

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

Mémoire présenté

à

l'Institut national de la recherche scientifique

comme exigence partielle

de la

Maîtrise ès sciences (eau)

par

Serge Daudelin

B.Sp.Sc. (physique)

ÉTUDE DES ALGORITHMES DE MODÉLISATION
HYDROLOGIQUE ET CONTRIBUTION À L'AMÉLIORATION
D'UN MODÈLE HYDROLOGIQUE SEMI-DISCRÉTISÉ

Février 1984

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier monsieur Jean-Pierre Villeneuve qui nous a proposé le choix du sujet de ce mémoire et qui nous a prodigué de judicieux conseils durant les diverses étapes de notre travail.

Nous remercions également monsieur Daniel Cluis, professeur à l'INRS-Eau et monsieur Pierre Hubert, maître de recherche à l'École nationale supérieure des mines de Paris, qui ont été respectivement correcteurs interne et externe de cette thèse.

Nous exprimons notre gratitude à monsieur Denis Leblanc pour l'aide qu'il nous a apportée lors des simulations sur ordinateur.

Nous exprimons aussi notre gratitude à mesdames Johanne Parrot et Anne Provencher pour le travail de dactylographie de ce mémoire, de même qu'à monsieur André Parent pour l'élaboration des figures.

RÉSUMÉ

Le présent mémoire porte sur les travaux que nous avons effectués dans le but d'apporter une contribution personnelle à un modèle hydrologique "semi-discrétisé" développé à l'INRS-Eau. Après une première partie où nous faisons un compte rendu de la revue de littérature effectuée, nous décrivons rapidement les modifications apportées au modèle. Des modifications effectuées, les plus importantes sont celles qui permettent maintenant au modèle de simuler l'écoulement hypodermique, de considérer de façon dynamique l'effet de modulation des lacs et finalement de simuler les aires de réponses rapides du bassin. Le nouveau modèle est vérifié par la simulation des débits de la rivière Ste-Anne-Bras-du-Nord. L'analyse des résultats montre que le modèle répond bien sur toute la période simulée. Nous suggérons finalement des modifications pour améliorer la performance du modèle.

SUMMARY

The present thesis is about the research work done by the author in order to make a personal contribution to a "semi-discretized" hydrological model developed at the INRS-Eau. In the first part of the thesis, the author reviews the different papers read during his research work. Follows the description of the modifications made to the model. Of the modifications done, the most important one's are : the addition of an outlet to the superior reservoir in order to simulate the subsurface flow; the modification made to the lake outflow model which permits now to simulate fully dynamically the effect of the lake on the incoming flow; and finally the addition of an algorithm that simulates the behaviour of the dynamic watershed source area. The new version of the model is checked by simulating the flows of the Ste-Anne-Bras-du-Nord river. The analysis of the results shows that the response of the new model is good over the complete period of simulation. Finally suggestions are made regarding possible modifications that could be done in order to improve the performance of the model.

LISTE DES TABLEAUX

| | Page |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| 1.1 Synthèse des fonctions de production | 43 |
| 1.2 Synthèse des fonctions de transport | 63 |
| 2.1 Matrice de transport SORLAC | 82 |
| 2.2 Matrice de transport RLIGNE | 82 |
| 2.3 Partie du bassin associée à chaque station | 82 |
| 2.4 Données relatives aux stations considérées | 85 |
| 2.5 Valeurs optimales des coefficients de pondération météorologiques | 88 |
| 2.6 Valeurs au début de la simulation (01/01/78) du stock de neige (po. d'eau) aux stations météorologiques | 88 |
| 2.7 Valeurs optimales et description des paramètres..... | 91 |
| 2.8 Lames mesurées et calculées selon les différentes périodes analysées | 96 |
| 2.9 Tableau comparatif des valeurs de différents types d'écoulement pour un carreau de sol et de rivière | 112 |
| 2.10 Tableau comparatif des précipitations liquides réelles et modifiées à partir du 28/08/78 jusqu'à la fin de la période de simulation | 114 |
| C.1 Valeurs numériques de la fonction ETR/ETP | C.5 |

LISTE DES FIGURES

| | Page |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| 1.1 Représentation du souterrain | 16 |
| 1.2 Schéma d'une représentation du souterrain à N réservoirs . | 18 |
| 1.3 Potentiel capillaire et perméabilité effective - vs - contenu volumique de l'eau | 21 |
| 1.4 ETR - vs - ETP résiduelle dans le modèle de Wheeler (1972) | 34 |
| 1.5 Fonction de distribution du taux limite d'infiltration ... | 53 |
| 2.1 Forme discrétisée du bassin versant de la Ste-Anne-Bras-du-Nord | 77 |
| 2.2 Pente et directions d'écoulement tel que produit par PENTE | 79 |
| 2.3 Arbre d'écoulement produit par FICTIF | 81 |
| 2.4 Hydrogramme # 1 stock de neige initial | 93 |
| 2.5 Hydrogramme # 2 stock de neige réajusté | 105 |
| A.1 Organigramme général du modèle V-L | A.2 |
| A.2 Schéma de la fonction de production en milieu terrestre .. | A.12 |
| A.3 Schéma de la fonction de production en milieu lacustre ... | A.13 |
| B.1 Variation du rapport ETR/ETP en fonction de la teneur en humidité du sol pour différents taux d'ETP et différents sols | B.8 |
| B.2 Fonction de transport du modèle original | B.21 |
| B.3 Fonction de transport du modèle actuel | B.22 |
| C.1 Courbes 1 et 2 de la fonction ETR/ETP | C.6 |
| C.2 Courbes 3 et 4 de la fonction ETR/ETP | C.6 |
| C.3 Courbes 5 et 6 de la fonction ETR/ETP | C.7 |
| C.4 Courbes 7 et 8 de la fonction ETR/ETP | C.7 |

TABLE DES MATIERES

| | Page |
|-----------------------------------------------------------------------|------|
| REMERCIEMENTS | i |
| RÉSUMÉ | ii |
| SUMMARY | iii |
| LISTE DES TABLEAUX | iv |
| LISTE DES FIGURES | v |
| TABLE DES MATIÈRES | vi |
| INTRODUCTION | 1 |
| 1. REVUE DE LITTÉRATURE..... | 3 |
| 1.1 Introduction | 3 |
| 1.2 Revue des représentations des processus physiques ... | 7 |
| 1.2.1 Revue des fonctions de production | 9 |
| 1.2.2 Revue des fonctions de transport | 48 |
| 1.2.2.1 Les modèles agrégés | 49 |
| 1.2.2.2 Les modèles semi-discrétisés | 56 |
| 1.2.2.3 Les modèles discrétisés | 58 |
| 1.3 Résumé | 62 |
| 2. APPLICATION DU MODÈLE MODIFIÉ | 69 |
| 2.1 Modifications apportées au modèle original | 71 |
| 2.2 Cadre de la simulation | 75 |
| 2.2.1 Données | 75 |
| 2.2.1.1 Données relatives au bassin | 76 |
| 2.2.1.2 Données météorologiques | 83 |
| 2.2.2 Optimisation | 89 |
| 2.3 Analyse des résultats | 94 |
| 2.3.1 Analyse de la période précédant la fonte prin- tanière | 94 |
| 2.3.2 Analyse de la période de fonte printanière | 100 |

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 2.3.3 Analyse de la période suivant la fonte prin- tanière | 107 |
| CONCLUSION | 115 |
| BIBLIOGRAPHIE | 121 |
| APPENDICE A - DESCRIPTION DU MODÈLE ORIGINAL | A.1 |
| APPENDICE B - MODIFICATIONS APPORTÉES AU MODÈLE ORIGINAL | B.1 |
| APPENDICE C - ÉTUDE DES CARACTÉRISTIQUES DE LA FONCTION UTILISÉE POUR REPRÉSENTER LE RAPPORT ETR/ETP ... | C.1 |
| APPENDICE D - DÉMONSTRATION DES ÉQUATIONS DE VIDANGE LINÉAIRE. | D.1 |
| APPENDICE E - DÉMONSTRATION DE L'ÉQUATION DE VIDANGE DES LACS. | E.1 |

INTRODUCTION

L'eau est une ressource nécessaire à bien des secteurs de l'activité humaine. Elle se doit donc d'être bien gérée. Une bonne gestion de l'eau ne peut se faire que si l'on peut en quantifier la disponibilité. Les modèles hydrologiques sont des outils qui permettent de quantifier cette disponibilité. Ils sont utilisés pour reproduire et prédire les débits des cours d'eau qui sont une des source de cette ressource.

Les modèles hydrologiques utilisés de nos jours vont des modèles simples, faciles d'application, rapides d'exécution, mais grossiers dans la représentativité des processus physiques, aux modèles complexes, plus lourds à utiliser, plus lents d'exécution mais plus précis parce qu'ils considèrent avec plus de détails ces mêmes processus physiques.

L'objectif de ce travail est d'apporter une contribution personnelle à un modèle hydrologique existant, développé à l'Institut national de la recherche scientifique - eau, et qui se veut un compromis entre les modèles les plus grossiers et les plus complexes. Cette contribution n'a pu être apportée qu'après avoir franchi certaines étapes, qui font l'objet de la présente thèse.

Le premier chapitre porte ainsi sur la revue de littérature. Nous y revoyons les approches utilisées pour modéliser les processus physiques qui se produisent sur un bassin versant et classifions les modèles en diverses catégories.

Le deuxième chapitre, qui constitue le coeur du présent travail, décrit succinctement dans un premier temps les modifications apportées au modèle mentionné ci-haut et porte dans un second temps sur l'application du nouveau modèle sur un bassin versant du Québec. On y décrit le cadre de simulation, et analyse les résultats de la simulation en regard des caractéristiques du modèle.

Nous concluons finalement sur les résultats obtenus et résumons les recommandations formulées pour améliorer la performance du modèle.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTERATURE

1.1 Introduction

Quiconque possède quelques notions d'hydrologie sait qu'à chaque cours d'eau est associé un bassin versant. Ce dernier est défini comme étant la région géographique dans laquelle toute l'eau qui y tombe est drainée dans le cours d'eau considéré. Supposons maintenant que l'on enregistre une pluie sur un bassin versant. On note qu'à la suite de cette précipitation, le débit du cours d'eau associé varie d'une certaine façon dans le temps. On observe ainsi une augmentation du débit jusqu'à un maximum, puis une diminution du débit jusqu'à ce que soit atteint un débit sensiblement égal au débit initial. La courbe de la variation temporelle du débit du cours d'eau consécutive à la pluie enregistrée est appelée hydrogramme. La forme de cet hydrogramme dépend de facteurs que l'on peut réunir en trois groupes. Le premier groupe est celui des variables météorologiques. La durée, l'intensité, la variation spatio-temporelle des précipitations et à un degré moindre l'évapotranspiration potentielle (ETP) et l'évapotranspiration réelle (ETR) détermineront la forme de l'hydrogramme. En période de crue printannière, période d'une grande importance au Québec étant donné les énormes quantités d'eau relâchées, l'hydrogramme sera déterminé dans la même mesure par la fonte des

neiges. Ce dernier processus bien que fort complexe, est principalement gouverné par la température et implicitement par sa variabilité spatio-temporelle.

Le deuxième groupe est constitué des facteurs intrinsèques au bassin versant. Ce sont la topographie (pente et orientation du terrain), la physiographie (forme du réseau de drainage et présence ou non de lacs), la géologie (nature du sol et du sous-sol) et le type de végétation.

Enfin, le troisième groupe est constitué de l'ensemble des variables d'état du bassin versant au début de l'évènement météorologique. Ces variables sont en particulier les quantités d'eau présentes sur le bassin dans le sol et dans les lacs.

Il apparaît clairement de l'énumération précédente qu'étant donné le grand nombre de facteurs qui interviennent, la réponse d'un bassin versant à un évènement météorologique ne peut être qu'un phénomène complexe. Malgré cette complexité évidente, les hydrologues ont développé des méthodes pour reproduire le débit des cours d'eau, en particulier dans l'optique d'une meilleure gestion de la ressource eau. En raison de connaissances limitées et d'outils de calcul rudimentaires, les premières méthodes ignoraient pour ainsi dire la complexité du phénomène en utilisant pour reproduire les débits des relations fort simples. Ainsi, pour prédire les débits de crue d'un bassin, la relation suivante fut très utilisée (Linsley, 1967):

$$Q = \frac{C}{A^n} \quad (1-1)$$

Q: débit de crue en volume/temps

A: surface du bassin versant considéré

C, n: constantes caractéristiques d'une région (n > 0.)

Les recherches amenèrent le développement de méthodes un peu plus représentatives de la réalité. La technique de l'hydrogramme unitaire¹ fut mise au point et couramment utilisée. Selon cette technique, le débit est déterminé de la façon suivante² (Dooge, 1977):

$$Q(i) = \sum_{j=0}^{i-1} h(i-j) \times P(j) \quad (1-2)$$

P(j) : hauteur d'eau disponible pour le ruissellement de surface au pas de temps j.

¹ : L'hydrogramme unitaire est une représentation graphique du taux de ruissellement de surface en fonction du temps suite à une précipitation unitaire (que l'on suppose ruisseler totalement) d'une durée donnée.

² : La sommation utilisée est dite somme de convolution. C'est une approximation de l'intégrale $\int_0^t h(t - \tau) \times P(\tau) d\tau$

$h(i-j)$: amplitude de l'hydrogramme unitaire

L'apparition de l'ordinateur à la fin des années '50 combiné à un accroissement des connaissances sur les processus physiques en bassin versant entraîna dans les années '60 un développement rapide de méthodes de reproduction et de prédiction des débits (Fleming, 1975; Linsley, 1967). Les hydrologues ont ainsi développé des modèles hydrologiques constitués d'algorithmes dont le but final est de reproduire les débits observés à l'exutoire d'un bassin et ultimement, de les prédire.

On classifie les modèles hydrologiques en deux principaux types: le type stochastique et le type déterministe. Les modèles stochastiques considèrent que les débits ainsi que les variables utilisées pour la reproduction des débits sont caractérisés par certaines distributions de probabilité (Fleming, 1975; Clarke, 1973). Les algorithmes qu'ils utilisent et qui constituent une fonction de transfert entre les données météo et les données de débits ne sont pas le reflet des processus réels de transport.

Contrairement aux modèles stochastiques, les modèles déterministes se veulent représentatifs des processus physiques qui caractérisent le cycle hydrologique sur un bassin versant. Ces modèles sont constitués d'algorithmes qui sont mis en place pour simuler les différents processus. Selon l'utilisation que l'on veut faire du modèle (modèle pour la recherche, modèle pour la gestion, etc.), les algorithmes seront plus ou moins complexes, complexité étant ici entendue dans le sens d'une repré-

sentation plus détaillée des processus physiques. Comme pour les modèles stochastiques, les modèles déterministes nécessiteront comme données d'entrée des données météorologiques, généralement la température, les précipitations liquides et solides, ainsi que l'évapotranspiration potentielle. Toutefois, ils utilisent aussi des données relatives au bassin versant étudié, puisque ces modèles simulent les processus réels. Plus les modèles sont complexes, plus ils nécessitent de données pour la calibration comme pour la simulation. Parmi ces données, mentionnons les suivantes: la superficie du bassin, l'altitude, la pente en plusieurs points, la position et la superficie des lacs, le type de couvert végétal, les caractéristiques du sol, la longueur et la position des cours d'eau, etc. Autant les données relatives au bassin sont nécessaires aux modèles déterministes, autant sont-elles inutiles aux modèles stochastiques. Nous voyons donc que tout en ayant le même but, les deux types de modèles ont des approches tout à fait différentes. En dépit de cela, et du grand intérêt dont font l'objet les modèles stochastiques, nous nous limiterons dans le cadre de la présente revue de littérature à couvrir les modèles déterministes. La section qui suit décrit l'approche utilisée dans les modèles de ce type.

1.2 Revue des représentations des processus physiques

Les processus physiques qui caractérisent la partie terrestre du cycle hydrologique peuvent être divisés en deux groupes. Le premier groupe est constitué des processus associés au transfert vertical de l'eau à partir du moment où elle atteint la surface du bassin versant

avant d'être disponible pour le transfert en direction aval. L'interception par la végétation, l'évaporation, l'infiltration, la transpiration et la percolation (i.e. le transfert entre le sol et la nappe) constituent un ensemble de processus physiques auxquels l'eau est soumise lors de son déplacement vertical dans le sol et le sous-sol du bassin versant¹.

L'eau disponible pour le transfert en direction aval est soumise à plusieurs processus de transports différents: ruissellement de surface, écoulement hypodermique, écoulement de la nappe, écoulement en cours d'eau et vidange de lacs sont autant de types de transports qui ont pour effet final d'amener l'eau d'un point du bassin versant jusqu'à l'exutoire.

De façon générale, les algorithmes des modèles sont séparés en deux classes. Ceux qui simulent les processus de transport verticaux et ceux qui simulent les processus de transport horizontaux. Dans le cadre de la présente revue, nous appellerons fonction de production l'ensemble des algorithmes qui dans un modèle simulent le transfert vertical; de même nous appellerons fonction de transport l'ensemble des algorithmes qui simulent le transport horizontal jusqu'à l'exutoire. L'analyse des modèles nous amène à revoir les fonctions de production dans une première section et les fonctions de transport dans une seconde. Dans la première

¹ Gray (1972) fait une analyse détaillée des considérés ici.

section, nous revoyons, pour chaque processus, les représentations utilisées alors que dans la seconde nous décrirons l'utilisation des représentations propres à chaque modèle; cette dernière approche est dictée par la très grande diversité des représentations utilisées pour le transport horizontal.

1.2.1 Revue des fonctions de production

Lorsqu'il y a précipitation, le premier des processus à se produire est le processus d'interception. C'est le processus par lequel tout ou partie des précipitations sera interceptée et ne pourra être disponible à la surface du sol. Quoique les spécialistes ne s'entendent pas sur l'effet de la lame d'eau interceptée par la végétation à savoir si la lame d'eau interceptée diminue d'autant la quantité d'eau transpirée par la végétation (Singh et Szeicz, 1979), les modèles qui considèrent l'interception le font en retirant à la précipitation une certaine lame d'eau qui sera utilisée pour satisfaire l'ETP. Les modèles étudiés qui considèrent ce processus sont nombreux. Ce sont : le modèle HYSIM développé par le Severn-Trent Water Authority en Angleterre (Manley, 1978); le modèle EGMO développé en République Démocratique Allemande (Becker, 1971, 1977); le modèle USWSM développé à l'Université d'état de l'Utah (Bowles et Riley, 1976); le modèle MONASH développé à l'Université Monash en Australie (Porter et McMahon, 1971); le modèle de Jayawardena et White (1977, 1979); ainsi que le modèle de Beven et Kirby (1972). Seul le modèle de Jayawardena et White ne retire pas une partie ou la totalité de la lame interceptée pour satisfaire l'ETP.

Lorsqu'il y a présence de neige au sol, l'eau disponible à la surface du sol provient du manteau nival et est principalement due à la fonte. Une représentation complète du processus de fonte nécessite la connaissance de nombreux apports énergétiques au manteau nival (Eagleson, 1970):

- énergie radiative nette
- transfert de chaleur sensible
- transfert de chaleur latente
- apport calorifique des précipitations
- apport de chaleur du sol

Les données relatives à ces différents apports étant rarement disponibles, la plupart du temps seule la température est utilisée pour simuler le processus de fonte. La représentation utilisée entre autres par le modèle CEQUEAU, développé à l'INRS-Eau (Girard et al., 1972; Morin et al., 1975; Charbonneau et al., 1977); les modèles HYSIM (Manley, 1978) et SSARR développé par le U.S. Corps of Engineers (Rockwood, 1968; Schermerhon et Kuehl, 1968) reposent sur les travaux effectués par ce dernier groupe (U.S. Corps of Engineers, 1956).

On sépare alors le processus de fonte en trois phases. Dans un premier temps, la fonte n'est possible que si la température de l'air est supérieure au seuil de fonte. Dans un second temps, la lame d'eau de fonte produite en surface i.e. la fonte potentielle ne sera totalement disponible à l'interface neige-sol que si le stock de neige est suffisam-

ment mûr i.e. transformé. Dans un troisième temps, s'il y a pluie, la lame d'eau associée à cette dernière ne sera totalement disponible à l'interface neige-sol que dans la mesure où la température du stock de neige est égale ou supérieure à la température du seuil de fonte. Si elle est inférieure, la lame d'eau regèlera totalement ou en partie, selon la grandeur du déficit énergétique.

Nielsen et Hansen (1973), quant à eux, ne considèrent pour tout algorithme de fonte qu'un terme, qui est en fait la fonte potentielle

$$F = C \times T \quad (1.3)$$

F: Fonte en mm

C: Taux de fonte mm/°C

T: Température en °C

Le modèle U.B.C. développé à l'Université de la Colombie-Britannique (Quick et Pipes, 1977), utilise la même relation où T, n'est pas la température moyenne, mais une "température modifiée" constituée de deux termes: la température moyenne qui estime l'apport énergétique par convection (chaleur sensible) ainsi qu'un second terme qui prend en compte l'écart de température quotidien, ainsi que la température minimum et qui estime l'énergie radiative nette ainsi que l'énergie due au transfert de chaleur latente.

La lame d'eau disponible à la surface du sol, provenant, soit du manteau nival soit directement de la pluie ou des deux à la fois, est soumise au processus d'infiltration. Ce dernier est le processus par lequel l'eau passe de la surface du sol jusque dans le sol. Le processus d'infiltration est dû à l'effet combiné d'une composante de diffusion et d'une composante de transmission (Eagleson, 1970). La composante de diffusion est responsable du transfert rapide de l'eau au début d'une précipitation au moment où le gradient d'humidité entre la surface et les couches inférieures est élevé. Avec l'augmentation du contenu en eau du sol, la composante de diffusion est moins importante, et dans le cas limite d'un sol saturé le transfert sera essentiellement dû à la composante de transmission, i.e. à l'écoulement gravitaire. Ainsi le taux de transfert de l'eau i.e. le taux d'infiltration est maximum au début de la précipitation et décroît par la suite. Si, à un instant donné, l'intensité de précipitation est supérieure au taux d'infiltration, il y aura alors accumulation d'eau en surface et ruissellement. Nombreux sont les modèles qui représentent l'évolution du taux limite d'infiltration par l'équation de Holtan (Glymph et al., 1971) :

$$I_L = I_0 + \alpha S^n \quad (1.4)$$

I_L : taux limite d'infiltration

I_0 : taux limite d'infiltration lorsque le sol est saturé; fonction de la nature du sol

α : coefficient d'utilisation du sol,
fonction du degré de croissance et de
la densité à maturité du type de
culture du sol.

n : exposant fonction de la texture du
sol.

S : capacité résiduelle du sol (volume
disponible - volume occupé par l'eau
retenue)

Le modèle USDAHL-70, développé par le département américain de l'agriculture (Glymph et al., 1971) et le modèle de Wheeler (1972) utilisent la relation précédente avec $n = 1.4$. Dans le modèle DISPRIN, développé dans le cadre du programme de recherche sur la rivière Dee en Angleterre (Jamieson et Wilkinson, 1972), on utilise $n = 1.0$. Les modèles de Solomon et Gupta (1977) ainsi que de Huggins et Monke (1968) utilisent aussi la relation précédente pour déterminer le taux d'infiltration limite.

Certaines équations font intervenir le temps pour atteindre le taux d'infiltration limite; l'équation de Philip (Eagleson, 1970) en est une et prend la forme:

$$I_L = I_0 + \beta^{-\alpha\theta} t^{-\frac{1}{2}} \quad (1.5)$$

β, α : termes caractéristiques du sol

θ : taux d'humidité du sol (fraction de la porosité occupée par l'eau retenue)

t : temps depuis le début de la précipitation

La relation précédente est utilisée par les modèles HYSIM (Manley, 1978) et le modèle MONASH (Porter et McMahon, 1971). On notera qu'avec la relation précédente, pour une valeur de β différente de 0., et de t égal à 0., I_L tend vers l'infini, alors qu'avec l'équation de Holtan, (Eq. 1.4), si S est égal à 0., I_L a une valeur limite différente étant donné que n est supérieur à 0.

Lichty et al. (1969) utilisent pour leur part une forme modifiée de l'équation de Philip où le temps n'apparaît pas comme variable. La quantité d'eau infiltrée depuis le début de la précipitation apparaît au dénominateur, ce qui donne aussi pour l'instant initial, une valeur de I_L qui tend vers l'infini. Mentionnons finalement que les modèles EGMO

(Becker, 1971, 1977), ainsi que ceux de O'Connell et al. (1970) et de Mandeville et al. (1970), considèrent un taux limite d'infiltration constant, fonction de la nature du sol.

Par le processus d'infiltration, l'eau pénètre dans le souterrain. On peut diviser ce dernier en quatre zones (Eagleson, 1970, figure 1.1). La zone supérieure du sol est celle où l'eau peut être puisée par les racines de la végétation. Cette partie est divisée en trois horizons: A, B, C. La seconde zone est la zone intermédiaire. La troisième zone est dite capillaire. Elle est située juste au-dessus de la nappe. Sa principale caractéristique est qu'on y observe la présence d'eau en provenance de la nappe, présence due à un potentiel capillaire élevé. La quatrième zone est la nappe phréatique. C'est la région du souterrain qui est saturée en eau. En période d'étiage, seule la nappe contribue aux débits des cours d'eau.

Le terrain constitue un milieu poreux au sein duquel on peut observer de grandes variations de caractéristiques (porosité, conductivité hydraulique, etc.). L'écoulement en milieu poreux saturé ou non saturé est régi par l'équation de Darcy:

$$v_i = - k (\gamma) \frac{d\phi}{di} \quad (1.6)$$

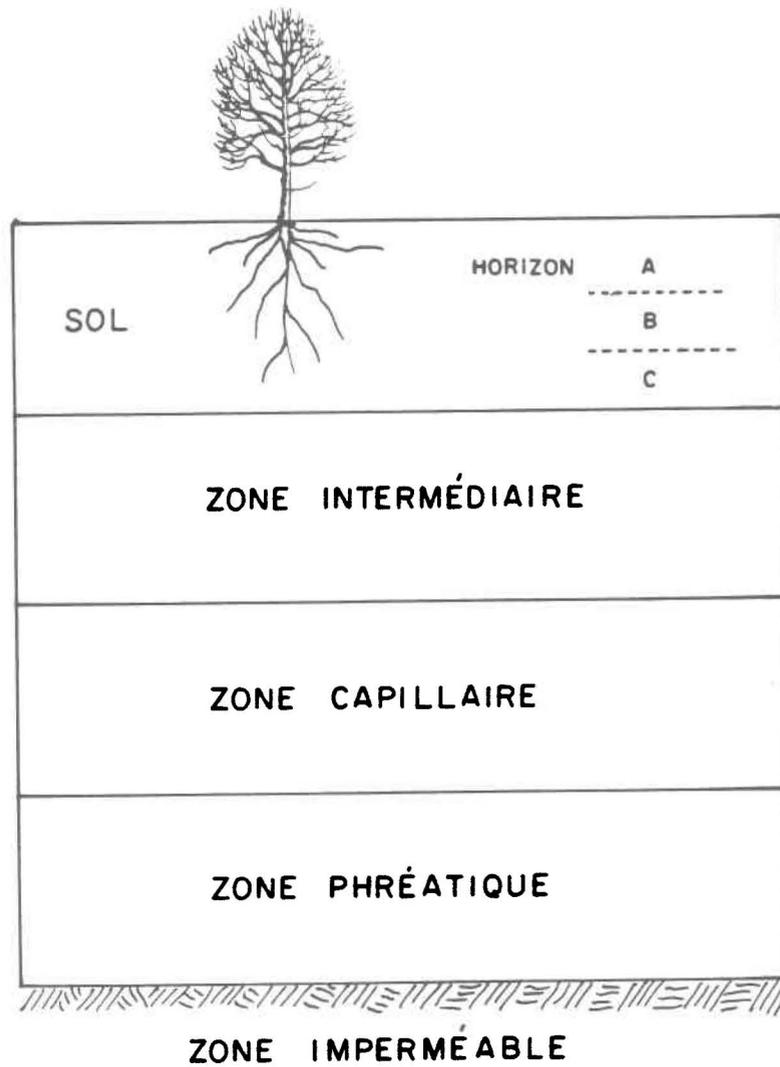


Figure 1.1 : Représentation du souterrain (tiré et adapté de Eagleson, 1970)

v_i : vitesse d'écoulement dans la direction i

$k(\gamma)$: conductivité hydraulique

γ : degré de saturation

ϕ : potentiel total = potentiel gravitaire
+ potentiel capillaire

di : élément de longueur dans la direction
 i .

On notera que la vitesse est fonction du niveau de saturation par le biais de k et ϕ . Le déplacement d'eau selon la vitesse déterminée entraîne une variation de saturation, donc une variation de v_i et ainsi de suite. La solution rigoureuse des équations de transfert en milieu poreux est laborieuse et pour ainsi dire inapplicable dans le cadre d'une simulation hydrologique (Freeze, 1972b).

Les modèles utilisent ainsi des représentations simplifiées pour simuler les transferts d'eau en milieu souterrain. La figure 1.2 montre une généralisation de la représentation utilisée par le modèle CEQUEAU (Girard et al., 1972; Morin et al., 1975; Charbonneau et al., 1977). Ce modèle considère deux réservoirs en série, chacun pouvant posséder plus d'une sortie de vidange. Les vidanges étant considérées comme linéaires on a ainsi:

$$Q_{\alpha, \beta} = C_{\alpha, \beta} (H_{\alpha} - H_{\alpha, \beta}) \quad \forall H_{\alpha} > H_{\alpha, \beta} \quad (1.7)$$

$$Q_{\alpha, \beta} = 0 \quad \forall H_{\alpha} < H_{\alpha, \beta}$$

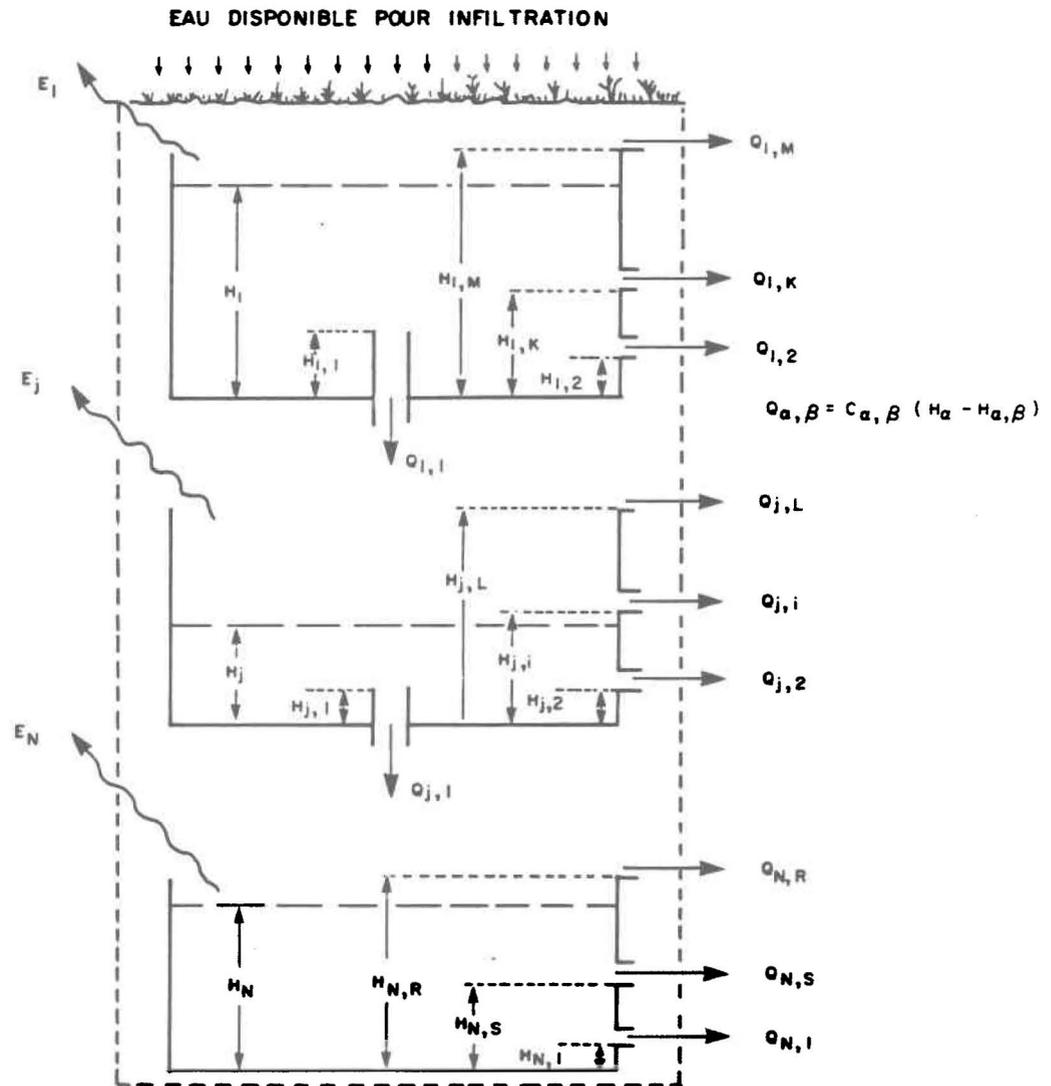


Figure 1.2 : Schéma d'une représentation du souterrain à N réservoirs

$Q_{\alpha, \beta}$: vidange instantanée du réservoir
 α , par la sortie β .

H_{α} : hauteur d'eau du réservoir.

$H_{\alpha, \beta}$: hauteur de référence

$C_{\alpha, \beta}$: constante de vidange associée à $H_{\alpha, \beta}$

Le paramètre $H_{\alpha, \beta}$ est utilisé pour simuler la capacité de rétention associée à la vidange $Q_{\alpha, \beta}$. Cette représentation bien que cohérente avec la notion de capacité au champ, est discutable dans la mesure où il y a transfert quelle que soit la teneur en eau du milieu (Porter et McMahan, 1971).

Une représentation de ce type bien que simple, permet de simuler différents types de régimes hydrologiques, par l'ajustement du paramètre $H_{\alpha, \beta}$.

Le modèle CEQUEAU, le modèle DISPRIN (Jamieson et Wilkinson, 1972) et le modèle de Wheater (1972) représentent les transferts en milieu souterrain par des relations linéaires. Le modèle DISPRIN, en plus de considérer deux réservoirs comme précédemment, considère un réservoir de surface dont le terme H associé à la sortie latérale, représente la capacité de rétention de surface. Autre particularité, le transfert

entre le réservoir de surface et le réservoir sol est régi, non pas par une relation linéaire, mais par le taux limite d'infiltration décrit précédemment. Cette représentation est semblable à celle utilisée par Wheeler. Les différences sont: d'une part, la variable H telle que mentionnée ci-haut est égale à 0, il n'y a donc pas de capacité de rétention; d'autre part, la relation déterminant le taux limite d'infiltration est différente; enfin, le transfert du réservoir sol au réservoir de la nappe est constant au lieu d'être variable selon une relation linéaire.

