

Un modèle mathématique pour crues de fonte de neige et son application au Québec

G. GIRARD

Directeur de recherches de l'O.R.S.T.O.M.

Sommaire

INTRODUCTION

1. — ASPECT PHYSIQUE DU PROBLEME

1.1. *Accumulation et évolution du stock de neige*

1.1.1. Evaluation ponctuelle du stock

1.1.2. Evolution du stock de neige

1.1.3. Distribution spatiale de l'équivalent en eau du stock de neige

1.1.4. L'évolution du stock de neige sur chaque polygone de Thiessen

1.2. *Fonte du stock de neige*

1.2.1. Comportement du stock de neige en cas de pluie

1.2.1.1. Pluie survenant à la suite d'une période à basse température

1.2.1.2. Pluie survenant au cours d'une période chaude ou relativement douce

1.2.1.3. Variation de la densité de la neige

1.2.1.4. Influence de l'albédo de la neige

1.2.2. Calcul de la fonte à partir du bilan de rayonnement

1.2.3. Variation du taux et du seuil de fonte pour les zones à découvert ou semi-découvertes

1.2.4. Représentativité de la station climatologique du point de vue température

1.2.5. Représentation de la répartition spatiale de l'équivalent en eau du stock de neige et de la variation de la température sur un polygone de Thiessen

1.2.6. Equation générale de la fonte

- 1.3. *Devenir des eaux de pluie sur un sol nu*
- 1.4. *Transport des eaux à l'exutoire du bassin*
 - 1.4.1. Modèle avec infiltration
 - 1.4.2. Modèle avec coefficient de ruissellement
 - 1.4.3. Etalement des eaux de ruissellement
 - 1.4.4. Etalement des eaux d'infiltration
 - 1.4.5. Transport des eaux de ruissellement de la zone de production à l'exutoire
 - 1.4.6. Variation du ruissellement en fonction de la réduction du couvert neigeux

2. — PROGRAMMATION

2.1. *Programme de fonte de neige en APL*

- 2.1.1. Introduction des données
 - 2.1.1.1. Données climatologiques
 - 2.1.1.2. Données du bassin
 - 2.1.1.3. Données complémentaires du modèle
- 2.1.2. Déroulement du programme
 - 2.1.2.1. Programme FOND
 - 2.1.2.2. Programme ONDE
 - 2.1.2.3. Programme GRAP

2.2. *Programme de fonte de neige en Fortran*

- 2.2.1. Introduction des données
- 2.2.2. Déroulement du programme
- 2.2.3. Optimisation et sortie

3. — LES ESSAIS ET LES RESULTATS

3.1. *Les essais*

3.2. *Les résultats*

ANNEXES. — Liste APL

Liste FORTRAN

Graphique de fonte de neige

Introduction

Le modèle mathématique pour crues de fonte de neige, que nous présentons dans ce rapport, n'est qu'une étape dans la recherche d'un produit qui, sans être considéré comme fini, est jugé actuellement satisfaisant pour reproduire les débits journaliers de crue d'un bassin versant de superficie supérieure à 5 000 km² (2 000 mi. ca.); que cette crue soit engendrée par une fonte partielle ou totale du stock de neige, par la fonte d'une nouvelle chute de neige ou par une fonte associée à des précipitations liquides.

MM. M. SLIVITZKY et M. ROCHE publiaient, en novembre 1966, un premier modèle mathématique pour crue de fonte de neige basé sur une méthode de calcul matriciel, d'utilisation très souple en calcul automatique.

Les différentes opérations matricielles qui y furent développées de façon détaillée ont été reprises et utilisées dans ce présent modèle qui conserve intégralement le même schéma de principe de calcul. Cependant, il en diffère par une plus grande souplesse de fonctionnement et par des développements et des modifications profondes des influences des facteurs physiques lors de la genèse des crues.

1. Aspect physique du problème

La génération des crues de fonte de neige comporte trois phases principales:

- L'accumulation et l'évolution du stock de neige dans le temps sur le bassin.
- La fonte totale ou partielle de ce stock transformant la neige en eau disponible pour l'infiltration et le ruissellement.
- L'acheminement de l'eau d'infiltration et de ruissellement du lieu de stockage vers l'exutoire.

Des études très poussées ont été faites sur les différents facteurs qui régissent l'évolution et la fonte du stock de neige, mais leur interprétation complète demande la mesure d'une quantité de facteurs climatologiques rarement disponibles en pratique et dont l'introduction n'apporte guère d'amélioration par rapport aux résultats obtenus à partir de données plus accessibles (comparaison des méthodes des degrés-jours, des équations généralisées de fonte, des régressions multiples par MM. W. PYSKLYNEC, K. DAVAR et I. BRAY).

Nous avons essayé d'obtenir une reproduction satisfaisante des crues de fonte de neige de début et de fin d'hiver à partir des seuls facteurs suivants:

- Températures maximales journalières au plus grand nombre possible de postes;
- Précipitations neigeuses et liquides à ces postes auxquels il faut ajouter, bien entendu, les caractéristiques physiques toujours mesurables du bassin et les lois générales d'hydrométéorologie.

1.1. Accumulation et évolution du stock de neige

1.1.1. EVALUATION PONCTUELLE DU STOCK

Un des points choisis pour la mesure de la neige est matérialisé par un poste d'observation, en activité si possible depuis longtemps, où la hauteur de neige tombée journalièrement est mesurée au moyen d'une table à neige. L'équivalent en eau est pris égal au 1/10^e de cette hauteur. En fait, la densité de la neige fraîche

varie généralement de 0,03 à 0,2 et même 0,6 selon la température à la base du nuage et la vitesse du vent au moment de cette chute. Une tentative pour relier la densité de la neige fraîchement tombée à la température maximale journalière au sol nous a montré que l'addition de cette corrélation, assez lâche, n'apportait aucune précision supplémentaire à la valeur ainsi définie de l'équivalent en eau.

L'équivalent en eau d'une chute de neige est exactement déterminable en mesurant la hauteur d'eau de fonte de la neige recueillie dans un pluviomètre susceptible de capter à 100% la chute réelle de neige. Les nivomètres NIPHER ou les pluviographes à pesée fournissent actuellement des données précises de l'équivalent en eau de la neige recueillie. L'emploi de ces appareils n'est encore que très limité. Nous verrons au paragraphe 1.1.3 les méthodes utilisées pour évaluer l'équivalent en eau du stock de neige à différentes périodes.

1.1.2. EVOLUTION DU STOCK DE NEIGE

Avec le temps et sous l'influence combinée du rayonnement solaire et de la température, la structure de stock de neige se modifie. Il subit un affaissement qui augmente sa densité et n'altère pas son équivalent en eau. La perte d'une partie de son eau par sublimation dépend de la durée d'exposition du stock et des facteurs température et humidité. Cette perte, évaluée par plusieurs auteurs, ne dépasse pas 1/4 de pouce par mois en hiver soit au maximum 1/100^e de pouce par jour.

Il peut également se produire une fonte permanente au contact du stock de neige avec le sol. La perte correspondante est faible. Elle provient sans doute de la restitution par le sol de la chaleur emmagasinée au cours de l'été. Nulle lorsque le sol est gelé au début de l'hiver avant les premières fortes chutes de neige, elle peut atteindre 1/100^e de pouce par jour au cours d'hivers à forte et précoce accumulation.

En dehors de l'équivalent en eau, l'évolution du stock de neige pourrait être caractérisée par deux données supplémentaires :

- la densité;
- le déficit calorifique du stock de neige.

La densité a été introduite à titre d'essai dans notre modèle afin de pouvoir caractériser l'état de mûrissement du stock de neige. Il est bien connu qu'on n'observe jamais de fonte tant que la densité de la neige reste inférieure à 0,38. L'accroissement de la densité du stock résultera d'une chute de pluie qui ne percole pas, et des fontes printanières.

Le déficit calorifique est défini comme étant la quantité de chaleur requise par unité de surface pour élever la température du stock de neige d'une température négative à 0 °C. Cette donnée, que nous essaierons d'évaluer au paragraphe 1.2.1., permet de comprendre le devenir des chutes d'eau liquides et des premières fontes dues au fort rayonnement.

1.1.3. DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DU STOCK DE NEIGE

L'équivalent en eau des chutes de neige sur un bassin versant peut en général être connu en plusieurs points d'observation. L'évaluation de la hauteur d'eau équivalente sur ce bassin se fait par la méthode de Thiessen en admettant une lame

homogène sur chacun des polygones. Cependant, l'équivalent en eau du stock de neige en différents points de chaque polygone reste très variable dans l'espace.

Dès sa chute, la neige au sol est transportée par l'action du vent. Si le dépôt d'une nouvelle chute de neige est considéré comme uniforme lors des périodes à vent très calme, il est extrêmement variable dans l'espace au cours d'une tempête. Or, c'est au cours des tempêtes que les chutes de neige sont les plus importantes. Il en résulte une accumulation d'autant plus hétérogène que la chute est forte.

Les deux principaux facteurs responsables de la variabilité de l'équivalent en eau du stock de neige en différents points d'un bassin sont :

- Le vent dont l'action est de créer une hétérogénéité locale du couvert neigeux;
- L'exposition et l'altitude dont les influences sont, nous en sommes convaincus, sensiblement comparables à celles qu'on observe pour les précipitations liquides.

