « boîte noire » : caractérisée par des paramètres et fonctions sans grande importance signification physique.

Avantages :

- utiles en ingénieries hydrologiques \Rightarrow gestion des ressources
- habituellement simples à utiliser
- requièrent peu de données.

Inconvénients :

- extrapolation peu fiable
- transposition à un autre bassin impossible,
- impossible à utiliser si le bassin subit des transformations,
- ne convient pas à une analyse du fonctionnement interne du bassin.

2- Les modèles conceptuels globaux

\Rightarrow Aussi appelés modèles « à réservoirs »

\Rightarrow Bassin versant représenté par un assemblage de réservoirs interconnectés

\Rightarrow Les réservoirs :

- principe du bilan de masse,
- vidange et interactions décrites par des relations déterministes empiriques

Exemple : $O = K \times S$

Avantage:

- permettent de simuler les composantes du cycle hydrologique.

Inconvénients :

- analogie des réservoirs est peu réaliste
 \Rightarrow paramètres estimés par calage du modèle sur des débits mesurés
- hétérogénéité du bassin difficile à prendre compte
- difficiles à transposer sur un autre bassin

3- Modèles conceptuels spatialisés

\Rightarrow découpage du bassin en éléments considérés homogènes d'un point de vue hydrologique

Exemple : le modèle CEQEAU, de l'INRS-Eau

Avantages :

- permettent de tenir compte de la répartition spatiale des caractéristiques du bassin et des processus hydrologiques
- permettent de suivre l'évolution des débits à l'intérieur du bassin
- permettent de simuler des changements sur le bassin

Inconvénients :

- Ce sont des modèles à réservoir (représentation peu réaliste du bassin, paramètres non mesurables)
- Requièrent beaucoup de données

4- Les modèles théoriques locaux

⇒ basés sur des relations de la conservation de la matière, de l'énergie, de la quantité de mouvement, exprimées par des équations aux dérivées partielles

⇒ font intervenir des paramètres mesurables (en principe!)

⇒ l'approche théorique a permis de modéliser plusieurs processus hydrologiques :

- écoulement de surface (Saint-Venant)
- écoulement saturé (équation de diffusivité)
- écoulement non saturé (équation de Richards)
- évapotranspiration
- fonte de neige

⇒ des modèles intégrant ces processus hydrologiques ont été développés

Exemple : le modèle SHE (Système Hydrologique Européen)

Avantages (en principe!!)

- hétérogénéité du bassin tenue en compte
- transposable d'un bassin à un autre
- extrapolation possible
- permet de faire des études d'impacts

Mais :

- nécessitent une vaste quantité de données (pas souvent disponibles)
- lourds à exploiter
- un modèle complexe ne signifie pas que les résultats sont précis

5- Approche visée : modélisation physico-conceptuelle spatialisée

On tente :

- de combiner dans les modèles des modules physiques et des modules plus conceptuels
- d'introduire plus de « physique » dans le modèles conceptuels
- de simplifier les modèles théoriques tout en gardant une base physique

- d'introduire des concepts novateurs, par exemple celui de l'aire représentative élémentaire.

Unité hydrologique homogène (UHH)

- . Modèle HYDROTEL (INRS-Eau)
- . Hétérogénéité représentée par des valeurs moyennes
 - physiographie (sol, végétation, etc)
 - données météo (température, précipitation, etc)
 - données topo (élévation, pente, orientation)
- . Taille et forme variables de l'unité

Avantages

- . simplicité de l'approche

Inconvénients

- . hypothèse des valeurs moyennes est contestable
- . ne reconnaît pas la variabilité à l'intérieur de l'unité
- . utilise des algorithmes avec des échelles pas nécessairement compatibles