Un grand nombre des modèles que nous avons passé en revue utilisent des relations non linéaires pour déterminer les écoulements horizontaux, ainsi que les transferts verticaux des réservoirs qu'ils considèrent. Si on considère le phénomène physique qu'est l'écoulement en milieu poreux saturé et non saturé, il est certain qu'une relation non linéaire se justifie davantage. La figure 1.3 montre les relations entre le potentiel d'humidité (ou capillaire) ψ , ainsi que la perméabilité effective (ou conductivité hydraulique) K_e , en fonction du contenu volumique en eau θ (produit de la porosité et du niveau de saturation du sol). Le terme ψ , ainsi que la hauteur h par rapport à un point de référence, constituent le terme ϕ de l'équation de Darcy.

Le graphique étant de type semi-logarithmique, on est en mesure de conclure que la vitesse d'écoulement, ou si l'on veut, le phénomène de transfert, est non linéaire.

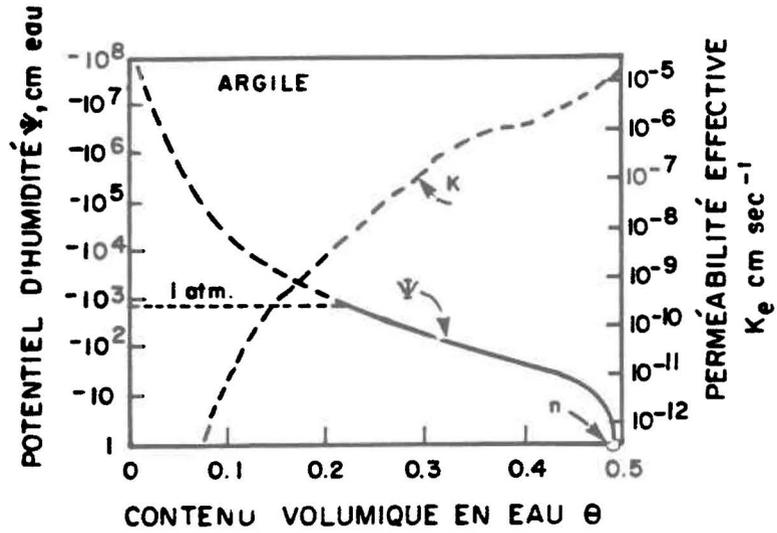


Figure 1.3 : Potentiel capillaire et perméabilité effective -vs- contenu volumique de l'eau.

Les observations qui nous font conclure à la non linéarité sont à une échelle que l'on peut qualifier de microscopique comparativement à l'échelle du bassin versant. C'est cependant sur des observations de cette dernière échelle que repose la justification des relations linéaires (Dooge, 1977, p. 102; Remenieras, 1965, p. 365, 366). En effet, si on considère la variation du débit d'une rivière suite à une précipitation, on observe que la courbe de décrue a une allure d'exponentielle décroissante. Cette courbe, lorsque mise sur graphique semi-logarithmique peut être divisée en 3 sections, chaque section étant caractérisée par une droite de pente différente (Gray, 1972, p. 7.13). On associe la première section au ruissellement de surface, la seconde à l'écoulement hypodermique, la troisième à l'apport de la nappe. La décrue pourrait ainsi être représentée par la somme des vidanges de trois réservoirs, chacun ayant pour coefficient de vidange la pente associée. Notons cependant que cette représentation regroupe les effets combinés de la forme de la courbe d'apport en chaque point du cours d'eau ainsi que de l'effet "réservoir" du cours d'eau même.

Les deux approches, linéaire et non linéaire, semblent donc justifiées sur la base d'observations. Il aurait été intéressant de voir une étude visant à déterminer s'il y a supériorité d'une approche par rapport à l'autre, pour différents types de régime hydrologique. Malheureusement, rien de semblable n'a été relevé dans les articles revus.

Considérons maintenant les modèles utilisant des relations non linéaires pour représenter une partie ou la totalité des transferts en milieu souterrain.

Le modèle USWSM (Bowles et Riley, 1976) a été développé pour représenter le phénomène hydrologique en région montagneuse. Il considère un réservoir de surface avec vidange horizontale linéaire lorsque la capacité du réservoir est dépassée. Le réservoir de surface, comme dans tous les modèles où il y a des réservoirs de surface, se remplit lorsque le taux de précipitation est supérieur au taux d'infiltration, qui est constant dans ce modèle. L'infiltration remplit le réservoir sol. Ce dernier comporte une sortie latérale et une sortie verticale. Le modèle calcule une vidange totale linéaire, et répartit cette vidange en une partie verticale et une partie horizontale. Cette répartition est fonction du taux de saturation. Les deux vidanges sont donc non linéaires. La nappe est caractérisée par une vidange linéaire. La particularité de ce modèle tient à l'effet que, si le contenu du réservoir sol est inférieur à une certaine limite, on détermine un apport de la nappe au réservoir sol.

Le modèle MONASH (Porter et McMahon, 1971) considère aussi un réservoir de surface. Le taux de remplissage de ce dernier n'est toutefois pas égal à la différence [précipitations - taux limite d'infiltration], mais est égal à une fraction de cette différence, la fraction étant donnée par une fonction exponentielle décroissante du contenu du réservoir de surface. Le reste est directement acheminé au cours d'eau. L'apport

d'eau au souterrain est divisé en trois parties. Une première quantité, fonction du contenu du réservoir sol et de l'apport, est transférée à la nappe. Une seconde quantité, fonction des mêmes variables, représente l'écoulement hypodermique. Le reste est ajouté au réservoir sol qui ne se vidange que lorsqu'il a atteint sa capacité maximale. Dans ce cas, la totalité de l'excès est immédiatement transférée à la nappe, cette dernière étant caractérisée par une vidange linéaire.

Nielsen et Hansen (1973) dans leur modèle considèrent trois réservoirs. Un réservoir sol, un réservoir intermédiaire et la nappe. Le premier comporte une vidange latérale non-linéaire dans la mesure où la lame vidangée est fonction du contenu de ce même réservoir et du réservoir intermédiaire. Si la capacité du réservoir est dépassée, l'excédent est séparé en lame ruissellée en surface, en lame transférée au réservoir intermédiaire et en lame transférée à la nappe. Chacune de ces lames est fonction de l'excédent et du contenu du réservoir intermédiaire. Pour un réservoir intermédiaire saturé, la lame transférée au réservoir intermédiaire est nulle. La nappe est caractérisée par une vidange linéaire.

Le modèle EGMO (Becker, 1971, 1977) considère au total six réservoirs dont le premier est un réservoir d'interception. Tout excédent à ce réservoir constitue l'apport à la surface du sol. Ce dernier est divisé en une partie supérieure et une partie inférieure. A chacune de ces deux parties on associe deux réservoirs; un premier pour représenter l'effet de rétention capillaire, un second pour représenter l'eau dispo-

nible pour l'écoulement gravitaire. Le dernier réservoir est celui associé à la nappe. Tout excédent du réservoir d'interception est transféré au réservoir capillaire de la lère partie, i.e. la partie supérieure du sol. Le transfert de ce réservoir au réservoir gravitaire ne peut avoir lieu que si la capacité du premier a été dépassée. Le second réservoir possède une vidange verticale, caractérisée par un taux de transfert (maximum) constant. Si la capacité du réservoir est dépassée, l'excédent est associé au ruissellement de surface et transféré au cours d'eau. La vidange verticale est transférée en partie au réservoir capillaire de la partie inférieure du sol et en partie au réservoir gravitaire. Cette dernière fraction est une fonction linéaire du contenu du réservoir capillaire. La lame transférée au réservoir gravitaire est en fait divisée en deux. Une première partie est un apport réel au réservoir, alors que l'autre partie est en fait acheminée directement au cours d'eau. Cette partie est une fonction linéaire du contenu en eau du réservoir et a pour but de représenter les aires de réponses rapides (Appendice B, section B.4). Le réservoir gravitaire est linéaire. La lame vidangée est divisée en deux parties de proportions constantes, transférées à la nappe et au cours d'eau, cette dernière lame étant associée à l'écoulement latéral. La lame vidangée de la nappe est une fonction quadratique du contenu du réservoir nappe.

Le modèle HYSIM (Manley 1978) est sûrement, parmi tous les modèles étudiés, celui qui considère avec le plus de détails le souterrain et ses interactions en fonction des caractéristiques physiques. Il considère un réservoir associé à la partie supérieure du sol, un à la partie infé-

rieure, un à la zone de transition entre la limite inférieure du sol et la limite supérieure de la nappe, et finalement un réservoir associé à la nappe. Le transfert entre le premier et le second réservoir sol est basé sur l'équation de Darcy, et utilise comme conductivité hydraulique le produit de la conductivité de l'interface à saturation par une fonction puissance du contenu en eau; la puissance étant un paramètre caractéristique de la granulométrie du sol. Le transfert entre le second réservoir sol et le réservoir de transition est calculé de la même façon avec la conductivité hydraulique caractéristique de cette interface, ainsi que le contenu en eau du second réservoir sol. Le transfert latéral de chacun des deux réservoirs sol est déterminé à partir du produit du transfert latéral en état saturé (valeurs différentes pour chaque réservoir) et de la fonction puissance précédemment mentionnée. Le réservoir de transition est linéaire. Il possède une vidange verticale au réservoir de la nappe et une vidange latérale. Le réservoir de la nappe est aussi linéaire.

Les modèles de O'Connell et al. (1970) et de Mandeville et al. (1970) sont fort semblables, provenant d'une même approche qui est l'utilisation d'un nombre restreint de paramètres pour pouvoir optimiser (Nash et Sutcliffe, 1970). Le premier considère une série de réservoirs de capacité identique, leur nombre étant déterminé par optimisation. Une fraction constante des précipitations produit de l'écoulement de surface qui est aussi produit lorsque l'intensité de précipitations est supérieure au taux maximum constant d'infiltration. Lorsqu'un réservoir vient à être rempli, il transfère au réservoir inférieur une lame d'eau égale à

celle qu'il reçoit du réservoir supérieur. Finalement, il y a transfert latéral supplémentaire lorsque l'ensemble des réservoirs auront atteint leur capacité. On peut interpréter ce dernier transfert comme étant le transfert combiné du ruissellement de surface et de l'écoulement latéral. Le second modèle considère le souterrain comme n'étant constitué que d'un seul réservoir. L'écoulement se produit pour les mêmes conditions que précédemment, à l'exception que l'on ne remplit qu'un seul réservoir, au lieu de plusieurs successivement.

Le modèle de Seth (1972) s'apparente dans une certaine mesure aux modèles de O'Connell et al. (1970) et de Mandeville et al. (1970). Ces deux derniers en effet ne considéraient pas de façon explicite des écoulements latéraux provenant des ou de la région du souterrain. Le premier considérait une lame écoulée lorsque toutes les couches avaient été successivement remplies, le second lorsque le réservoir souterrain était rempli à capacité. Seth (1972) représente le souterrain par deux réservoirs, un pour la partie supérieure (plus grande capacité) l'autre pour la partie inférieure. Le taux de remplissage maximum de chaque réservoir est une fonction linéaire du contenu du réservoir. La somme des taux donne le taux total maximum. Toute précipitation excédant ce taux constitue l'écoulement total. Les deux réservoirs ne communiquent pas entre eux. Ils sont remplis séparément par une partie des précipitations, partie déterminée par le rapport du taux maximum de remplissage au taux total.

Des modèles considérés jusqu'à présent, seul le modèle HYSIM (Mantley, 1978) considère l'équation de Darcy pour déterminer le transfert vertical. Kouwen (1976) utilise lui aussi dans son modèle l'équation de Darcy pour calculer l'infiltration i.e. le transfert du réservoir de surface au réservoir représentant tout le souterrain. L'équation est modifiée d'un terme multiplicatif, fonction inverse de la somme des lames infiltrées antécédemment. Le réservoir de surface possède une vidange latérale non linéaire. Le réservoir du souterrain est linéaire.

La fonction de production du modèle U.B.C. (Quick et Pipes, 1977) est caractérisée par une fonction qui représente le déficit en eau du sol; tous les transferts d'eau dépendent de cette dernière. Ainsi, quelle que soit la valeur du déficit, une fraction des précipitations, décroissante avec le déficit, participe au ruissellement de surface. Lorsque le déficit est comblé, l'excédent d'eau est considéré comme percolant à la nappe. Si l'excédent est supérieur au taux de percolation, le reste est associé à l'écoulement hypodermique. Les quantités d'eau associées au ruissellement de surface et à l'écoulement hypodermique sont modulées par des fonctions du type hydrogramme unitaire. La lame percolée est l'apport à la nappe qui est considérée comme un réservoir linéaire.

Le modèle SSARR (Rockwood, 1968; Schermerhon et Kuehl, 1968) utilise aussi comme élément de base de sa fonction de production une fonction représentative du taux d'humidité du sol (soil moisture index). Cette fonction est utilisée pour déterminer, par une relation empirique, la

fraction des précipitations associées à l'écoulement total. La fraction est croissante pour une valeur croissante de l'indice d'humidité du sol. L'indice est fonction de la différence entre les précipitations et la lame totale ruissellée, et de l'évapotranspiration. La lame totale écoulee, telle que calculée précédemment, est divisée en trois i.e. lame ruissellée en surface, écoulement hypodermique et écoulement de base. Cette dernière partie est déterminée à partir d'une relation qui est fonction du taux de percolation. Ce taux est croissant pour un écoulement total croissant. La relation donne la fraction de l'écoulement total qui est considérée comme l'écoulement de base. Le reste de l'écoulement total est divisé en écoulement de surface et écoulement hypodermique. Pour un écoulement total croissant, la fraction du ruissellement de surface est croissante par rapport à la fraction de l'écoulement hypodermique; la première fraction est déterminée par une relation linéaire fonction de la différence entre l'écoulement total et l'écoulement de la nappe. La fraction d'écoulement de surface a une limite inférieure de 10%, alors que la lame d'écoulement hypodermique a une valeur maximale fonction des caractéristiques du bassin. Chaque type d'écoulement est modulé par une série de réservoirs linéaires; le nombre de réservoirs est différent pour chaque type d'écoulement, chaque réservoir pouvant aussi avoir des constantes de temps différentes.

Considérons finalement le modèle de Solomon et Gupta (1977). Ces derniers divisent le souterrain en deux. Ils considèrent un premier réservoir associé à l'horizon A, et un second réservoir associé au souterrain situé sous l'horizon A. Le premier réservoir ne possède pas de

vidange horizontale. Le transfert vertical entre le premier et le second réservoir est déterminé par une relation linéaire fonction de la différence positive entre le contenu en eau du premier réservoir et la capacité au champ de l'horizon A. Le réservoir inférieur ne possède qu'une vidange latérale. La lame vidangée du réservoir inférieur est déterminée par l'équation de Muskingum, dans laquelle le terme d'apport est donné par la somme des apports souterrains provenant des carreaux adjacents (le bassin est divisé en carreaux) à celui considéré, de l'apport provenant du réservoir supérieur, le tout soustrait de la lame transférée du réservoir inférieur à la surface du sol. Cette dernière lame est fonction de la lame vidangée du réservoir inférieur, et la fonction est telle que pour une même lame vidangée du réservoir inférieur, la lame transférée du réservoir inférieur à la surface du sol est croissante pour un carreau dont la distance à l'exutoire est croissante.

Le dernier processus physique à considérer est l'évapotranspiration. Ce processus englobe les phénomènes d'évaporation et de transpiration. L'évaporation est le processus par lequel l'eau est transférée sous forme gazeuse à l'atmosphère à partir de la surface du sol et des plans d'eau. La transpiration est le phénomène par lequel l'eau est tirée du sol par la végétation (arbres, plantes, etc.) et aussi retournée à l'atmosphère sous forme gazeuse. L'évapotranspiration est fonction d'une part des conditions météorologiques i.e. ensoleillement, température, humidité de l'air, vent et d'autre part des conditions relatives au sol i.e. nature du couvert végétal, type de sol et humidité du sol.

On appelle évapotranspiration réelle, ou ETR, la quantité d'eau transférée à l'atmosphère en une région donnée. Aux fins de reproduire et prédire avec la plus grande précision possible les débits sur un cours d'eau, les modèles doivent donc simuler l'ETR sur le bassin versant étudié.

La modélisation de l'ETR dépend d'une part des données disponibles, mais aussi du niveau de sophistication du modèle hydrologique. Ainsi, certains modèles déterminent l'ETR à partir de l'évapotranspiration potentielle ou ETP. Cette variable est définie comme étant l'ETR dans le cas où le sol de la région considérée est saturé d'eau. L'ETR est alors déterminé à partir de l'ETP, en utilisant une relation simulant l'effet de la variation de l'ETR en fonction de l'humidité du sol. L'ETP pour sa part est estimée soit à partir de relations nécessitant plus ou moins de données météorologiques (Penman, Slayter et McIlroy, Thornwaite; voir Sellers, 1965), ou encore par des données d'évaporation en bac. Dans ce dernier cas, l'estimation de l'ETP a été démontrée comme étant généralement supérieure aux valeurs observées en lac par exemple. Certains modèles modifient donc à juste titre les valeurs mesurées de façon à obtenir une estimation plus réaliste de l'ETP.

Mentionnons finalement qu'un des modèles revus détermine directement l'ETR à partir de la température et de l'humidité du sol. L'ETR déterminée est ensuite utilisée pour faire le calcul de bilan en eau des différents réservoirs utilisés dans le modèle.

De tous les modèles revus, celui de Lichty et al. (1969) est probablement celui où l'ETR est déterminée de la façon la plus simple. On y utilise l'ETP déterminée par mesure en bac, modifiée d'un paramètre (ajusté par optimisation); cette valeur d'ETR est par la suite utilisée comme perte pour le premier réservoir et si l'ETR ne peut être satisfaite par le contenu de ce premier réservoir, i.e. si l'ETR est supérieure au contenu du premier réservoir, alors la différence est utilisée comme perte pour le second réservoir. Cette façon "en cascade" de satisfaire la demande en évapotranspiration caractérise la très grande majorité des modèles revus, malgré le fait que d'un point de vue physique, il paraît établi qu'il y a évapotranspiration aux différents niveaux du souterrain même si les couches supérieures ne sont pas complètement asséchées (Knisel et al., 1969).

L'approche du modèle SSARR (Rockwood, 1968; Schermerhorn et Kuehl, 1968) est presque aussi simple que celle de Lichty. On y utilise directement la valeur d'ETP, déterminée à partir de valeurs mesurées sur une moyenne mensuelle. Cependant, s'il y a pluie, cette valeur d'ETP est modifiée par un facteur qui décroît lorsque l'intensité de pluie croît. Cette approche est, de toute évidence, utilisée pour prendre en compte le fait que, s'il y a pluie, la demande en évapotranspiration sera satisfaite dans une mesure plus ou moins grande par les précipitations.

La majorité des modèles considèrent l'effet de la végétation et/ou de l'humidité du sol dans la détermination de l'ETR.

Ainsi dans son modèle, Wheeler (1972) utilise pour déterminer l'ETR du réservoir inférieur, l'ETP non satisfaite au réservoir supérieur (il n'indique toutefois pas comment il détermine ce taux potentiel) et une courbe caractéristique pour un type de végétation (voir figure 1.4). Pour une valeur potentielle résiduelle inférieure à la limite R, l'ETR est égale à la valeur résiduelle. Pour une valeur supérieure à R, ETR tend vers l'ETR_{limite}. La valeur de R est caractéristique de la végétation. Elle semblerait, Wheeler n'étant pas explicite, être mise en place pour simuler la capacité limite de transpiration du type de végétation; les valeurs utilisées représentent des taux sur une base quotidienne. L'auteur ne précise pas la façon de déterminer R.

Knisel et al. (1969) ne déterminent pas de façon explicite l'ETP dans le calcul de bilan des deux réservoirs qu'ils considèrent, mais entre les pluies, déterminent le contenu à partir d'une relation du genre:

$$[\text{contenu}]_t = [\text{contenu}]_{t_0} \times K^{(t-t_0)}$$

où K est variable de 0. à 1. et est une fonction décroissante de la température et de l'évaporation mesurée par bac; cette température est utilisée pour en représenter l'effet sur les plantes puisque, par exemple, pour une température croissante, l'activité physiologique est plus importante ce qui entraîne une demande supérieure en eau. Le modèle utilise trois fonctions K différentes où les paramètres sont ajustés de façon à reproduire le mieux possible le phénomène de tarissement du sol en hiver

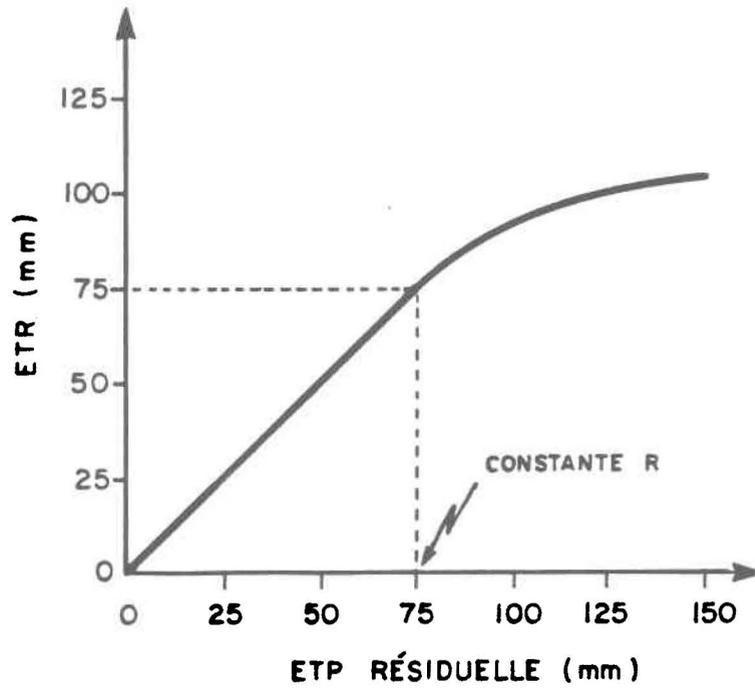


Figure 1.4 : ETR -vs- ETP résiduelle dans le modèle de Wheeler (1972)

(période de latence), en été (période végétative) au printemps et en automne (période transitoire).

Mandeville et al. (1970) supposent que la végétation transpire au taux potentiel jusqu'à ce que le point de flétrissement¹ soit atteint. Par la suite, l'ETR est supposée égale à 10% de l'ETP. L'ETP quotidienne est déterminée par ajustement d'une sinusoidale sur des valeurs mensuelles mesurées en bac. La limite (niveau d'eau du réservoir supérieur) à partir de laquelle il est supposé y avoir flétrissement est ajusté par optimisation.

La dépendance de l'ETR sur le contenu en eau du sol, lorsqu'elle est simulée, l'est toujours de façon simple. On remarque ainsi que la majorité des modèles revus et considérant cette dépendance, le font en supposant une relation linéaire entre l'ETR et le contenu en eau du réservoir où l'on veut déterminer l'ETR. Ainsi Nielsen et Hansen (1973) dans leur modèle retirent du réservoir de surface la demande en ETP quotidienne (basée sur les valeurs mensuelles mesurées). Si la demande n'est pas satisfaite, l'ETR retirée du réservoir inférieur est alors donné par:

$$ETR = (\Delta ETP) \times \frac{CE}{CE_{max}} \quad (1.8)$$

¹ Point de flétrissement permanent: teneur en eau du sol, telle que les plantes sont flétries de façon permanente.

où:

ΔETP : demande en ETP non satisfaite par le réservoir de surface;

CE: contenu en eau du réservoir inférieur;

CE_{max} : contenu maximum du réservoir inférieur qui est la capacité au champ selon l'auteur.

Dans le modèle Stanford Watershed Model IV, l'ETP est basée sur les valeurs mesurées en lac. Cette valeur est corrigée pour donner l'évaporation en lac, à laquelle l'ETP est supposée égale dans le modèle (le programme du modèle permet l'ajustement de l'évaporation en lac pour obtenir l'ETP). Si cette demande ne peut être satisfaite par le contenu du réservoir d'interception et du réservoir de surface, l'ETR qui peut être retirée du réservoir inférieur est donné par:

$$ETR = \alpha \times \frac{CE}{CEM} \quad (1.9)$$

où

α : constante qui dépend du type de végétation;

CE: contenu en eau;

CEM: constante; \equiv contenu médian en eau du réservoir inférieur.

On notera ainsi que dans ce cas l'ETR n'est pas fonction de la demande non satisfaite, mais dépend de CE, la valeur d'ETR est égale à deux fois α si le réservoir inférieur est plein, puisque CEM est égal à la valeur médiane du contenu en eau.

Dans le modèle EGMO (Becker, 1971, 1977), on soustrait l'ETP des précipitations, du réservoir d'interception, et du réservoir supérieur (Upper Layer Capillary Water) (aucune indication sur la méthode d'évaluation de l'ETP). Si la demande n'est pas encore satisfaite, l'ETR retirée du réservoir inférieur est donnée par :

$$\text{ETR} = \Delta \quad \text{si } (CE > \text{CEMAX} \times \alpha) \quad (1.10)$$

$$= \Delta \times \frac{CE}{\text{CEMAX} \times \alpha} \quad \text{autrement}$$

où

Δ : demande non satisfaite aux niveaux supérieurs;

CE: contenu en eau;

CEMAX: constante; \equiv contenu maximum du réservoir, égal à la capacité au champ;

α : constante ajustée entre 0. et 1.

On notera que la dépendance linéaire n'est pas appliquée sur toute la gamme des valeurs de CE i.e. entre 0. et CEM mais seulement sur la

gamme de valeurs limitées par 0. et le produit de CEM et α . Dans le modèle MONASH (Porter et McMahon, 1971) on estime l'ETP par mesure en évaporamètre. La lame demandée en ETP est retirée des réservoirs d'interception et de rétention de surface (depression storage). La demande résiduelle est alors modifiée d'un facteur variant avec les saisons. Cette nouvelle quantité représente alors la demande en transpiration ou transpiration potentielle. La lame d'eau retirée du réservoir supérieur est alors donnée par :

$$ETR = \text{MIN} \left(\Delta, \alpha \times \frac{CE}{CEMAX} \right) \quad (1.11)$$

où:

Δ : demande résiduelle modifiée;

CE: variable représentant le contenu en eau; pour CE = 0, le sol est au point de flétrissement;

MIN: indique le minimum des valeurs;

α : constante fonction du type de sol;

CEMAX: tel que définit précédemment.

Le second terme de la fonction MIN simule la limite imposée due au niveau de saturation ainsi qu'au type de sol. On voit facilement que pour CE égal à 0, l'ETR est égal à 0, et que pour CE égal à CEM, l'ETR a un maximum de α , c'est-à-dire que même si Δ tend vers l'infini l'ETR est limitée. Mentionnons finalement qu'entre 16:00 et 6:00 heures, le modèle

considère qu'aucune lame d'eau n'est retirée du réservoir supérieur, simulant ainsi la réaction de la végétation à l'absence de lumière.

A la différence des modèles précédents, les modèles DISPRIN (Jamieson et Wilkinson, 1972) et de O'Connell et al. (1970) considèrent une dépendance non linéaire entre l'ETR et le niveau de saturation du sol.

Dans le premier de ces deux modèles, l'ETP est estimée par mesure en bac. Si le contenu du réservoir supérieur est plus grand que la capacité au champ, alors l'ETR est mis égal à l'ETP sinon l'ETR est déterminée par une exponentielle décroissante du contenu en eau du réservoir supérieur. L'ETR, un peu comme dans le modèle précédent, n'est différente de 0, qu'entre 8:00 heure AM et 8:00 heures PM.

Dans le second modèle, l'ETP est estimée de la même façon que dans le modèle de Mandeville et al. (1970). Cependant, le souterrain y est ici divisé en "couches" de capacités égales de 1 pouce d'eau. La demande en ETP est appliquée directement à la première couche. Si cette dernière est épuisée, la même demande multipliée par une constante ajustée entre 0. et 1., est appliquée à la seconde couche. Ainsi si les n premières couches sont épuisées, l'ETR appliquée à la n plus 1^{ère} couche sera:

$$ETR = ETP \times \alpha^n \quad (1.12)$$

où:

α : constante ajustée.

Nous avons mentionnée précédemment que la majorité des modèles revus satisfont "en cascade" la demande en évapotranspiration lorsqu'ils considèrent plus d'un réservoir pour simuler le souterrain. Les seuls modèles étudiés à diverger de cette ligne sont celui de Seth (1972) et le modèle CEQUEAU (Girard et al., 1972; Morin et al., 1975; Charbonneau et al., 1977). Dans le premier modèle, une capacité d'évaporation pour chacun des deux réservoirs est déterminée par optimisation. La capacité d'évaporation totale est donnée par:

$$E = \sum_{i=1}^2 E_i \times \frac{CE_i}{CEM_i} \quad (1.13)$$

où:

E_i : capacité d'évaporation déterminée par optimisation;

CE_i : contenu en eau du réservoir;

CEM_i : capacité du réservoir.

Si l'évaporation potentielle (mesurée en bac) est supérieure à E , alors la lame retirée de chaque réservoir est donnée par $E_i \frac{CE_i}{CEM_i}$. Dans le cas contraire, la demande est répartie, semble-t-il, sur chaque réservoir en fonction de la capacité d'évaporation et du contenu de chaque réservoir.

Pour sa part, le modèle CEQUEAU utilise le produit de la formule de Thornwaite (Sellers, 1965) (fonction de la température seulement), et d'autres termes reflétant l'ensoleillement quotidien. L'ETP au-dessus des surfaces d'eau (lacs, marais) est posée égale à 80% de ce terme. La demande en région boisée est posée égale au terme indiqué initialement, alors qu'en région déboisée, elle est posée égale à 80% de ce terme. L'ETR est donnée par:

$$\text{ETR} = \text{ETP} \quad \text{si } (\text{CE} > \alpha) \quad (1.14)$$

$$= \text{ETP} \times \frac{\text{CE}}{\alpha} \quad \text{autrement}$$

où:

CE: contenu du réservoir supérieur;

α : constante ajustée.

L'ETR est ensuite répartie entre le réservoir supérieur (sol) et le réservoir inférieur (nappe), la fraction de l'ETR total associé à la nappe diminuant pour un niveau de la nappe inférieure à une certaine valeur.

De tous les modèles revus, seul celui de Solomon et Gupta (1977) détermine directement l'ETR sans passer par l'ETP. Pour ce faire, on y utilise une formule fonction des précipitations, de la température ainsi que du contenu total en eau de la portion du bassin versant considéré :

$$ETR = \frac{1}{365} \times (365 \cdot P + a) \frac{1}{\left[0.9 + \frac{(365 P + a)^2}{L^2} \right]^{1/2}} \quad (1.15)$$

avec:

$$L = 300 + 25T + 0.05 T^3$$

où:

P: précipitation quotidienne en millimètres;

a: contenu en eau de la portion considérée du bassin versant en millimètres;

T: température moyenne quotidienne en degrés centigrades.

Sur cette dernière représentation de l'ETR se termine la section de revue des fonctions de production, le tableau qui suit reprend sous forme synthétique, et par modèle, l'information présentée dans la présente section.