L'essai réalisé sur le bassin des Eaux Volées pour la fonte du printemps 1967 montre que les données de précipitations à la station climatologique principale (altitude: 2 150 pieds) ne représentent pas les chutes effectives sur le bassin. On devrait disposer de plus d'eau pour assurer la reproduction de l'écoulement observé; les précipitations sur le bassin sont supérieures à celles qu'on recueille à la station principale. Sur ce bassin dont les altitudes s'échelonnent de 2 400 à 3 400 pieds, les précipitations moyennes doivent excéder de 10 à 20% celles qu'on enregistre à la station de référence.

Par suite de l'influence du vent, on note sur ce même bassin versant des variations importantes de l'équivalent en eau ou de la hauteur du stock, en des points peu éloignés et selon l'importance et l'ancienneté du couvert forestier. Ces variations, relativement faibles sous couvert forestier âgé, sont très grandes sous couvert forestier très jeune ou dans les clairières.

Pratiquement, la détermination de l'équivalent en eau du stock de neige est faite

- soit en cumulant les équivalents en eau de chaque chute de neige de densité admise constante et égale à 0,1, et en déduisant les fontes possibles au cours de l'accumulation;
- soit en mesurant aux stations de prélèvements de neige, et à des dates fixées, l'équivalent en eau de 10 échantillons de neige.

Avec la première méthode, le modèle peut, dès le début de l'hiver tenir compte du régime d'accumulation du stock de neige.

Il semble délicat de vouloir actuellement effectuer une correction de lame d'eau équivalente du stock en fonction de l'altitude car intervient alors la représentativité de la station de référence. Il serait éventuellement possible de voir, lorsque tous les paramètres du modèle sont réglés, si des corrections systématiques sur les données amélioreraient les résultats en fin de fonte. Par contre, il est possible de représenter la répartition de la lame d'eau équivalente au sol par une forme linéaire ou plus complexe (forme de gauss qui traduirait mieux la réalité). On a finalement admis une répartition linéaire avec un coefficient angulaire constant d'une année sur l'autre car les essais effectués avec une distribution gaussienne n'ont apporté aucune amélioration.

1.1.4. L'ÉVOLUTION DU STOCK DE NEIGE SUR CHAQUE POLYGONE DE THIESSEN

Par suite de l'hétérogénéité des températures, de la couverture végétale, de l'exposition et de l'accumulation de la neige dans l'espace, l'évolution du stock de neige varie dans l'espace. Il est donc nécessaire de traiter séparément les parties élémentaires de chaque polygone de Thiessen : ce découpage permet de simuler très facilement un processus de fonte variable sur chacun d'eux.

La modification de structure du stock et plus précisément la variation de la densité du stock de neige sur chacune des parties élémentaires est aisément déterminable depuis le début du stockage de la neige au sol, c'est-à-dire depuis le 1^{er} octobre.

1.2. Fonte du stock de neige

Les travaux conjoints du Corps of Engineers de l'U.S. Army, du Weather Bureau et du Geological Survey ont permis de dégager les paramètres complexes régissant la fonte de la neige et de les simplifier efficacement sous une forme indicelle.

La fonte est régie par les apports extérieurs d'énergie qui se ramènent :

a) Aux échanges thermiques avec l'air atmosphérique fournissant :

$$TE = A (TM - TO)$$

où :

TE : est la fonte journalière en pouce.

A : le taux de fonte ou la fonte par degré F.

TO : le seuil de température en degrés F.

TM : la température maximale journalière en degrés F.

b) Aux apports thermiques de la pluie qui donneront une fonte :

$$TE = 0,007 (TM - 32^{\circ}) P$$

où :

P : est la précipitation en pouce.

Il est admis que la température de l'eau de pluie est identique à la température maximale de l'air.

1.2.1. COMPORTEMENT DU STOCK DE NEIGE EN CAS DE PLUIE

1.2.1.1. Pluie survenant à la suite d'une période à basse température

Au cours de la période à basse température de l'air, il s'est produit un refroidissement du stock de neige d'autant plus accentué en profondeur que la période de froid est de longue durée. Pour toute chute de pluie, une partie ou la totalité de celle-ci devra combler le déficit calorifique du stock de neige et sa capacité de rétention. La quantité de chaleur qu'il faut fournir au stock de neige pour ramener sa température à 0 °C est, par unité de surface :

$$QN = - E \cdot TN \cdot C$$

où :

C : est la capacité calorifique de la glace et de la neige

TN : la température moyenne du stock

E : l'équivalent en eau du stock

Si la quantité de chaleur QP cédée par la pluie P en se refroidissant de sa température TM à $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, soit :

$$QP = P \cdot TM$$

est supérieure à QN , l'eau de pluie va percoler après avoir satisfait à la rétention du stock de neige. Si elle est inférieure à QN , une partie ou la totalité de l'eau de pluie va se congeler et les 80 calories libérées par congélation de 1 mm de cette eau vont élever de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 160 mm d'eau du stock. On admet que la température de l'eau de pluie est sensiblement égale à la température maximale de la journée, surtout à la suite d'une période froide.

La détermination de la température moyenne du stock de neige donne lieu à des calculs complexes. Au détriment de l'exactitude, nous avons essayé de rattacher cette température à d'autres données. C'est à partir de la température de l'air que la détermination a été faite compte tenu des données obtenues par le laboratoire américain U.C.S.L. et reproduites dans « Snow hydrology ».

En toute première approximation, l'écart de température, exprimé en degré F, entre la température moyenne du stock de neige et la température de référence $32\text{ }^{\circ}\text{F}$, peut être représenté par les relations empiriques déduites des données fournies.

$$\Delta TN_j = 1,33 \cdot (PTE_j - 38)$$

quand PTE_j est plus petit que $38\text{ }^{\circ}\text{F}$;

$$\text{avec } PTE_j = (PTE_{j-1} + TM_j) \cdot 0,5$$

Le déficit calorifique du stock de neige qui sera à combler a pour valeur:

$$\text{CALORI} = \frac{E \cdot \Delta TN}{288}$$

exprimé en pouce d'eau.

Il arrive fréquemment que, sur les fortes pentes enneigées, l'action de la pluie soit différente. Par suite de l'effet de refroidissement nocturne de la surface de la neige, par temps clair, on peut obtenir des résultats identiques à ceux qui suivent une période froide. La chute de pluie se congèle à la surface de la neige tout au début puis, par la suite, ruisselle à la surface du stock de neige.

Si les pentes sont faibles ou nulles, la pluie qui ne se congèle pas à la surface se concentre après un court ruissellement superficiel puis s'infiltré dans le stock de neige où elle se congèle.

On voit donc combien la mise en équation de ces observations reste délicate.

1.2.1.2. Pluie survenant au cours d'une période chaude ou relativement douce

On admet généralement qu'en ce cas, la totalité de la chute d'eau liquide percole à travers le stock de neige. D'après nos essais il semblerait qu'une fraction importante ou la totalité des premières pluies soit stockée dans la masse de neige, bien que la température du stock soit depuis longtemps à $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ceci nous indiquerait qu'une quantité d'eau de rétention est nécessaire ou que le stock n'est pas encore suffisamment mûr.

En période de fonte très active, nous avons remarqué que la quantité d'eau de ruissellement sur le bassin est plus importante que ne l'indique la précipitation

ajoutée à la fonte classique. Une semblable constatation a été faite par W. PYSKLYNEC, K. DAVARET, I. BRAY sur une parcelle expérimentale de 10 m² dans la province du Nouveau-Brunswick.

Nous pensons l'expliquer par le processus suivant :

Lors d'une chute de pluie importante, l'air atmosphérique est saturé d'eau. Si cette précipitation tombe sur une couche de neige à densité maximale (0,45 environ), au moment de l'infiltration de l'eau dans le couvert neigeux il y a entraînement de l'eau retenue dans celui-ci car les structures de cette masse cèdent. Il en résulte souvent une augmentation importante du volume de la fonte logiquement déduite des équations générales.

Sur les hydrogrammes de crue de fonte de neige de tous les cours d'eau, on remarque, après une pointe de crue surimposée au rythme des fontes, pointe due à une chute d'eau importante, que les impulsions de la fonte journalière cessent pour ne reprendre que 48 à 72 heures après la chute. Nous pensons que le stock de neige récupère une partie de son eau de rétention avec les premières fontes postérieures à la chute.

Aussi avons-nous essayé de représenter cette action de la pluie sur le stock de neige. La fonte réelle TE serait égale à :

$$TE = YTE + \frac{(0,07 \cdot FS)}{0,45} \cdot (1 - e^{-PLU}) - CMI$$

où :

YTE : est la fonte normale

PLU : la précipitation

FS : l'équivalent en eau au point donné

CMI : la rétention complémentaire de la journée précédente

1.2.1.3. Variation de la densité de la neige

Les expériences faites au col de Porte près de Grenoble indiquent que la densité moyenne du stock de neige au moment de la fonte ne varie pratiquement pas. Elle oscille de 0,44 à 0,45. Cependant au contact du sol, elle peut atteindre 0,55, en surface elle ne dépasse que rarement 0,35. D'autres auteurs : J. E. CHURCH dès 1941 constatait que la densité du stock atteignait 0,49 au début de l'écoulement superficiel de l'eau de fonte et diminuait à 0,37 avec le drainage. Les travaux de l'U.S. Corps of Engineers indiquent que la densité du stock varie de 0,40 à 0,48 au cours de la fonte.