Tableau 1.1 : Synthèse des fonctions de production

| MODÈLE | ÉLÉMENTS DE LA FONCTION PRODUCTION | | | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------|----------------|--------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|
| | INTER-CEPTION | FONTE DE NEIGE | INFILTRATION | REPRÉSENTATION DU SOUTERRAIN | ÉVAPOTRANSPIRATION | PAS DE TEMPS |
| Brian et Kirby (1972) | | Non considéré | Pas de taux limite | Pas explicite | Pas explicite | 3 hrs |
| CEQUEAU Girard et al. (1972) Morin et al. (1975) Charbonneau et al. (1977) | Non considéré | Voir SSARR | Pas de taux limite | <ul style="list-style-type: none"> • 1 réservoir sol; 1 sortie verticale, 1 (ou plusieurs) sorties horizontales; vidange linéaire. • 1 réservoir nappe; 1 (ou plusieurs sorties) horizontales; vidange linéaire. • Les sorties ne sont utilisées que si le niveau d'eau dépasse la limite (capacité) associée. | <ul style="list-style-type: none"> • ETP selon Thornwaite et fonction de l'ensoleillement. • ETR = ETP x fonction (eau dans réservoir sol). • ETR est divisé en 2 et retiré simultanément du sol et de la nappe. | 1 jour |
| DISPRIN Jamieson et Wilkinson (1972) | Non considéré | Non considéré | Voir USDAHL-70 avec $n = 1.0$ | <ul style="list-style-type: none"> • Similaire à CEQUEAU avec en plus 1 réservoir de surface avec capacité associée. De plus, le transfert réservoir sol - réservoir nappe est limité par le taux limite d'infiltration. | <ul style="list-style-type: none"> • ETP est mesur en bac. • ETR = ETP x fonction (eau dans réservoir sol). • ETP = 0 durant la nuit. | Pas explicite |
| EGMO Becker (1971, 1977) | | Non considéré | Taux limite constant | <ul style="list-style-type: none"> • Le souterrain est divisé en 3 régions; sol supérieur, sol inférieur et la nappe. À chacune des deux régions sont associés 2 réservoirs; 1 pour l'effet de rétention capillaire, l'autre pour l'écoulement gravitationnel qui a une sortie horizontale et une verticale (sans capacité associée). Le réservoir nappe a une vidange horizontale. | <ul style="list-style-type: none"> • ETR = ETP fonction (eau dans sol inférieur). | 3 hrs |
| Huggins et Monke (1968) | Considéré | Non considéré | Voir USDAHL-70 n est fonction du sol | Simule seulement écoulement de surface pas de représentation de souterrain. | Non considéré | 1 minute |

Tableau 1.1 : Synthèse des fonctions de production (suite)

| MODÈLE | ÉLÉMENTS DE LA FONCTION PRODUCTION | | | | | |
|-----------------------------------|------------------------------------|----------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------|
| | INTER-CEPTION | FONTE DE NEIGE | INFILTRATION | REPRÉSENTATION DU SOUTERRAIN | ÉVAPOTRANSPIRATION | PAS DE TEMPS |
| HYSIM Manley (1978) | Considéré | Voir SSARR | Taux limite donné par l'équation de Philip (1.5) | <ul style="list-style-type: none"> • 4 réservoirs sont utilisés; 1 réservoir sol supérieur, 1 réservoir sol inférieur, 1 pour la zone de transition, 1 pour la nappe (aucun effet de capacité associé). L'équation de Darcy (1.6) est utilisée pour calculer les écoulements horizontaux et verticaux des 2 réservoirs sols. Les vidanges verticales et horizontales du 3^e réservoir ainsi que la vidange horizontale du 4^e sont linéaires. | Pas explicite | 1 jour |
| Jayawardena et White (1977, 1979) | Considéré | Non considéré | Pas de taux limite | Simule seulement écoulement de surface pas de représentation du souterrain. Applique un % moyen de pertes (incluant interception) aux précipitations. | Non considéré | 1 heure (Variable) |
| Knisel et al. (1969) | Non considéré | Non considéré | Pas de taux limite | Simule seulement écoulement de surface, pas de réservoir mais détermine le contenu en eau du sol à partir des précipitations, pour accroître le contenu, et d'une fonction non-linéaire, fonction de l'ETP, de la température, etc. pour simuler la diminution. | ETP mesuré en bac. | 1 jour |
| Kouwen (1976) | Non considéré | Non considéré | Taux limite calculé par équation de Darcy (1.6) et fonction décroissante de l'eau déjà infiltrée. | <ul style="list-style-type: none"> • 1 réservoir de surface avec vidange latérale non-linéaire (vidange verticale limitée par taux limite d'infiltration). • 1 réservoir pour le souterrain avec vidange latérale linéaire. | Non considéré | 1 heure |
| Lichty et al. (1969) | Non considéré | Non considéré | Voir HYSIM (temps) n'apparaît pas | Simule seulement écoulement de surface; considère 2 réservoirs: 1° Partie supérieure du sol; 2° Partie inférieure. Aucune vidange horizontale. Les vidanges verticales du 1° et 2° ont lieu à taux constant. | <ul style="list-style-type: none"> • ETP mesurée en bac. • ETR = ETP x coefficient ajusté. • ETR retirée en cascade, i.e. du 1° puis du 2° réservoir. | 1 jour |

Tableau 1.1 : Synthèse des fonctions de production (suite)

| MODÈLE | ÉLÉMENTS DE LA FONCTION PRODUCTION | | | | | |
|-------------------------------------|------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| | INTER-CEPTION | FONTE DE NEIGE | INFILTRATION | REPRÉSENTATION DU SOUTERRAIN | ÉVAPOTRANSPIRATION | PAS DE TEMPS |
| <u>Mandeville et al. (1970)</u> | Non considéré | Non considéré | Idem EGMO | Idem O'Connell et al. sans qu'il n'y a qu'un seul réservoir. | <ul style="list-style-type: none"> ETP mesurée en bac. ETR = .1 x ETP si niveau réservoir < niveau flétrissement. | 3 heures |
| MONASH Porter et Mc-Mahon (1971) | Considéré | Non considéré | Voir HYSIM | <ul style="list-style-type: none"> 1 réservoir de surface sans capacité associée, vidange horizontale non linéaire. 1 réservoir sol, 1 réservoir nappe. Infiltration est divisée en trois; le partie va au réservoir sol, 2e partie va au réservoir nappe, 3e partie associée à écoulement hypodermique; réservoir nappe a une vidange linéaire horizontale. | <ul style="list-style-type: none"> ETP mesurée en évaporamètre. ETR = ETP x fonction (contenu, saison). ETR = 0. durant la nuit. | 1 heure ou 1 jour |
| Nielsen et Hansen (1973) | Non considéré | Fonte = C x Tair (Éq. 1.3) (Tair > 0) | Pas de taux limite | <ul style="list-style-type: none"> 1 réservoir sol avec : vidange latérale non linéaire sans capacité associée et vidange verticale avec capacité associée. 1 réservoir intermédiaire, 1 réservoir de nappe avec vidange horizontale non linéaire. Vidange verticale du réservoir sol est divisée en 3; le partie à écoulement de surface, 2e et 3e aux réservoirs intermédiaires et de nappe. | <ul style="list-style-type: none"> ETP mesuré en bac. ETR = ETP x fonction (contenu réservoir inférieur). | 1 jour |
| <u>O'Connell et al. (1970)</u> | Non considéré | Non considéré | Voir EGMO | <ul style="list-style-type: none"> Souterrain divisé en N réservoirs de capacité identique, en cascade i.e. réservoir n + 1 rempli si réservoir n est rempli. Aucun réservoir n'a de vidange latérale. Vidange latérale est fonction de la pluie, excédant de la capacité totale et excédant du taux limite. | <ul style="list-style-type: none"> ETP mesurée en bac. ETR retirée en cascade, fonction décroissante avec n du réservoir. | 3 hrs |
| Seth (1972) | Non considéré | Non considéré | Taux limite = \sum taux limite fonction du contenu du réservoir. | <ul style="list-style-type: none"> 1 réservoir pour la partie supérieure du souterrain, 1 réservoir pour la partie inférieure du souterrain (plus faible capacité). Les réservoirs n'ont aucune vidange. | <ul style="list-style-type: none"> ETP mesurée en bac. ETP divisé en 2 en fonction du contenu respectif des réservoirs. | 3 hrs |

Tableau 1.1 : Synthèse des fonctions de production (suite)

| MODÈLE | ÉLÉMENTS DE LA FONCTION PRODUCTION | | | | | |
|---------------------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|
| | INTER-CEPTION | FONTE DE NEIGE | INFILTRATION | REPRÉSENTATION DU SOUTERRAIN | ÉVAPOTRANSPIRATION | PAS DE TEMPS |
| Solomon et Gupta (1977) | Non considéré | Non considéré | Voir USDAHL-70 n fonction du sol | <ul style="list-style-type: none"> 1 réservoir pour horizon A avec 1 vidange verticale avec capacité associée. 1 réservoir pour le reste du souterrain avec 1 vidange horizontale non-linéaire (relation Muskingum) sans capacité associée. | <ul style="list-style-type: none"> ETP non calculé. ETR est fonction de la pluie, du contenu en eau et de la température. | 1 jour |
| SSARR Rockwood (1968) Schermerhorn et Kueh (1968) | Non considéré | <ul style="list-style-type: none"> Fonte si $T_{air} > T_{seuil}$ de fonte et si le stock de neige est suffisamment transformé Pluie règle dans le stock si $T_{stock} < T_{seuil}$ de fonte | Pas de taux limite | <ul style="list-style-type: none"> Modèle est basé sur une fonction qui représente le taux d'humidité du sol. A partir d'une relation empirique et de cette fonction, la pluie est séparée en lame écoulée et lame non écoulée. La lame écoulée, à partir de relations empiriques, est par la suite divisée en écoulement de surface, écoulement hypodermique et écoulement de base. | <ul style="list-style-type: none"> ETP mesurée en bac. ETR = fc (ETP, pluie) pour une pluie croissante, ETR est décroissante par rapport à l'ETP. | 3 hrs à 1 jour |
| U.B.C. Quick et Pipes (1977) | Non considéré | Similaire à Nielsen et Hansen sauf que T_{air} est remplacé par $T = T_{air} +$ terme qui estime l'effet d'énergie radiative et de chaleur latente. | Pas de taux limite | Repose sur deux éléments : une fonction représentant le déficit en eau du souterrain et un réservoir associé à la nappe. Le ruissellement de surface est fonction du déficit alors que l'écoulement hypodermique est > 0 lorsque la percolation est supérieure au taux maximum. Le réservoir nappe a une vidange latérale linéaire. | ETP estimé à partir de la température quotidienne maximum. | 1 jour |

Tableau 1.1 : Synthèse des fonctions de production (suite)

| MODÈLE | ÉLÉMENTS DE LA FONCTION PRODUCTION | | | | | |
|--------------------------------------|------------------------------------|----------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|
| | INTER-CEPTION | FONTE DE NEIGE | INFILTRATION | REPRÉSENTATION DU SOUTERRAIN | ÉVAPOTRANSPIRATION | PAS DE TEMPS |
| USDAHL-70 Glymph et al. (1971) | Non considéré | Non considéré | Taux limite donné par équation Holtan (1.4) $I_L = I_0 + \alpha s^n$ avec $n = 1.4$ | Pas explicite | ETP utilisé est calculé à partir des valeurs mesurées en bac et d'un indice de croissance des plantes. | Pas explicite |
| USUWSM Bowles et Riley (1976) | Considéré | Non considéré | Taux limite constant | <ul style="list-style-type: none"> On utilise 3 réservoirs. Un réservoir de surface avec capacité associée à la sortie horizontale. Un réservoir pour le sol avec une sortie latérale, une sortie verticale, les deux sorties étant non-linéaires. Un réservoir nappe avec une vidange horizontale linéaire. Il y a possibilité de transfert de la nappe au réservoir sol. | Non explicite | 1 jour |
| Wheater (1972) | Non considéré | Non considéré | Voir USDAHL-70 avec $n = 1.4$ | <p>Similaire au modèle DISPRIN avec les différences suivantes :</p> <ul style="list-style-type: none"> le réservoir de surface n'a aucune capacité associée. le transfert du réservoir sol au réservoir nappe est constant. | ETR = ETP x fonction du type de végétation | 15 minutes |

1.2.2 Revue des fonctions de transport

On peut classifier les modèles hydrologiques en trois types; les modèles agrégés, semi-discrétisés et discrétisés. C'est du type de modèle que dépendra généralement la fonction de transport.

Dans une représentation agrégée on effectue un seul bilan pour tout le bassin. La fonction de production détermine ainsi l'apport provenant de chacun des types de réservoirs. Ces apports respectifs peuvent être modulés individuellement par des fonctions de transport associées à la provenance de l'écoulement, ou modulés globalement. On pourra aussi représenter l'effet de réservoir de la rivière par un ou plusieurs réservoirs.

Dans une représentation semi-discrétisée, on divise le bassin en grandes régions, qui peuvent, par exemple, être associées à des régions d'utilisation différente du territoire ou à des sous-bassins associés aux affluents du cours d'eau principal. La fonction de production déterminera pour chaque région ou chaque réservoir la quantité d'eau disponible pour l'écoulement. Ces quantités seront par la suite transférées vers la région aval en ayant été modulées ou non, individuellement ou globalement.

Une représentation discrétisée consiste en une division du bassin versant en surfaces, généralement égales et carrées, beaucoup plus petites que le bassin versant (typiquement un rapport de 2 à 3 ordres de

grandeur). Le calcul de la fonction de production est généralement effectué pour chacun des carreaux à partir de données d'entrée (et éventuellement de valeurs de paramètres) différentes pour chacun de ces derniers.

Après avoir déterminé la lame d'eau à être transférée vers le ou les carreaux aval, en provenance de chaque réservoir, les apports transférés viennent s'ajouter aux carreaux situés en aval. On procède ainsi pour l'ensemble du bassin, ce qui permet de déterminer le débit à l'exutoire du bassin versant.

1.2.2.1 Les modèles agrégés

Considérons dans un premier temps le premier type de modèle. Nielsen et Hansen (1973) utilisent comme fonction de transport des exponentielles décroissantes pour moduler les lames de ruissellement de surface, de vidange du réservoir sol et de vidange de la nappe. On a :

$$LM_{i,t,t_0} = L_{i,t_0} \times \frac{1}{K_i} e^{-(t-t_0)/K_i} \quad (1.16)$$

où :

LM_{i,t,t_0} : lame au temps t , résultant de la modulation de la lame produite au temps t_0 par la source i :

$i = 1$, ruissellement de surface;

$i = 2$, lame du réservoir sol;

- $i = 3$, lame du réservoir nappe;
- L_{i,t_0} : lame de source i , disponible pour écoulement latéral au temps t_0 tel que calculé dans la fonction de production;
- K_i : constante de récession associée à chaque source.
- $K_1 > K_2 > K_3$.

La lame à l'exutoire du bassin, au temps t est simplement donnée par:

$$LT_t = \sum_{i=1}^3 \sum_{T=t}^{\alpha} LM_{i,t,T} \quad (1.17)$$

où:

LT_t : lame totale à l'exutoire du bassin au temps t ;

α : tel que $(t-\alpha) \gg 0$ de sorte que $e^{-(t-\alpha)/K_i}$ tend vers 0.

Dans leur modèle, Knisel et al. (1969) n'utilisent aucune fonction de transport. Séparant les précipitations en lame écoulée et en lame non-écoulée, ils considèrent comme directement disponible à l'exutoire la lame écoulée.

Dans son modèle, Wheeler (1972) somme les apports de chacun des réservoirs et module cette lame totale par un réservoir linéaire, de façon à représenter l'effet de modulation des cours d'eau. On procède de

la même façon dans le modèle MONASH (Porter et McMahon, 1971) à l'exception près que le réservoir est non-linéaire¹.

Seth (1972) utilise une fonction de transport constituée de deux niveaux de réservoirs: au premier niveau, il utilise un réservoir linéaire, si le bassin est caractérisé par un écoulement de surface important ou utilise un réservoir non-linéaire si la réponse rapide du bassin provient d'un écoulement souterrain important. Au second niveau, il utilise un réservoir linéaire pour représenter l'effet du cours d'eau.

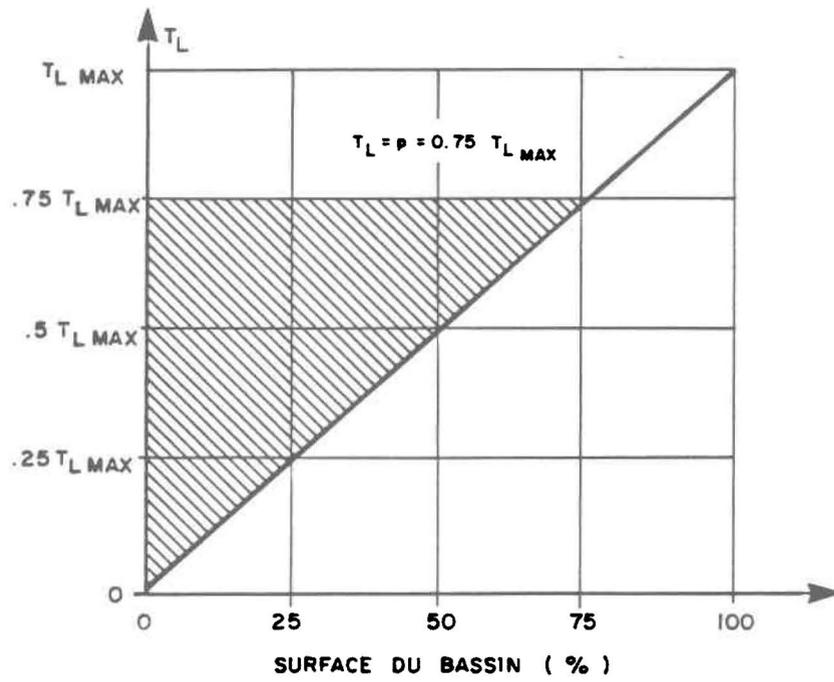
Mandeville et al. (1970) dans leur modèle modulent la lame disponible pour le transfert par un réservoir pour représenter l'effet de pondération du bassin. O'Connell et al. (1970) considèrent deux réservoirs linéaires, le premier modulant la lame écoulée due à une partie des précipitations nettes, à l'excès du taux d'infiltration, ainsi qu'à une partie de l'excès de la capacité au champ. La seconde partie de ce dernier terme est modulée par un second réservoir ayant un temps de récession plus long que le premier.

Il est certain qu'un bassin versant est hétérogène; le couvert végétal, la nature du sol et son épaisseur peuvent varier d'un endroit à l'autre. Ce qui implique, par exemple, que la lame d'eau interceptée

¹ Il semble, l'article n'étant pas très explicite, que dans le modèle USUWSM (Bowles et Riley, 1976), tous les apports sont transférés dans un réservoir linéaire pour simuler l'effet du cours d'eau.

et l'infiltration peuvent varier. Les modèles agrégés ne peuvent tenir compte, contrairement aux modèles semi-discrétisés et discrétisés, de la variation spatiale des paramètres utilisés et des processus représentés. Certains modèles agrégés utilisent une voie indirecte pour tenir compte de la variabilité spatiale des processus et paramètres.

Ils supposent ainsi que le paramètre ou processus considéré est caractérisé par une variation linéaire entre une valeur inférieure (généralement 0) et une valeur supérieure, qui est fonction du pourcentage au non dépassement de la surface du bassin. Nous référant à la figure 1.5, supposons que le paramètre soit le taux limite d'infiltration, T_L et que l'on observe sur une période de temps unitaire une précipitation p . Si à une valeur $T_L = p$ est associée 75%, cela signifie que 75% de la superficie du bassin versant est caractérisée par un taux limite d'infiltration inférieur à p . Il y aura donc ruissellement de surface sur 75% du bassin. Le volume total tombé sur cette partie sera donné par $p \times 0.75$ (surface du bassin), le volume infiltré sur cette partie par $p \times \frac{0.75}{2}$ (partie hachurée sur la figure). Cette représentation est utile puisqu'elle permet d'éviter des variations soudaines du ruissellement de surface par exemple dans le cas où d'une itération à l'autre, on passerait d'une pluie inférieure à une pluie supérieure au taux maximum d'infiltration. Sans fonction de distribution, on aurait, d'une itération à l'autre, une variation soudaine du ruissellement de surface.



$T_L \text{ MAX}$: VALEUR MAXIMALE DU TAUX LIMITE D'INFILTRATION

Figure 1.5 : Fonction de distribution du taux limite d'infiltration

Lichty et al. (1969) considèrent, dans leur modèle, une distribution linéaire en fonction de la surface du bassin, du taux d'infiltration entre 0 et la valeur limite calculée. La fonction de transport utilisée pour moduler le ruissellement de surface est donnée par la résultante de la courbe surface-temps modulée par un réservoir linéaire. La courbe surface-temps donne la partie B de la surface du bassin versant qui est située à un temps t_j de l'exutoire. La résultante est donnée par:

$$R(t_i) = \sum_{j=0}^{i-1} B(t_j) \times \theta \times e^{-\theta x(t_i - t_j)} \quad (1.18)$$

où:

$R(t_i)$: composante au temps t_i de la résultante;

$B(t_j)$: composante au temps t_j de la courbe surface-temps;

θ : constante.

La résultante $R(t_i)$ est utilisée de la même façon que la fonction $\frac{1}{K_i} e^{-(t-t_0)/K_i}$ à l'équation 1.16, avec dans le présent cas, la lame ruissellée en surface tenant lieu de L_{i,t_0} . Comme dans ce cas il n'y a qu'un type d'apport, on élimine la sommation sur i .

Dans le modèle EGMO (Becker, 1971, 1977), le principe de distribution spatiale est appliqué à la capacité du réservoir d'interception, à la capacité du réservoir capillaire inférieur, ainsi qu'à la surface du

bassin qui se comporte comme une aire de réponse rapide. Dans le cas de la capacité du réservoir d'interception, la variation est entre 0 et 2 fois la valeur moyenne de la capacité, estimée à partir des caractéristiques du bassin.

Dans le cas de la capacité du réservoir capillaire inférieur, on suppose que la capacité s'étend entre la valeur $CP \times P$ et la valeur CP pour des surfaces variant entre $P \times S$ et S . Cette dépendance signifie simplement que la capacité maximum que l'on puisse retrouver sur le bassin sera donnée par la valeur de CP , et que la capacité minimum sera de $CP \times P$ où P est compris entre 0. et 1. et ajusté en fonction des caractéristiques du bassin. On suppose alors que la capacité minimum i.e. $CP \times P$ sera retrouvée sur la partie du bassin donnée par le produit de S (la surface) et P , et que le reste du bassin sera caractérisé par une capacité supérieure. Si on considère une capacité donnée par $CP \times P \times .5$, la surface du bassin qui sera caractérisée par une capacité supérieure à cette valeur sera donnée par $.5 \times S \times (1 + P)$.

Une aire de réponse rapide est une région du bassin gorgée d'eau où toute précipitation entraîne du ruissellement de surface directe. Ces aires sont généralement situées le long des cours d'eau et dans les dépressions (Appendice B, section B.4). Dans ce modèle, à l'inverse des variables précédentes, on suppose une relation linéaire entre la surface du bassin qui est une aire de réponse rapide et le contenu en eau du réservoir capillaire inférieur. La surface considérée varie donc sur la bande $[0, SFC]$ en fonction du contenu en eau dans la gamme $[0, \psi \times CP]$ ou

SFC est la surface maximum d'aire de réponse rapide et $\psi \in [0.,1]$; SFC et ψ sont estimés en fonction du bassin. Mentionnons finalement que le modèle utilise, pour toute fonction de transport, la courbe surface-temps caractéristique du bassin, appliquée à la somme des vidanges latérales sauf la vidange du réservoir nappe.

1.2.2.2 Les modèles semi-discrétisés

Considérons dans un second temps les modèles semi-discrétisés.

Dans le modèle DISPRIN (Jamieson et Wilkinson, 1972), on divise le bassin en trois régions ordonnées d'aval en amont, chaque région correspondant à une utilisation différente du sol. Le ruissellement de surface, ainsi que l'écoulement hypodermique d'une région s'écoulent dans les réservoirs associés à ces écoulements, dans la région aval. La région la plus en aval détermine le ruissellement du surface, ainsi que l'écoulement hypodermique disponible à l'exutoire. Ces deux termes, plus l'apport dû à la nappe (commun aux trois régions), sont modulés par un réservoir linéaire, pour représenter l'effet du cours d'eau.

Dans le modèle UBC (Quick et Pipes, 1977) on divise le bassin en bandes d'élévation. La lame disponible pour le ruissellement de surface est modulée par un hydrogramme unitaire, il en est de même pour l'eau disponible pour l'écoulement hypodermique (un hydrogramme différent étant ainsi utilisé dans ce cas). La lame d'eau provenant de la nappe est modulée par un réservoir linéaire. L'ensemble de ces trois lames trans-

férées est modulé par la fonction de transport associée au réseau hydrographique (dans l'article, l'auteur n'est pas explicite sur la fonction de transport utilisée).

Dans le modèle HYSIM (Manley, 1978), le bassin est divisé en autant de régions que nécessaire pour représenter l'hétérogénéité spatiale¹. L'apport total est modulé par un réservoir non-linéaire (effet des cours d'eau mineurs) et par la suite, modulé par une série de réservoirs, chacun représentant une section du cours d'eau principal.

Considérons finalement le modèle SSARR (Rockwood, 1968; Schermerhorn et Kuehl, 1968) qui est sûrement un des modèles les plus connus. Alors que la versatilité du modèle CEQUEAU tient au fait qu'il y a possibilité de considérer différentes hauteurs de vidanges pour les réservoirs, la versabilité du modèle SSARR vient de la possibilité de faire varier la fonction de transport associée à un type d'écoulement. Le modèle considère le ruissellement de surface, l'écoulement hypodermique, et l'apport de la nappe, pour chacune des régions considérées. Chaque type d'écoulement est modulé dans une série de réservoirs linéaires, le nombre de réservoirs et le facteur de rétention (constante de récession) de chaque réservoirs pouvant être différents pour chaque type d'écoulement et pour

¹ Beven et Kirby (1972) dans leur modèle divisent aussi le bassin en autant de régions que nécessaire, mais ne sont pas explicites quant à la façon de moduler les apports.

chaque région. Le nombre de réservoirs varie généralement entre 3 et 5. Les apports modulés sont, par la suite, sommés, pour donner l'apport total dû à la région. Cet apport est par la suite modulé par une série de réservoirs non-linéaires (le coefficient de récession étant une fonction non-linéaire du débit du tronçon), chacun étant associé à un tronçon de rivière.

1.2.2.3 Les modèles discrétisés

Considérons dans un troisième temps les modèles discrétisés. Ces modèles considèrent le bilan sur chacune des parties discrétisées du bassin versant.

Le modèle CEQUEAU (Girard et al., 1972; Morin et al., 1975; Charbonneau et al., 1977) divise le bassin versant en carreaux (25 km²). On peut diviser un carreau en carreaux partiels, chaque carreau partiel se vidangeant dans un carreau partiel différent. La lame d'eau transférée au carreau aval est déterminée par le produit de la lame totale disponible provenant de tous les réservoirs d'un carreau, et d'un coefficient de transfert qui tient compte du pourcentage de lacs sur le carreau considéré, ainsi que du pourcentage cumulé des surfaces totales et de lacs sur les carreaux (partiels ou complets) amont qui se vident dans le carreau considéré. La lame transférée arrive en surface de carreau aval.

Contrairement au modèle CEQUEAU, Solomon et Gupta (1977) ne considèrent pas le transfert des carreaux partiels. La lame d'eau disponible

pour le transfert, provenant du réservoir inférieur, est divisée en deux. La première partie vient s'ajouter au ruissellement de surface. La lame d'eau disponible pour le transfert en surface, est transférée par un réservoir non-linéaire, le coefficient de récession étant fonction de la quantité d'eau sur la surface du carreau. La lame ainsi calculée vient s'ajouter en surface du carreau aval. La seconde partie de la lame d'eau disponible pour le transfert, provenant du réservoir inférieur, est transférée par un réservoir non-linéaire, le coefficient de récession étant fonction comme le précédent, de la quantité d'eau disponible pour l'écoulement. La vidange de ce réservoir est toutefois plus lente. La lame ainsi transférée est ajoutée au réservoir inférieur du carreau aval.

Le modèle de Huggins et Monke (1968) peut considérer le transfert de carreaux partiels. Comme on n'y considère que le ruissellement de surface, on utilise l'équation de Manning pour déterminer la lame transférée. L'utilisation de cette équation se ramène en fait à considérer un réservoir non-linéaire (Q fonction de $[\text{lame disponible}]^{5/3}$).

Kouwen (1976) ne considère pas le transfert de carreaux partiels. Pour chaque carreau, on considère l'apport provenant du ruissellement de surface, ainsi que du réservoir souterrain. A partir de la lame d'eau disponible en surface, on calcule la lame transférée au cours d'eau en utilisant l'équation de Manning. L'apport total au cours d'eau étant déterminé, on utilise cette même équation pour déterminer la vidange du cours d'eau, qui est transférée au cours d'eau du carreau aval.

Schultz (1968) ne considère que le transfert du ruissellement de surface; le bassin est divisé en surfaces élémentaires de 1 minute d'arc carré. Le transfert à l'exutoire est essentiellement déterminé par la méthode des isochrones. Notons que, même si on considère des valeurs de précipitations différentes sur chaque élément, le transfert est effectué directement à l'exutoire, et non pas sur le carreau suivant, qui peut être caractérisé par un état différent. L'apport à l'exutoire est par la suite modulé par un réservoir linéaire, pour représenter l'effet de réservoir du cours d'eau.

Kozák (1968) comme Schultz, ne considère que le ruissellement de surface. Beaucoup d'effort est mis ici sur la discrétisation du bassin. Le bassin est divisé en sous-bassins associés au cours d'eau principal et à ses affluents. Ces sous-bassins sont par la suite divisés en bandes parallèles aux lignes d'écoulement (les têtes des sous-bassins sont divisées en bandes perpendiculaires aux lignes d'écoulement). Ces bandes étant par la suite divisées en zones de caractéristiques homogènes. L'écoulement dû à la lame d'eau disponible pour le ruissellement de surface, sur chacune des bandes, est déterminé en résolvant l'équation de continuité et de mouvement (vitesse d'écoulement fonction de la lame disponible exposant a). La lame écoulée d'une zone étant ajoutée en surface à la zone aval, le transfert en cours d'eau est déterminé en résolvant de façon exacte l'équation de continuité et de conservation de l'énergie pour chaque tronçon de cours d'eau, chacun de ces derniers ayant des valeurs différentes de paramètres.

Le modèle de Jayawardena et White (1977, 1979) n'est pas un modèle discrétisé au sens où je l'ai défini précédemment. Ce modèle ne considère qu'une valeur de précipitations sur tout le bassin. On n'en tient compte ici qu'en raison de la discrétisation détaillée du bassin afin de mieux représenter la fonction de transport. Ce modèle, dans la forme présentée dans les articles passés en revue n'a pas vraiment dit de fonction de production. La lame d'eau disponible pour le transfert est donnée par un certain pourcentage de la précipitation, lequel pourcentage est déterminé à partir de valeurs comparées de précipitations et de lames écoulées (les auteurs n'indiquent pas la méthode utilisée pour déterminer ce pourcentage).

Le bassin est divisé en bandes perpendiculaires aux lignes de contour, lesquelles bandes sont divisées en zones transversales, de pentes moyennes données. On considère l'écoulement de surface sur chacune des bandes où l'on a un cours d'eau, les autres bandes étant caractérisées par un écoulement souterrain. Pour le ruissellement de surface, la lame transférée d'une zone à une autre est donnée en résolvant l'équation de continuité et de mouvement. Pour l'écoulement souterrain, la lame transférée d'une zone à l'autre (souterrain) est donnée en résolvant l'équation de continuité et l'équation de Darcy.

Ici se termine la revue des fonctions de transport. Le tableau de synthèse qui suit reprend sous forme abrégée les différentes fonctions de transport décrites.

1.3 Résumé

La revue de littérature nous a permis de constater que les représentations utilisées pour les fonctions de production comme pour les fonctions de transport sont nombreuses. Nous croyons bon d'appuyer cette affirmation en mentionnant succinctement les différences relevées.

Considérons dans un premier temps les fonctions de production. Nous avons vu que le taux d'infiltration a une valeur limite dans certains modèles alors que dans d'autres, il n'en a pas. Parmi les modèles qui considèrent un taux limite, certains considèrent ce taux constant alors que d'autres le font dépendre du contenu en eau du sol ou du temps écoulé depuis le début de la précipitation; la dépendance du 1er type donne un taux limite fixé pour un réservoir vide, alors que la seconde donne un taux limite infini (beaucoup plus grand que 0.) pour t est égal à 0. Comme pour le taux d'infiltration, la conceptualisation du souterrain est très variable. Alors que certains modèles représentent le souterrain par deux réservoirs, d'autres en ont jusqu'à huit. Certains considèrent qu'il ne peut y avoir transfert d'un réservoir à l'autre que si le réservoir supérieur a atteint sa capacité (notions de capacité au champ); pour d'autres modèles, il peut y avoir transfert quel que soit

Tableau 1.2 : Synthèse des fonctions de transport

| Modèle | Type de modèle | Représentation des processus de transport |
|-------------------------------------------------------------|----------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| EGMO Becker (1971, 1977) | Agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • La courbe surface-temps du bassin est utilisée pour le transport des vidanges horizontales sauf celle de la nappe. • Le principe de distribution spatiale est appliqué à plusieurs variables : capacité du réservoir d'interception, du réservoir capillaire inférieur ainsi qu'à la surface du bassin associé à l'aire de réponse rapide. |
| Kniesel <u>et al.</u> (1969) | Agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • Aucune fonction de transport n'est appliquée aux lames vidangées. |
| Lichty <u>et al.</u> (1969) | Agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • La fonction résultante de la courbe surface-temps modulée par un réservoir linéaire est utilisée pour le transport de la lame de surface. • Le principe de distribution spatiale est appliqué au taux d'infiltration limite. |
| Mandeville <u>et al.</u> (1970) | Agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • Un réservoir linéaire est utilisé pour moduler la lame vidangée. |
| MONASH Porter et McMahon (1971) | Agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • Un réservoir non-linéaire est utilisé pour moduler les lames vidangées. |
| Nielsen et Hansen (1973) | Agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • Chaque lame d'écoulement latéral est modulée par un réservoir linéaire différent i.e. avec des constantes de temps différentes. |
| O'Connell <u>et al.</u> (1970) | Agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • Deux réservoirs linéaires différents sont utilisés pour moduler les lames écoulées. |
| Seth (1972) | Agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • Deux réservoirs en série sont utilisés pour simuler le transport. Le premier sera linéaire ou non-linéaire dépendamment de la prédominance du type d'écoulement. Le second réservoir est linéaire et se veut représentatif de l'effet des cours d'eau. |
| Wheater (1972) | Agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • Idem au modèle MONASH à l'exception que le réservoir est linéaire. |
| DISPRIN Jamieson et Wil- kinson (1972) | Semi-agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • Les lames de vidange latérales des réservoirs de surface et réservoirs sol d'une région sont vidangées dans les réservoirs similaires de la région aval. Les deux vidanges de la région la plus aval ajoutées à la vidange de la nappe sont modulées par un réservoir linéaire pour simuler l'effet du cours d'eau. |
| HYSIM Manley (1978) | Semi-agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • Le bassin est divisé en plusieurs régions. L'apport total de ces régions est modulé par un réservoir non-linéaire pour simuler l'effet des cours d'eau mineurs et par la suite par une série de réservoirs chacun représentant la section du cours d'eau associé à une région. |
| SSARR Rockwood (1968) Schermerhorn et Kuehl (1968) | Semi-agrégé | <ul style="list-style-type: none"> • Le bassin est divisé en plusieurs régions. Pour chaque région, chacun des types d'écoulement i.e. de surface, hypodermique et de la nappe, est modulé par une série de réservoirs, le nombre et les constantes de temps étant ajustables. La somme des apports ainsi modulés est modulée par une série de réservoirs non-linéaires chacun étant associé à un tronçon de rivière. |

Tableau 1.2 : Synthèse des fonctions de transport

| Modèle | Type de modèle | Représentation des processus de transport |
|--------------------------------------------------------------|----------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| UBC Quick et Pipes (1977) | Semi-agrégé | <ul style="list-style-type: none"> Le bassin est divisé en bandes d'élévation. Pour chaque bande, le ruissellement de surface et l'écoulement hypodermique sont modulés par des hydrogrammes unitaires différents alors que la vidange de la nappe est modulée par un réservoir linéaire. Pour chaque bande, la somme de ces trois apports modulés est modulée par une fonction de transport associée au réseau hypographique. |
| CEQUEAU Girard et al. (1972) Morin et al. (1975) | Discrétisé | <ul style="list-style-type: none"> La somme des lames vidangées des réservoirs d'un carreau est multipliée par un facteur pour donner la lame vidangée au carreau aval. Cette lame vidangée est ajoutée en surface. Le facteur multiplicatif tient compte de la surface des lacs du carreau. |
| Huggins et Monke (1968) | Discrétisé | <ul style="list-style-type: none"> À l'excès d'eau en surface d'un carreau, on applique l'équation de Manning pour déterminer la lame transférée au carreau aval. |
| Jayawardena et White (1977, 1979) | Discrétisé | <ul style="list-style-type: none"> Le bassin est divisé en bandes perpendiculaires aux lignes de contours, chaque bande étant divisée en zones transversales. Sur chaque petite surface ainsi obtenue on détermine la lame transférée au carreau aval en solutionnant l'équation de continuité et de mouvement. L'apport vertical sur chaque surface est donné par une fraction des précipitations. |
| Kouwen (1976) | Discrétisé | <ul style="list-style-type: none"> Pour chaque carreau on calcule un apport total au cours d'eau du carreau. Cet apport est constitué de la vidange du souterrain et de la lame transférée en surface tel que calculé par l'équation de Manning et de la lame disponible en surface. L'équation de Manning est à nouveau utilisée pour déterminer la vidange des cours d'eau au cours d'eau du carreau aval. |
| Kozák (1968) | Discrétisé | <ul style="list-style-type: none"> Le bassin est divisé en sous-bassins (associés aux effluents), chaque sous-bassin en bandes parallèles aux lignes d'écoulement, chaque bande divisée en zones de caractéristiques homogènes. Sur chaque zone, on détermine la lame écoulée en surface en solutionnant l'équation de continuité et de mouvement. La lame est transférée en surface de la zone aval. |
| Schultz (1968) | Discrétisé | <ul style="list-style-type: none"> La méthode des isochrones est utilisée pour transporter à l'exutoire du bassin les lames d'eau disponibles en surface sur chaque surface élémentaire. L'apport total à l'exutoire est par la suite modulé par un réservoir linéaire, pour représenter l'effet du cours d'eau. |
| Solomon et Gupta (1977) | Discrétisé | <ul style="list-style-type: none"> Pour chaque carreau du bassin versant on calcule une lame ruisselée en surface ainsi qu'une lame écoulée provenant du réservoir inférieur. Cette dernière est divisée en deux. Une partie est transférée au réservoir inférieur du carreau aval, l'autre partie étant transférée en surface. La lame ruisselée en surface est en fait la vidange latérale d'un réservoir non-linéaire contenant l'eau disponible en surface. La lame ruisselée se vidange en surface carreau aval. |

le contenu en eau du réservoir situé immédiatement au-dessus. Ce transfert est linéaire dans certains modèles non-linéaires dans certains autres. La modélisation de l'interaction entre l'évapotranspiration et le souterrain est aussi très diversifiée. Alors que certains modèles considèrent que l'ETR n'est fonction que de l'ETP résiduelle i.e. non satisfaite par les précipitations, d'autres considèrent une dépendance entre l'ETR et le contenu en eau du sol. Dans certains modèles, l'ETR est retirée successivement des différents réservoirs jusqu'à satisfaction alors que dans certains autres modèles, est divisé en parties, chaque partie étant simultanément retirée d'un réservoir du souterrain.

Considérons dans un second temps les fonctions de transport, dont les représentations sont aussi diversifiées que celles des fonctions de production. Ainsi rencontre-t-on des modèles qui considèrent le bassin comme une seule entité (processus global de transfert horizontal) et aussi des modèles semi-discrétisés, c'est-à-dire qui divisent le bassin en régions associées à des sous-bassins où à des utilisations particulières du sol. Finalement, il existe certains autres modèles dits discrétisés qui considèrent les différents types de transfert sur chacune des petites parcelles du bassin.

Au-delà de cette première différence entre les représentations, on observe aussi des différences notables au sein même de chacun de ces groupes. Prenons par exemple les modèles agrégés. Certains supposent des caractéristiques uniformes sur le bassin alors que d'autres utilisent des fonctions de distribution pour représenter la variation sur le bassin

de ces mêmes caractéristiques (ex.: taux limite d'infiltration). Parmi d'autres différences, on constate que certains modèles supposent comme étant immédiatement transférées à l'exutoire les lames disponibles pour le transfert, d'autres modèles transfèrent ces lames à l'exutoire après les avoir modulées par un réservoir, linéaire pour certains modèles et non linéaires pour d'autres, ce qui se veut représentatif de l'effet d'atténuation du cours d'eau.

Peu des modèles revus sont de type semi-discrétisés. En dépit de cela, on y retrouve une approche très simple, où toutes les lames transférées sont modulées par un seul réservoir non linéaire et une approche beaucoup plus complexe où chaque type de lames provenant d'une région est modulée par un nombre variable de réservoirs.

Finalement, on retrouve aussi parmi les modèles discrétisés des différences substantielles. Dans certains cas, le transfert d'une parcelle d'amont à une parcelle aval se fait aussi bien en surface qu'au niveau du souterrain, alors que dans d'autres il est considéré comme ne s'effectuant qu'en surface. De plus, on constate que la façon de calculer le transfert d'une parcelle à l'autre en surface varie beaucoup.

Alors qu'une majorité de modèles utilisent l'équation de Manning seulement, chez d'autres on retrouve l'utilisation du transfert de type réservoir linéaire. On rencontre aussi certains modèles utilisant des algorithmes plus complexes où le transfert en surface est déterminé à partir de la solution simultanée des équations de continuité et du mouvement.

Avec la description qui précède, la diversité des modèles n'est que plus évidente. Suite à cette constatation, la première question qui nous vient à l'esprit est de savoir ce qui explique cette diversité. Nous sommes portés à répondre que cette diversité est due, dans une certaine mesure, au fait que des modèles sont spécialisés en fonction de bassins versants et/ou de régime hydrologique. Par exemple, si dans certains milieux la partie supérieure du sol est moins perméable que la partie supérieure du sol dans un autre, alors le modèle se doit de considérer un taux limite d'infiltration dans le premier cas ce qui n'est pas nécessaire de faire dans le second. Malheureusement, nous n'avons trouvé presque aucune justification de ce genre dans les articles revus. Les seules exceptions furent les articles sur les modèles U.B.C. (Quick et Pipes, 1977), USUWSM (Bowles et Riley, 1976) et celui de Knisel et al. (1969). Dans les deux premiers cas, les modèles se veulent, et cela est clairement mentionné, représentatifs des processus en régions montagneuses, et cette spécialisation est invoquée pour expliquer certains aspects seulement du modèle¹. Dans le troisième cas, le modèle se veut spécifique aux bassins versants où l'on pratique l'agriculture². C'est donc dire que la majorité des auteurs ne justifient pas, ne serait-ce que par des référen

1 Dans le modèle UBC, cette spécialisation se reflète dans la division en bandes d'élévations du bassin versant. Dans le modèle USUWSM, c'est le transfert de la nappe au réservoir supérieur qui est justifié par ce fait.

2 Dans ce cas, c'est le coefficient d'assèchement de sol qui reflète, de façon très spécifique l'activité physiologique des plantes.

ces, l'utilisation de représentations particulières pour leurs modèles. C'est une seconde constatation. Si on ajoute à cela que la seule étude comparative relativement complète menée à ce jour sur les modèles hydrologiques est celle de l'Organisation Mondiale de Météorologie (1975) et qu'elle ne portait que sur 10 modèles différents, on doit conclure qu'il y a encore beaucoup de travail à faire en hydrologie avant d'en arriver au moment où tous les modèles seront classifiés et auront été soumis à un examen sérieux permettant de déterminer leurs avantages, désavantages et leurs cadres d'utilisation optimale.

En dépit de cette impression de désordre, il n'en demeure pas moins que les modèles hydrologiques "marchent" comme ont dit dans le jargon et que cette revue de littérature nous a apporté beaucoup. Elle nous a familiarisé avec les différents processus physiques des bassins versants, ainsi qu'à leurs différentes représentations, cette diversité des représentations nous force à avoir une meilleure image des processus physiques de façon à faire le parallèle et voir les similitudes entre ces différentes approches. Cet acquis est primordial dans la mesure où c'est sur la base de celui-ci que nous avons entrepris la revue et le perfectionnement du modèle développé par Villeneuve et Leblanc (1978). Dans le chapitre qui suit, nous décrivons succinctement les améliorations apportées au modèle pour ensuite discuter de l'application du modèle modifié, application qui vise à vérifier le nouveau modèle par la simulation des débits d'un bassin versant du Québec.

CHAPITRE 2

APPLICATION DU MODÈLE MODIFIÉ

La revue de littérature nous a appris que les modèles peuvent être classés en agrégés, semi-discrétisés et discrétisés. De façon générale, les modèles discrétisés qui appliquent la fonction de production et de transport sur chaque carreau sont les plus gros consommateurs de temps de calcul. Les modèles agrégés sont ceux qui en consomment le moins puisqu'ils considèrent le bassin versant comme un tout. Mais si d'autre part on considère l'aspect précision de la représentativité des modèles, ce sont les modèles discrétisés qui sont les plus précis puisqu'ils peuvent par exemple utiliser des données météorologiques différentes sur chaque carreau du bassin versant.

Entre ces deux extrêmes, les modèles semi-discrétisés représentent un compromis en regard du temps de calcul et de la représentativité puisqu'ils considèrent les processus physiques au niveau des grandes régions du bassin.

Le présent chapitre porte sur l'application au bassin versant de la Ste-Anne-Bras-du-Nord, de la version modifiée du modèle semi-discrétisé V-L (Villeneuve et Leblanc, 1978) mis au point à l'INRS-Eau. Ce modèle, dont on peut trouver une description à l'appendice A, a les caractéristiques suivantes :

- le modèle utilise comme données météorologiques les données quotidiennes de température, de précipitations solides et de précipitations liquides;
- le modèle divise le bassin en autant de régions qu'il considère de stations météorologiques;
- le modèle utilise une fonction du type "surface-temps" pour transférer l'eau jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Dans le programme de simulation cette fonction prend la forme de matrices qui donnent pour chaque station météorologique le nombre de carreaux du bassin qui appartiennent à la région associée à la station et qui sont situés à 1, 2, 3, etc. jours de transfert de l'exutoire du bassin. Le modèle n'en demeure pas moins semi-discrétisé puisqu'on utilise des données météorologiques différentes que pour chaque région et non pour chaque carreau;
- la fonction de production utilise un certain nombre de paramètres. Ces paramètres ont une même valeur numérique puisque l'on considère le bassin versant comme étant homogène en regard des caractéristiques physiques. Le nombre restreint permet ainsi l'utilisation d'un programme d'optimisation. C'est là un avantage indirect du modèle.

Dans la section qui suit, nous décrivons succinctement les modifications apportées au modèle. On trouvera à l'appendice B la description détaillée des modifications apportées. Les différentes étapes de l'ap-

plication du modèle sont décrites dans les sections ultérieures du chapitre 2.

2.1 Modifications apportées au modèle original

Les modifications apportées sont relatives au processus d'infiltration à l'évapotranspiration réelle, aux aires de réponses rapides, à la fonction de transport et à la vidange des réservoirs et finalement à la vidange des lacs.

- Infiltration : le modèle original avait un taux limite d'infiltration constant. De différents articles étudiés (Freeze, 1972 b; Dunne et Black, 1970 a, b; Ragan, 1967) on peut conclure que pour le type de bassin que l'on trouve au Québec, il est très peu probable que les précipitations soient supérieures au taux d'infiltration du sol. Il devient alors inutile d'avoir un taux limite dans le modèle. Le taux limite a donc été retiré.
- Réservoir supérieur : le sol est simulé par un réservoir supérieur. Le réservoir original ne possédait pas de vidange latérale et possédait une vidange verticale vers la nappe, vidange caractérisée par un taux constant de vidange. Afin d'améliorer la représentativité, les vidanges ont été modifiées. Il y a maintenant une vidange latérale linéaire. La

vidange verticale n'est plus considérée comme constante mais comme linéaire.

- Évapotranspiration réelle : l'ETR était originellement déterminée par le produit d'un paramètre (dont la valeur avait été optimisée) et de la différence entre l'ETP et la pluie. La nouvelle formulation tient compte de cette différence et se veut représentative des courbes rapportées par Gray (1972, p. 3.53) qui représentent la dépendance du rapport ETR/ETP au contenu en eau du sol.
- Aires de réponses rapides¹ : les travaux de Freeze (1972 b), Dunne et Black (1970 a, b) et de Ragan (1967) ont pour objet l'étude de la réponse de bassins versants à des précipitations. De leurs travaux, ils tirent une conclusion semblable : en bassin forestier, la réponse immédiate du bassin à des précipitations est due au ruissellement de surface

¹ Traduction adaptée de l'auteur pour "Partial area; Dynamic watershed source area".

sur de petites aires saturées situées le long des cours d'eau. Ce sont les aires de réponses rapides. La nouvelle version du modèle simule ces aires en transférant directement au cours d'eau une partie des précipitations. Cette fraction est proportionnelle au contenu en eau du réservoir supérieur.

- **Fonction de transport :** Dans le modèle original, les lames ruissellées en surface et vidangées par la nappe étaient acheminées directement à l'exutoire en utilisant la fonction "surface-temps" du bassin. S'il y avait sur le bassin un lac situé à N jours de l'exutoire, seul le ruissellement de surface des carreaux, aussi situés à N jours de l'exutoire, était acheminé au lac et donc modulé par lui. Dans la nouvelle version du modèle, on divise le bassin en $M + 1$ sous-bassins où M est le nombre de lacs. En chaque sous-bassin, on divise le cours d'eau en tronçons de 1 jour de temps de transport. Pour chaque tronçon il y a une région associée du bassin. Cette région est constituée de l'ensemble des carreaux dont la ligne d'écoulement se termine dans le tronçon. Sur chaque région

associée, on calcule la lame vidangée de la nappe, vidangée du réservoir supérieur ainsi que ruissellée en surface (incluant les aires de réponses rapides). La somme de ces lames est acheminée au tronçon de cours d'eau et de là, à l'exutoire du sous-bassin en tenant compte du temps de transport entre ce tronçon et l'exutoire du sous-bassin. On procède ainsi pour toutes les régions associées aux tronçons. La somme des lames transférées à l'exutoire d'un sous-bassin est vidangée dans le lac, s'il y en a un. La vidange de ce lac est par la suite ajoutée au tronçon aval du lac. S'il n'y a pas de lac, l'exutoire du sous-bassin est donc l'exutoire du bassin et la somme des lames est utilisée pour calculer le débit du cours d'eau.

- Vidange des lacs : Dans le modèle original, les lacs sont considérés comme des réservoirs linéaires et ont tous le même coefficient de vidange, déterminé par optimisation. Nous nous sommes inspirés des travaux de Goulet (1976) pour apporter des modifications au coefficient de vidange. Les lacs sont encore considérés comme des réservoirs linéaires, cependant les coefficients de vidanges sont maintenant fonction de la

surface du sous-bassin associé au lac, ainsi que de deux paramètres ajustés par optimisation.

2.2 Cadre de la simulation

Nous avons voulu effectuer une simulation afin de vérifier la performance du modèle modifié. Cette simulation ne se veut cependant pas le point de départ d'une analyse en profondeur qui comporterait par exemple, une étude de sensibilité des paramètres du modèle par exemple. Nous avons plutôt considéré cette simulation comme un moyen de vérifier si le modèle ne comportait pas de biais qui deviendrait évident à l'analyse et comme un moyen de vérifier la performance générale du modèle. C'est donc dans cet esprit que nous avons effectué pour l'année 1978 la simulation des débits de la rivière Ste-Anne-Bras-du-Nord, rivière qui passe par St-Raymond de Portneuf et qui est située sur la rive nord du St-Laurent, quelque peu à l'ouest de Québec.

2.2.1 Données

Deux types de données sont essentiellement nécessaires pour mener à bien une simulation. Le premier type de données est relatif à la physiographie et à la topographie du bassin, c'est-à-dire au bassin lui-même, le second type étant constitué des données météorologiques.

2.1.2.1 Données relatives au bassin

Le modèle modifié utilise pour calculer les débits des matrices de transport SORLAC et RLIGNE qui sont issues des programmes PENTE et FICTIF. Ces éléments du modèle sont décrits de façon détaillée dans les appendices A et B. Mentionnons quand même que la matrice SORLAC donne pour chaque sous-bassin et pour chaque station météorologique, le nombre de carreaux de sol situés à 1, 2, 3, etc. jours de temps de transfert à l'exutoire du sous-bassin associé. Les carreaux de sol, contrairement aux carreaux de rivière sont des carreaux sur lesquels ne passe pas le cours d'eau principal ou un de ses affluents. La matrice RLIGNE est l'équivalent pour les carreaux de rivière de la matrice SORLAC. Alors que ces deux matrices sont utilisées lors de la simulation, les programmes PENTE et FICTIF ne sont utilisés que pour la fabrication des matrices.

La première étape à accomplir avant l'utilisation du programme PENTE consiste à discrétiser le bassin versant et à codifier chaque coin. La figure 2.1 montre le bassin versant de la Ste-Anne-Bras-du-Nord sous forme discrétisée. Tous les coins de carreaux de la grille qui sont situés à l'intérieur du bassin versant se voient attribuer le code 1. Les coins considérés comme étant sur le passage du cours d'eau se voient attribuer le code 1 suivi de leur altitude en pieds. Si le cours d'eau principal a des affluents, ils se verront attribuer le code 2, 3, etc. au lieu de 1. Le numéro croît à mesure que l'affluent est situé plus en amont de l'exutoire du bassin. Le modèle dans sa forme actuelle peut

ALTITUDES NON CORRIGÉES

| | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|--------|--------|--------|-------|-------|----|----|
| 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. |
| 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 2100. | 2300. | 2400. | 1. | 1. |
| 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 11650. | 2250. | 1. | 1. | 1. |
| 1. | 1. | 1. | 1. | 2050. | 2250. | 11550. | 2150. | 1. | 1. | 1. |
| 1. | 1. | 1. | 1. | 2000. | 2200. | 11500. | 2100. | 1. | 1. | 1. |
| 1. | 1. | 1. | 1. | 21650. | 11250. | 11450. | 2250. | 1. | 1. | 1. |
| 1. | 1. | 1. | 1. | 21400. | 11000. | 2250. | 1. | 1. | 1. | 1. |
| 1. | 1. | 1. | 1. | 20800. | 10700. | 2250. | 1. | 1. | 1. | 1. |
| 1. | 1. | 1. | 1. | 1500. | 10650. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. |
| 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 10649. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. |
| 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. | 1. |

Figure 2.1 : Forme discrétisée du bassin versant de la Ste-Anne-Bras-du-Nord

considérer sur un bassin versant un cours d'eau principal et ses d'eau affluents.

Les données de la figure 2.1 sont des entrées du programme PENTE. Ce dernier produit comme sortie un bassin sous forme discrétisé tel que donné par la figure 2.2, semblable à celui de la figure 2.1, mais avec un code différent attribué à chaque coin. Ce code s'interprète comme suit : le premier chiffre est le même que sur la figure 2.1 et représente le numéro du cours d'eau. Le second chiffre représente la direction d'écoulement, c'est-à-dire :

- 1 - écoulement vers le nord
- 2 - écoulement vers l'ouest
- 3 - écoulement vers l'est
- 4 - écoulement vers le sud

Les trois derniers chiffres représentent la pente du carreau.

Une fois que le programme PENTE a été utilisé; on utilise le programme FICTIF qui produira les matrices de transport dans leurs formes finales. FICTIF utilise comme entrée la sortie de PENTE ainsi que d'autres informations nécessaires : le temps de concentration, le nombre de stations météo, le nombre de lignes et de colonnes de la matrice des pentes, le nombre de lacs, la position de ces derniers s'il y a lieu, les positions des stations météo, le nombre de rivières (principale plus

PENTES ET DIRECTIONS D'ÉCOULEMENT

| | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|----------|----------|----------|---------|------|---|---|
| 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 4299... | 2129... | 2060 | 1 | 1 |
| | | | | | | . | . | . | | |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 14060... | 2499 | | 1 | 1 |
| | | | | | | * | * | * | | |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 4125 | 3406... | 14060... | 2542 | | 1 | 1 |
| | | | | . | | * | * | * | | |
| | | | | . | | * | * | * | | |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 4347 | 4675 | 14030... | 2604 | | 1 | 1 |
| | | | | . | | * | * | * | | |
| | | | | . | | * | * | * | | |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 24152 | 14121*** | 12030... | 2495 | | 1 | 1 |
| | | | | * | | * | * | * | | |
| | | | | * | | * | * | * | | |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 24152 | 14152... | 2809 | | 1 | 1 | 1 |
| | | | | * | | * | * | * | | |
| | | | | * | | * | * | * | | |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 23365*** | 14182... | 2943 | | 1 | 1 | 1 |
| | | | | * | | * | * | * | | |
| | | | | * | | * | * | * | | |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 3670... | 14030 | | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | | | | * | | * | * | * | | |
| | | | | * | | * | * | * | | |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 10000 | | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | | | | * | | * | * | * | | |
| | | | | * | | * | * | * | | |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |

Figure 2.2 : Pente et directions d'écoulement tel que produit par PENTE

secondaires), la largeur en pieds à l'embouchure de ces rivières ainsi qu'une valeur approximative du coefficient de rugosité.

La figure 2.3 montre l'arbre d'écoulement produit par FICTIF pour un temps de concentration de deux jours. L'information sur chaque point se divise en deux. Sur la première ligne, on retrouve une chaîne de caractère qui s'interprète comme suit : le premier caractère est "T" ou "R" et indique que le carreau en est un de terre ou de rivière. Les deux caractères suivants sont un "S" et un chiffre indiquant le numéro de la station météo la plus proche. Les deux derniers caractères sont un "B" et un chiffre indiquant le numéro du sous-bassin auquel appartient le carreau¹.

Les carreaux situés à l'extérieur du bassin se voient attribuer des descripteurs égaux à 0. Les carreaux de rivières sont reliés entre eux par des étoiles alors que les carreaux de terre sont reliés entre eux par des points. Les tableaux 2.1, 2.2 donnent respectivement les matrices de transfert pour les carreaux de terre SORLAC et pour les carreaux de rivière RLIGNE. Le tableau 2.3 donne le nombre de carreaux et la fraction du bassin associé à chaque station.

¹ Originellement, quatre stations météo avaient été considérées. Comme on peut l'observer sur la figure 2.3, l'application de la méthode de Thiessen a donné comme résultat qu'aucun carreau n'était sous l'influence de la station 3. Cette dernière a donc été retirée. Dans les tableaux 2.1, 2.2 et 2.3, la station 3 est en fait la station 4 de la figure 2.3.

| Numéro de station | Nombre de jours à l'exutoire | |
|-------------------|------------------------------|---|
| | 1 | 2 |
| 1 | 4 | 0 |
| 2 | 4 | 0 |
| 3 | 3 | 3 |

Tableau 2.1 : Matrice de transport SORLAC

| Numéro de station | Nombre de jours à l'exutoire | |
|-------------------|------------------------------|---|
| | 1 | 2 |
| 1 | 4 | 0 |
| 2 | 6 | 0 |
| 3 | 2 | 0 |

Tableau 2.2 : Matrice de transport RLIGNE

| Numéro de station | Partie du bassin associée à la station | |
|-------------------|----------------------------------------|------|
| | Carreaux | % |
| 1 | 8 | 30.8 |
| 2 | 10 | 38.5 |
| 3 | 8 | 30.7 |

Tableau 2.3 : Partie du bassin associée à chaque station

2.1.2.2 Données météorologiques

Les données utilisées aux fins de simulation sont les valeurs quotidiennes de débits en pieds cubes/seconde, de température moyenne en °F, et de précipitations liquides et solides en centièmes de pouce d'eau¹.

Les séries de données utilisées ont une longueur de 273 jours; elles vont du 1er janvier 1978 au 31 septembre 1978. Les données de débits proviennent de la station hydrométrique Sainte-Anne, Bras du Nord située à 4.5 km en amont de la rivière Mauvaise. Le bassin versant associé à la station est de 642 km²; la position de cette dernière coïncide avec le point le plus aval du bassin sur la figure 2.1.

Les données météorologiques proviennent de trois stations:

- la première station (chute Panet) est située au sud du bassin presque à la même longitude que la station hydrométrique. La station est située à une altitude de 498 pieds au-dessus du niveau de la mer.

¹ Les données météo originales étant en unités métriques, elles ont été transformées dans les unités ci-haut mentionnées.

- La deuxième station (Rivière à Pierre) est située au sud-ouest du bassin. Son altitude est de 723 pieds.
- La troisième station (Forêt Montmorency) est située au nord-est du bassin, à une altitude de 2,096 pieds.

Le tableau 2.4 donne les renseignements relatifs à chacune des stations météorologiques ainsi qu'à la station hydrométrique.

À partir de la position des stations météorologiques, on a utilisé la méthode de Thiessen (voir appendice A) pour diviser le bassin versant en trois régions, chacune étant associée à une station météorologique différente. Dans la mesure où l'altitude de la station météorologique est différente de l'altitude moyenne de la région associée, la météorologie moyenne de la région sera vraisemblablement différente de la météorologie enregistrée à la station, les variables météorologiques dépendant de l'altitude.

L'étude topographique des régions associées aux stations 1 et 2 montre que ces stations sont situées à des altitudes inférieures aux altitudes moyennes des régions associées. On note d'autre part que la station de Forêt Montmorency (station 3) est à une altitude voisine des altitudes maximum des régions 1 et 2. Ainsi, à défaut d'avoir utilisé des fonctions considérant la variation des données météorologiques avec l'altitude, nous avons décidé de pondérer les données des stations 1 et 2 en fonction des données de la station 3. Cette procédure a cependant

| Stations | Nom de la station | No du gouvernement provincial | Latitude | Longitude | Coordonnées matricielles | Altitude | Période de données | |
|----------------|-------------------|-------------------------------|----------|-----------|--------------------------|----------|-------------------------------------------|----------------------|
| Météorologique | 1 | Chute Panet | 7011600 | 46'52" | 71'52" | 13,6 | 498' | 01/01/78 30/09/78 |
| | 2 | Rivière à Pierre | 7016560 | 47'01" | 72'11" | 10,-2 | 723' | " |
| | 3 | Forêt Montmorency | 7042388 | 47'19" | 71'09" | 3,15 | 2,096' | " |
| Hydro-métrique | | Ste-Anne, Bras du Nord | 050409 | 46'58" | 71'51" | 10,6 | Surface du B.V. 642 km ² | " |

Tableau 2.4 : Données relatives aux stations considérées.

comme effet parasite d'introduire une influence géographique. Les distances entre la station Forêt Montmorency - Chute Panet, Forêt Montmorency - Rivière à Pierre étant relativement faibles (approximativement de 80 km) on est en mesure de supposer, en première approximation, que cette influence est faible en comparaison de l'influence due à l'altitude. Les relations de modifications prennent la forme suivante:

$$\begin{aligned} \left[\begin{array}{c} \text{Précipitation} \\ \text{station } i \end{array} \right] &= \left[\begin{array}{c} \text{Précipitation} \\ \text{station } i \end{array} \right] \times \text{POND}_i \\ &+ \left[\begin{array}{c} \text{Précipitation} \\ \text{station } 3 \end{array} \right] \times (1 - \text{POND}_i) \end{aligned} \quad (2.1)$$

$$\begin{aligned} \left[\begin{array}{c} \text{Température} \\ \text{station } i \end{array} \right] &= \left[\begin{array}{c} \text{Température} \\ \text{station } i \end{array} \right] \times \text{TPOND}_i \\ &+ \left[\begin{array}{c} \text{Température} \\ \text{station } 3 \end{array} \right] \times (1 - \text{TPOND}_i) \end{aligned} \quad (2.2)$$

où: $i = 1$ (chute Panet), 2 (rivière à Pierre)

TPOND_i : coefficient de pondération des températures

POND_i : coefficient de pondération des précipitations liquides et solides.

Les différents coefficients de pondération des données météorologiques ont été optimisés¹ lors de la simulation. Les valeurs optimales sont données au tableau 2.5.

La simulation débutant le 1/1/78 i.e. en hiver, on doit évaluer le stock de neige au sol à cette date. A cet effet, nous avons utilisé le cahier de relevés nivométriques du ministère des Richesses naturelles, Service de la météorologie en date du 30 janvier 1978, aucun relevé nivométrique n'étant disponible avant cette date. Considérant la répartition géographique des points de relevés, le relevé effectué à St-Raymond de Portneuf le 1/2/78, ainsi que la moyenne des relevés effectués à la station de Forêt Montmorency (no 1, 2, 3, 14, A, B, C) les 30/01/78 et 31/2/78 furent utilisés. Alors que le premier relevé fut utilisé pour déterminer le stock de neige aux stations de chute Panet et Rivière à Pierre, le second fut utilisé pour déterminer le stock initial à la station Forêt Montmorency.

Le stock initial fut déterminé à partir d'une simple équation de bilan appliquée sur la période du 1 au 30/1/78. Connaissant pour cette période les précipitations liquides et solides (météo non modifiée) à chaque station, ainsi que la lame d'eau écoulée et le stock final de neige tel que donné par le relevé, on obtient le stock initial en effec-

¹ Les valeurs optimales ont été déterminées essentiellement en ajustant empiriquement l'hydrogramme calculé à l'hydrogramme observé, principalement pour la période de fonte printannière.

| Coefficient | Valeur numérique | Unités | Description |
|--------------------|------------------|-----------|----------------------------------------------------------------------------|
| POND ₁ | .6 | normalisé | pondère les précipitations liquides et solides de la station 1 (équa. 2.1) |
| POND ₂ | .5 | normalisé | pondère les précipitations liquides et solides de la station 2 (équa. 2.1) |
| TPOND ₁ | .7 | normalisé | pondère la température de la station 1 (équa. 2.2) |
| TPOND ₂ | .6 | normalisé | pondère la température de la station 2 (équa. 2.2) |

Tableau 2.5: Valeurs optimales des coefficients de pondération météorologique.

| No | Station | Stock initial |
|----|-------------------|---------------|
| 1 | Chute Panet | 4,905 |
| 2 | Rivière à Pierre | 6,545 |
| 3 | Forêt Montmorency | 5,885 |

Tableau 2.6: Valeurs au début de la simulation (1/1/78) du stock de neige (po. d'eau) aux stations météorologiques.

tuant le bilan. Le tableau 2.6 donne les valeurs du stock de neige initial.

2.2.2 Optimisation

Comme nous l'avons mentionné au début du présent chapitre, un des avantages du modèle est que le nombre réduit de paramètres en permet l'optimisation automatique simultanée. Cette optimisation automatique qui est effectuée par le programme UOPTIM (Lasdon et al., 1976) détermine les valeurs optimales des paramètres considérés, optimales signifiant qu'elles minimisent une fonction objectif prédéfinie. Dans le cas actuel, cette fonction est la somme des carrés des écarts entre les débits calculés et les débits mesurés. Le fait que l'optimisation soit automatique facilite grandement cette étape nécessaire qu'est le calage du modèle et nous assure en même temps des valeurs optimales. Dans le cas où aucune procédure automatisée n'est disponible, le calage doit être effectué par essais et erreurs ce qui peut être une tâche fastidieuse sans nécessairement permettre l'obtention des valeurs optimales.

La notion de sensibilité est intimement liée au processus d'optimisation. On dit d'un paramètre qu'il est sensible lorsqu'une légère modification de sa valeur entraîne une variation importante de la fonction objective (la sensibilité est essentiellement relative aux autres paramètres). La connaissance du niveau de sensibilité des paramètres est utile dans la mesure où elle permet de faire une présélection des paramètres les plus sensibles. Après avoir ajusté de façon approximative les

paramètres les moins sensibles, on peut soumettre les plus sensibles au processus automatisé. Leur nombre réduit permettra de réduire le temps d'optimisation.

Pour la simulation que nous voulions effectuer nous avons besoin d'ajuster les paramètres physiques et les coefficients de pondération des données météo. La procédure suivie pour le calage du modèle fut la suivante. Nous avons dans un premier temps donné aux différents paramètres physiques des valeurs approximatives caractéristiques de ce type de bassin. Nous avons dans un second temps ajusté par essais et erreurs les coefficients de météorologie¹ en essayant surtout de reproduire le mieux possible la courbe des débits lors de la période de fonte. Finalement, après avoir retenu certains paramètres et les avoir ajustés de façon satisfaisante par essai et erreur, nous avons soumis les autres paramètres, c'est-à-dire les plus sensibles, ainsi que les paramètres introduits à cause de modifications au calcul de l'ETR et du ruissellement de surface sur les aires de réponse rapides au processus d'optimisation automatisé. Ce sont les valeurs finales des paramètres qui sont portés sur le tableau 2.7. Ceux marqués par une étoile sont ceux qui ont été optimisés automatiquement.

¹ A défaut d'être explicitement indiquées, les valeurs des variables météo sont des moyennes effectuées à partir de la météo modifiée et de la fraction du bassin versant associée à chaque station telle que donné par le tableau 2.3.

| Paramètre | Valeur numérique | Unités | Description |
|-------------|-------------------|-----------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|
| XLIMSA (P3) | 400.0 | cent. de pouces d'eau | Capacité du réservoir supérieur (équa. A.17) (équa. B.4) |
| C2 | 6×10^6 | π^2 | Coefficient de recharge de la nappe (équa. B.2) |
| P1 | .1 | normalisé | Coefficient de base de la fonction ETR/ETP (équa. B.4) |
| P2* | .15 | sans unité | Point d'inflexion de la fonction ETR/ETP (équa. B.4) |
| P4* | .05 | sans unité | Coefficient qui détermine la pente ETR/ETP point d'inflexion (équa. B.4) |
| X1 | 22. | sans unité | Coefficient de la formule de Thornwaite (équa. A.5) |
| XA* | .85 | sans unité | Coefficient de la formule de Thornwaite (équa. A.5) |
| TAPHI* | .9 | normalisé | Associé à la tangente de la latitude moyenne du bassin versant (équa. A.8) |
| P5* | .2 | normalisé | Coefficient multiplicatif utilisé pour déterminer l'aire de réponse rapide (équa. B.6) |
| P7 | 1.4 | sans unité | Coefficient utilisé pour déterminer le coefficient de vidange d'un lac (équa. B.14) |
| P8 | 1.3 | sans unité | Coefficient utilisé pour déterminer le coefficient de vidange d'un lac (équa. B.14) |
| C* | 1.1×10^8 | π^2 | Coefficient de vidange de la nappe (équa. B.9) |

Tableau 2.7 : Valeurs optimales et description des paramètres.

| Paramètre | Valeur numérique | Unités | Description |
|--------------|------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|
| XK | 4. | $\frac{\text{pouce d'eau}}{^{\circ}\text{F}}$ | Coefficient associé à la fonte due à la convection et la condensation (équa. A.10) |
| STF | 32. | $^{\circ}\text{F}$ | Température du seuil de fonte (équa. A.10) |
| STS | 25. | $^{\circ}\text{F}$ | Température de transformation de la neige (équa. A.12) |
| β * | .5 | normalisé | Coefficient utilisé pour déterminer la température du stock de neige (équa. A.15) |
| P6* | .01 | normalisé | Coefficient de base dans le calcul de l'aire de réponse rapide (équa. B.6) |
| C1* | $7. \cdot 10^6$ | pi^2 | Coefficient de vidange latéral du réservoir (équa. B.2) |

Tableau 2.7 (suite) : Valeur optimale et description des paramètres.

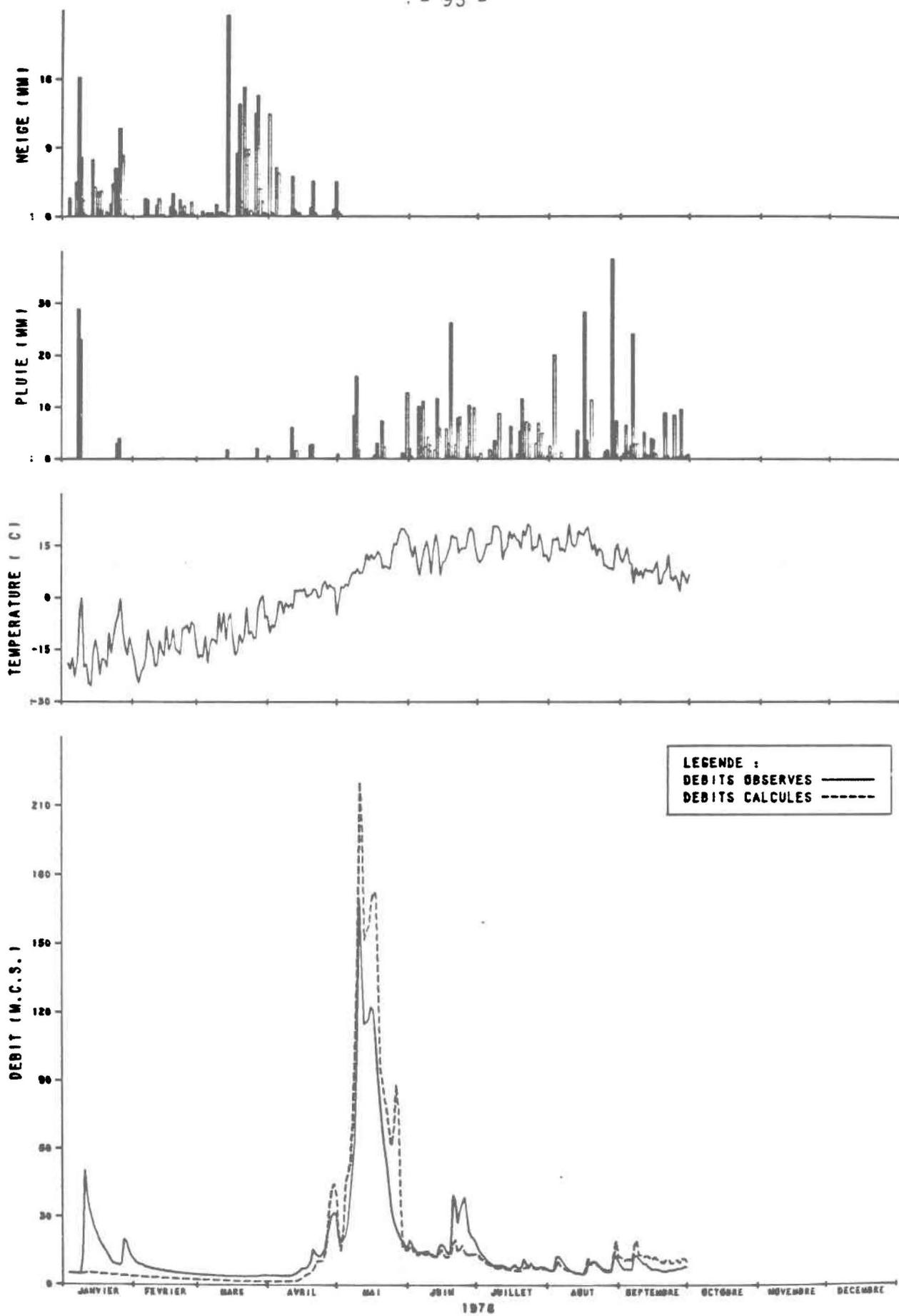


Figure 2.4 : Hydrogramme # 1, stock de neige initial

2.3 Analyse des résultats

La figure 2.4 montre l'hydrogramme réel ainsi que celui produit par le modèle modifié pour la période allant du 3/1/78 au 31/9/78. Sur la partie supérieure de la figure, on a reporté les valeurs quotidiennes moyennes (moyenne pondérée en fonction des surfaces respectives associées à chaque station) des précipitations solides et liquides, et de la température. Pour améliorer l'analyse, nous avons séparé la période étudiée en trois. La période précédant la fonte printanière i.e. du 3/1/78 au 12/4/78 (jour 3 au jour 102); la période de fonte printanière i.e. du 13/4/78 au 12/6/78 (jour 103 au jour 163); la période suivant la fonte printanière i.e. du 13/6/78 au 31/9/78 (jour 164 au jour 273).