Nous avons eu recours à la densité pour estimer la période à partir de laquelle le couvert de neige est susceptible de fournir de l'eau de fonte. Généralement on admet que la densité varie au cours du temps selon le couvert végétal, le vent et la température. Le couvert étant pratiquement uniforme pour ces bassins, et principalement pour ceux du type forestier, on admet que son influence est constante. Le vent, par suite de ce couvert forestier, a une action relativement faible sur la densité sauf au moment de la chute. Le temps pouvant être intégré en première approximation avec les effets cumulatifs de la température, nous avons supposé que la densité était relié à la température. Elle est également liée avec la succession des chutes de neige et des chutes d'eau avant le mûrissement du stock. On a supposé

que l'action de la température sur la fonte est la même que sur l'accroissement de densité. Sans être rigoureuse, cette hypothèse traduit bien que c'est le même processus d'échange thermique qui modifie la structure de la neige et la fait fondre.

Dès la fin du mois de février, par des journées où la température maximale journalière atteint 30 °F, l'épaisseur du stock de neige diminue progressivement et ce n'est que lorsqu'il a atteint une hauteur minimale que l'eau de fonte s'échappe. Si la densité moyenne d'un stock de neige un jour donné est DS et que l'équivalent en eau du stock soit FS, la quantité CM qui doit être fondue au sein du stock pour augmenter la densité de ce dernier à une valeur DF est :

$$CM = \frac{FS \cdot (DF - DS)}{DF}$$

Une chute de neige de densité DO et d'équivalent en eau PN demande une quantité CM de fonte pour que sa densité finale passe à DF :

$$CM = \frac{PN \cdot (DF - DO)}{DF}$$

Une chute de pluie sur le stock va donc réduire la quantité CM nécessaire pour augmenter la densité du stock d'une valeur égale à la hauteur de la chute de pluie.

La période de temps pendant laquelle ces fontes préliminaires ou les pluies assurent une augmentation de la densité du stock, est appelée le mûrissement du couvert neigeux. A partir d'une densité 0,4 du stock, on commence à observer de l'eau de fonte sur le sol imperméable.

En appelant CM_{J-1} la quantité d'équivalent en eau à satisfaire pour que le stock soit mûr pour la fonte, du jour $J - 1$, au jour J , la quantité CM_J est devenue :

$$CM_J = CM_{J-1} + \frac{(0,4 - DO)}{DF} \cdot PN - (TE + P)$$

où :

DO : est la densité de la neige fraîche

PN : la chute de neige

P : la pluie

TE : la fonte possible

Quand CM atteint 0 la fonte devient possible. La valeur CM est en quelque sorte l'équivalent des pertes initiales introduites par M. ROCHE et M. SLIVITZKY.

Nous avons fait plusieurs essais sur le bassin de Kenogami en introduisant, comme paramètre du mûrissement du stock de neige, la densité de ce stock déduite des mesures effectives de densité faites lors des prélèvements de neige au mois de mars. Les résultats obtenus sans optimisation sont satisfaisants. Toutefois, étant donné les imprécisions sur la densité réelle des chutes de neige, nous avons abandonné temporairement ce paramètre.

1.2.1.4. Influence de l'albédo de la neige

Afin de tenir compte de l'effet de la radiation incidente sur les surfaces déboisées, l'équation finale de fonte inclut un facteur de réduction qui tient compte de la réflec-

tivité du couvert de neige, l'albédo :

$$TE = (1 - AL) \cdot A \cdot (TM - TS) + 0,007 \cdot (TM - 32) \cdot P$$

où AL est l'albédo du couvert neigeux.

Pour incorporer indirectement l'influence du couvert forestier, on impose au facteur albédo une correction K proportionnelle au rapport entre la surface déboisée et la surface totale du bassin. L'albédo est surtout fonction de l'état de la couche supérieure du stock de neige. Cette réflectivité de la neige varie de 80% (neige fraîchement tombée) à 40% (couvert vieilli). Les travaux du Corps of Engineers ont permis de dégager la liaison qui existe entre les variations de l'albédo et la somme cumulée des températures maximales journalières. Elle s'exprime en première approximation par :

$$AL = K \cdot e^{-SPTM/CTI}$$

où :

SPTM: est la température maximale cumulée en degré F depuis la dernière chute de neige

CTI : est une constante égale à 700

On note qu'à la suite du recouvrement du stock neigeux par une mince couche de neige fraîche, l'albédo remonte à une valeur maximale mais sa nouvelle décroissance sera beaucoup plus rapide, d'autant plus que la nouvelle chute de neige est plus faible. Nous avons essayé d'en tenir compte en introduisant un retour en arrière de la sommation des températures d'autant plus prononcée que la chute est forte.

$$SPTM = SPTM - CT2 \cdot PN$$

où :

PN : est l'équivalent en eau de la nouvelle chute de neige en pouces

CT2: une constante égale à 1 000.

L'équation finale de fonte devient, en utilisant seulement les valeurs positives ou nulles :

$$TE = (1 - K \cdot e^{-SPTM/CTI}) \cdot TF \cdot (TM - (TS) + 0,007 \cdot (TM - 32) \cdot P$$

1.2.2. CALCUL DE LA FONTE A PARTIR DU BILAN DE RAYONNEMENT

A la station climatologique de MONTMORENCY, le bilan du rayonnement journalier est fourni par un bilanmètre S.C.I.R.O. Si on détermine la fonte journalière à partir de ce bilan, la date calculée de la disparition du stock de neige correspond bien à la date donnée par l'observation directe. L'équation de la fonte devient :

$$TE = 0,0047 \cdot LI$$

où :

TE : est la fonte en pouce par jour

LI : en Langley par jour

Pour caractériser la fonte réelle sur des zones découvertes ou des zones forestières à feuilles caduques exposées au Sud, on peut envisager de prendre un moyen terme entre la fonte obtenue par application du bilan de rayonnement et celle qui dérive de l'application de la température maximale. Mais, ne disposant pas du bilan d'éner-

gie de rayonnement en quelques points caractéristiques du bassin (zone découverte, zone à peuplement forestier de résineux), et devant les difficultés d'évaluer indirectement ce bilan à partir des données sur l'insolation (ou de la nébulosité moyenne journalière), de la radiation théorique incidente et de l'albédo, nous avons abandonné cette méthode de calcul malgré les bons résultats obtenus à la station de MONT-MORENCY.

1.2.3. VARIATION DU TAUX ET DU SEUIL DE FONTE POUR LES ZONES A DÉCOUVERT OU SEMI-DÉCOUVERTES

Pour les zones à découvert, la fonte journalière TE est donnée par le Corps des Ingénieurs U.S. en fonction de la température maximale journalière T max par :

$$TE = 0,04 \cdot (T_{\max} - 27 \text{ }^{\circ}\text{F})$$

Rappelons que la fonte sous couvert forestier dense est donnée par :

$$TE = 0,04 \cdot (T_{\max} - 44 \text{ }^{\circ}\text{F})$$

Dans les zones à boisement dense, couvertes par un peuplement âgé de résineux, l'ensoleillement a sa valeur minimale de 10%. Il atteint 40 à 50% dans une zone à peuplement de jeunes résineux et 80 à 90% dans une zone à peuplement dense ou léger de feuillus. Il en résulte que le seuil de température dans l'équation de la fonte peut varier d'une parcelle élémentaire à l'autre selon le type du couvert forestier et selon son âge, donc suivant l'importance du couvert végétal.

Pour un même bassin et à fortiori pour une parcelle où le stock de neige au début de la fonte est homogène, la disparition de la neige se produira successivement, dans le temps :

- 1) Sur les zones dénudées exposées au sud ;
- 2) Sur les zones exposées au sud couvertes de feuillus ;
- 3) Sur les zones dénudées exposées au nord ;
- 4) Sur les zones de résineux exposées au sud ;
- 5) Sur les zones boisées exposées au nord.

Pour tenir compte des influences du couvert végétal sur la fonte, nous avons admis de conserver un taux de fonte constant et d'utiliser un seuil de température variable selon le couvert.

Sur chaque zone polygonale d'une station, on peut imaginer une matrice qui donne, pour chaque bande de terrain d'altitude comprise de 200 pieds en 200 pieds, et pour chaque type du couvert végétal, le pourcentage en surface de chacune des parcelles constituant ce polygone. Cette matrice permet de calculer la valeur du seuil de température pour chacune de ces bandes de terrain et de déterminer la fonte journalière selon la valeur de l'équivalent en eau disponible sur chaque parcelle pour chaque intervalle de temps.

La matrice des pourcentages de la surface totale correspondant chacun à une bande d'altitude de 200 pieds et à une couverture forestière donnée, aura la forme :

	200	8	5	2	4	4	2
	400	5	4	2	4	5	4
Altitude en pieds	600	2	1	6	5	5	6
	800	0	0	8	8	5	5
		DS	DN	RS	RN	FS	FN

DS : zone dénudée exposée au sud
 DN : zone dénudée exposée au nord
 RS : zone avec résineux exposée au sud
 RN : zone avec résineux exposée au nord
 FS : zone à feuillus exposée au sud
 FN : zone à feuillus exposée au nord

1.2.4. REPRÉSENTATIVITÉ DE LA STATION CLIMATOLOGIQUE DU POINT DE VUE TEMPÉRATURE

Il semble délicat d'admettre que les températures à un poste climatologique sont représentatives de l'ensemble du polygone de Thiessen. Il suffit que cette station soit dans un micro-climat typique pour que la température mesurée ne soit pas représentative de celle du bassin. Il paraît donc nécessaire de tenir compte de la représentativité des températures aux postes dans les équations de fonte. Aussi, devons-nous utiliser un seuil de température différent selon les stations utilisées, ce seuil étant ajustable.