2.3.1 Analyse de la période précédant la fonte printanière

On observe sur la période précédant la fonte printanière deux événements hydrologiques majeurs; les pointes de débit des 10 et 27 janvier. Ces deux événements sont les réactions du bassin versant aux événements météorologiques des 8 et 9 janvier, ainsi que des 25 et 26 janvier. On observe en effet lors des 8 et 9 janvier des précipitations liquides relativement importantes, 1.14 et 0.91 pouces d'eau respectivement, ainsi que des températures nettement plus élevées que celles des journées précédentes et suivantes avec 23.3°F le 8 et 32.0°F le 9 janvier.

Quoi que moins importantes, on observe aussi les 25 et 26 janvier des précipitations liquides sur le bassin, respectivement de 0.12 et 0.16

pouce d'eau. Les températures sont aussi plus élevées ces deux journées atteignant respectivement 22.9°F et 31.7°F. Les dernières journées de la période précédant la fonte, i.e. à partir du 4/4/78 sont aussi caractérisées par des températures élevées, mais on n'observe pas d'accroissement du débit pour cette période (probablement parce qu'il n'y a pas de précipitations liquides). Le tableau 2.8 donne les valeurs des lames mesurées et calculées par le modèle pour la période précédant la fonte ainsi que pour les deux autres périodes et la période complète de simulation.

Comme on l'observe sur la figure 2.4, la courbe des débits simulés pour la période précédant la fonte est totalement différente de la courbe des débits mesurés. Le modèle ne répond que très faiblement aux événements météo des 8 et 9 janvier de même qu'à ceux des 25 et 26 janvier. Dans le premier cas, le débit de pointe calculé est de 193 p.c.s. (le 11/1/73) alors que le débit mesuré est de 1800 p.c.s. (le 10/1/73). Dans le second cas, le débit calculé lors du 27/1/78 est de 147 p.c.s. alors que le débit mesuré est de 710 p.c.s. Pour la période précédant la fonte, telle que donnée par le tableau 2.8, la lame mesurée est de 4.30 pouces, à comparer à une lame calculée de 1.57 pouces. Les différences observées sont explicables de trois façons différentes; par une initialisation incorrecte des variables d'état du bassin, par des données météo incorrectes, et finalement une lacune du modèle.

Comme nous l'avons mentionné précédemment, les journées de grands débits sont précédées de pluies importantes et de températures élevées

| Variable | Période | | | |
|------------------------------------|---------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| | avant fonte | fonte | après fonte | complète |
| lame d'eau (pouces) | 3/1/78 - 12/4/78 | 13/4/78 - 12/6/78 | 13/6/78 - 31/9/78 | 31/1/78 - 31/9/78 |
| mesurée | 4.30 | 12.69 | 6.34 | 23.33 |
| calculée (stock non corrigé) | 1.57 | 17.29 | 5.89 | 24.75 |
| calculée (stock corrigé) | 1.57 | 15.60 | 5.72 | 22.89 |

Tableau 2.8 : Lames mesurées et calculées selon les différentes périodes analysées.

(données). Sans savoir si ces facteurs sont suffisamment grands pour produire les débits enregistrés (i.e. si les données sont représentatives de la réalité météorologique) on peut toutefois éliminer sur une base raisonnable le cas des données météo incorrectes comme source des différences, puisque pour la période simulée, la météo a, de façon générale, semblé assez représentative.

Le début d'une simulation implique nécessairement l'initialisation de l'état du bassin. L'initialisation de l'état du souterrain est relativement facile en hiver puisque l'on est en période d'étiage, et que l'on peut déterminer le contenu du réservoir nappe simplement à partir du débit mesuré, et d'une valeur approximative de la constante de vidange de la nappe qui varie peu, le réservoir supérieur étant supposé vide. L'initialisation du stock et de l'état du stock de neige est toutefois plus difficile. L'initialisation du stock, lorsque les données nivométriques ne sont pas disponibles pour le début de la simulation, doit être faite, comme mentionné précédemment, c'est-à-dire à partir des données météo et du stock à une date donnée en appliquant simplement une équation de conservation de masse. La précision de l'initialisation du stock est donc dépendante de la représentativité des données météo.

L'évaluation de l'état du stock de neige, i.e. de sa température et de la température cumulée, est encore plus difficile puisque l'on n'a pas de données sur cette variable et que l'on ne peut "remonter" dans le temps comme pour l'évaluation de la grosseur du stock de neige. On suppose donc la température du stock égale à la température de l'air

(équa. A.15) le 1er jour de simulation et la température cumulée (équa. A.12), qui détermine le degré de murissement du stock, égale à 0.

En dépit de l'incertitude quant à l'initialisation du stock en quantité et en état, il semble que l'initialisation ne soit pas responsable des différences observées. On en vient à cette conclusion suite à la comparaison entre les résultats du modèle actuel et les résultats du modèle Cequeau. Ce modèle fut utilisé pour simuler la Ste-Anne de 1977 à la fin 1978. Le problème d'initialisation du stock au début de 1978 ne se posait donc pas. Au 1/1/78, le modèle Cequeau (Morin et al., 1979) avait calculé un stock moyen de 5.44 pouces sur le bassin alors qu'utilisant les données des tableaux 2.6 et 2.3, on obtient une valeur moyenne de 5.84 pouces, ce qui donne une erreur de 7.35%.

La fonte dans le modèle Cequeau est calculée de façon fort similaire à celle du présent modèle, i.e. en utilisant la température du stock de neige, le cumul des degrés en excès du seuil de transformation ainsi qu'un terme de fonte potentielle. Les valeurs d'état du stock de neige, telles que calculées par le modèle Cequeau au 1/1/78 n'étant pas en notre possession, nous n'avons pu les comparer. Cependant la courbe des débits calculés par ce modèle pour la période d'avant fonte est fort semblable à celle obtenue avec le présent modèle. Se rappelant que la simulation avec le modèle Cequeau a débuté en 1977 et que la différence semble être aussi grande avec ce modèle, on se doit d'éliminer le facteur d'initialisation pour considérer la troisième hypothèse, c'est-à-dire

celle d'un biais du modèle (biais qui serait aussi présent dans le modèle Cêqueau).

La lacune se situerait en fait dans le modèle de fonte. Si on se réfère au modèle de fonte, Appendice A, équations A.10 à A.15, on note que le modèle ne calcule une fonte potentielle que lorsque la température de l'air est supérieure au seuil de fonte i.e. à $STF = 32^{\circ}F$ dans la présente simulation. Même si le terme déterminant la fonte potentielle tient compte de la pluie, pour représenter l'apport calorifique de cette dernière, cet apport ne peut produire de la fonte que si la température de l'air est supérieure à STF . Là semble être la lacune. Les températures étant inférieures à la valeur de STF , le modèle de fonte ne permettait pas de fonte pour les 8 et 25 janvier en dépit de précipitations liquides de 1.14 et .12 pouces. Comme on peut le voir sur la figure 2.4, le modèle répond toutefois un peu à la météo du 9/1/78 une température supérieure à STF ($34^{\circ}C$) ayant été enregistrée à la station de Forêt Montmorency. Le modèle ne répond que faiblement aux températures supérieures à STF le 26/1/78 aux stations Chute Panet ($33.2^{\circ}F$) et Rivière à Pierre ($32.6^{\circ}F$). La fonte produite lors de cette journée n'entraîne qu'un ralentissement de la décroissance du débit.

Suite à l'analyse effectuée, il nous semble donc nécessaire de corriger le modèle de fonte afin que ce dernier tienne compte de la possibilité de fonte lorsqu'il y a pluie, indépendamment de la température de l'air. La fonte potentielle due à l'apport calorifique pourrait prendre la forme suivante :

$$\alpha = P \times K1 \times (1 + K2 \times \text{MAX}(0., (T - \text{STF})))$$

où:

α : lame de fonte potentielle produite par la pluie

P: pluie tombée

K1, K2: constantes

T: température de l'air

STF: tel que défini précédemment.

L'équation précédente permettrait de considérer l'effet de la pluie même si $T < \text{STF}$ et permettrait aussi de considérer l'effet de la température de la pluie, i.e. lorsque la température de l'air, T, est supérieure à STF.

2.3.2 Analyse de la période de fonte printanière

La période de fonte est principalement caractérisée par deux événements hydrologiques importants.

Le premier évènement ayant sa pointe le 29/4/78 avec un débit de 1140 pcs débute le 26/4/78 quand suite à une température moyenne de 38.5°F le 24/8/78 (32.6°F le jour précédent) les températures sont supérieures à 35°F jusqu'au 29/4/78 puis tombent à 22.9°F et 30.8°F le 30/4/78 et le 1/5/78. Cette diminution de température entraîne la fin du premier évènement le 2/5/78 avec un débit de 692 pcs. De très faibles précipitations sont enregistrées le 1/5/78 (0.04 pouce).

Le modèle reproduit relativement bien la forme de la courbe des débits lors du premier évènement. Il en accentue cependant la forme dans la mesure où il calcule des débits plus élevés autour de la pointe et calcule un débit plus faible lors de la fin de l'évènement. La pointe du modèle est en phase avec la pointe réelle, le modèle calculant pour ce jour un débit de 1590. p.c.s. De même, la fin de l'évènement produit par le modèle est en phase avec la fin réelle, avec un débit calculé de 533 p.c.s. ce jour-là.

Le deuxième évènement, de toute évidence le plus important, débute immédiatement après la fin du 1er i.e. le 3/5/78. Il débute suite à une température moyenne de 37.9°F le 2/5/78, suite aux températures de 22.5°F et 30.8°F. Il atteint une première pointe le 10/5/78 avec un débit de 6000 p.c.s. suite à une série de températures supérieures à 37°F et principalement suite à des précipitations liquides de .33 et .63 pouce les 8 et 9/5/78. Le débit redescend par la suite à 4060 p.c.s. le 12/5/78. Une seconde pointe de débit est atteinte le 15/5/78 avec 4340 p.c.s. suite à des températures très élevées de 55.°F et 51.4°F les 13 et

14/5/78. Le débit descend par la suite continuellement jusqu'à 568 p.c.s. le 31/5/78 pour augmenter à 717 p.c.s. le 1/6/78 suite à une pluie de 0.51 pouce le 31/5/78; il redescend et réaugmente à 519 p.c.s. le 6/6/78 suite semble-t-il à une pluie de 0.40 pouce le 5/6/78. Le débit diminue à nouveau et réaugmente pour atteindre 502 p.c.s. le 10/6/78 suite semble-t-il aussi à nouveau à des pluies de 0.17 et 0.11 pouce les 9 et 10/6/78.

Le modèle, tout en produisant une première pointe en phase avec la première pointe enregistrée, un débit minimum intermédiaire en phase avec le minimum réel et une seconde pointe relativement en phase avec la seconde enregistrée, n'en calcule pas moins des débits beaucoup plus élevés que les débits mesurés et produit nettement une troisième pointe.

La première pointe calculée est de 7790 p.c.s. Le modèle calcule ensuite un débit minimum de 5360 p.c.s. le 12/5/78. Pour la seconde pointe, le modèle calcule de débits de 5840, 6090 et 6080 p.c.s. respectivement les 15, 16 et 17/5/78 comparativement à des débits mesurés de 4340, 4270 et 3850 p.c.s. respectivement. La seconde pointe calculée se produit donc 1 jour plus tard que la seconde pointe réelle. Le débit calculé décroît d'abord par la suite pour arriver ensuite à une troisième pointe de 3130 p.c.s. le 26/5/78, suite à une augmentation soudaine des températures de 46.8°F le 23/5/78 à 55.8°F et 60.3°F les 24 et 25/5/78. Le débit descend par la suite jusqu'à 535 p.c.s. le 31/5/78 pour remonter à 586 p.c.s. le 1/6/78 (suite à la pluie de 0.50 pouce le 31/5/78). Le débit calculé redescend alors pour réaugmenter par la suite à 520 p.c.s.

le 6/6/78 (suite à la pluie de 0.40 pouce du 5/6/78). Le débit redescend par la suite pour remonter à 489 p.c.s. le 11/6/78 soit 1 jour plus tard que la légère pointe mesurée le 11/6/78.

Comme nous l'indique le tableau 2.8, le modèle produit pour la période de fonte une lame écoulée beaucoup plus importante que la lame réelle. On a en effet une lame calculée de 17.29 pouces comparativement à une lame mesurée de 12.64 pouces. La différence est donc de 4.65 pouces. De plus, comme on le constate, le modèle produit des pointes plus élançées que dans la réalité dans la mesure où par exemple pour le premier évènement, le modèle part d'un débit inférieur au début (680 -vs- 773 p.c.s. le 26/4/73) pour atteindre une pointe supérieure (1590 p.c.s. -vs- 11403 le 29/4/78) et retomber à un débit inférieur (533 p.c.s. -vs- 692 p.c.s. le 2/5/78). On observe de même que pour la 1ère pointe du 2ème évènement, le modèle part du débit précédent pour monter à une pointe supérieure (7790 p.c.s. -vs- 6000 p.c.s. le 1/5/78) redescendre abruptement (à 5360 p.c.s. le 12/5/78), remonter puis redescendre soudainement (de 6090 p.c.s. le 16/5/78 à 3430 p.c.s. le 19/5/78). De la même façon, il redescendra lors de la troisième pointe en passant de 3130 p.c.s. le 26/5/78 à 617 p.c.s. le 29/5/78.

Le modèle diverge nettement de la réalité lors de cette troisième pointe, puisque aucune pointe n'est observée en réalité. Cette pointe est vraisemblablement due à la fonte d'un stock résiduel important de neige, calculé par le modèle, puisque cet évènement n'est pas précédé de précipitations importantes. La présence d'un stock résiduel à cette date

est vraisemblablement due au fait que le modèle n'a pas produit de lame de fonte au début de janvier, alors qu'il y a eu fonte en réalité. Le modèle a ainsi abordé la période de fonte printanière avec plus de neige qu'en réalité. Afin de voir si le modèle reproduirait mieux la réalité s'il n'y avait pas ce stock excédentaire au début de la fonte printanière, nous avons repris la simulation en ayant pris soin cette fois de retirer, du stock de neige au sol le 18/2/78 une lame d'eau de 1.82 pouces. Cette lame, qui est une estimation de l'excédent du stock de neige du modèle au début de la fonte printanière est égale à la sommation sur la période du 9/1/78 au 17/2/78 inclusivement, de la différence entre la lame écoulee quotidienne et la lame écoulee lors du 1/1/78. La sommation couvre la période pendant laquelle se sont produits les deux événements non reproduits par le modèle. La figure 2.5 montre le résultat de la simulation lorsque l'excédent tel que calculé est retiré du stock de neige au début de la période de fonte. On observe que la 3ème pointe du 2ème événement i.e. celle du 26/5/78 est pour ainsi dire maintenant inexistante. On observe toutefois que la 1ère et 2ème pointe du 2ème événement sont toujours aussi surestimées que lors de la simulation normale, et que le modèle produit entre ces deux pointes des débits semblables aux débits mesurés.

L'hypothèse qui voulait que la troisième pointe était produite par l'excès du stock de neige semble donc être confirmée. Le modèle répond toutefois dans les deux cas, de façon rapide i.e. que la pente des débits calculés lors des montées comme des descentes est plus grande que la pente des débits mesurés, les pointes calculées étant supérieures aux

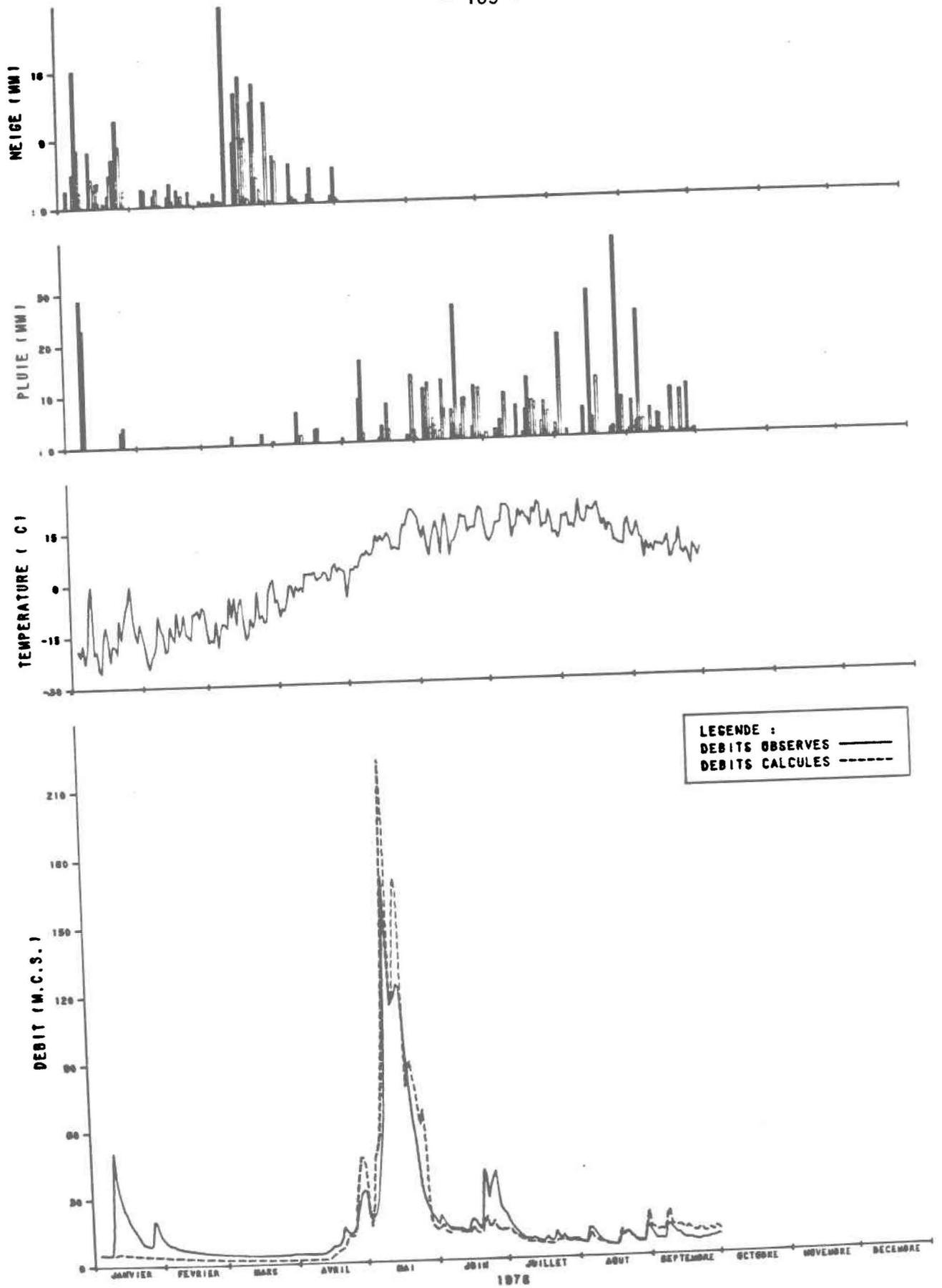


Figure 2.5 : Hydrogramme # 2, stock de neige réajusté

pointes mesurées et les minima calculés étant inférieurs aux minima mesurés (pour la première simulation, la description comparée des événements réels et simulés démontre clairement les affirmations précédentes). Ce type de comportement est caractéristique du modèle et démontre clairement la différence qu'il peut y avoir entre la simulation et la réalité lors de l'utilisation d'un modèle semi-discrétisé sur un bassin versant du type de celui que nous avons considéré. Le modèle en effet ne considère pas des données météorologiques différentes pour chaque carreau du bassin, mais comme nous l'avons vu, divise le bassin en autant de région qu'il y a de stations météorologiques et associe à chaque région les séries de données météo correspondantes.

Ainsi, si pour un jour donné les conditions météorologiques ne sont pas homogènes à l'intérieur d'une région associée à une station météo, le modèle ne pourra évidemment pas bien reproduire la réponse du bassin puisqu'il utilisera comme donnée météo sur toute la région les données enregistrées à la station seulement.

Dans le cas présent, à chaque station météorologique est associée une région caractérisée par d'importantes dénivellations. Si les données météorologiques à une station sont telles que le modèle de fonte calcule une lame de fonte donnée, il produira une lame de fonte sur toute la région associée alors que le gradient de température peut être tel qu'il n'y a effectivement fonte que sur une partie de la région. Si on considère une période de fonte de quelques jours caractérisée par une augmen-

tation des températures, augmentation dans le temps ainsi que par une variation du gradient en altitude, on observera une certaine réponse du bassin, réponse étendue dans le temps. Pour de telles entrées (températures) le modèle, parce qu'il est semi-discrétisé aura toujours tendance à donner une réponse dont les impulsions seront plus accusées que celles qui constituent la réponse réelle du bassin. Cette différence est évidente sur la figure 2.4 et encore plus sur la figure 2.5. Une façon d'émousser cette réponse trop violente serait de moduler la lame écoulée calculée par le modèle par un réservoir linéaire ou non linéaire. Cette procédure reviendrait plus ou moins à utiliser comme fonction de transfert la matrice de transfert telle que calculée dans le présent modèle (i.e. basée sur les isochrones) modulée par un réservoir linéaire; cette fonction de transfert a été initialement suggérée par Clark (Cf Dooge, 1977).

2.3.3 Analyse de la période suivant la fonte printanière

La période suivant la fonte printanière comporte plusieurs événements plus ou moins importants. On remarque toutefois plus particulièrement les événements du 20/06, 25/06, 4/08, 18/08, 29/08 et du 8/09/78.

Le premier événement du 20/06 est de 1420 p.c.s. Il fait suite à une série de 3 jours consécutifs de précipitations i.e. de 0.23 et 0.12 pouce d'eau les 17 et 18/08 et particulièrement de 1.03 pouces le 19/08/78.

Le second évènement du 25/06 est de 1390 p.c.s. et fait aussi suite à une série de 3 jours de précipitations moins importantes cette fois-ci; 0.11, 0.31 et 0.32 pouce les 21/08, 22/08 et 23/08.

La pointe du troisième évènement se situe le 5/08 avec un débit de 459 p.c.s. après que le débit soit passé de 229 à 441 p.c.s. du 3/08 au 4/08. Précédant cet évènement, une seule journée avec des précipitations importantes a été enregistrée le 3/08 ou une pluie de 0.79 pouce fut mesurée.

La pointe du quatrième évènement se situe le 21/08 avec un débit atteignant 378 p.c.s. après avoir augmenté entre le 17/08 et le 20/08. En effet, on observe un débit de 193 p.c.s. le 17/08 pour observer par la suite la montée de débit 334 p.c.s. le 18/08, 352 p.c.s. le 19/08 et finalement 367 p.c.s. le 20/08. Cette montée des débits est due à trois journées de précipitations dont deux importantes. Des lames de 1.12, .14 et .45 pouces sont tombées sur le bassin respectivement les 16 et 17/08 et le 19/08.

Le cinquième évènement consiste en une montée du débit entre le 28/08 et le 30/08. Le débit est de 199 p.c.s. le 28 pour passer à 438 p.c.s. le 29 et à 463 p.c.s. le 30. Cette montée est essentiellement produite par une pluie de 1.52 pouces le 28.

Finalement, le dernier évènement consiste en une montée du débit sur 2 jours entre le 7/09 et le 9/09. Les débits enregistrés sont successi-

vement de 237 p.c.s., 456 p.c.s. et 459 p.c.s.. Cette montée du débit provient essentiellement d'une pluie de .95 pouce le 7/09.

Le modèle reproduit relativement bien les évènements mentionnés sur la période d'après fonte; il sous-estime cependant nettement les débits des deux premiers évènements ainsi qu'on peut le voir sur la figure 2.4.

En effet aux précipitations menant aux évènements des 20 (1420 p.c.s.) et 25/08 (1390 p.c.s.), le modèle répond par des débits de 710 p.c.s. le 21/08 et de 629 p.c.s. le 24/08. Ainsi, non seulement les débits calculés sont-ils de beaucoup inférieurs aux débits mesurés mais de plus ils ne sont pas en phase la 1ère pointe calculée étant en retard d'un jour, la 2ème pointe étant en avance d'une journée.

A nouveau, lors du troisième évènement, le modèle sous-estime le débit en calculant un débit de 371 p.c.s. le 5/08 comparativement à un débit mesuré de 459 p.c.s.. Les débits calculés et mesurés sont cette fois en phase.

Lors des trois derniers évènements, le modèle surestime les débits. Lors du quatrième, le modèle produit 2 petites pointes. Alors qu'en réalité le débit augmente de 194 à 378 p.c.s. du 17/08 au 21/08, le modèle produit un débit de 270 p.c.s. le 17/08 et de 414 p.c.s. le 18/08. Le débit calculé redescend à 316 p.c.s. le 19/08 pour réaugmenter jusqu'à 378 p.c.s. le 21/08.

Lors du cinquième évènement, le modèle calcule un débit de 440 p.c.s. le 29/08, comparativement à un débit de 439 p.c.s. et une pointe de 688 p.c.s. le 30/08 comparativement à un débit de 463 p.c.s.

Lors du dernier évènement, le modèle produit une série de débits allant de 364 à 697 p.c.s. du 7/09 au 9/09, comparativement à une montée de 237 à 459 p.c.s..

Tel que décrit dans l'appendice à la section B.4 et comme mentionné au début du chapitre 2, nous avons ajouté au modèle original certaines équations (B.6, B.7 et B.8) afin de représenter le phénomène des aires de réponse rapide. Dans quelle mesure cet apport est-il pertinent? Seule l'étude de la période d'après fonte peut nous permettre de répondre à cette question. On ne peut en effet vérifier l'effet de cet ajout sur les autres périodes pour les raisons suivantes: d'une part sur la période précédant la fonte, aucune fonte sensible n'est perçue par le modèle (voir précédemment) et de plus, le cours d'eau étant en étiage, le contenu en eau du réservoir sol est nul, ce qui, en raison de la modélisation adoptée pour représenter ce phénomène, fait que l'aire de réponse rapide est minime; d'autre part pour la période de fonte, le cas est diamétralement opposé puisque les pointes importantes sont ici produites par du ruissellement de surface généralisé ce qui rend difficile l'identification de l'effet des aires de réponse rapide.

Si on considère donc les évènements suivant la fonte, nous avons noté lors de la phase d'optimisation des paramètres une grande sensibili-

té du modèle aux paramètres P5 et P6 de l'équation B.6. Les valeurs optimisées de ces paramètres (voir tableau 2.7) sont celles qui donnent la meilleure réponse moyenne du modèle lors des évènements d'après-fonte. Comme nous l'avons vu, le modèle ne colle pas parfaitement à la réalité pour cette section, mais sa réponse lors des trois derniers évènements est bonne dans la mesure où même si le modèle surestime les débits, sa réponse est en phase et il reproduit bien la montée enregistrée. Lors d'essais, l'optimisation des coefficients de vidanges des différents réservoirs, avec $P5 = P6 = 0$ n'a pu mener à une aussi bonne réponse qu'avec $P5$ et $P6 > 0$. Le tableau 2.9 nous donne une idée de l'effet de l'ajout des équations B.6, B.7 et B.8 au nouveau modèle. Nous y avons indiqué pour les carreaux de sol et les carreaux de cours d'eau les lames ruissellées en surface, écoulées latéralement du réservoir supérieur et transférées au réservoir inférieur i.e. à la nappe. On observe que la lame ruissellée en surface des carreaux de cours d'eau est, à cause des aires de réponse rapide, de 1.64 pouces supérieures à celles des carreaux de sol. En raison de ce plus grand ruissellement, une plus petite lame d'eau est infiltrée dans le réservoir supérieur et donc écoulee latéralement à partir du réservoir supérieur et transférée verticalement à la nappe. C'est ce que le tableau nous montre.

La dernière section de la période simulée qui commence par le quatrième évènement i.e. celui du 29/08 est caractérisée par une surestimation des débits, les débits calculés étant toujours nettement plus grands que les débits mesurés. On note de plus que la courbe des débits calculés est parallèle à celle des débits mesurés nous donnant l'impression

| Type d'écoulement | Carreau de sol (pouces) | Carreau de cours d'eau (pouces) |
|---------------------------------------------------------------|-------------------------|---------------------------------|
| lame ruissellée en surface | 12.15 | 13.79 |
| lame écoulée latéralement du réservoir supérieur | 6.56 | 5.94 |
| lame transférée du réservoir supérieur au réservoir inférieur | 5.62 | 5.09 |

Tableau 2.9 : Tableau comparatif des valeurs de différents types d'écoulement pour un carreau de sol et de cours d'eau.

d'être le résultat d'une translation vers le haut de la courbe des débits mesurés. Ce type de phénomène nous incite à aller voir si la différence ne serait pas explicable par des données météo ou des données de débits mesurés erronées.

Nous avons mentionné précédemment qu'aux fins d'utilisation par le modèle, nous avons modifié les données météo originales. Les coefficients de modification ont été optimisés principalement sur la base de la bonne reproduction de la période de fonte printanière. Il est possible que des coefficients bien ajustés pour la période de fonte introduisent des erreurs pour la fin de la période simulée. Afin de vérifier cette possibilité, nous avons comparé pour cette période les précipitations liquides réelles et modifiées. Le tableau 2.10 donne les résultats de cette comparaison pour chaque jour où des précipitations non négligeables ont été enregistrées, nous avons calculé la pluie moyenne réelle et la pluie moyenne corrigée tombée sur le bassin, la moyenne étant ici utilisée dans le sens de moyenne pondérée à partir du nombre de carreaux du bassin, nombre associé respectivement à chaque station.

On note que bien qu'il y ait jusqu'à approximativement 0.10 pouce de différence sur des évènements individuels, les moyennes des précipitations sont identiques à 2.5 % près. Les précipitations modifiées sont donc en moyenne sensiblement égales aux précipitations réelles et l'utilisation des premières ne nous semble pas responsable de la différence observée. Nous pensons plutôt que l'explication à cette différence résiderait dans des données météorologiques ou des données de débits erronées. C'est du moins la seule explication que nous voyons à ce moment.

| Date | Précipitations liquides (pouces d'eau) | |
|----------|----------------------------------------|-----------|
| | réelles | modifiées |
| 28/08/78 | 1.62 | 1.52 |
| 30/08/78 | .21 | .29 |
| 4/09/78 | .36 | .26 |
| 7/09/78 | .86 | .95 |
| 9/09/78 | .09 | .11 |
| 12/09/78 | .3 | .2 |
| 15/09/78 | .17 | .16 |
| 16/09/78 | .14 | .15 |
| 21/09/78 | .23 | .35 |
| 25/09/78 | .28 | .33 |
| 28/09/78 | .31 | .38 |
| moyenne | .415 | .427 |

Tableau 2.10: Tableau comparatif des précipitations liquides réelles et modifiées à partir du 28/08/78 jusqu'à la fin de la période de simulation.

CONCLUSION

Dans le but d'apporter une contribution personnelle à un modèle hydrologique existant nous avons dû, dans un premier temps, effectuer une revue de littérature. Cette revue nous a permis de nous familiariser avec les approches utilisées pour modéliser les différents processus physiques observés en bassin versant. Sur la base des connaissances acquises lors de cette revue de littérature, nous avons pu entreprendre l'étude et la modification du modèle V-L, modifications effectuées principalement sur la base des articles étudiés.

Afin de vérifier la réponse générale du modèle modifié, nous avons simulé les débits de la rivière Ste-Anne-Bras-du-Nord de janvier à septembre 1978. Trois stations météorologiques ont été retenues pour la simulation. Ce sont les stations de Chûte Panet, Rivière à Pierre et Forêt Montmorency. Les importantes dénivellations observables sur le bassin ainsi que la localisation à basse altitude des deux premières stations météorologiques nous ont obligé, dans le but d'une meilleure représentativité, à corriger les données de la troisième station. Les coefficients de pondération ont été déterminés par essai et erreur pour obtenir la meilleure réponse du modèle, principalement pendant la période de fonte printanière. Certains paramètres physiques du modèle ont par la suite été soumis au processus d'optimisation automatique afin d'obtenir la meilleure réponse du modèle. C'est la réponse du modèle optimisé que nous avons par la suite étudiée.

Nous avons analysé successivement chacune des trois périodes "naturelles" du bassin, c'est-à-dire la période précédant la fonte, la période de fonte et la période suivant la fonte printanière.

Dans le cadre de l'analyse de la première période, nous avons essayé d'expliquer le fait que le modèle ne reproduisait pas les deux pointes enregistrées au début janvier. Après avoir éliminé une initialisation incorrecte de l'état du bassin ou des données météo erronées comme étant des causes possibles, nous avons conclu que la cause de cette déviation semblait trouver son origine dans la méthode de calcul de la fonte potentielle. Ce faisant, nous avons suggéré une modification à apporter au calcul du taux de fonte. Cette modification, qui ne s'applique qu'à la composante "apport calorifique de la pluie" de la fonte potentielle, fait que cette composante peut être différente de 0 même si la température de l'air est inférieure au paramètre STF dont la valeur numérique se situe toujours près de 32°F.