Le taux de fonte, qui représente une constante physique de la fonte de la neige, sera considéré comme constant pour toutes les stations. Il peut varier d'un bassin à l'autre en relation avec les caractéristiques climatiques autres que la température.

Sur le bassin versant du réservoir de KENOGAMI par exemple, les températures aux postes climatologiques suivants :

- Lac Jacques-Cartier (alt. 2 600 pieds)
- Mont Apica (alt. 2 800 pieds)

devraient être sensiblement égales, ou légèrement supérieures pour la station du lac Jacques-Cartier. Le tableau ci-après montre des écarts de plus de 4° F en sens inverse de ce que l'altitude pouvait nous incliner à penser.

ANNÉE 1968 (en °F)

	Température moyenne		Moyenne des maximums		Moyenne des minimums	
	mont Apica	lac J.-Cartier	mont Apica	lac J.-Cartier	mont Apica	lac J.-Cartier
Février	2	—1	12	12	—9	—13
Mars	21	18	31	28	11	7
Avril	37	34	48	44	27	24
Mai	45	42	58	54	33	30
Juin	55	51	66	62	45	41

La station du mont Apica est située près du sommet de la montagne et celle de Jacques-Cartier dans une cuvette, près d'un lac gelé au printemps. Les écarts thermométriques sont donc imputables au microclimat de la dernière station et il convient donc d'apporter une correction à la température du seuil de fonte sur le bassin représenté par cette station. En appliquant notre modèle au bassin versant expérimental de la forêt de MONTMORENCY pour lequel la station météorologique principale représente les conditions climatiques, il a été nécessaire de porter le seuil de température à 47 °F pour obtenir une reconstitution fidèle de la crue sur ce bassin versant de 1,52 mi.ca. Cette augmentation de 44 à 47 °F du seuil de fonte est due au fait que l'altitude de la station principale est de 2 150 pieds et que l'altitude du bassin varie de 2 400 pieds à 3 400 pieds.

Pour tenir compte de la variabilité de la température à l'intérieur du polygone de Thiessen, on pourrait partager ce polygone en plusieurs parcelles d'altitude croissante et apporter pour chacune de ces parcelles une correction à la température effectivement mesurée à la station de référence.

Pour éviter des calculs longs et importants, on supposera que pour chaque polygone de Thiessen, la variation de la température avec l'altitude est uniforme et que l'amplitude maximale a comme valeur VT. Si U est le minimum de VT et de la valeur positive ou nulle de TM-TS, la fonte moyenne sur ce polygone sera donc :

$$TE = A \cdot [(Maximum\ de\ TM - TS) + U \cdot (U + 1) \cdot N/VT] + ATE$$

ATE : est la fonte due à la chute de pluie ;

A : est le taux de fonte constant pour tous les points du bassin ;

VT : est l'écart thermique dû à la différence d'altitude entre le point le plus haut et le plus bas du polygone de Thiessen. Généralement en saison de fonte avril-mai, le gradient de température est de 1 °F pour 200 pieds d'altitude.

Ce calcul ainsi conduit ne représente pas fidèlement la réalité physique de la disparition progressive du stock de neige avec l'altitude. Etant donné qu'en APL il est très facile de réaliser des calculs sur les matrices, nous avons essayé le programme complet sur le bassin des Eaux Volées. Il suffit de former la matrice des écarts thermiques en regard du pourcentage du bassin versant d'altitude comprise dans une bande de 200 pieds d'altitude.

1.2.5. REPRÉSENTATION DE LA RÉPARTITION SPATIALE DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DU STOCK DE NEIGE ET DE LA VARIATION DE LA TEMPÉRATURE SUR UN POLYGONE DE THIESSEN

La représentation la plus élémentaire est de considérer ce polygone comme étant formé par un ensemble de carrés juxtaposés selon deux axes. On admet que sur un premier axe la hauteur d'eau équivalente du stock varie selon une loi donnée et que sur le second axe la température varie en fonction de l'altitude.

Cette dernière variation étant linéaire, on voit que chaque élément de la ligne *i* représente un pourcentage du bassin versant dont l'altitude reste comprise dans un intervalle de 200 pieds pour lequel la température diminue de 1 — J °F en admettant une décroissance de température de 1 °F pour 200 pieds et la lame d'eau équivalente est constante.

La loi de variation de la répartition du stock de neige étant connue, ou appréciée, on voit que chaque élément de la colonne J représente un pourcentage du bassin versant sur lequel l'équivalent en eau du stock initial est égal à h_i , que chaque élément du casier ij représente un pourcentage S_{ij} du bassin versant sur lequel on a une hauteur d'eau stockée égale à h_i et dont la surface est soumise à une température égale à $(TM - j)$.

Il est alors possible de déterminer, casier par casier, la valeur de la fonte réelle et de multiplier cette valeur par la valeur de S_{ij} pour obtenir la participation élémentaire de ce casier au polygone puis de faire la somme globale de ces participations élémentaires.

On peut également résoudre le cas où, sur des bandes de terre dont l'altitude est comprise entre deux valeurs, la variation de la lame d'eau stockée est différente. En réalité, seules interviennent pour le calcul, la matrice formée par les surfaces élémentaires S_{ij} , les lois de variations de la température (ou des précipitations) avec l'altitude et les lois de la répartition du stock de neige pour une altitude donnée.

Dans le cas où l'on peut admettre que la courbe hypsométrique du polygone de Thiessen correspondant à une station est une droite et que la courbe de répartition de la lame d'eau équivalente du stock est également une droite, les simplifications de calcul sont importantes.

Nous avons vu au chapitre 1.2.4 que l'équation de fonte devient :

$$TE = A \times [(Maximum\ de\ TM - TS) + U \cdot (U + 1) \cdot N/VT] + ATE$$

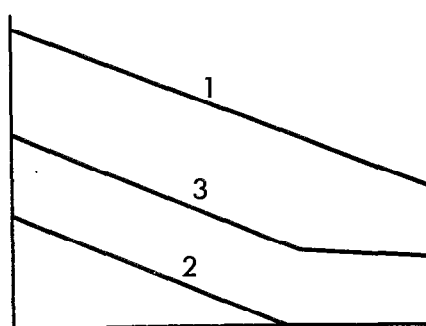
ATE : étant la fonte due à la chute de pluie

avec $U = \text{minimum de } VT \text{ et de la valeur positive ou nulle de } (TM - TS)$

Mais, par contre, la représentation de la variation de la lame d'eau équivalente en fonction du temps par suite des apports et des fontes, doit avoir une certaine souplesse pour tenir compte du fait que le sol devient partiellement à découvert et qu'une nouvelle chute de neige homogène peut tomber sur le polygone à ce moment.

La courbe de répartition du stock peut prendre les trois formes ci-contre :

1. Courbe normale,
2. Réduction normale du couvert neigeux,
3. Nouvelle chute de neige sur un stock en voie d'épuisement.



Il devient nécessaire de déterminer, à chaque instant, les valeurs minimales et maximales de l'équivalent en eau du stock (H_{min} et H_{max}) pour évaluer la

valeur de la fonte réelle dans tous les cas possibles. Remarquons que la différence $H_{\max} - H_{\min}$ reste constante et égale à DALNG tant que le sol est couvert de neige.

La fonte réelle est égale à :

$$\begin{aligned} \text{TEE} &= \text{TE} && \text{si } H_{\min} \geq \text{TE} \\ \text{TEE} &= H_{\min} + \frac{(H_{\max} - H_{\min})^2 - (H_{\max} - \text{TE})^2}{2 (\text{DALNG})} && \text{pour } H_{\min} < \text{TE} \\ &&& \text{et } H_{\max} > \text{TE} \\ \text{TEE} &= H_{\min} + \frac{(H_{\max} - H_{\min})^2}{2 (\text{DALNG})} && \text{pour } H_{\max} \leq \text{TE} \end{aligned}$$

Le modèle exploité actuellement admet les deux hypothèses de répartition linéaire de la lame d'eau et de la variation de la température. Nous utilisons cependant, pour nos essais rapides avec le système APL, un modèle qui peut tenir compte d'une variation quelconque de la répartition de la lame d'eau et de la variation de la température.

Diverses répartitions de lames d'eau, gaussiennes et expérimentales, alliées à une variation de la température pour diverses tranches d'altitude, n'ont pas donné de meilleurs résultats dans la reproduction des débits de fonte printanière.

1.2.6. EQUATION GÉNÉRALE DE LA FONTE

Généralement, par suite de l'accroissement du couvert forestier avec l'altitude, la valeur moyenne optimisée du seuil de température augmente également avec l'altitude. La variation de cette température moyenne est du même ordre de grandeur que celle de la température maximale avec l'altitude mais elle est beaucoup plus délicate à fixer.

Tenir compte, sur chaque polygone de Thiessen, de la variation de température maximale en fonction de l'altitude, du seuil de température en fonction du couvert végétal et de la variation de l'équivalent en eau du stock de neige, ne pose pas de problèmes sérieux de programmation si on se contente d'admettre une variation linéaire de l'équivalent en eau du stock de neige sur chaque élément d'altitude et de couvert donné.