L'analyse de la période de fonte nous a permis de vérifier que le modèle reproduisait de façon satisfaisante les débits enregistrés. La forme de l'hydrogramme calculé est en effet fort similaire à celle de l'hydrogramme enregistré; les coups de fonte du modèle étant en phase avec les coups de fonte réels. Nous avons cependant observé que le modèle relachait sur la période de fonte une quantité d'eau supérieure d'environ 36 % à la quantité d'eau effectivement observée, cette différence se reflétant dans l'hydrogramme calculé par des pointes plus élevées ainsi que par une dernière pointe absente sur l'hydrogramme mesuré. De

plus, les pentes des montées et des descentes du débit étaient plus fortes sur l'hydrogramme calculé que sur l'hydrogramme mesuré. Nous avons supposé que la dernière pointe du modèle était due à la présence dans le modèle d'un restant de neige au sol, dû au fait que le modèle n'avait pas reproduit les deux pointes du début janvier. Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons effectué une seconde simulation où, gardant les mêmes valeurs de paramètres, nous avons retiré du stock de neige, juste avant la période de fonte, une lame d'eau approximativement égale à la lame de fonte réelle écoulée sur le bassin au début de janvier. Les résultats de cette seconde simulation ont confirmé notre hypothèse, la dernière pointe ayant pour ainsi dire disparue. Nous avons finalement apporté comme dernier argument à cette analyse le fait que la variation rapide dans le temps des débits calculés pouvait être expliquée par un gradient important des températures au niveau de chacune des régions associées aux stations météo; le modèle étant semi-discrétisé, il ne peut tenir compte de ces hétérogénéités spatiales. Une façon d'amoindrir ces pointes rapides seraient de moduler les apports par un réservoir linéaire pour simuler l'effet d'amortissement des cours d'eau.

Enfin, l'analyse de la dernière période nous a permis de vérifier que, là aussi, le modèle suivait bien les montées et descentes de l'hydrogramme mesuré. La pertinence de l'introduction d'aires de réponse rapide s'est vue justifiée par le fait que la réponse du modèle avec ces aires était de beaucoup supérieure à la meilleure des réponses que nous avons pu obtenir sans elles. L'importance de l'effet de ces aires s'est vue confirmée par le fait qu'en moyenne, le ruissellement de surface est

de 14 % supérieur sur les carreaux de rivière. Nous avons finalement émis l'hypothèse de données météorologiques ou de données de débits erronées pour expliquer la différence entre l'hydrogramme mesuré et l'hydrogramme calculé.

Que peut-on conclure de cet exercice de simulation ? Il nous a permis, dans un premier temps, de nous familiariser avec l'aspect opérationnel du modèle. Pour mener à bien une simulation, on doit en effet assembler et préparer les données d'entrées pour chacun des trois programmes, les faire fonctionner dans le bon ordre et les connaître suffisamment bien pour pouvoir les utiliser de façon rapide et efficace.

Dans un second temps, cet exercice nous a permis de nous familiariser avec le mode de fonctionnement du modèle. Cet acquis ne peut-être obtenu en se limitant au seul aspect analytique. Lors de l'analyse, on se familiarise avec le modèle, avec la représentation utilisée. On apprend à connaître le rôle des différents paramètres. On peut prévoir tel type de comportement, etc. Mais c'est uniquement lors de la simulation que nos hypothèses seront confirmées ou infirmées; que l'on pourra pleinement réaliser les conséquences d'une modification; que l'on pourra voir l'effet de tel ou tel processus et que l'on pourra finalement développer cette espèce de connaissance intuitive du modèle qui permet d'identifier assez facilement les causes d'une réponse typique du modèle dans certaines situations et de pouvoir faire les corrections nécessaires en ajustant le ou les paramètres responsables.

Finalemant, cet exercice de simulation a permis de vérifier la bonne réponse du modèle et ainsi de justifier les efforts qui y ont été investis. Certains points restent cependant à améliorer et les suggestions que nous avons faites à cet égard, nous en sommes persuadés, représentent un pas dans la bonne direction; l'implantation de ces suggestions ne sera toutefois finale qu'après vérification lors de simulations.

BIBLIOGRAPHIE

- BECKER, A. (1971).
Applied principles of catchment simulation, Association internationale des sciences hydrologiques, pub. 83, 763.
- BECKER, A. (1977).
The integrated hydrological catchment model EGMO, Hydrological sciences, Bulletin des sciences hydrologiques, 22, 145.
- BEVEN, K.J. et M.J. KIRKBY (1972).
Considerations in the development and validation of a simple physically based variable contributing area model of catchment hydrology, Floods and droughts, proceedings of the Second international symposium in hydrology, 23, Fort Collins, Colorado.
- BOWLES, D.S. et J.P. RILEY (1976).
Low flow modeling in small steep watersheds, Journal of the hydraulics division, A.S.C.E., HY9, 1225.
- CHARBONNEAU, R., FORTIN, J.P. et G. MORIN (1977).
The CEQUEAU model : description and exemples of its use in problems related to water resource management, Hydrological sciences, Bulletin des sciences hydrologiques, 22, 193.
- CLARKE, R.T. (1973).
Mathematical models in hydrology, Irrigation and drainage paper, FAO, 19, 282 p.
- DOOGE, J.C.I. (1977).
Problems and methods of rainfall - runoff modelling, Mathematical models for surface water hydrology, 71, proceedings of the Workshop held at the IBM scientific center, Pisa, Italy.
- DUNNE, T. et R.D. BLACK (1970a).
An experimental investigation of runoff production in permeable soils, Water resources research, 6 (2), 478.
- DUNNE, T. et R.D. BLACK (1970b).
Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed, Water resources research, 6 (5), 1296.
- EAGLESON, P.S. (1970).
Dynamic hydrology, McGraw-Hill, 462 p.
- FLEMING, G. (1975).
Computer simulation techniques in hydrology, Elsevier, Environmental science series, 333 p.

FREEZE, R.A. (1972a).

Role of subsurface flow in generating surface runoff; 1. Base flow contributions to channel flow, Water resources research, 8, (3), 609.

FREEZE, R.A. (1972b).

Role of subsurface flow in generating surface runoff; 2. Upstream source area, Water resources research, 8 (5), 1272.

GIRARD, G., CHARBONNEAU, R. et G. MORIN (1972).

Modèle hydrophysiographique, Symposium international sur les techniques de modèles mathématiques appliqués aux systèmes de ressource en eau, Environnement Canada, Ottawa, 1, 191.

GLYMPH, L.M., HOLTAN, H.N. et C.B. ENGLAND (1971).

Hydrologic response of watersheds to land use management, Journal of the irrigation and drainage division, proceedings of the American society of civil engineers, IR2, 305.

GOULET, M. (1976).

Influences du laminage naturel de l'écoulement des lacs, thèse présentée à l'Institut national de la recherche scientifique (Eau) comme exigence partielle à la maîtrise ès sciences (Eau), Québec.

GRAY, D.M. (1972).

Manuel des principes d'hydrologie, publication du secrétariat, Comité national canadien de la décennie hydrologique internationale, Ottawa.

GUPTA, S.K. et S.I. SOLOMON (1977).

Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungaged rivers; 1. The information system, Water resources research, 13 (3), 613.

HUGGINS, L.F. et E.J. MONKE (1968).

A mathematical model for simulating the hydrologic response of a watershed, Water resources research, 4(3), 529.

JAMIESON, D.G. et J.C. WILKINSON (1972).

River Dee research program; 3. A short-time control strategy for multi-purpose reservoirs systems, Water resources research, 8 (4), 911.

JAYAWARDENA, A.W. et J.K. WHITE (1977).

A finite element distributed catchment model; 1. Analytical basis, Journal of hydrology, 34, 269.

JAYAWARDENA, A.W. et J.K. WHITE (1979).

A finite element distributed catchment model; II. Application to real catchment, Journal of hydrology, 42, 231.

- KNISEL, W.G. BAIRD, R.W. et M.A. HARTNAN (1969).
Runoff volume prediction from daily climatic data, Water resources research, 5, (1), 84.
- KOUWEN, N. (1976).
Watershed modelling using a square grid technique, First canadian hydraulic conference, Canadian society for civil engineering, Edmonton, May 1976.
- KOZÁK, Dr. M. (1968).
Determination of the runoff hydrograph on a deterministic basis using a digital computer, Association internationale des sciences hydrologiques, pub. 80, 138.
- LASDON, L. (1970).
Optimization theory for large systems, MacMilan pub., 523 p.
- LEE, N.T. et J.W. DELLEUR (1976).
A variable source area model of the rainfall - runoff process based on the watershed stream network, Water resources research, 12 (5), 1029.
- LICHTY, A.W., DAWDY, D.R. et J.N. BERGMAN (1969).
Rainfall - runoff model for small basin flood hydrograph simulation, Association internationale des sciences hydrologiques, pub. 81, 356.
- LINSLEY, R.K. (1967).
The relation between rainfall and runoff - Review paper, Journal of hydrology, 5, 297.
- MANDEVILLE, A.N., O'CONNELL, P.E., SUTCLIFFE, J.V. et J.E. NASH (1970).
River flow forecasting through conceptual models, Part III - The Ray catchment at Grendron underwood, Journal of hydrology, 11, 109.
- MANLEY, R.E. (1978).
Simulation of flows in ungaged basins, Hydrological sciences, Bulletin des sciences hydrologiques, 23, 85.
- MORIN, G., FORTIN, J.P. et R. CHARBONNEAU (1975).
Utilisation du modèle hydrophysiographique CEQUEAU pour l'exploitation des réservoirs artificiels, Association internationale des sciences hydrologiques, pub. 115, 176.
- NASH, J.E. et J.V. SUTCLIFFE (1970).
River flow forecasting through conceptual models, part I - A discussion of principles, Journal of hydrology, 10, 282.
- NIELSEN, S.A. et E. HANSEN (1973).
Numerical simulation of the rainfall - runoff process on a daily basis, Nordic hydrology, 4, 171.

O'CONNELL, P.E., NASH, J.E. et J.P. FARRELL (1970).
River flow forecasting through conceptual models, Part II - The Brosna catchment at Ferbane, Journal of hydrology, 10, 317.

ORGANISATION MONDIALE DE MÉTÉOROLOGIE (1975).
Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting, Operational hydrology, report n° 7, WMO n° 429, Geneva.

PORTER, J.W., et T.A. MCMAHON (1971).
A model for the simulation of streamflow data from climatic records, Journal of hydrology, 13, 297.

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES, QUÉBEC (1978).
Relèves nivométriques, Service de la météorologie, 30 janvier 1978.

QUICK, M.C. et A. PIPES (1977).
U.B.C. watershed model, Hydrological sciences, Bulletin des sciences hydrologiques, 22, 153.

RAGAN, R.M. (1967).
An experimental investigation of partial area contributions, Association internationale des sciences hydrologiques, pub. 76, 241.

REMENIERAS (1965).
L'hydrologie de l'ingénieur, Collection du centre de recherches et d'essais de Chatou, Eyrolles éditeur, Paris.

RUBIN, J. (1966).
Theory of rainfall uptake by soils initially dryer than their field capacity and its applications, Water resources research, 4, (2), 739.

ROCKWOOD, D.M. (1968).
Application of streamflow synthesis and reservoir regulation "SSARR", Program to the lower Mekong river, Association internationale des sciences hydrologiques, pub. 80, 329.

SCHERMERHORN, V.P. et D.W. KUEHL (1968).
Operationnal streamflow forecasting with the SSARR model, Association internationale des sciences hydrologiques, pub. 80, 317.

SCHULTZ, G.A. (1968).
Digital computer solutions for flood hydrograph prediction from rainfall data, Association internationale des sciences hydrologiques, pub. 80, 125.

SELLERS, W.D. (1965).
Physical climatology, The University of Chicago press.

SINGH, B. et SZEICZ, G. (1979).

The effect of intercepted rainfall on the water balance of a hardwood forest, Water Resources Research, 15(1), (131).

SETH, S.M. (1972).

Conceptual rainfall - runoff model based on retention concept, Floods and droughts, proceedings of the Second international symposium in hydrology, 146, Fort Collins, Colorado.

SINGH, K.P. (1964).

Nonlinear instantaneous unit - hydrograph theory, Journal of the hydraulics division, American society of civil engineers, HY2, 313.

SOLOMON, S.I. et S.K. GUPTA (1977).

Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungaged rivers; 2. Model development, Water resources research, 13, (3), 619.

U.S. CORPS OF ENGINEERS, (1956).

Snow hydrology. Summary report of the snow investigation. North Pacific Division, Portland, Oregon.

VILLENEUVE, J.P. et D. LEBLANC (1978).

Algorithme de schématisation des écoulements d'un bassin hydrologique. INRS-Eau, rapport interne no 62, 25 p., 1 annexe.

WHEATER, H.S. (1972).

A physically realistic formulation for conceptual model development, Floods and droughts, proceedings of the Second international symposium in hydrology, 190, Fort Collins, Colorado.

APPENDICE A

DESCRIPTION DU MODÈLE ORIGINAL

Le présent appendice porte sur le modèle original V-L (Villeneuve et Leblanc, 1978). Il comporte deux parties. Une première, où l'on fait la description des deux étapes à franchir avant de pouvoir effectuer la simulation proprement dit et une seconde où l'on décrit le programme de simulation.

A.1 Description des étapes

La figure A.1 représente l'organigramme général du modèle. Comme on peut le voir, il est essentiellement constitué de trois programmes, c'est-à-dire les programmes PENTE, FICTIF et SIMUL. Ce dernier est le programme de simulation proprement dit, c'est-à-dire celui qui calcule les débits. Le programme PENTE s'insère dans la première étape alors que le programme FICTIF s'insère dans la seconde étape.

A.1.1 Description de la première étape

La première étape a pour but de déterminer la pente et la direction d'écoulement en chaque coin des carreaux d'une grille constituée de carreaux de 5 km x 5 km. Pour y parvenir, on détermine l'altitude en chacun des coins de la grille que l'on aura superposée aux cartes topographiques

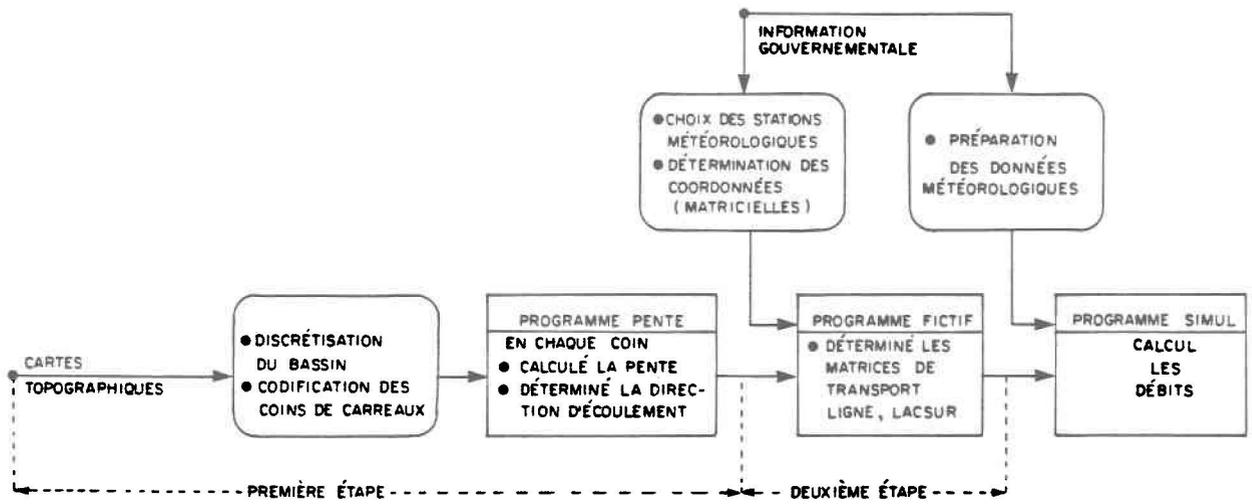


Figure A.1 : Organigramme général du modèle V-L

du bassin. L'altitude est modifiée grâce à un code qui est utilisé pour indiquer si le carreau associé au coin, i.e. le carreau pour lequel le coin est le centre, est sur le passage d'un cours d'eau et si oui, si c'est le cours d'eau principal ou l'un de ses affluents. Si le coin est situé sur le passage d'un cours d'eau, on dira que le carreau associé au coin est un carreau de rivière, sinon que c'est un carreau de sol. Les altitudes codifiées sont utilisées par le programme PENTE qui lui, calcule la pente et la direction d'écoulement pour chaque carreau (c'est-à-dire en chaque coin). Ces données sont utilisées dans la seconde étape par le programme FICTIF.

A.1.2 Description de la deuxième étape

Dans le cadre de la deuxième étape, on choisit à partir de l'information gouvernementale, les stations météorologiques dont les données seront utilisées; la procédure à suivre pour le choix est discutée en A.2.1. Les stations étant choisies, on détermine pour chaque station les coordonnées de localisation par rapport à la grille. Ces coordonnées ainsi que les résultats du programme PENTE sont utilisés comme données d'entrée du programme FICTIF. Ce dernier programme est un élément-clé puisqu'il détermine les matrices de transport LIGNE et LACSUR qui sont les représentations mathématiques de la fonction "surface-temps" qui caractérise le bassin; ce sont ces matrices qui sont utilisées lors de la simulation pour acheminer l'eau à l'exutoire. La matrice LIGNE représente la fonction "surface-temps" pour l'ensemble des carreaux, alors que la

matrice LACSUR représente la fonction "surface-temps" des carreaux de lacs. Le programme FICTIF fonctionne comme suit :

Dans un premier temps, il divise le bassin en autant de régions qu'il y a de stations météorologiques. La méthode de Thiessen est utilisée pour cela. On déterminera ainsi l'appartenance d'un carreau à une station météorologique.

Dans un deuxième temps, pour chacun des carreaux, il détermine le temps nécessaire à l'eau pour le traverser en utilisant la pente et le code associé. Deux formules sont utilisées pour déterminer les temps de transfert. Pour un carreau de sol, on utilise la formule de Kirpich décrite dans Gray (1972, p. 8.5) :

$$T_T = (.22881) * P_e^{.385} * \frac{1}{24} \quad (A.1)$$

T_T : temps de transfert en fraction
de jours.

P_e : pente du carreau

La relation de Kirpich dans sa forme originale évalue le temps de concentration d'un bassin versant à partir de la pente et de la longueur du chemin d'écoulement le plus long sur le bassin. La relation a été adoptée au présent cas en utilisant comme longueur d'écoulement 5 km.

Pour un carreau de rivière, le temps de transfert sur le carreau est donné par la relation suivante :

$$T_T = \frac{.18979}{V} \quad (A.2)$$

La vitesse V en pieds/seconde est donnée par la formule de Manning (Gray, 1972).

$$V = \frac{1.49}{n} R^{2/3} P_e^{1/2} \quad (A.3)$$

n : coefficient de rugosité
(de l'ordre .07)

R : rayon hydraulique en pieds,
différent pour chaque carreau

P_e : pente du carreau

Dans le modèle, on suppose que R, qui varie de carreau en carreau, est déterminé par la relation suivante:

$$R = \frac{LARG_N}{8} \times \log_{10} \left\{ \frac{(100 \times L5_N - (99 \times IND) - 1)}{L5_N - 1} \right\} \quad (A.4)$$

R est ici déterminé pour le IND^{ème} point du N^{ème} cours d'eau.

$LARG_N$: largeur en pieds à l'embouchure du $N^{\text{ème}}$ cours d'eau.

IND : donne le numéro du point du cours d'eau

N : donne le numéro du cours d'eau

$L5_N$: nombre de points (nombre de carreaux) situés sur le $N^{\text{ème}}$ cours d'eau.

Si $IND = L5_N$, on retrouve $R = 0$ à l'extrémité amont et si $IND = 1$, on retrouve $R = \frac{LARG_N}{4}$ à l'embouchure, ce qui est exact pour un cours d'eau au fond circulaire.

Connaissant maintenant le temps de transfert sur chacun des carreaux du bassin versant et la direction d'écoulement en chacun des carreaux, nous sommes en mesure de déterminer le temps nécessaire pour parvenir à l'exutoire à partir de chacun des carreaux, temps qui sont, par la suite, exprimés en fraction du temps maximum nécessaire pour parvenir à l'exutoire. Le temps le plus long est associé au temps de concentration. Si l'évaluation du temps de concentration ne peut être faite facilement, on peut le déterminer de la façon suivante:

On donne différentes valeurs de temps de concentration, ce qui redétermine pour chacun des carreaux un temps de transfert à l'exutoire. Pour chaque valeur de temps de concentration, on a une matrice de transport LIGNE, matrice qui donne pour chaque station météorologique le nombre de carreaux qui sont sous son influence et qui sont à 1, 2, 3, etc. jours de l'exutoire. Ainsi, l'élément $LIGNE_{i, nk}$ donne le nombre de carreaux situés à nk jours de l'exutoire sous l'influence de la station météo i. On effectue des simulations en empêchant l'infiltration; la matrice de transport choisie est celle qui donne les pointes de débits simulés les plus en phase par rapport aux pointes réelles.

Le programme FICTIF permet ainsi de déterminer la matrice LIGNE qui sera utilisée, ainsi que l'arbre d'écoulement du bassin i.e. la grille représentant le bassin, avec pour chaque carreau le temps à l'exutoire et la direction d'écoulement.

La fonction de production considérant de façon différente les processus en milieu terrestre et en milieu lacustre (milieu lacustre signifie en lacs, les rivières étant associées au milieu terrestre puisqu'elles sont en général beaucoup moins larges qu'un carreau) on se doit de déterminer finalement la matrice LACSUR, à l'aide de l'arbre d'écoulement associé à la matrice de transfert retenue. La matrice LACSUR donne pour chaque station météorologique le nombre de carreaux de lacs qui sont situés à 1, 2, 3, etc. jours de l'exutoire. Ainsi $LACSUR_{i, nk}$ donne le nombre de carreaux de lacs qui, sous l'influence de la station i, sont situés à nk jours de l'exutoire. La matrice est simple-

ment déterminée en notant sur l'arbre, l'indice i et le temps nécessaire, associés au point n où est situé le lac considéré, pour parvenir à l'exutoire; le nombre de carreaux étant donné par la superficie du lac en unités de carreaux.

Avec la production des matrices LIGNE et LACSUR se termine l'étape finale qui mène à la simulation même des débits du bassin considéré. La section qui suit décrit le programme de simulation.

A.2 Programme de simulation

A.2.1 Données d'entrées

Le modèle peut utiliser les données météorologiques de plusieurs stations météorologiques. Les stations retenues sont celles qui sont situées à l'intérieur ou le plus près du bassin versant étudié. On essaie, dans la mesure du possible de choisir des stations qui sont réparties également tout autour du bassin de façon à avoir les données les plus représentatives possibles des événements météorologiques qui surviennent sur la région d'intérêt.

Les variables météorologiques utilisées pour la simulation sont:

- température moyenne quotidienne
- précipitations liquides quotiennes
- précipitations solides quotiennes

Chacune de ces variables étant déterminées pour chaque station météo, à chacune de ces dernières seront associées 3 séries de données quotidiennes. La longueur et le jour de début de ces séries sont limités par la disponibilité des données, les séries de toutes les stations météo devant naturellement couvrir la même période. Le programme utilisant les unités du système anglais, des fonctions de transformation sont utilisées au début du programme de simulation afin de transformer les données métriques des banques. Le programme utilise:

- les précipitations liquides et solides en centième de pouces d'eau;
- la température en °F.

Les lames d'eau disponibles pour écoulement sont exprimées en centième de pouces, alors que les débits sont exprimés en pieds cubes/secondes (p.c.s.).

A.2.2 Fonction de production

La fonction de production détermine, à partir des variables météorologiques que sont la température et les précipitations, le changement d'état des différents éléments où l'eau peut être stockée (sous forme liquide ou solide, c'est-à-dire la neige) ainsi que la quantité d'eau disponible pour l'écoulement latéral.

Les caractéristiques de la fonction de production sont les suivantes:

- l'algorithme du processus de fonte considère deux indices; le premier se veut représentatif de la température du stock de neige, le second du murissement i.e. de la transformation du stock.
- l'ETP est déterminée par une expression dont le terme de base est la relation de Thornwaite.
- le souterrain est simulé par deux réservoirs. Le réservoir supérieur étant associé au sol, le réservoir inférieur étant associé à la nappe.
- l'évapotranspiration réelle, i.e. l'ETR, est calculée à partir de l'ETP non satisfaite et est retirée du réservoir inférieur uniquement.
- le réservoir supérieur possède une seule vidange et elle est verticale. Il n'y a écoulement latéral que lorsque la capacité du réservoir est dépassée et/ou lorsque la précipitation dépasse le taux maximum d'infiltration.
- le réservoir inférieur ne possède qu'une vidange latérale située au fond du réservoir. Cette vidange est linéaire.

Les figures A.2 et A.3 représentent la fonction de production en milieu terrestre et en milieu lacustre. Nous avons indiqué sur chacune des figures les principales variables et paramètres du modèle. Sur la figure A.2 les paramètres sont indiqués à gauche sous l'inscription "PARAMÈTRES" alors que les quantités variables sont indiqués à droite du côté "QTES VARIABLES".

Dans les sections qui suivent nous verrons en détail la fonction de production et de transport. Les paramètres physiques sont ajustés par optimisation avant de procéder à la simulation. Cette étape d'ajustement ne sera pas discutée ici; on pourra trouver à la section 2.2.2 une discussion sur cette étape.

Mentionnons finalement que puisque les variables de la fonction de production sont calculées chaque jour et en utilisant les données de chaque station, les variables devraient être accompagnées d'un indice se référant au jour et d'un autre se référant à la station météorologique. Nous avons laissé tomber ici ces indices puisqu'ils sont lourds à trainer. Ils sont implicites.

A.2.2.1 Evapotranspiration potentielle

On utilise pour calculer l'ETP, une expression qui a pour terme principal la formule de Thornwaite selon Gray (1972, p. 3.56). Cette dernière a été modifiée pour donner l'ETP quotidienne en utilisant les valeurs de température quotidienne moyenne. Le deuxième terme de l'ex-

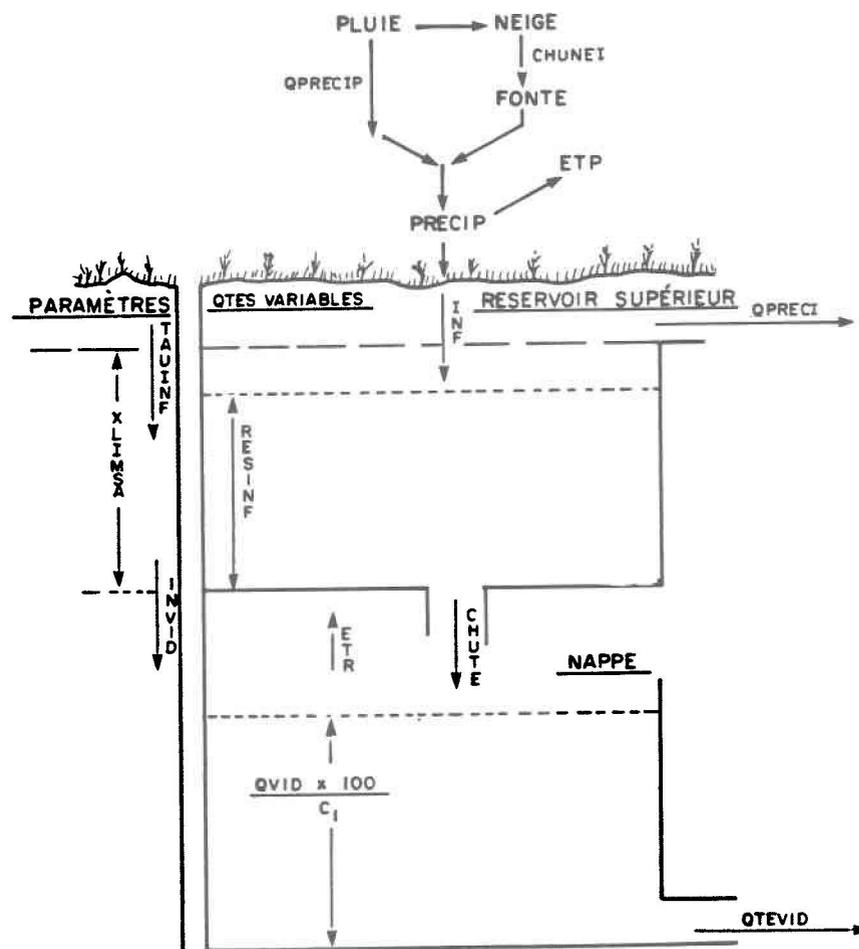


Figure A.2 : Schéma de la fonction de production en milieu terrestre

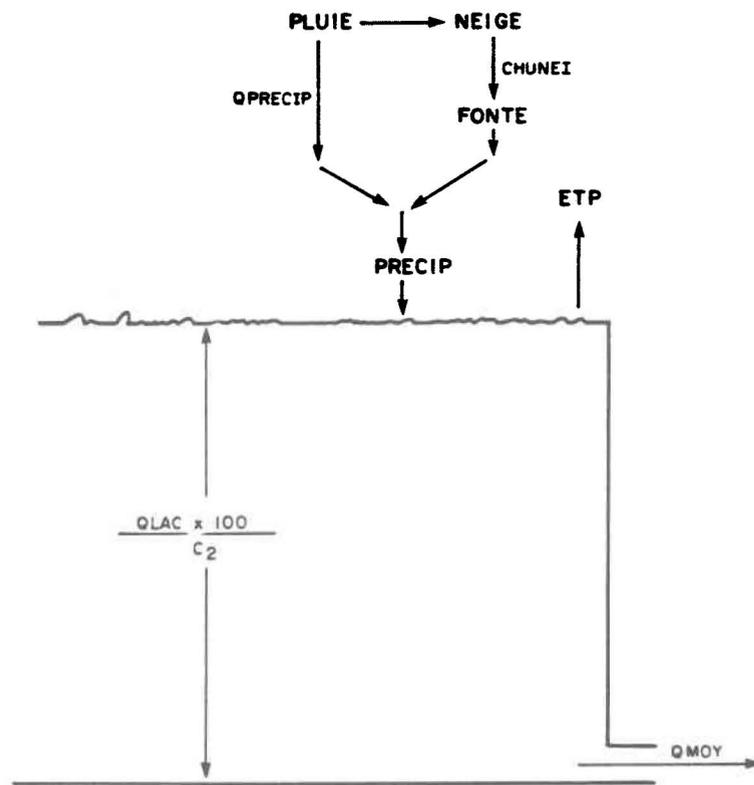


Figure A.3 : Schéma de la fonction de production en milieu lacustre

pression représente l'effet de la variation du potentiel d'ensoleillement, en tenant compte de la latitude moyenne du bassin et du jour de l'année. La formule de Thornwaite modifiée pour donner l'ETP quotidienne est:

$$ETP = \frac{63.779}{30.4} \left(10 \times \left(\frac{XMOT - 32.}{XI} \right) \times \frac{5}{9} \right)^{XA} \quad (A.5)$$

$$XI = \sum_{i=1}^{12} \left[\frac{(T_i - 32.)}{9} \right] 1.51 \quad (A.6)$$

$$XA = (.0675 \times XI^3 - 77.1 \times XI^2 + 17.92 \times XI \quad (A.7)$$

$$+ 492,390) \times 10^{-6}$$

T : température moyenne du mois i, °F

XMOT : température moyenne quotidienne enregistrée, °F

Le terme représentant la variation du potentiel d'ensoleillement prend la forme suivante:

$$H = \frac{2}{\pi} \arcsin (-\tan (\arcsin (.409 \sin (.0172 \times (j - 80)))) \times \text{TAPHI}) \quad (A.8)$$

TAPHI : défini à priori comme la tangente de la latitude moyenne du bassin.

Pour j égal à 80, on a un coefficient H maximum au 21 juin. L'ETP est finalement donnée par:

$$ETP = 2.098 * \left(\frac{5.55}{XI} (XMOT - 32) \right)^{XA} * H \quad (A.9)$$

$$= 0 \quad \text{si } XMOT < 32.$$

$$= 0 \quad \text{si stock de neige au sol i.e. } STON > 0.$$

Les paramètres XI et XA se voient attribuer une valeur initiale basée sur la météo disponible et sont ensuite soumis au processus d'optimisation.

A.2.2.2 Processus de fonte

Comme mentionné au chapitre 1, la représentation du processus de fonte¹ considère trois aspects. Pour qu'il y ait fonte, il faut, d'une part, que la température de l'air soit supérieure à la température de fonte. La fonte potentielle² est donnée par:

$$XM = (0.29 + .0084 \times XK + \frac{.007}{100} \times QPRECIP) \times (XMOT - STF) \quad (A.10)$$

¹ Il est à noter que le processus de fonte est considéré de façon identique en milieu terrestre comme en milieu lacustre.

² Les lames d'eau de fonte sont calculées en pouces. Pour la relation utilisée, voir Gray (1972), p. 9.11.

STF : température du seuil de fonte, °F
déterminée par optimisation.

QPRECIP : précipitation liquide enregistrée, centièmes de pouce d'eau

CHUNEI : précipitation solide enregistrée, centièmes de pouce d'eau

L'expression dans la parenthèse de gauche est définie comme étant le taux de fonte i.e. TF. Les termes de cette parenthèse représentent dans l'ordre:

- la fonte produite par le rayonnement de grande longueur d'onde.
- la fonte due à la convection et à la condensation. X_k est un paramètre déterminé par optimisation qui considère ces deux facteurs.
- le troisième terme représente l'apport calorifique dû à la pluie.

S'il n'y a pas de précipitation liquide, la fonte réelle, i.e. la quantité d'eau disponible à l'interface neige-sol sera déterminée par la fonte potentielle et le coefficient de murissement. Ce dernier coefficient est utilisé pour représenter le fait que même si la température est supérieure au seuil de fonte, une partie de l'énergie est utilisée pour transformer le stock de neige. Le coefficient de murissement est défini par la relation suivante:

$$C.M. = \text{MIN} \left(1., \frac{TCUM * TF}{STON} \right) \quad (A.11)$$

Le terme TCUM représente le cumul des degrés au-dessus d'un certain seuil de température:

$$TCUM = TCUM + \text{MAX} (0., XMOT - STS) \quad (A.12)$$

STS : température de transformation
déterminée par optimisation

La fonte réelle est alors déterminée par:

$$F.R. = C.M. * XM \quad (A.13)$$

S'il y a pluie, on doit alors considérer la température du stock de neige. Si cette dernière est inférieure à STF, alors il y aura déficit énergétique. Ce déficit est exprimé en lame d'eau par la relation suivante:

$$\text{DEFICIT} = \frac{5}{9} \times [(STF-32.) - (TEMSTO - 32.)] \times \frac{STON}{88.888} \quad (A.14)$$

Le terme TEMSTO représente la température du stock de neige. Elle est donnée par:

$$\text{TEMSTO} = \text{TEMSTO} \times \beta + \text{XMOT} \times (1 - \beta) \quad (\text{A.15})$$

β : paramètre évalué par optimisation

Si le déficit est supérieur à la lame de pluie, cette dernière regè-
le au complet dans le stock de neige et du même coup s'ajoute à ce der-
nier. Dans le cas contraire, la lame de pluie est diminuée du déficit et
ajoutée à la fonte réelle F.R.

A.2.2.3 Recharge et vidange des réservoirs et des lacs

Nous sommes en mesure de déterminer en tout temps l'ETP, ainsi que
l'eau qui arrive à la surface, qu'elle provienne du manteau nival ou
directement de la pluie. Ces deux quantités sont utilisées comme données
d'entrées pour les algorithmes qui représentent les deux traitements
différents de la fonction de production i.e. en milieu terrestre et en
milieu lacustre.

A.2.2.3.1 Milieu terrestre

Nous connaissons les deux quantités ETP d'une part et PRECIP d'autre
part qui est la lame d'eau atteignant la surface du sol, quelle que soit
sa provenance (pluie ou fonte).

Deux cas peuvent se produire. Dans le premier cas PRECIP est supé-
rieur à l'ETP.

La demande en ETP est alors satisfaite par le seul terme PRECIP et la quantité d'eau disponible pour infiltration est donnée par:

$$\text{INF} = \text{PRECIP} - \text{ETP} \quad (\text{A.16})$$

Dans le cadre du modèle, on impose au réservoir supérieur un taux d'infiltration maximale. On suppose que le sol ne peut infiltrer plus d'une certaine lame d'eau par jour. Le paramètre TAUINF est égal à ce taux et il est déterminé par optimisation.

Si dans un premier temps $\text{INF} > \text{TAUINF}$ alors le terme $\text{QPRECI} = \text{INF} - \text{TAUINF}$ sera immédiatement et totalement disponible pour le ruissellement de surface. A la quantité d'eau déjà présente dans le réservoir supérieur i.e. RESINF vient s'ajouter la quantité $\text{MIN}(\text{TAUINF}, \text{INF})$.

Dans un second temps, si la nouvelle valeur RESINF est supérieure à la capacité du réservoir supérieur i.e. au paramètre XLIMSA, l'excédent est aussi immédiatement et totalement disponible pour le ruissellement de surface. On a alors:

$$\text{QPRECI} = \text{QPRECI} + \text{MIN}[0., \text{RESINF} - \text{XLIMSA}] \quad (\text{A.17})$$

La quantité d'eau qui recharge la nappe provient du réservoir supérieur. Le paramètre INVID est égal au taux de recharge maximum de la nappe. L'apport net à la nappe i.e. le terme HAUTT sera donné par:

$$\text{HAUTT} = \text{CHUTE} = \text{MIN} (\text{INVID}, \text{RESINF}) \quad (\text{A.18})$$

Le terme CHUTE qui représente le transfert à la nappe par la vidange verticale est dans le cas présent égal à HAUTT.

Il est à noter que la recharge de la nappe n'est pas fonction de RESINF dans la mesure où $\text{RESINF} > \text{INVID}$.

Passons maintenant au second cas i.e. lorsque PRECIP est plus petit ou égal à ETP :

Dans ce cas, aucune quantité ne vient s'ajouter à RESINF. Il n'y a donc pas de ruissellement de surface. Dans ce cas, l'ETR est déterminé de la façon suivante:

$$\text{ETR} = [\text{ETP} - \text{PRECIP}] \times \text{SURFSL} \quad (\text{A.19})$$

Le second terme du produit est un paramètre. L'ETR n'est donc pas fonction de la hauteur d'eau dans le réservoir supérieur. L'ETR étant déterminé, on soustrait ce terme à la recharge de la nappe. Pour les deux cas mentionnés précédemment, l'apport à la nappe sera donné par le terme HAUTT :

$$\text{HAUTT} = \text{MIN} [\text{INVID}, (\text{CHUTE} - \text{ETR})] \quad (\text{A.20})$$

$$\text{CHUTE} = \text{MIN} [\text{RESINF}, \text{INVID}] \quad (\text{A.21})$$

Considérant l'apport à la nappe i.e. HAUTT on peut déterminer la vidange de cette dernière qui est considérée comme un réservoir linéaire. L'équation et la solution d'un tel type de vidange sont donnés à l'appendice D. La vidange de la nappe sera donnée par:

$$\begin{aligned} QTEVID = & HAUTT \times SUR \times 8.3 \times 10^{-4} \times \left(1 - \frac{SUR}{C_1} \times (1 - e^{-C_1/SUR})\right) \\ & + QVID \times (1 - e^{-C_1/SUR}) \end{aligned} \quad (A.22)$$

$$\begin{aligned} QVID &= HAUTT \times SUR \times 8.3 \times 10^{-4} \times (1 - e^{-C_1/SUR}) \\ &\times QVID \times e^{-C_1/SUR} \end{aligned} \quad (A.23)$$

QTEVID : volume d'eau vidangé de
la nappe (pi^3)

QVID : débit instantané de la nappe
au début du jour (pi^3/jour)

C_1 : constante de proportionnalité

SUR : surface d'un carreau (pi^2)

Le facteur 8.3×10^{-4} est un facteur de conversion (pieds par centième de pouces).

A.2.2.3.2 Milieu lacustre

La fonction de production associée aux lacs ne considère qu'un réservoir. L'ajout à ce réservoir est constitué de deux termes. Le premier est le même que celui du réservoir supérieur en milieu terrestre i.e.:

$$\text{HAULAC} = \text{PRECIP} - \text{ETP} \quad (\text{A.24})$$

Étant en milieu lacustre, si $\text{HAULAC} < 0$, ce terme n'est pas diminué par un facteur multiplicatif < 1 (le paramètre SURFRSL) puisque l'on suppose que l'évapotranspiration sur un lac peut toujours avoir lieu au taux potentiel. L'algorithme de vidange des lacs est différent de celui de la nappe. Après simulation, l'algorithme qui s'est avéré être satisfaisant pour représenter la vidange des lacs comportait les termes suivants:

$$\text{QMOY}_{nk} = \text{QLAC}_{nk} \times [1 - e^{-C_2/\text{SUR}}] \times \frac{\text{SUR}}{C_2} \quad (\text{A.25})$$

Ce premier terme représente le volume (pi^3) vidangé par jour provenant des carreaux de lacs situés à nk jours de l'exutoire. C'est l'équation (D.12) de l'appendice D si on suppose les apports nuls.

$$\begin{aligned} \text{QLAC}_{nk} &= \text{QLAC}_{nk} - \text{QMOY}_{nk} \times \frac{C_2}{\text{SUR}} \\ &+ \text{DEB}_{nk} \times \frac{C_2}{\text{SUR}} + \text{HAULAC} \times 8.3 \times 10^{-4} * C_2 \end{aligned} \quad (\text{A.26})$$

Le second terme représente le débit instantané (pi^3/jour). C'est l'équation (D.1) de l'appendice D, exprimée sous forme de différences finies et modifiée pour déterminer le débit. On a:

C_2 : constante de proportionnalité
dans la relation $Q = C \times H$

DEB_{nk} : terme représentant l'apport
dû à certains carreaux de
terre, situés à nk jours
de l'exutoire (pi^3/jour)
(explicité dans la section
qui suit).

A.2.3 Fonction de transport

Ayant déterminé toutes les quantités d'eau disponibles pour le transport vers l'exutoire avec la fonction de production, nous pouvons maintenant déterminer le débit à l'exutoire en utilisant les résultats des programmes PENTE et FICTIF.

Considérons les carreaux situés sous l'influence de la station météo i à nk jours de l'exutoire. De ce nombre de carreaux, le nombre de carreaux de lacs est donné par LACSUR. Le nombre de carreaux de sol est alors donné par $LIGNE_{i,nk} - LACSUR_{i,nk}$. Si $LACSUR_{i,nk}$ est différent de 0, on suppose alors que le ruissellement de surface du nombre de carreaux

donné par $JLIGNE_{i,nk}$, tel que défini ci-bas, se jette directement dans les carreaux de lacs donné par $LACSUR_{i,nk}$:

$$\begin{aligned} JLIGNE_{i,nk} &= LIGNE_{i,nk} - LACSUR_{i,nk}; \text{ si } LACSUR_{i,nk} \neq 0 & (A.27) \\ &= 0 \text{ si } LACSUR_{i,nk} = 0 \end{aligned}$$

La matrice $KLIGNE$, détermine alors le nombre de carreaux de sol dont aucune partie de l'écoulement produit n'est transféré dans les lacs.

$$\begin{aligned} KLIGNE_{i,nk} &= LIGNE_{i,nk}; \text{ si } LACSUR_{i,nk} = 0 & (A.28) \\ &= 0, \text{ si } LACSUR_{i,nk} \neq 0 \end{aligned}$$

Le terme $DEB_{i,j,nk}$ représente l'apport par carreau de lac dû au ruissellement de surface produit le jour j sur les carreaux de sol donné par $JLIGNE_{i,nk}$, c'est-à-dire les carreaux de sol qui sous l'influence de la station météorologique i sont situés à nk jours de l'exutoire. Le terme $DEB_{i,j,nk}$ est donnée par :

$$DEB_{i,j,nk} = QPRECI_{i,j} \times 8.3 \times 10^{-4} \times SUR \times \frac{JLIGNE_{i,nk}}{LACSUR_{i,nk}} \quad (A.29)$$

Ayant déterminé l'ensemble des matrices de transport, nous pouvons calculer le débit à l'exutoire. Le calcul du débit implique la convolu-

tion des fonctions de transport et de l'eau disponible pour l'écoulement. Le débit final est constitué de deux termes. Le premier représente l'apport dû aux carreaux ne se videngeant dans aucun lac, ainsi que l'apport dû à la vidange de la nappe des carreaux dont le ruissellement de surface est transféré dans des lacs. Ce terme est exprimé par:

$$\begin{aligned} \text{DEBTOT}_{j^*} = & \sum_{i=1}^n \sum_{j=j^*-j_c}^{j^*-1} \text{QPRECI}_{i,j} \times \frac{8.3 \times 10^{-4} \times \text{SUR}}{\text{DELT}} \\ & + \frac{\text{QTEVID}_{i,j}}{\text{DELT}} \times \text{KLIGNE}_{i,j^*-j} + \frac{\text{QTEVID}_{i,j}}{\text{DELT}} \times \text{JLIGNE}_{i,j^*-j} \end{aligned} \quad (\text{A.30})$$

Le second terme représente l'apport dû à la vidange des lacs:

$$\text{DEBLAC}_{j^*} = \sum_{i=1}^n \sum_{j=j^*-j_c}^{j^*-1} \frac{\text{QMOY}_{i,j,j^*-j}}{\text{DELT}} \times \text{LACSUR}_{i,j^*-j} \quad (\text{A.31})$$

n : nombre de stations météo

j_c : temps de concentration en jours

DELT : 86, 400 sec/jour

Le débit total (pi^3/sec) le jour j^* sera donné par:

$$\text{SDEBI}_{j^*} = \text{DEBTOT}_{j^*} + \text{DEBLAC}_{j^*} \quad (\text{A.32})$$

APPENDICE B

MODIFICATIONS APPORTEES AU MODELE ORIGINAL

Nous avons à l'appendice A, décrit la fonction de production et la fonction de transport du modèle original. Dans le présent appendice, nous décrivons, en les justifiant, les ajouts qui lui ont été faits. Ces ajouts ont été faits dans le but d'une meilleure représentativité des processus physiques des bassins versants. Ils sont relatifs au processus d'infiltration, au réservoir supérieur, à l'évapotranspiration réelle, aux aires de réponses rapides, à la vidange des réservoirs, à la fonction de transport et finalement à la vidange des lacs.

B.1 Infiltration

Nous avons vu au chapitre 1 que plusieurs modèles considèrent un taux limite d'infiltration et représentent sa variation par une certaine fonction. Cette considération implique que pour toute intensité de précipitation supérieure au taux limite, l'excédent est disponible en surface et ruisselle. C'est le premier mécanisme susceptible de produire du ruissellement de surface ¹. D'autre part, le ruissellement est aussi

¹ Les surfaces imperméables (surfaces pavées, etc.) produisent de façon instantanée du ruissellement; le présent modèle ne les considère pas.

produit lorsque la capacité du réservoir supérieur est atteinte; c'est le second mécanisme. La fréquence d'occurrence du ruissellement de surface associée à un mécanisme pourra varier. Les cas limites¹ sont:

- pour les sols très peu perméables soumis à des précipitations d'intensité élevée et de durée relativement longue, le premier mécanisme sera presque exclusivement responsable du ruissellement de surface.

- pour les sols très perméables soumis à des précipitations d'intensité faible et de courte durée, le second mécanisme sera presque exclusivement responsable du ruissellement de surface.

Il semblerait que pour la majorité des conditions de sols et de précipitations susceptibles d'être observées dans le nord-est américain, la réalité se situe beaucoup plus près du second cas que du premier.

Ainsi, Freeze (1972b) après avoir considéré les fréquences d'occurrence de différentes intensités de précipitations ainsi qu'un type de sol fréquemment observé dans la région de Boston, conclut que le ruisselle-

¹ Rubin (1966) a fait une étude sur l'évolution du taux d'humidité du sol soumis à différentes conditions d'intensités et de durée de précipitations. De cette étude, on peut conclure les cas limites mentionnés.

ment de surface produit par le premier mécanisme est de faible occurrence.

De plus, des observations faites sur des bassins forestiers du Vermont (Etats-Unis) confirment que le ruissellement de surface n'est pas produit par le premier mécanisme mais serait plutôt dû au second (Dunne et Black, 1970,a,b; Ragan, 1967).

Les bassins versants du Québec sont forestiers ou agricoles. Aux bassins forestiers, on peut associer sans risque d'erreur les observations mentionnées précédemment. L'accumulation de matières organiques donnant un sol très perméable est sans doute principalement responsable des observations faites. Pour le second type de bassin, i.e. agricole, la manipulation fréquente de la partie supérieure du sol lui confère une plus grande perméabilité; on peut supposer que le ruissellement de surface dû au premier mécanisme sera, ici aussi peu fréquent.

Le présent modèle se voulant, de prime abord, représentatif des régimes hydrologiques observés au Québec, il semble justifié, suite aux arguments précédents, de ne plus considérer de taux limite d'infiltration.

B.2 Réservoir supérieur

Le modèle original représente le sol par un réservoir. Ce réservoir ne possède qu'une sortie qui permet de remplir le réservoir inférieur

associé à la nappe. Le taux de vidange à la nappe est constant, i.e. indépendant du contenu du réservoir supérieur; cette représentation n'est justifiée que dans la mesure où l'on est en milieu saturé.

En milieu non saturé, le transfert de l'eau est beaucoup plus complexe et, comme mentionné au chapitre 1, sûrement non linéaire. Cependant, dans une première approximation, nous avons substitué au taux constant du modèle original, une relation linéaire fonction du niveau d'eau du réservoir supérieur. La lame vidangée à la nappe est déterminée par la relation suivante:

$$LV_{i,j} = \frac{I_{i,j}}{2} - LE_{i,j} - (h_{i,j} - h_{i-1,j}) - RS_{i,j} \quad (B.1)$$

$LV_{i,j}$: lame vidangée vers la nappe, le
jour i , pour la station météo j

$I_{i,j}$: somme des précipitations nettes
et des ETR pour les jours i et
 $i-1$ (hauteur d'eau)

$h_{i-1,j}$: lame d'eau du réservoir supérieur
à la fin du jour $i - 1$

$h_{i,j}$: lame d'eau à la fin du jour i .

$RS_{i,j}$: ruissellement de surface (lame d'eau)

$LE_{i,j}$: lame écoulée du réservoir supérieur.

La relation précédente n'a pas la forme explicite $Q = c \times h$, mais celle d'une équation de bilan. La valeur de la lame transférée est identique cependant, puisque le contenu final du réservoir supérieur i.e. $h_{i+1,j}$ est déterminé à partir de $I_{i,j}$, en considérant que le réservoir supérieur a deux vidanges, une verticale et une horizontale.

Comme mentionné en B.1, les sols de beaucoup de bassins au Québec sont caractérisés par des conductivités hydrauliques élevées, beaucoup plus élevées que celles retrouvées dans la nappe. L'écoulement latéral dans le sol (écoulement hypodermique) sera donc beaucoup plus rapide que l'écoulement latéral dans la nappe. Pour une meilleure représentativité, on doit considérer l'écoulement hypodermique et donc ajouter au réservoir supérieur une sortie latérale. A cet égard, on notera que la majorité des modèles étudiés ne considèrent que l'écoulement hypodermique.

Le débit de la sortie latérale est proportionnel au contenu du réservoir. La lame d'eau écoulée du réservoir supérieur est ainsi donnée par (voir appendice D):

$$LE_{i,j} = \frac{C_1}{[C_1 + C_2]} \times \frac{I_{i,j}}{2} \times \left[1 - \frac{SUR}{[C_1 + C_2]} \times \left(1 - e^{-\frac{[C_1 + C_2]}{SUR}} \right) \right] \quad (B.2)$$

$$+ h_{i,j} \times \frac{C_1}{[C_1 + C_2]} \times \left[1 - e^{-\frac{[C_1 + C_2]}{SUR}} \right]$$
$$h_{i,j} = \frac{SUR}{[C_1 + C_2]} \times \frac{I_{i,j}}{2} \times \left(1 - e^{-\frac{[C_1 + C_2]}{SUR}} \right) + h_{i-1,j} e^{-\frac{[C_1 + C_2]}{SUR}}$$

(B.3)

C_1 et C_2 : constantes de proportionnalité
qui déterminent l'écoulement
instantané: 1 pour le latéral;
et 2 pour la nappe (π^2).

SUR: surface d'un carreau en π^2 .

La lame vidangée à la nappe, $LV_{i,j}$ est déterminée par la relation précédente en substituant $\frac{C_2}{[C_1 + C_2]}$ à $\frac{C_1}{[C_1 + C_2]}$.

B.3 Evapotranspiration réelle

Nous avons vu à l'appendice A que dans le modèle original, l'ETR était déterminé à partir de la différence entre les précipitations et l'ETP, cette différence étant multipliée par un paramètre dont la valeur est déterminée par optimisation. On n'y considèrerait pas le contenu en eau du réservoir supérieur, ce contenu représentant la teneur en eau du sol.

Il est admis que le rapport ETR/ETP est fonction du taux d'humidité du sol, du taux d'ETP, ainsi que des caractéristiques du sol et du couvert végétal (Gray, 1972, p. 3.53).

Un grand nombre de modèles étudiés considèrent le rapport ETR/ETP comme une fonction du contenu du réservoir supérieur (section 1.2.1). Deux modèles seulement considèrent de façon explicite l'influence de la végétation sur l'ETR, en considérant la croissance du couvert végétal (Glymph et al., 1971; Knisel et al., 1969).

Gray (1972) rapporte des courbes (figure B.1) de variation de ETR/ETP fonction de la teneur en humidité du sol; les courbes varient en fonction du type de sol et du taux d'ETP. Aucune mention n'est faite de l'influence de la végétation sur la forme des courbes.

On observe que le rapport ETR/ETP est égal à 1 lorsque le sol est à la capacité au champ et tend vers une valeur limite lorsque le sol est au point de flétrissement permanent.

Nous avons décidé de modifier l'algorithme de calcul de l'ETP en utilisant une fonction représentant le mieux possible la forme des courbes de la fig. B.1. Nous avons ainsi adopté la fonction suivante:

$$\frac{ETR}{ETP} \Big|_{i+1, j} = P_1 + (1 - P_1) \times \left\{ 1 - \frac{1}{1 + e^{\frac{h_{i,j}}{P_3} - P_2} / P_4} \right\} \quad (B.4)$$

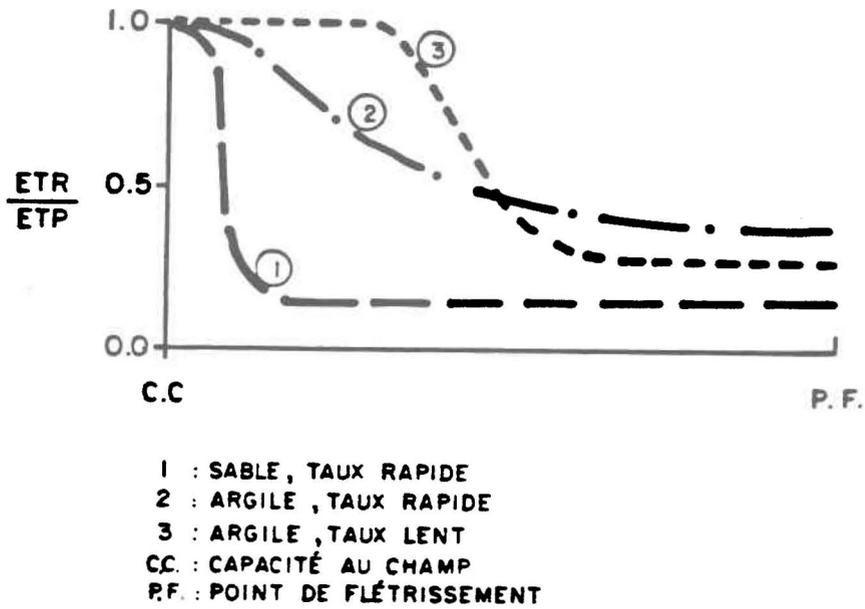


Figure B.1: Variation du rapport ETR/ETP en fonction de la teneur en eau du sol, pour différents taux d'ETP et différents sols (tiré de Gray, 1972, p. 3.54)

$\frac{ETR}{ETP} \Big|_{i+1,j}$: rapport au jour $i+1$ pour
la station j .

P_1, P_2, P_4 : paramètres déterminant la
forme de la courbe (sans
unité compris entre 0 et 1)

P_3 : capacité du réservoir supérieur
(centièmes de pouce d'eau)

Alors que les courbes rapportées par Gray sont fonction du taux d'ETP, la fonction utilisée ne considère pas le taux d'ETP. Pour tenir compte de ce dernier élément, il aurait fallu considérer $P_2 = P_2 (ETP)$, $P_4 = P_4 (ETP)$ (voir appendice C). N'ayant aucune donnée relative à la forme de ces fonctions, nous avons décidé de considérer P_2 et P_4 comme constants sur un même bassin. C'est une première approximation.

Les courbes tracées sur la figure B.1 sont définies entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent, i.e. en termes de contenu du réservoir supérieur, sur une bande située entre le point 0., et un point inférieur à la capacité du réservoir supérieur. La fonction utilisée, au lieu d'être définie sur la bande mentionnée et de considérer comme variable indépendante le contenu du réservoir supérieur, considère à la place de cette dernière la variable $h_{i,j}/P_3$, sur l'intervalle $[0., 1]$.

Etant donné la nature de la fonction utilisée, une seconde approximation est effectuée. Elle consiste en ceci:

- courbes tracées: $\frac{\text{capacité au champ}}{P_3} = 1. \rightarrow \frac{\text{ETR}}{\text{ETP}} = 1.$

- fonction utilisée: $\frac{\text{capacité au champ}}{P_3} = 1. \rightarrow .9 < \frac{\text{ETR}}{\text{ETP}} < 1.$

Les valeurs limites prises par la fonction utilisée dépendent des paramètres P_1, P_2, P_4 (voir appendice C).

L'utilisation de la fonction dans le calcul du bilan s'effectue de la façon suivante; après avoir déterminé l'ETP pour une journée donnée, on calcule le terme $\Delta = [\text{précipitations liquides} - \text{ETP}]$. Si ce terme est inférieur à 0., on utilise alors la valeur du contenu du réservoir supérieur du jour précédent pour déterminer $f\left(\frac{h}{P_3}\right) = \frac{\text{ETR}}{\text{ETP}}$. L'ETR est ensuite déterminée de la façon suivante:

$$\text{ETR} = f\left(\frac{h}{P_3}\right) \times \Delta \quad (\text{B.5})$$

L'ETR est ensuite soustrait au contenu du réservoir supérieur. Si l'ETR est supérieure au contenu du réservoir supérieur, la différence est retirée du réservoir inférieur i.e. de la nappe. La valeur $f(0)$ correspond au rapport minimum entre l'ETR et l'ETP, i.e. lorsque le réservoir supérieur est vide.

L'introduction de $f(h/P_3)$ est une modification majeure du modèle original puisqu'elle introduit la teneur en eau du sol comme facteur important dans la détermination de l'ETR.

B.4 Aires de réponse rapides¹

Nous avons précédemment cité les travaux de Dunne et Black (1970a, b), Ragan (1967) et Freeze (1972 b) pour justifier l'élimination du taux limite d'infiltration dans le modèle original. Tous ces travaux ont pour objet la réponse de bassins versants à des précipitations. Alors que les deux premiers auteurs ont fait des études de terrain, Freeze a simulé le comportement de bassins hypothétiques grâce à un modèle d'écoulement souterrain.

Leurs études sur le terrain amenèrent Dunne et Black et Ragan à conclure que pour les bassins forestiers considérés, d'une part que l'écoulement hypodermique est négligeable dans la réponse immédiate du bassin versant à des précipitations et d'autre part que le ruissellement de surface sur de petites aires est le mécanisme responsable de la réponse immédiate des bassins aux précipitations. Ce ruissellement apparaît au début ou peu après le début des précipitations, au moment où le niveau de la nappe atteint la surface du sol. Dunne et Black identifient deux sources à ce ruissellement. D'une part, le ruissellement dû aux précipi-

¹ Traduction adaptée de l'auteur pour "Partial area, Dynamic watershed source area" .

tations directes sur les aires en question et d'autre part, le ruissellement dû à l'eau qui émerge en surface lors de l'écoulement hypodermique en provenance du sol. La distribution de ces aires de réponses rapides dépend essentiellement des conditions topographiques et géologiques. On peut ainsi s'attendre à retrouver ces aires le long des cours d'eau ou encore dans des dépressions où apparaissent des cours d'eau intermittents. De plus, ces aires sont variables, leur variabilité pouvant dépendre de la topographie, de la nature du sol, du taux d'humidité précédant et des caractéristiques de la précipitation.

Freeze arrive sensiblement aux mêmes conclusions que Dunne et Black et que Ragan. Il constate que l'écoulement hypodermique a une part importante dans la réponse immédiate d'un bassin à une précipitation dans le cas où le cours d'eau est bordé par des plans adjacents ayant des valeurs de conductivité hydraulique élevées. Dans tous les autres cas, l'écoulement hypodermique est négligeable. Il constate de plus que le ruissellement de surface dû aux précipitations sur les aires adjacentes au cours d'eau est le principal mécanisme responsable de la réponse rapide des bassins considérés.

Il semble donc pertinent, au vu des conclusions des travaux cités, d'introduire dans le modèle le concept des aires de réponse rapide. À cet égard, il est intéressant de noter qu'un seul des modèles revus considère de façon explicite le concept des aires de réponses rapides (c'est le modèle EGM0, Becker, 1971, 1977, voir section 1.2.2.1). Plusieurs autres modèles bien que n'étant pas explicite, déterminent pour chaque

précipitation une fraction disponible pour le ruissellement de surface, fraction qui croît avec le taux d'humidité du sol. C'est une représentation qui, dans une certaine mesure, reproduit probablement l'effet des aires de réponse rapide.

Dans la nouvelle version du modèle, la représentation de ce concept est basée sur les prémisses suivantes:

- les aires sont situées uniformément le long des carreaux de rivières,
- les aires varient linéairement avec le contenu du réservoir supérieur,
- le transfert entre la production du ruissellement de surface et le cours d'eau est instantané,
- le ruissellement de surface sur ces aires est uniquement produit par les précipitations.

Dans le nouveau modèle, la fonction de production d'un carreau de cours d'eau est modifiée pour intégrer le concept des aires; pour tous les carreaux de ce dernier type, quel que soit le contenu du réservoir supérieur, une partie des précipitations nettes est considérée comme étant immédiatement disponible pour le transfert vers l'exutoire. Cette partie est déterminée à l'aide de la relation suivante:

$$f_{i,k} = \left[\frac{H_{i,k}}{P_3} \times P_5 + P_6 \right] \quad (\text{B.6})$$

$$H_{i,k} = \frac{1}{N_k} \sum_{j=1}^L n_{j,k} \times h_{i,j} \quad (\text{B.7})$$

$f_{i,k}$: fraction du sous-bassin¹ K qui
au jour i est une aire de
réponse rapide.

P_5, P_6 : paramètres déterminés par
optimisation (sans unité
compris entre 0 et 1).

$H_{i,k}$: hauteur d'eau moyenne du
réservoir supérieur pour
le sous-bassin k.

N_k : nombre de carreaux du sous-
bassin k.

$n_{j,k}$: nombre de carreaux du sous-
bassin k associés à la station j.

¹ Un sous-bassin est ici défini comme la région se drainant dans un lac.
Cette définition sera justifiée plus loin.

Comme on suppose que les aires sont exclusivement situées sur les carreaux de cours d'eau, la fraction applicable à ces carreaux devient donc:

$$F_{i,k} = f_{i,k} \times \frac{\text{SURSB}_k}{\text{SURCO}_k} \quad (\text{B.8})$$

$F_{i,k}$: fraction des précipitations nettes du jour i pour un carreau de cours d'eau du sous-bassin k qui est immédiatement disponible pour le transfert vers l'exutoire.

SURSB_k : nombre de carreaux du sous-bassin k

SURCO_k : nombre de carreaux de rivière du sous-bassin k .

La partie restante des précipitations nettes est par la suite soumise à la même fonction de production que celle d'un carreau de terre.

B.5 Vidange des réservoirs supérieurs et inférieurs

Le modèle original détermine pour chaque carreau la lame d'eau vidangée par la nappe et achemine cette lame d'eau à l'exutoire du bassin,

n jours plus tard, n étant le temps nécessaire pour atteindre l'exutoire à partir du carreau considéré. Dans le but d'être plus réaliste, nous avons adopté la représentation suivante: on considère les carreaux de cours d'eau à partir desquels, dans le cadre du modèle il faut le même temps pour atteindre l'exutoire. Cet ensemble de carreaux constitue un tronçon de cours d'eau¹. Considérons l'ensemble des carreaux qui se jettent dans ce tronçon de cours d'eau, ainsi que les carreaux de ce dernier. Tout apport de la nappe ou du sol à ce tronçon provient de la région associée. Nous considérons donc dans le nouveau modèle que tout apport provenant de la nappe ou du sol de la région associée, est acheminé à l'exutoire kk jours plus tard, kk étant le temps nécessaire pour atteindre l'exutoire à partir des carreaux du tronçon considéré. Le calcul de l'apport de la nappe et du sol a aussi été modifié. Le calcul de la vidange du réservoir inférieur s'effectue de la façon suivante (voir appendice D).

$$V_{i,kk,k} = S_{kk,k} \times I_{i,kk,k} \left[1 - \frac{S_{kk,k}}{C} (1 - e^{-\frac{C}{S_{kk,k}}}) \right] \times FC \quad (B.9)$$
$$+ \frac{S_{kk,k}}{C} \times V_{i-1,kk,k} \times \left[1 - e^{-\frac{C}{S_{kk,k}}} \right]$$

¹ Il peut en constituer plus d'un, si dans la représentation du bassin, on considère le cours d'eau principal et un ou des tributaires.

$$V_{i-1,kk,k} = S_{kk,k} \times I_{i,kk,k} \times [1 - e^{-\frac{C}{S_{kk,k}}}] + V_{i-2,kk,k} e^{-\frac{C}{S_{kk,k}}} \quad (B.10)$$

$$I_{i,kk,k} = \frac{1}{N_{kk,k}} \sum_{j=1}^L n_{j,kk,k} \times LV_{i,j} \quad (B.11)$$

$$S_{kk,k} = N_{kk,k} \times SUR \quad (B.12)$$

$VV_{i,kk,k}$: volume vidangé le jour i ,
de la nappe associée au
tronçon kk , du sous-bassin k .

$I_{i,kk,k}$: apport moyen à la nappe.

$N_{kk,k}$: nombre de carreaux de la région
associés au tronçon kk , du
sous-bassin k .

$S_{kk,k}$: surfacte totale associée aux
 $N_{kk,k}$ carreaux (π^2)

C : constante de proportionnalité
de vidange du réservoir inférieur

$n_{j,kk,k}$: nombre de carreaux associés à la
station météo j .

L : nombre de stations météo.

$V_{i-1,kk,k}$: vidange instantanée à la fin
du jour $i - 1$.

$$FC = 8.3 \times 10^{-4} \equiv \frac{\text{centième de pouces d'eau}}{\text{pied}}$$

L'apport du réservoir supérieur au tronçon de rivière est déterminé différemment. Nous avons vu en B.2 la relation utilisée pour déterminer la lame écoulée. La lame écoulée moyenne, c'est-à-dire celle qui s'écoule au tronçon de rivière, sera déterminée en effectuant la moyenne pondérée sur les lames provenant des réservoirs supérieurs des carreaux associés aux différentes stations:

$$LEM_{i,kk,k} = \frac{1}{N_{kk,k}} \sum_{j=1}^L n_{j,kk,k} \times LE_{i,j} \quad (B.13)$$

$LEM_{i,kk,k}$: Lame moyenne écoulée du réservoir supérieur, au tronçon de rivière kk , du sous-bassin k .

B.6 Fonction de transport

Tel que vu à l'appendice A, le modèle représente le processus de transfert d'un bassin versant de la façon suivante: Soit x carreaux

de lac caractérisés par un temps nécessaire pour atteindre l'exutoire "I" et une station météo "J"; et soit tous les carreaux de terre et de rivière caractérisés par un temps "I" et une station "J"; on considère que le ruissellement de surface de tous ces carreaux est vidangé dans les x carreaux de lacs. L'écoulement provenant de la nappe de ces carreaux est directement transféré à l'exutoire, en tenant compte bien sûr du déphasage i.e. du temps nécessaire pour atteindre l'exutoire. Les lames d'eau provenant des carreaux n'ayant pas d'indices (I, J) communs à des carreaux de lacs sont acheminées à l'exutoire sans être modulées par aucun lac. Cette représentation est inexacte en regard du processus réel et en cela de deux façons. Dans un premier temps elle fait abstraction des régions qui sont effectivement drainées par les lacs considérés. Ainsi, les apports provenant de carreaux situés à K jours de l'exutoire, en amont d'un lac situé à J jours de l'exutoire, ne seront pas, dans le modèle original, modulés par ce dernier alors qu'ils le sont effectivement en réalité.

Dans un second temps, seul le ruissellement de surface est modulé dans le modèle, alors qu'en réalité tous les apports le sont.