Soit $ST(K, A, I)$ la matrice caractéristique de l'altitude (I) et du couvert végétal (A) de l'aire définie par le polygone de Thiessen relatif au poste météorologique (K) et TS le vecteur donnant la valeur du seuil de température pour le couvert végétal (A).

La diminution de la température avec l'altitude étant de 1°F pour la bande d'altitude I , l'expression de la fonte serait :

$$\text{TE} = A \cdot (\text{TM} - I - \text{TS} + \text{COR}(K)) \quad (1)$$

$\text{COR}(K)$: étant la correction sur la température pour tenir compte du micro-climat de la station météorologique

et le volume de fonte sur l'élément (K, I, A) rapporté à l'unité du bassin serait :

$$\text{TEE} = \text{TE} \cdot \text{ST}(K, A, I) \quad (2)$$

La variation linéaire de l'équivalent en eau du stock de neige sur chacune des parcelles (K, I, A) nécessite l'introduction de deux matrices $H_{\max}(I, A)$ et H_{\min}

(I, A) donnant à chaque instant la valeur exacte, maximale et minimale, de l'équivalent en eau du stock de neige sur cette parcelle.

Le volume de fonte réelle TEE de l'équation (2) deviendrait, en posant $H \min (I, A) = Y$ et $H \max (I, A) = Z$:

$$TEE = ST(K, A, I) \cdot TE \cdot \overline{(O \leq Y - TE)} + \overline{(O > Y - TE)} \cdot TE + \frac{(Z - Y)^2 - (Z - TE + TE \cdot \overline{(O > Z - TE)})^2}{2 \cdot (Z_0 - Y_0)}$$

Z_0 et Y_0 étant les valeurs initiales de Z et Y , et $\overline{(O \leq Z - TE)}$ un opérateur logique voulant dire que, si l'inégalité située entre parenthèse est vérifiée, la valeur de cette parenthèse est égale à 1 et que, dans le cas contraire, elle est égale à 0.

1.3. Devenir des eaux de pluie sur un sol nu

Si un bassin comporte des différences d'altitude importantes, la fonte commence à peine sur la partie amont du bassin alors que tout le stock a déjà fondu près de l'exutoire. Au Québec, le décalage dans le temps de la fonte totale s'étend de 15 à 60 jours pour des bassins dont l'altitude varie de 500 à 3 000 pieds. Il est nécessaire de pouvoir évaluer les débits d'origine pluviale sur le bassin inférieur non recouvert de neige durant cette période.

Les températures étant connues, nous avons cherché à représenter approximativement le déficit en eau du sol dû à l'évapotranspiration, déficit que doit satisfaire toute précipitation avant de pouvoir s'écouler superficiellement ou s'infiltrer vers la nappe.

L'évapotranspiration ETP est reliée en première approximation à la température maximale de l'air :

$$ETP = A \cdot (TM - TS)^2 + B \cdot (TM - TS)$$

où :

TM : est la température maximale,

TS : le seuil de température en dessous duquel il n'y a pas d'évapotranspiration,

A et B : les coefficients constants.

Chaque jour le sol se dessèche mais ce dessèchement est de moins en moins rapide avec le temps. Il atteint une limite pour un type de sol donné. Exprimer le déficit à satisfaire pour qu'une nouvelle pluie produise un écoulement, sa variation d'un jour sur l'autre est donnée par :

$$ET_J = 0,9 ET_{J+1} + ETP$$

ET étant limité à 2 pouces ou à une valeur caractéristique du bassin.

Si, au jour J, une pluie P tombe sur un sol dont le déficit en eau est ET, l'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration sera :

$$P - ET$$

ET au jour J + 1 sera égal à ETP si :

$$P - ET \geq 0$$

Si la pluie P est insuffisante, aucune eau ne sera disponible pour l'écoulement et ET_{J+1} deviendra :

$$0,9 \times ET_J + ETP - P$$

avec la restriction que ET_{J+1} ne peut être que nul ou positif.

La quantité $P - ET$ disponible pour le ruissellement et l'écoulement de base va se répartir comme une précipitation normale en eau de ruissellement grâce au coefficient de ruissellement calculé selon la méthode exposée au paragraphe 1.4.2. et en eau d'infiltration représentée par le complément.

Cette recherche de l'évaluation des pertes des averses pluviales sur un sol non enneigé est peu avancée. Nous avons comme objectif de reproduire les crues au cours de la fonte des neiges due aux fortes températures et aux précipitations liquides.

1.4. Transport des eaux à l'exutoire du bassin

Nous avons présenté le devenir de l'eau de pluie sur le stock de neige, sur le sol nu et calculé l'eau de fonte, mais que devient cette eau qui s'échappe du stock de neige au contact du sol?

Sauf aux périodes de pluie intense et de fonte journalière exceptionnelle, la quantité d'eau qui s'échappe du stock de neige dans l'unité de temps, en une heure par exemple, est très faible : de l'ordre de 1 mm/h. A ce taux, la quasi-totalité de l'eau va s'infiltrer. Pour les plus grandes fontes, une partie de l'apport qui est au maximum de 7 mm/h va participer au ruissellement ou écoulement rapide, tandis que l'infiltration se poursuivra à un taux constant ou sensiblement constant.

Remarquons combien la recharge des nappes est importante puisqu'en fin de période de fonte, les lames écoulées provenant d'écoulement de base ou lent atteignent 0,2 pouces par jour soit 5 mm/jour et que la lame maximale stockée momentanément pour alimenter les écoulements de base futurs est de 6 à 8 pouces, soit 150 à 200 mm. On voit ainsi toute l'importance que prend l'infiltration sur le ruissellement en zone forestière.

Par suite des difficultés rencontrées pour la compréhension des réactions d'un bassin versant aux apports d'eau, nous avons opté pour deux formes de modèle : la première est basée sur un taux d'infiltration constant, la seconde sur une variation du coefficient de ruissellement dans le temps. Toutes deux permettent de différencier artificiellement l'écoulement dû au ruissellement de l'écoulement hypodermique et de base, méthode schématique, peu réaliste, mais couramment utilisée afin de reproduire l'écoulement observé. Les résultats concordants, obtenus de ces deux façons, assurent une meilleure compréhension du mécanisme du transport de l'eau disponible en surface du sol jusqu'à la station de mesures.

Pendant la période de l'année qui se rapporte aux crues de fonte de neige, on admet généralement que les pertes par évapotranspiration sont très faibles. Il en résulte que le bilan effectué entre la date d'arrivée au sol de l'eau disponible (eau de fonte et eau de pluie) et la date de sortie de l'eau à l'exutoire doit être équilibré. La quantité d'eau souterraine stockée initialement et en fin de période permet d'équilibrer ce bilan. Le stockage final doit pouvoir, en outre, assurer un tarissement complet en dehors de cette période d'étude.

1.4.1. MODELE AVEC INFILTRATION

Travaillant avec notre modèle sur une base journalière, il va sans dire que pour tenir compte de la variabilité effective des apports horaires, en eau de fonte et en eau de pluie, nous avons été obligés d'introduire des artifices de calcul pour reproduire les constatations faites :

1) Par suite de l'étalement dans le temps de la production d'eau de fonte, le taux journalier d'infiltration de cette eau est égal à E fois celui qu'on applique aux précipitations liquides.

2) Par suite du cheminement différent des eaux de fonte et des eaux de pluie, l'hydrogramme de crue dû à la précipitation liquide présentera une forme plus aiguë que celui qui dérive des eaux de fonte.

En réalité, on note effectivement bien que seules les pluies liquides engendrent des pointes de crues catastrophiques ; les crues dues à la même quantité d'eau de fonte sont toujours très molles, sauf si le bassin est très grand. Certains auteurs ont depuis longtemps admis l'existence d'un hydrogramme de crue de fonte différent de l'hydrogramme dû à la pluie. Les taux d'infiltration de 0,03 à 0,01 pouce par heure, ou 0,7 à 0,24 pouce par jour, valables pour les zones forestières et les zones dénudées, ont été retenus comme valide.

1.4.2. MODELE AVEC COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT

Les équations de fonte nous donnent l'eau de fonte disponible à la surface du sol. A cette eau s'ajoute également une partie ou la totalité de l'eau de pluie. Le coefficient de ruissellement de cette eau disponible est fonction du volume de cette eau. De plus, il croît avec la succession des fontes et des pluies dans le temps et avec leur importance ; enfin il décroît chaque jour sans apport.

Il a comme limite :

- a) 0 quand les apports sont faibles et que les apports antérieurs le sont également ;
- b) 1 quand les apports sont élevés ou que les apports antérieurs sont élevés.

Le coefficient de ruissellement que nous avons jugé comme représentatif est donné par :

$$KR = (1 - e^{-RTE \cdot C}) \cdot e^{-ET \cdot D}$$

$$\text{avec } RTE = RTE \cdot T + P + TE \quad \text{avec } 0 \leq T \leq 1$$

Les coefficients C, D et T sont des paramètres de réglage du modèle.
ET est le déficit à satisfaire, défini au paragraphe 1.3.

1.4.3. ETALEMENT DES EAUX DE RUISSELLEMENT

Pour une fonte seule, la partie de l'eau excédentaire va s'écouler en surface, l'autre va s'infiltrer dans le sol. La libération de l'eau excédentaire qui produira le ruissellement n'est pas instantanée, elle se fait progressivement suivant un opérateur fonctionnel que nous appelons « fonction d'étalement ». Si l'intervalle de temps est

la journée et que l'on dispose une journée J d'un volume V_J ou d'une hauteur H_J de ruissellement, ce volume V_J s'écoulera aux jours $J + L$ tel que :

$$V_{(J+L)} = V_J \cdot F(L)$$

avec

$$1 = \sum_{L=0}^L F(L)$$

Supposons par exemple que les valeurs successives de F soient F (0), F (1), F (2), F (3), le volume V_J sera libéré :

au jour J sous forme d'un volume $V_J \cdot F(0)$
 au jour J + 1 sous forme d'un volume $V_J \cdot F(1)$
 au jour J + 2 sous forme d'un volume $V_J \cdot F(2)$
 au jour J + 3 sous forme d'un volume $V_J \cdot F(3)$

Le vecteur F assure donc la libération progressive dans le temps de l'eau excédentaire. On a choisi comme fonction définissant F :

$$F(L) = e^{-L^2 \cdot MU} - e^{-(L+1)^2 \cdot MU}$$

(MU : paramètre de réglage.)

1.4.4. ETALEMENT DES EAUX D'INFILTRATION

La libération de l'eau infiltrée s'effectue selon un schéma indiqué par M. DOOGE, à savoir que sur un pourcentage donné du bassin versant s'établit un écoulement de nappe relativement rapide et sur l'autre partie, l'infiltration alimente une nappe profonde qui s'écoule très lentement dans le temps.

Les temps de délai de ces deux réservoirs se déterminent grâce aux observations sur le tarissement des débits observés en fin de crue et sur le tarissement des débits au cours des sécheresses. Le pourcentage du bassin à nappe profonde est un paramètre de réglage du modèle.

1.4.5. TRANSPORT DES EAUX DE RUISSellement DE LA ZONE DE PRODUCTION A L'EXUTOIRE

Sur le bassin versant sont tracées les lignes d'égale distance de parcours de chacun de ses points à l'exutoire dans le réseau hydrographique de telle sorte que le nombre de zones ainsi défini soit égal au temps de réponse du point du bassin le plus éloigné hydrologiquement de l'exutoire.

Si K est le nombre total de stations de mesures (température, pluie et neige) on peut diviser le bassin versant en K zones d'influences par la méthode de Thiessen par exemple. Chaque parcelle élémentaire du bassin appartient à la fois à une zone d'influence (K) et à une zone isochrone (I). Le volume d'eau quittant cette parcelle (I, K) au jour J arrivera au jour J + I à la station de mesure.

Autrement dit, au jour J à la station, arriveront les volumes quittant les parcelles :

(1, K)	le jour J — 1
(2, K)	le jour J — 2
(3, K)	le jour J — 3
<hr/>	
(i, K)	le jour J — i

1.4.6. VARIATION DU RUISSELLEMENT EN FONCTION DE LA RÉDUCTION DU COUVERT NEIGEUX

Sur un bassin S recouvert à 100% de neige, la fonte libère une quantité d'eau qui, homogène sur la surface, va produire selon les caractéristiques du sol et du niveau de saturation de celui-ci un ruissellement moyen, association des divers ruissellements élémentaires entrant dans le réseau hydrographique.

Ces différents ruissellements élémentaires sont fonction de la pente du terrain et, pour des terrains à faible pente, du niveau de la nappe phréatique.

Nous avons introduit dans un modèle hydropluviométrique en cours d'élaboration, la fonction du stockage en surface (EMSDM) pour les écoulements temporaires et la fonction de stockage en profondeur (SEHL) pour préciser l'importance des zones saturées sur les écoulements. Les premiers résultats donnés par cette étude, en cours à l'heure actuelle, sont encourageants.

Le couvert neigeux est extrêmement variable sur chaque parcelle élémentaire et, en fin de fonte, des zones découvertes apparaissent. Elles ne participent plus à la production du ruissellement. Bien que dans le modèle, il soit tenu compte de la suppression des apports sur ces zones, il semble indispensable d'étudier le comportement de l'écoulement avec ces parcelles.

Pour des mêmes ordres de grandeur de fonte journalière à l'exutoire de chaque parcelle, la part du ruissellement va décroître beaucoup plus vite que la réduction du couvert neigeux. En observant un très gros tas de neige isolé, on remarque que, tout autour, il existe une zone pratiquement saturée d'eau et qu'au point le plus bas du tas n'apparaît que rarement un ruisseau d'eau de surface. Cependant, ce ruisseau, s'il existe, est d'autant plus prononcé que le sol est imperméable et le tas plus étendu.

Si le volume d'eau fourni est bien proportionnel au pourcentage de couverture, la part ruisselée peut varier comme une puissance supérieure à l'unité de ce pourcentage de couverture ; mais ce pourcentage n'est valable que localement. En première approximation, on peut admettre sur chaque bande dont l'altitude est comprise entre deux lignes de niveau distantes de 200 pieds que la hauteur moyenne de l'eau de fonte est effectivement la moyenne des hauteurs de fonte sur chacune des parcelles élémentaires de cette bande.

Il est cependant délicat d'étendre ce calcul à un polygone de Thiessen, surtout si celui-ci est très étendu. Pour de petits polygones surtout, le résultat est valable (cas du bassin des Eaux Volées). Pour de grands polygones où la disparition de la neige est progressive de l'aval vers l'amont, ce calcul ne peut que sous-estimer la valeur effective du ruissellement de la fonte locale. Il faut bien voir que ce problème est comparable à celui que pose la non homogénéité des précipitations sur un bassin.

Cas du modèle avec infiltration. — Nous admettons que la hauteur moyenne d'eau de fonte est la hauteur moyenne effective et que l'infiltration est constante sur tout le bassin. On voit apparaître ici la variation de l'infiltration dans le temps avec les complications que cela entraîne.

Cas du modèle avec coefficient de ruissellement. — Il est possible de tenir compte de cette variation du ruissellement en introduisant le facteur réduction du couvert neigeux dans le calcul du coefficient RTE, la fonte étant proportionnelle à ce couvert neigeux.

Pour être plus près de la réalité, il serait nécessaire de calculer, pour chacune des parcelles élémentaires, la valeur RTE ainsi que celle du coefficient de ruissellement. Des essais avec un taux d'infiltration constant sur chacune des parcelles ont été réalisés pour les bassins des Eaux-Volées et Kenogami. Ils ne montrent pas une amélioration sensible des résultats.

2. Programmation

Le programme de calcul a été écrit en langage Fortran IV après que les diverses hypothèses émises sur l'aspect physique aient été testées par des essais sur un modèle identique écrit en langage APL. En effet, le langage APL permet, par sa performance, d'écrire en quelques lignes la résolution mathématique des équations traduisant directement les hypothèses. De plus, la présence à la Direction Générale des Eaux du Québec d'un terminal IBM 2741 relié directement à un ordinateur IBM 360-50 permet d'obtenir un essai complet pour une période de quatre mois en une dizaine de minutes.

Ainsi, il a été possible de régler la valeur des paramètres et de réaliser un très grand nombre d'essais à chaque introduction d'une nouvelle conception dans le modèle de base. Cependant la limitation à 32 000 positions de mémoire de l'espace de travail enlève la possibilité d'assurer le contrôle de ce modèle sur de longues périodes, comme celle du temps de calcul, d'introduire une gamme complète des valeurs.

On voit que l'utilisation d'un terminal conversationnel facilite, grâce à l'action directe, la mise au point du modèle par des essais successifs et des tests sur l'importance des paramètres introduits avec les hypothèses de base, mais ne peut être envisagée pour reproduire des crues pour de longues périodes ou sur d'autres bassins en raison de l'espace réduit de travail et de la lenteur d'introduction des données.

2.1. Programme de fonte de neige en APL

Nous présentons, en annexe 1, un des programmes de fonte de neige écrits en APL que nous avons utilisé. Nous indiquons ci-dessous les diverses étapes du programme qui, à partir des données introduites, assurent l'exécution d'une série de transformations pour déduire les valeurs estimées des débits journaliers de crue.

2.1.1. INTRODUCTION DES DONNÉES

2.1.1.1. *Données climatologiques*

La première de ces données concerne le stock de neige disponible à chacune des stations utilisées. La méthode exposée au paragraphe 1.1.3. permet d'évaluer l'équivalent en eau du stock à ces postes. Nous définissons le vecteur FX dont chaque élément FX (K) représente l'équivalent en eau du stock de neige au poste K au premier jour de la période d'estimation des débits.

La seconde de ces données concerne la valeur journalière des lames d'eau tombées à chaque station sous forme liquide ou solide, valeur que nous introduisons sous forme de matrice PP (J, K) où J est la journée de la période et K le numéro de la station ; ajoutons que la précipitation, si elle est tombée sous forme de neige, sera introduite en valeur négative. Enfin, les dernières données climatologiques seront les températures maximales journalières à chaque station, valeurs que nous introduisons sous forme de matrice TM (J, K), J et K étant définis comme précédemment. Introduits au préalable en mémoire dans une librairie, ce vecteur et ces deux matrices peuvent être appelés lors de l'exécution du programme.

2.1.1.2. *Données du bassin*

Elles sont nombreuses et bien souvent se présentent sous forme de paramètres, car leur détermination exacte exige un réglage préalable. Généralement on procède par ajustements successifs et progressifs. Nous introduisons la matrice caractéristique élémentaire du bassin MCE (I, K) dont chaque élément (I, K) représente le pourcentage du bassin versant situé dans la zone isochrone I et faisant partie de l'aire d'influence du pluviomètre ou de la station K. Un sous-programme permet, à l'aide de MCE et de la valeur adoptée pour la durée TR de ruissellement de calculer la matrice S (I, K) appelée matrice caractéristique du bassin.