Il est certain que les lacs ont un rôle déterminant dans la réponse d'un bassin versant à un événement météorologique. Afin de mieux représenter le processus réel de transfert, la fonction de transport a été développée de façon à être plus représentative du processus réel. Ainsi,

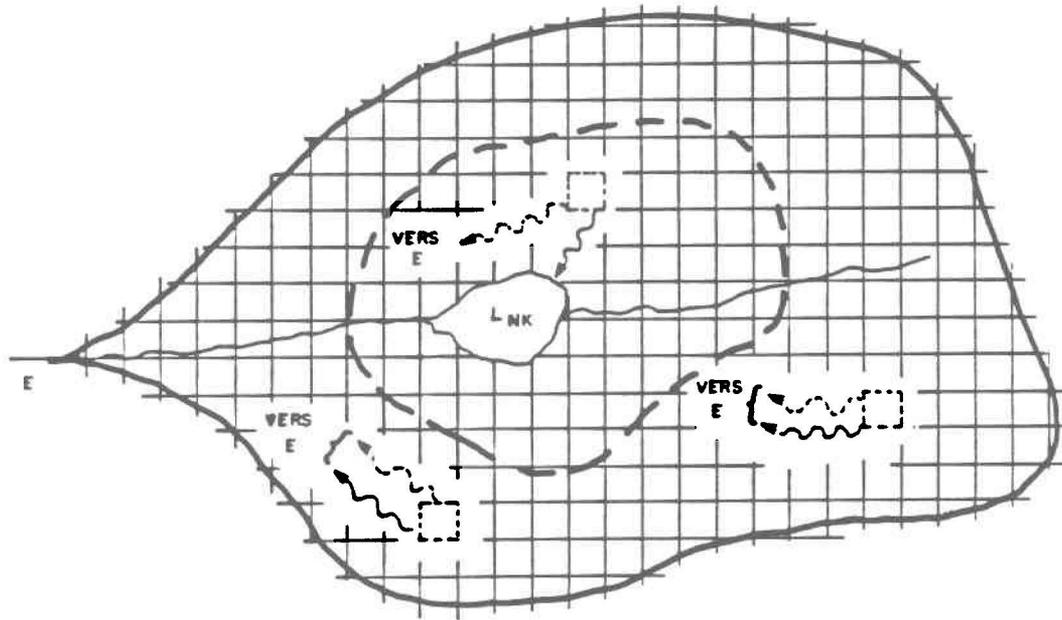
dans la nouvelle version du modèle, on associe à chaque lac important¹ un sous-bassin, tous les apports provenant d'un sous-bassin étant modulés par le lac. De plus, comme la fonction de production a été modifiée (section B.4) de façon à considérer les aires des réponses rapides sur les carreaux de cours d'eau, on détermine pour chaque sous-bassin deux matrices de transport. La première considère les carreaux de sol, alors que la seconde ne considère que les carreaux de rivière. Ces matrices sont déterminées de la même façon que l'était la matrice de transport dans le cadre du modèle original.

Elles se présentent sous la forme suivante:

SORLAC (I, J, K), RLIGNE (I, J, K)

La matrice SORLAC considère les carreaux de sol, alors que la matrice RLIGNE considère les carreaux de cours d'eau. Les indices I, J, K font respectivement référence au numéro du sous-bassin, à la station météo, et au temps nécessaire pour atteindre l'exutoire du sous-bassin (et non l'exutoire du bassin). L'indice I indique l'ordre de compilation du sous-bassin puisqu'on se doit de compiler les apports des sous-bassins amont avant les apports des sous-bassins aval. Les figures B.2 et B.3 montrent la conceptualisation du modèle original et du modèle modifié.

¹ L'importance du lac est déterminée subjectivement, en comparant la dimension du lac et du sous-bassin associée.



LÉGENDE :

E : EXUTOIRE DU LAC

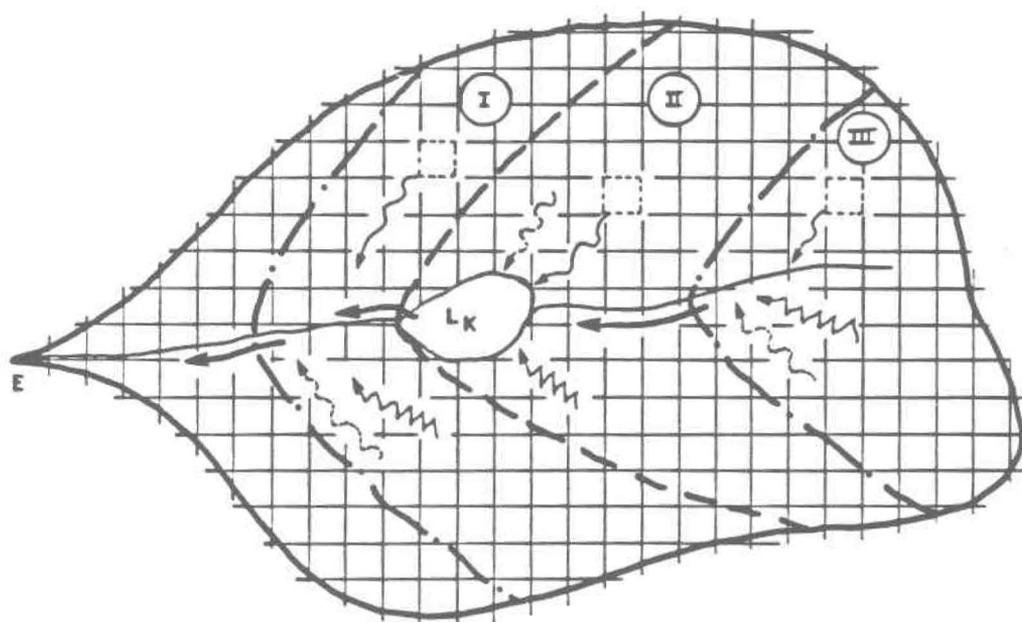
LNK : LAC SITUÉ À NK JOURS DE L'EXUTOIRE

— — — : CONTOUR DE LA REGION INCLUANT TOUS LES CARREUX SITUÉS
À NK JOURS DE L'EXUTOIRE

~~~~~ : RUISSELLEMENT DE SURFACE

- - - -> : VIDANGE DE LA NAPPE

Figure B.2: Fonction de transport du modèle original



LÉGENDE :

- | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| E = EXUTOIRE DU LAC |  = RUISSELLEMENT DE SURFACE |
| L_k = LAC SITUÉ À k JOURS DE L'EXUTOIRE |  = VIDANGE DE LA NAPPE PROVENANT D'UNE RÉGION ET CALCULÉE À PARTIR D'UN APPORT MOYEN |
|  = CONTOUR DÉLIMITANT LE SOUS-BASSIN ASSOCIÉ AU LAC L_k |  = VIDANGE DU RÉSERVOIR SUPÉRIEUR PROVENANT D'UNE RÉGION ET CALCULÉE À PARTIR DE LA VIDANGE MOYENNE |
|  = CONTOUR DÉLIMITANT UNE RÉGION (I , II , III) DONT TOUT ÉCOULEMENT PRODUIT SE JETTE DANS LE TRONÇON (D'UNE LONGUEUR D'UN JOUR) DE COURS D'EAU ASSOCIÉ | |
|  = REPRÉSENTE LA LAME SORTANT D'UNE RÉGION : EST ÉGALE À [LA SOMME POUR UNE RÉGION DU RUISSELLEMENT DE SURFACE SUR TOUS LES CARREAUX ET DES LAMES VIDANGÉES DE LA NAPPE ET DU RÉSERVOIR SUPÉRIEUR] PLUS LA LAME SORTANT DE LA RÉGION AMONT. DANS LE CAS D'UN LAC , LA LAME SORTANTE EST LA LAME VIDANGÉE PAR LE LAC , CALCULÉE À PARTIR DES APPORTS DE LA RÉGION IMMÉDIATE ET DE LA LAME SORTANTE DE LA RÉGION AMONT . | |

Figure B.3: Fonction de transport du modèle actuel

B.7 Vidange des lacs

Le laminage naturel d'une crue par un lac se caractérise par une diminution du débit de pointe ainsi qu'un étalement dans le temps du volume de la crue. Le laminage est fonction des caractéristiques du lac (superficie, forme de l'exutoire, niveau d'eau du lac) comme de la crue (forme). Ne voulant considérer que les caractéristiques du lac, Goulet (1976) a étudié le processus de vidange pure d'un lac, i.e. lorsqu'il n'y a aucun apport au lac. Utilisant les données de lacs situés au Québec, il a déterminé le temps de demi-vidange [i.e. $t(Q_0 + \frac{Q_0}{2})$] associé à chaque lac, pour un débit initial (Q_0) ayant une probabilité au dépassement de .01, et pour une superficie unitaire de lac. Connaissant le temps de demi-vidange et la superficie du bassin versant de chaque lac, il a déterminé une relation entre les deux variables (voir appendice E).

La première modification faite au modèle original est basée sur la relation mentionnée ci-dessus et consiste à attribuer à chaque lac un coefficient de vidange différent, donné par la relation:

$$C_k = \frac{.6931 \times [SURSB_k \times 9.76]^{P_8}}{10^{P_7} \times 9.76} \quad (B.14)$$

C_k : coefficient de vidange du lac

du sous-bassin k.

P_7, P_8 : coefficients déterminés par
optimisation.

$SURSB_k$: nombre de carreaux du sous-
du sous-bassin k

Cette modification est importante dans la mesure où pour un bassin où il y a plus d'un lac¹, le coefficient de vidange est plus représentatif du processus de chaque lac; ce qui n'était pas le cas du modèle original, puisque tous les lacs d'un même bassin s'y voyaient attribuer le même coefficient de vidange, déterminé par optimisation.

Bien que la détermination de C_k soit plus réaliste, elle suppose que C_k est constant dans le temps. Nous avons conservé, dans la nouvelle version de modèle, cette approximation, tout en sachant qu'elle n'est pas vérifiée pour la majorité des lacs considérés dans l'étude de Goulet.

Si on considère la relation $Q = kh^b$ déterminée à la section de contrôle d'un lac, l'auteur précédent détermine pour les lacs étudiés, $1.05 < b < 3.54$ avec une valeur moyenne de 2.13. En raison de la non linéarité de

¹ Dans le cas d'un seul lac, la détermination de $C_k = 1$ par la relation ci-dessus ou par optimisation simple, devrait mener à la même valeur.

cette relation C_k dépend du débit¹, d'où l'utilisation par Goulet d'un débit Q_0 dont la probabilité au dépassement est égale à .01. Dans son étude, il détermine des valeurs pour P_7 et P_8 . Comme elles sont cependant déterminées pour un débit initial donné, nous avons décidé dans la nouvelle version du modèle d'optimiser P_7 et P_8 de façon à considérer l'effet de toutes les valeurs de débits.

Une seconde modification a été apportée au modèle original. Ce dernier, bien que considérant les lacs comme des réservoirs linéaires, utilise pour déterminer le débit sortant d'un lac, une relation qui considère de façon particulière les apports au lac. La nouvelle version du modèle utilise pour déterminer le volume vidangé d'un lac, les mêmes relations que celles utilisées pour déterminer la vidange de la nappe, i.e.:

$$OPUT_{i,k} = SI_{i,k} \times \left(1 - \frac{SL_k}{C_k} \times \left(1 - e^{-\frac{C_k}{SL_k}} \right) \right) \quad (B.15)$$

¹ Des modèles revus, deux sont explicites quant à la vidange des lacs. Le modèle SSARR considère la constante de vidange fonction du débit initial, alors que le modèle CEQUEAU considère les lacs comme des réservoirs linéaires, la constante de vidange étant une fonction non linéaire de la superficie située en amont du lac ainsi que de la superficie d'eau du lac.

$$+ \frac{SL_k}{C_k} \times QL_{i-1, k} \times (1 - e^{-\frac{C_k}{SL_k}})$$

$$QL_{i-1, k} = SI_{i-1, k} \times (1 - e^{-\frac{C_k}{SL_k}}) \quad (B.16)$$

$$+ QL_{i-2, k} e^{-\frac{C_k}{SL_k}}$$

$OPUT_{i, k}$: volume vidangé le jour i , du lac k

$SI_{i, k}$: somme des apports au lac, provenant de trois sources différentes; apports nets (précipitation ETP), sur le lac, apports du sous-bassin k , apports des lacs tributaires du lac k .

SL_k : nombre de carreaux du lac k

$QL_{i-1, k}$: vidange instantanée du lac k , à la fin du jour $i-1$.

APPENDICE C

ÉTUDE DES CARACTÉRISTIQUES DE LA FONCTION
UTILISÉE POUR REPRÉSENTER LE RAPPORT ETR/ETP

Considérons la fonction suivante:

$$f(y) = \alpha + (1 - \alpha) * \left\{ 1 - \frac{1}{e^{\frac{[y/\beta - \gamma]/\theta}{+ 1}}} \right\} \quad (C.1)$$

ou α , γ et θ sont compris entre 0 et 1;
et y compris entre 0. et β .

On observe que si:

$$y/\beta \gg \gamma \gg \theta \quad \text{alors} \quad f(y) \approx 1$$

En effet, dans de telles conditions,

$$e^{\frac{[y/\beta - \gamma]}{\theta}} \approx e^{[y/\beta]/\theta} \gg 1 \quad (C.2)$$

Ainsi,

$$f(y) \approx \alpha + (1 - \alpha) * \left\{ 1 - \frac{1}{e^{[y/\beta]/\theta}} \right\} \quad (C.3)$$

$$f(y) \approx \alpha + (1 - \alpha) * 1 \quad (C.4)$$

$$f(y) \approx 1 \quad (C.5)$$

D'autre part, pour $y/\beta \ll \gamma \gg \theta$ nous avons que:

$$f(y) \approx \alpha + (1 - \alpha) * \left(1 - \frac{1}{e^{-\gamma/\theta} + 1} \right) \quad (C.6)$$

$$\approx \alpha + (1 - \alpha) * \{1 - 1\} \quad (C.7)$$

$$\approx \alpha \quad (C.8)$$

Le paramètre α représente donc la valeur inférieure vers laquelle tend $f(y)$, lorsque la variable y prend sa valeur minimum, i.e. 0.

Considérons $\frac{df(x)}{dx}$ et $\frac{d^2f(x)}{dx^2}$ avec $x = \frac{y}{\beta}$

$$\frac{df(x)}{dx} = \frac{[1 - \alpha]}{[e^{[x - \gamma]/\theta} + 1]^2} * e^{[x - \gamma]/\theta} * \frac{1}{\theta} \quad (C.9)$$

$$\frac{d^2f(x)}{dx^2} = \frac{df'(x)}{dx} = \frac{[1 - \alpha]}{\theta^2} \frac{e^{[x - \gamma]/\theta}}{[e^{[x - \gamma]/\theta} + 1]^2} \left\{ 1 - \frac{2 e^{[x - \gamma]/\theta}}{[e^{[x - \gamma]/\theta} + 1]} \right\} \quad (C.10)$$

On observe que $\frac{d^2f(x)}{dx^2} = 0$ pour $1 - 2 \frac{e^{[x - \gamma]/\theta}}{[e^{[x - \gamma]/\theta} + 1]} = 0$

c'est-à-dire $e^{[x-\gamma]/\theta} = 1$, $x = \gamma$

Le zéro de $\frac{d^2f(x)}{dx^2}$ déterminant le point d'inflexion de la courbe, on observe que le point d'inflexion est obtenu pour $x = \gamma$. Lorsque la valeur de γ croît le point d'inflexion de la courbe se déplace vers la droite.

Considérons $\frac{df(x)}{dx}$ au point d'inflexion:

$$\left. \frac{df(x)}{dx} \right|_{x = \gamma} = \frac{1 - \alpha}{4\theta} \quad (C.11)$$

Le paramètre α égal à la limite inférieure de $f(x)$, intervient aussi dans le calcul de la pente de la courbe. Les paramètres θ et α se combinent donc pour déterminer la pente de $f(x)$, et plus particulièrement au point d'inflexion sous la forme précédente. Lorsque θ croît, la pente au point d'inflexion décroît déterminant donc une transition plus rapide d'une région à l'autre de la courbe.

Comme dans le cadre du modèle, la variable x est associée au rapport du contenu du réservoir supérieur à la capacité du réservoir supérieur $x \in [0., 1.]$; nous avons que $f(x)$ évalué en $x = 1$ tend vers 1 en fonction de la valeur des autres paramètres sans l'atteindre. Le tableau C.1 indique les valeurs prises par $f(x)$ en fonction de différentes

valeurs des paramètres γ , θ , α ; les figures C.1, C.2, C.3 et C.4 montrent les courbes associées aux combinaisons de paramètres 1 à 8.

Si on observe les courbes rapportées par Gray (figure C.1), on note une modification de la forme de la courbe pour une variation du taux d'ETP. Dans ce cas particulier, on observe un aplatissement de la courbe, avec une augmentation du taux d'ETP. Pour reproduire cette variation, il faudrait substituer aux valeurs constantes des paramètres α , θ , γ des fonctions tels que:

$$\alpha = \alpha (\text{ETP}), \text{ tel que } \alpha \text{ croît quand ETP croît} \quad (\text{C.12})$$

$$\gamma = \gamma (\text{ETP}), \text{ tel que } \gamma \text{ croît quand ETP croît}$$

$$\theta = \theta (\text{ETP}), \text{ tel que } \theta \text{ croît quand ETP croît}$$

Dans ce dernier cas, θ doit augmenter suffisamment pour que $\frac{1 - \alpha}{4\theta}$ décroisse malgré l'augmentation de α .

| No. | Paramètre | | | variable x | | | | | | | | | | |
|-----|-----------|----------|----------|------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | α | θ | γ | .0 | .1 | .2 | .3 | .4 | .5 | .6 | .7 | .8 | .9 | 1.0 |
| 1 | .1 | .25 | .5 | .207 | .251 | .308 | .379 | .461 | .550 | .639 | .721 | .792 | .849 | .893 |
| 2 | .1 | .25 | .3 | .308 | .379 | .461 | .550 | .639 | .721 | .792 | .849 | .893 | .925 | .948 |
| 3 | .1 | .1 | .5 | .106 | .116 | .143 | .207 | .342 | .550 | .758 | .893 | .957 | .984 | .994 |
| 4 | .1 | .1 | .3 | .143 | .207 | .342 | .550 | .758 | .893 | .957 | .984 | .994 | .998 | .999 |
| 5 | .25 | .25 | .5 | .339 | .376 | .424 | .483 | .551 | .625 | .699 | .767 | .826 | .874 | .911 |
| 6 | .25 | .25 | .3 | .424 | .483 | .551 | .625 | .699 | .767 | .826 | .874 | .911 | .938 | .957 |
| 7 | .25 | .1 | .5 | .255 | .263 | .285 | .340 | .452 | .625 | .798 | .911 | .946 | .987 | .995 |
| 8 | .25 | .1 | .3 | .285 | .340 | .452 | .625 | .748 | .911 | .964 | .987 | .995 | .998 | .999 |

Tableau C.1 : Valeurs numériques de la fonction ETR/ETP

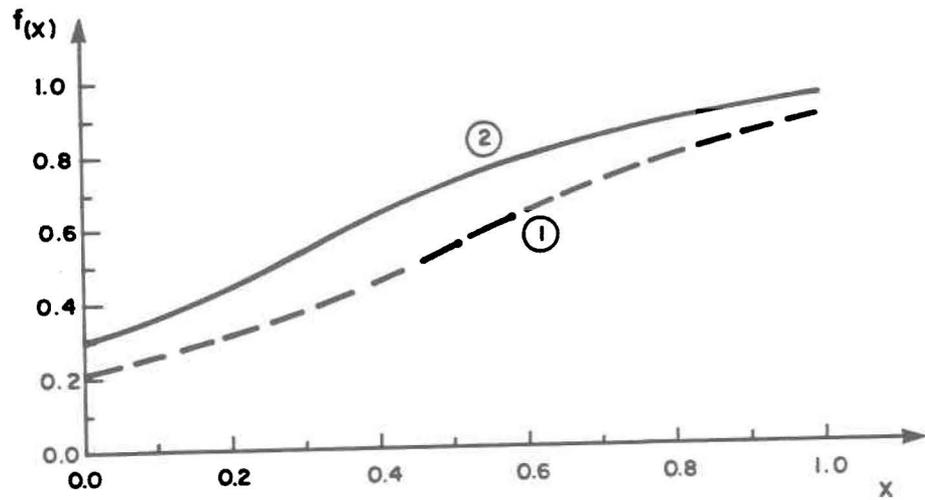


Figure C.1 : Courbes 1 et 2 de la fonction ETR/ETP

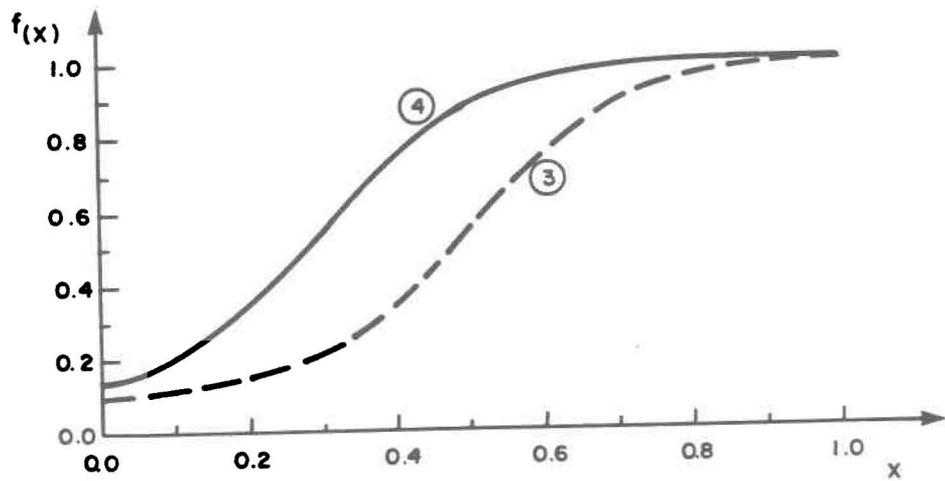


Figure C.2 : Courbes 3 et 4 de la fonction ETR/ETP

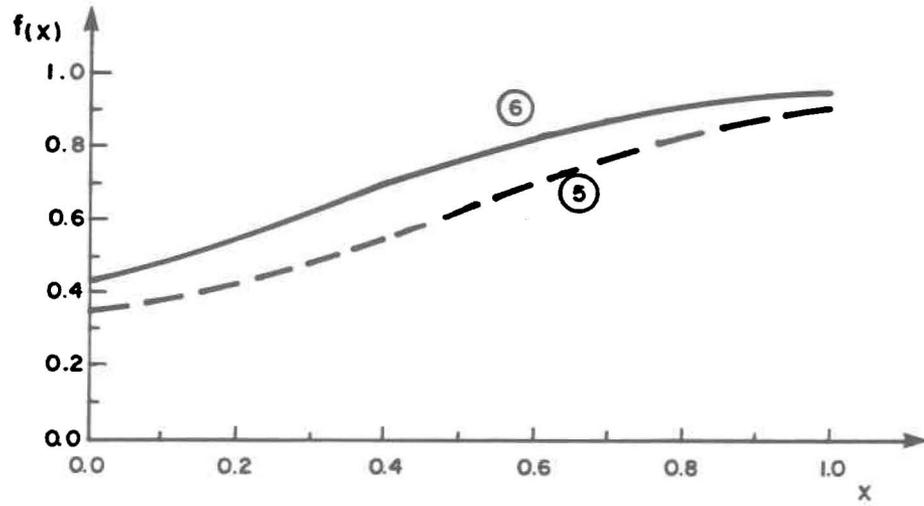


Figure C.3 : Courbes 5 et 6 de la fonction ETR/ETP

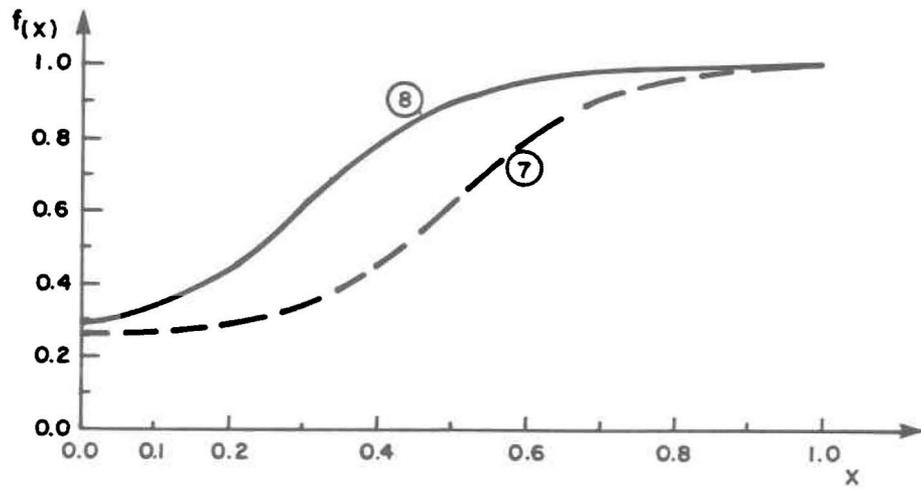


Figure C.4 : Courbes 7 et 8 de la fonction ETR/ETP

APPENDICE D

DÉMONSTRATION DES ÉQUATIONS DE VIDANGE LINÉAIRE

Considérons un réservoir. L'équation différentielle qui régit la variation de volume est:

$$S \frac{dh}{dt} = - Q + A \quad (D.1)$$

S : surface du réservoir

h : hauteur d'eau dans le réservoir

Q : terme de vidange du réservoir, volume
sec⁻¹

A : terme d'apport au réservoir, volume
sec⁻¹

On peut exprimer A par I x S. On suppose I constant. Pour un réservoir linéaire, Q = c x h. On a ainsi:

$$\frac{dh}{dt} = - \frac{c}{S} h + I \quad (D.2)$$

On détermine h en intégrant:

$$\int_{h_0}^h \frac{dh}{I - \frac{c}{S} h} = \int_{t_0}^t dt \quad (D.3)$$

$$\frac{S}{c} \ln \frac{[I - \frac{c}{S} h]}{[I - \frac{c}{S} h_0]} = [t - t_0] \quad (D.4)$$

$$I - \frac{c}{S} h = [I - \frac{c}{S} h_0] e^{-\frac{c}{S} (t - t_0)} \quad (D.5)$$

$$h = \frac{S}{c} I (1 - e^{-\frac{c}{S} (t - t_0)}) + h_0 e^{-\frac{c}{S} (t - t_0)} \quad (D.6)$$

Nous avons ainsi une relation explicite pour h, la hauteur d'eau dans le réservoir. Ainsi en tout temps, la vidange instantanée Q sera donnée par:

$$Q = c \times h \quad (D.7)$$

$$Q = SI (1 - e^{-\frac{c}{S} (t - t_0)}) + c h_0 e^{-\frac{c}{S} (t - t_0)} \quad (D.8)$$

Pour déterminer le volume vidangé sur un intervalle de temps donné, on intègre sur l'intervalle considéré. Si on pose $t_0 = 0$, et que l'on intègre sur un intervalle de temps unitaire, on obtient:

$$\int_0^1 Q dt = \int_0^1 [SI (1 - e^{-\frac{c}{S} t}) + c h_0 e^{-\frac{c}{S} t}] dt \quad (D.9)$$

$$= SI [\int_0^1 dt - \int_0^1 e^{-\frac{c}{S} t} dt] + c h_0 \int_0^1 e^{-\frac{c}{S} t} dt \quad (D.10)$$

$$= SI \left[1 - \left(\frac{-S}{c} \right) \left(e^{-\frac{c}{S}} - 1 \right) \right] + c h_0 \left(\frac{-S}{c} \right) \left[e^{-\frac{c}{S}} - 1 \right] \quad (D.11)$$

$$[\text{volume vidangé}] = SI \left[1 - \frac{S}{c} (1 - e^{-\frac{c}{S}}) \right] + S h_0 [1 - e^{-\frac{c}{S}}] \quad (D.12)$$

La relation précédente donne le volume vidangé sur un intervalle de temps unitaire, en fonction de la hauteur d'eau au début de l'intervalle considéré, i.e. h_0 . Dans le calcul de vidange d'un réservoir, la relation (D.6) est utilisée pour déterminer la hauteur d'eau h à la fin d'un intervalle de temps donné. h_0 au début de l'intervalle de temps suivant est égal à cette valeur.

Considérons particulièrement les relations précédentes en regard de la vidange du réservoir supérieur.

Le réservoir supérieur comporte deux sorties. Comme chacune de ces sorties est supposée linéaire, la constante c de (D.2) est telle que:

$$c = c_1 + c_2$$

Ainsi, les quantités déterminées par les relations (D.2), (D.6), (D.8), (D.12) sont associées à l'effet conjoint des deux sorties. Dans le modèle, on détermine non pas le volume vidangé, mais les lames écoulées et vidangées par carreau. Considérant la relation (D.12), nous avons ainsi:

[LAME TOTALE SORTIE]

$$\begin{aligned} &= \frac{\bar{I}}{2} \left[1 - \frac{\text{SUR}}{[c_1 - c_2]} \times \left(1 - e^{-\frac{[c_1 + c_2]}{\text{SUR}}} \right) \right] \\ &+ h_0 \times \left[1 - e^{-\frac{[c_1 + c_2]}{\text{SUR}}} \right] \end{aligned} \quad (\text{D.13})$$

c_1 : constante de proportionnalité qui détermine la quantité d'eau transférée du réservoir supérieur au réservoir inférieur.

c_2 : constante de proportionnalité qui détermine la quantité d'eau écoulée i.e. transférée latéralement.

\bar{I} : apport net au réservoir supérieur i.e. somme des précipitations nettes et de l'ETR sur les jours i et $i - 1$ (lame d'eau).

SUR : surface d'un carreau en pi^2 .

h_0 : lame d'eau contenue dans le réservoir supérieur au début du jour

considéré (i.e. à la fin du jour précédent).

La lame écoulee latéralement sera donnée par:

$$[\text{lame écoulee}] = \frac{c_1}{[c_1 + c_2]} \times [\text{LAME TOTALE SORTIE}] \quad (\text{D.14})$$

alors que la lame vidangée au réservoir inférieur sera donnée par:

$$[\text{lame vidangée}] = \frac{c_1}{[c_1 + c_2]} \times [\text{LAME TOTALE SORTIE}] \quad (\text{D.15})$$

de sorte que:

$$[\text{LAME TOTALE SORTIE}] = [\text{LAME VIDANGEE}] + [\text{LAME ECOULEE}]$$

APPENDICE E

DÉMONSTRATION DE L'ÉQUATION DE VIDANGE DES LACS

Considérons le processus de vidange d'un réservoir non linéaire dont les apports sont nuls et dont la surface est constante. L'équation différentielle régissant la variation du niveau du réservoir prend la forme suivante:

$$S \frac{dh}{dt} = -c \times h^b \quad (\text{E.1})$$

En intégrant, on obtient:

$$dt = -S \frac{dh}{c \times h^b} \quad (\text{E.2})$$

$$t = + \frac{S}{c} \frac{1}{b-1} \frac{1}{h^{b-1}} + \text{constante} \quad (\text{E.3})$$

Si on considère le temps $t_0 = 0$, on a $h = h_0$. alors:

$$\text{la constante} = - \frac{S}{c} \frac{1}{(b-1) h_0^{b-1}} \quad (\text{E.4})$$

On a ainsi une relation donnant le temps pris pour passer de h_0 à h .

$$t = \frac{S}{c} \frac{1}{(b-1)} \left[\frac{1}{h^{b-1}} - \frac{1}{h_0^{b-1}} \right] \quad (\text{E.5})$$

Considérant $Q = c h^b$

$$t = \frac{S}{(b-1)} \left[\frac{h}{Q} - \frac{h_0}{Q_0} \right] \quad (\text{E.6})$$

Déterminons t tel que $Q = \frac{Q_0}{2}$

$$t_{Q_0 \rightarrow \frac{Q_0}{2}} = \frac{S}{(b-1)} \left[\frac{2h_{Q_0/2}}{Q_0} - \frac{h_0}{Q_0} \right] = \frac{S}{(b-1)Q_0} [2h_{Q_0/2} - h_0] \quad (\text{E.7})$$

Si on considère le cas d'un réservoir linéaire sans apport, avec une surface constante (voir appendice D), on a :

$$Q = Q_0 e^{-\frac{ct}{S}} \quad (\text{E.8})$$

$$\frac{Q_0}{2} = Q_0 e^{-\frac{c}{S} t} \quad Q_0 \rightarrow \frac{Q_0}{2} \quad (\text{E.9})$$

$$\frac{c}{S} t \quad Q_0 \rightarrow \frac{Q_0}{2} = \ln 2 \quad (\text{E.10})$$

$$t_{Q_0 \rightarrow \frac{Q_0}{2}} = S \frac{\ln 2}{c} \quad (\text{E.11})$$

Pour un réservoir linéaire, le temps pris pour passer d'un débit à la moitié de ce débit est constant, alors que pour un réservoir non linéaire, il est fonction du débit initial et de la hauteur d'eau associée à ce débit. Utilisant les données de 14 lacs situés au Québec, Goulet (1976) détermine les paramètres c et b pour chacun de ces lacs. Voulant déterminer les temps de vidange caractéristiques de chacun de ces lacs, il utilise un Q_0 , différent pour chaque lac, ayant une probabilité au dépassement de .01. Soit l'équation de $t_{Q_0 \rightarrow Q_0/2}$

$$t_{Q_0 \rightarrow Q_0/2} = \frac{S}{(b-1)Q_0} [2 h_{Q_0/2} - h_0] \quad (E.12)$$

Goulet suppose dans un premier temps que l'effet du lac se limite au facteur multiplicatif S . Dans un second temps, il suppose que le débit d'une occurrence donnée est fonction de la superficie du bassin versant et du régime hydrologique général, de même que les paramètres c et b sont dépendants de l'amplitude des débits.

Tous les termes, à l'exception de S , sont dépendants dans une certaine mesure du bassin versant, donc de sa superficie. Goulet se base là-dessus pour établir une relation entre $t_{Q_0 \rightarrow Q_0/2}$ et la superficie du bassin tributaire du lac. Il détermine $t_{Q_0 \rightarrow Q_0/2}$ à partir de la relation précédente, pour une valeur de $S = 1$. Utilisant ces valeurs de $t_{Q_0 \rightarrow Q_0/2}$ et les superficies des bassins versants associés, il détermine par régression la relation non linéaire suivante:

$$SB = 15.74 T^{-0.73} \quad (E.13)$$

SB : Surface du bassin versant (mi²)

T : Temps de demi décharge (jours)

Si on inverse la relation (E.13), on obtient:

$$\log_{10} SB = \log_{10} 15.74 - 0.73 \log_{10} T \quad (E.14)$$

$$\log_{10} T = 1.639 - 1.369 \log_{10} SB \quad (E.15)$$

$$T = 10^{1.639} SB^{-1.369} \quad (E.16)$$

Pour un lac de superficie S , la superficie étant un facteur multiplicatif, on a:

$$T = 10^{1.639} SB^{-1.369} S \quad (E.17)$$

Les unités utilisées dans cette relation étant des milles carrés, pour déterminer SB et S en termes de nombre de carreaux (25 km²) on utilise un facteur multiplicatif de 9.76. Comme les facteurs 1.639 et -1.369 sont associés à la régression considérant des débits initiaux de fréquence de récurrence de .01 et que les débits considérés lors de simulation peuvent couvrir toute la plage des débits caractérisants les

lacs considérés, nous avons décidé de substituer à ces deux facteurs, des paramètres d'optimisation. On a ainsi:

$$T = \frac{10^{P_7} \times [S \times 9.76]}{[SB \times 9.76]^{P_8}} \quad (E.18)$$

SB et S sont ici exprimés en nb. de carreaux. Si on considère la vidange d'un réservoir linéaire sans apport, on a:

$$t_{Q_0 \rightarrow Q_{0/2}} = T = \frac{[S \times 9.76]}{c} \ln 2 \quad (E.19)$$

$$c = \frac{[S \times 9.76] \times \ln 2 \times [SB \times 9.76]^{P_8}}{10^{P_7} \times [S \times 9.76]} \quad (E.20)$$

$$c = \frac{.6931 \times [SB \times 9.76]^{P_8}}{10^{P_7}} \quad (E.21)$$

Ainsi la vidange d'un réservoir linéaire pour des apports nuls, dans le cadre des approximations considérées s'exprime par:

$$Q(t) = Q_0 e^{-\left\{ \frac{.6931 [SB \times 9.76]^{P_8}}{10^{P_7} \times S \times 9.76} \right\} t} \quad (E.22)$$