En dehors de la superficie du bassin versant (BV) qui est déterminée exactement, les valeurs du paramètre MU de la fonction d'étalement, des temps de délai de vidange des nappes, de la durée de ruissellement doivent être au préalable estimées compte tenu des informations hydrologiques recueillies sur le bassin. Ces valeurs proches de la réalité peuvent être considérées comme des paramètres puisqu'ils sont ajustables par la suite.

2.1.1.3. *Données complémentaires du modèle*

Ces données, relatives à la formation des équations développées dans le chapitre « aspect physique du problème », seront choisies d'une manière approximative ou non selon le degré de certitude. Ce sont par exemple le taux de fonte sous un couvert donné, le seuil de température à partir duquel commence la fonte, les coefficients permettant le calcul de l'évapotranspiration potentielle à partir des températures maximales, la pente de la droite de répartition du stock de neige. Elles peuvent être également les valeurs initiales de certaines variables : densité moyenne du stock de neige sur chacune des parcelles ST (K, A, I) définies au paragraphe 1.2.6 et utilisées dans un autre essai.

Généralement, chacune de ces valeurs, paramètres ou constantes, est toujours appréciée à sa juste valeur pour le premier essai. Puis elles sont corrigées selon les

résultats obtenus par optimisation. Elles sont introduites dans le programme général FOND sous la forme d'éléments du vecteur PI :

- PI (7) Seuil de température pour le calcul de CALORI
- PI (8) Coefficient pour le calcul de ETP
- PI (9) Coefficient pour le calcul de ETP
- PI (11) Seuil de température à partir duquel il y a une évapotranspiration
- PI (12) Taux journalier d'infiltration
- PI (13) Coefficient X de Muskingum
- PI (14) Temps de délai de la nappe profonde
- PI (15) Coefficient X de Muskingum
- PI (16) Temps de délai de la nappe de surface
- PI (17) Nombre de zones à répartition différente du stock
- PI (18) Pente de la droite de répartition du stock
- PI (19) Perte journalière en eau par sublimation

et d'une matrice FPI qui donne pour chaque couvert végétal :

- le taux de fonte ;
- le seuil de température de fonte ;
- le pourcentage de chaque zone.

2.1.2. DÉROULEMENT DU PROGRAMME

2.1.2.1. Programme Fond

L'appel à l'exécution du programme FOND nécessite la connaissance des matrices des températures TM et de précipitations PP.

Instruction 1. — Nous définissons deux matrices RN et RS identiquement nulles de dimensions égales à celle de PP, réservées aux lames d'eau ruisselées de fonte ou de pluie, et le vecteur U a deux éléments : le premier étant le nombre de stations utilisées et le second le nombre de jours de la période choisie de reproduction des débits.

Instruction 2. — Le vecteur DBNF identiquement nul de NJ éléments est réservé aux débits de base et, Y, variable auxiliaire de PI (12), représente le taux maximal d'infiltration journalière.

Instruction 3. — Nous définissons le numéro de la première station à utiliser et le nombre NP de pluviomètres utilisés.

Instruction 4. — A l'aide des paramètres PI (13) et PI (14) représentant respectivement la valeur de X et de K de l'équation de Muskingum, nous définissons les valeurs des trois coefficients C0, C1 et C2.

$$C0 = \frac{0,5 - X \cdot K}{X + 0,5 - X \cdot K}$$

$$C1 = \frac{0,5 + X \cdot K}{X + 0,5 - X \cdot K}$$

$$C2 = 1 - C0 - C1$$

permettant le calcul du débit de vidange de la nappe profonde du jour J en fonction

du débit de sortie du jour $J - 1$ et des alimentations R au cours de ces deux jours selon :

$$Q_{J1} = C0 \cdot R_{J1} + C1 \cdot R_{J-1} + C2 \cdot Q_{J-1}$$

Instruction 5. — Déterminations identiques à celle de l'instruction 4 pour la nappe de surface.

Instructions 6 et 7. — Le programme demande l'introduction du vecteur FX représentant l'équivalent en eau du stock de neige aux divers postes.

Instructions 8 et 9. — Le programme demande l'introduction du vecteur DO représentant la densité aux divers postes.

Instructions 10 et 11. — Le programme demande l'introduction de la valeur du débit de base au premier jour de la période.

Instructions 12 et 13. — Le programme demande l'introduction de la superficie du bassin versant et calcule le coefficient CON transformant des lames écoulées, exprimées en pouces, sur le bassin de superficie, exprimée en milles carrés, en débit journalier, exprimé en pieds cubes par seconde.

Instructions 14 et 15. — La valeur donnée à $ANNÉE$ permet d'initialiser ou non les données sur les variables CM et FS déterminées par un essai précédent et définies au chapitre 1.2.1.3.

Si $ANNÉE = 0$, le branchement se fait à l'instruction 15 pour définir les vecteurs relais CMO et FSO .

Si $ANNÉE = 1$ le branchement se fait à l'instruction 16.

Instructions 16, 17, 18, 19 et 20.

Si $ANNÉE = 0$, le branchement se fait à l'instruction 19.

Les instructions 19 et 20 assurent la détermination des valeurs initiales des éléments des matrices CM et FS définissant l'une la caractéristique liée à la densité du stock de neige sur chaque zone de répartition de hauteur et sous chaque couvert végétal, l'autre l'équivalent en eau. Ces valeurs sont en fait les valeurs finales d'un essai précédent.

Si $ANNÉE = 1$, le branchement se fait à l'instruction 17 où l'on détermine les valeurs initiales des matrices CM et FS en admettant une homogénéité initiale.

Instructions 21, 22 et 23. — Nous initialisons par ces trois instructions les variables secondaires et internes utilisées pour chaque station. Elles sont généralement nulles, sauf les valeurs des nappes profondes et superficielles ($EBOR$, $EPAR$ et $EPRIN$) et les débits de sortie de ces nappes. TB est le pourcentage de l'aire du bassin affecté au pluviomètre K .

Notons que de l'instruction 16 à l'instruction 23, nous ne faisons qu'initialiser toutes les variables utilisées pour chaque station K , et que l'instruction 56 renvoie à l'instruction 16 avec changement de poste ou arrête le programme.

Instructions 24 à 47. — Ce groupe d'instructions est réalisé, en séquence pour chaque journée J de la période et pour une station K , dont NJ fois (NJ : nombre de journées de la période).

Instructions 24 et 25. — Nous calculons la valeur de ETP et ET selon l'équation définie, au chapitre 1.3. et effectuons la sommation de ces valeurs dans $ETPO$

Instruction 26. — Nous déterminons la matrice EXCES de même dimension que FS représentant la valeur de la pluie excédentaire sur chaque zone de répartition de hauteur et sous chaque couvert végétal, affectée au poste donné K le jour J.

Instruction 27. — Nous déterminons la matrice PINF de même dimension que FS représentant la valeur de la pluie infiltrée.

Instruction 28. — Nous calculons la matrice TE de même dimension que FS, représentant la fonte réelle en tenant compte des taux de la fonte, seuil de température sur les zones de diverses couvertures, de l'équivalent en eau disponible et du phénomène d'entraînement décrit au paragraphe 1.2.1.2.

Instruction 29 et 30. — Nous déterminons la matrice du déficit calorifique des divers stocks de neige selon les équations définies au chapitre 1.2.1.1.

Instruction 31. — Nous calculons la matrice PLU des précipitations ayant percolé à travers le stock et la valeur du stock compte tenu de la chute de neige, au jour J et au poste K.

Instruction 32. — Cette matrice VAL permet de tenir compte à l'instruction 30 de l'effet de réchauffement du stock de neige par la précipitation du jour $J - 1$.

Instruction 33. — Nous évaluons la matrice caractéristique de l'état de mûrissement du stock de neige tel que défini au paragraphe 1.2.1.3.

Instruction 34. — Nous évaluons la fonte réelle TEE et déduisons la nouvelle valeur du stock.

Instructions 35 et 36. — Nous effectuons les sommations des ruissellements d'eau de fonte et d'eau de pluie sur la totalité du bassin affecté au pluviomètre K le jour J.

Instruction 37. — Nous calculons la lame d'eau de recharge des nappes.

Instruction 38. — Nous calculons l'équivalent en eau du stock dans le cas où la pluie a été plus forte que la valeur CM.

Instruction 39. — La valeur de ET au jour $J + 1$ est calculée.

Instruction 40. — Nous évaluons la valeur de la rétention complémentaire du stock de neige.

Instructions 41, 42, 43 et 44. — Nous calculons les diverses valeurs des débits de tarissement et le débit de base DBNF.

Instructions 45 et 46. — Elles font sortir au cours de la réalisation du programme les valeurs de certaines variables :

- Jour J de la période
- Numéro du poste
- Somme des débits ruisselés de fonte
- Somme des débits ruisselés de pluie
- La matrice caractéristique de l'état du mûrissement
- La matrice de l'équivalent en eau.

Instruction 47. — Cette instruction renvoie à l'instruction 24 où GL3 incremente la valeur J de 1 ; le renvoi cesse lorsque NJ est plus petit que J.

Instructions 48, 49 et 50. — Nous faisons écrire les principales caractéristiques des variables pour la période à la station K.

Instructions 51 et 52. — Nous gardons en mémoire les valeurs de DBNF (NJ) et DBNF (1).

Instructions 53, 54 et 55. — Si Année = 1 nous allons à l'instruction 56 sinon nous mettons en mémoire les dernières valeurs de CM et FS par les instructions 54 et 55.

Instruction 56. — Cette instruction renvoie à l'instruction 16 où GL2 incremente la valeur K de 1 ; le renvoi cesse lorsque NP est plus petit que K. Le programme s'arrête, les lames ruisselées d'eau de fonte ou de pluie et les débits de base sont calculés.

2.1.2.2. Programme ONDE

L'appel à l'exécution de la fonction ONDE nécessite la connaissance du paramètre MU de la fonction d'étalement, de la matrice caractéristique S du bassin versant et de la matrice des lames ruisselées. La fonction ONDE calcule les coefficients de la fonction d'étalement à la première instruction, puis aux deux suivantes, le débit journalier ruisselé à la station de mesure après avoir assuré le transport des eaux de ligne à ligne isochrone et l'étalement global.

QN ← MU ONDE RN assure le calcul de QN, débits ruisselés provenant de la fonte de neige.

QP ← MU ONDE RS assure le calcul de QP des débits ruisselés provenant des chutes de pluie.

Le débit total à l'exutoire est alors :

$$Q = QN + QP + DBNF$$

2.1.2.3. Programme GRAP

L'appel à la fonction GRAP permet l'exécution du graphique donnant la variation chronologique des débits journaliers calculés et observés.

2.2. Programme de fonte de neige en Fortran

Nous présentons en annexe II le programme de fonte de neige écrit en FORTRAN IV qui, actuellement, assure une bonne reproduction des débits de crue du printemps tout en ne comportant que les phases caractéristiques essentielles :

- répartition linéaire du stock de neige sur l'aire affectée à la station;
- albédo;
- évapotranspiration;
- rétention dans le stock de neige;
- coefficients de ruissellement et d'alimentation des réserves déduits des fontes ou précipitations successives et des déficits en eau du sol.

Ce programme permet la reproduction des crues d'un bassin ayant au plus quatre stations et pour quatre années.

2.2.1. INTRODUCTION DES DONNÉES

Le programme principal assure les lectures :

- du titre de l'essai;
- des diverses années étudiées, des débits initiaux de chaque année;

- de la matrice caractéristique du bassin par appel à la sous-routine ISOCHR;
- de la matrice des températures par appel à la sous-routine TEMPER;
- de la matrice des précipitations par appel à la sous-routine PRECI;
- des débits journaliers par appel à la sous-routine DEBIT;
- des dates de début et de fin de la période d'optimisation;
- des stocks de neige aux stations;
- des valeurs des paramètres introduits;
- du choix de ces derniers qui seront optimisés;
- des corrections à apporter aux températures par suite du micro-climat de la station.

2.2.2. DÉROULEMENT DU PROGRAMME

La sous-routine REGAULT assure la détermination des débits journaliers. Nous retrouvons les éléments essentiels du modèle de base dans ces éléments de programme.

Cartes 11 à 19. — Détermination des coefficients et des caractéristiques de l'écoulement des nappes profondes et superficielles.

Cartes 20 à 23. — Calcul de la fonction d'étalement par appel à la sub-routine ETALL.

Cartes 138 à 156. — La partie relative au transport des eaux de ruissellement et à leur étalement.

Aux cartes instructions 66, 83, 84 et 86, nous calculons l'albédo conformément aux définitions du chapitre 1.2.1.4.

Aux cartes instructions 88 à 112, nous calculons, dans le cas où un stock existe, la valeur de la fonte réelle compte tenu d'une répartition linéaire du stock de neige et également d'un effet de rétention d'eau dans le stock de neige.

La pente de la droite de répartition du stock de neige est fixée par le paramètre PI (2). Les paramètres PI (6), PI (3) fixent les limites maximales de la teneur et de la rétention en eau du stock, en pourcentage du stock. On admet que l'eau maximale contenue dans le stock représente 25% de celui-ci et peut s'écouler selon une décroissance constante d'autant plus élevée que le stock est faible, et, que la rétention permanente est de 5% du stock.

Aux cartes instructions 113 à 116, nous calculons le coefficient de ruissellement, la lame ruisselée, la lame infiltrée qui participe à l'alimentation des nappes comme indiqué aux paragraphes 1.3. et 1.4.2.

2.2.3. OPTIMISATION ET SORTIE

Le programme principal assure sur entrée des données l'optimisation d'un groupe au choix de paramètres. Il est toutefois préférable que les paramètres choisis aient une même action directe, paramètres de forme, paramètres de volume. Le critère adopté pour assurer l'optimisation garde une importance capitale comme l'ordre dans lequel les variables sont optimisées.

Le programme principal assure la sortie des résultats, par appel des sous-routines SORTIE et TABLE, sous forme de tableaux, des listes comparatives et de graphiques de comparaison entre débits observés et débits calculés.

3. Les essais et les résultats

Il importe que le modèle assure la reproduction des débits pour toute la période au cours de laquelle les chutes et les fontes de neige sont possibles, aussi il a été nécessaire d'introduire le calcul des débits résultant des chutes de pluie. En particulier, une meilleure approximation des conditions réelles semble indispensable.

D'autre part, le modèle doit également être capable de tenir compte des caractéristiques des années particulières sans avoir à lui fournir des paramètres d'une année sur l'autre.

L'ajustement du modèle et les réglages restent délicats surtout dans le cas où les variables climatologiques introduites ne sont pas suffisamment représentatives de celles moyennes pour chaque aire d'influence des stations ou qu'elles ne soient pas suffisamment bien connues, par exemple, l'équivalent en eau des chutes de neige.

Enfin, le problème de la recherche des facteurs les plus significatifs pour représenter le phénomène demeure le point fondamental du sujet. Notre expérience nous a montré que de nombreux types de modèle assurent également une reproduction valable des débits. Il semble curieux de dire que le modèle inspirant la plus grande confiance est celui qui dans des cas extrêmes et pour des conditions éloignées présente le plus fidèlement la réalité même avec parfois une moins bonne représentation des débits.

3.1. Les essais

Essayé pour les bassins versants de la rivière Chaudière et celui de la rivière Kénogami, le modèle fournit pour une série de trois années une reproduction jugée acceptable étant donné que le coefficient de reproductivité $(FO-FI) / FO$ (où FO est la somme des carrés des écarts entre la valeur observée et la moyenne des débits observés et FI la somme des carrés des écarts entre le débit calculé et le débit observé) a varié de 0,60 à 0,90.

En annexe nous donnons un graphique obtenu à l'APL à l'aide du programme FOND pour la période mars-juin 1964 au bassin de la rivière Chaudière.

3.2. Les résultats

Bien que le nombre de paramètres introduits soit impressionnant et de l'ordre de 20, nous devons remarquer que bon nombre de ceux-ci conservent une valeur identique lorsque nous changeons de bassin versant, seules changent les valeurs des paramètres caractéristiques du bassin et celles du taux de fonte et du seuil de température de fonte. Les essais effectués et les résultats montrent combien il est délicat de trouver les variables les plus significatives. Très souvent les variables les plus significatives sont celles qui présentent sur le bassin une variation importante, par exemple :

a) La température pour laquelle on constate sur un bassin des écarts moyens mensuels de 4 °F pour des stations situées à plus de 1 200 pieds de dénivelée;

b) La hauteur des précipitations qui varie sur l'aire affectée à un pluviomètre selon l'altitude, l'exposition et qui est actuellement imparfaitement évaluée quand la précipitation est neigeuse.

Il en est de même des paramètres les plus significatifs :

— Seuil de température de fonte qui croît avec le couvert végétal de la zone.

— Taux de fonte qui varie avec l'exposition et la situation géographique du bassin.

Aussi nous devons conclure en disant que tous les perfectionnements n'apporteront que peu d'améliorations tant que les informations de base ne seront pas plus nombreuses afin de mieux préciser la variabilité de celles-ci sur le bassin.

ANNEXE I

VEND[0]V

V TM FOND PP;U;C0;C1;C2;CRO;CB1;CB2;CM;FS;ET;TTE;TE;Y;TA;P;V;RECH;RECH1;QEPAR;QEPAR1;QEPRI;QEBOR;MUSKA;MUSKB

[1] RN+RS+(U+PP)P0

[2] DBNF=(NJ+U[2])P-Y*PI[12]

[3] NP+UK+1

[4] C2+1-(C0+(0.5-*/MUSKA)+MUSKA[2]+0.5-*/MUSKA)+C1+(0.5+*/MUSKA)+MUSKA[2]+0.5-*/MUSKA+PI[13],PI[14]

[5] C2+1-(C0+(0.5-*/MUSKB)+MUSKB[2]+0.5-*/MUSKB)+C1+(0.5+*/MUSKB)+MUSKB[2]+0.5-*/MUSKB+PI[15],PI[16]

[6] 'STOCK DE NEIGE AUX POSTES 1 2 3 ECT... EN POUCE D EAU '

[7] FX+[]

[8] 'DENSITE MOYENNE AUX POSTES'

[9] DO+[]

[10] 'DEBIT DE BASE '

[11] DM

[12] 'SURFACE DU BASSIN '

[13] CON+((5280*2)+86400*12)*SURE+[]

[14] +(ANNEE=0)/GL2

[15] CMO+FS0+0P0

[16] GL2:-(ANNEE=1)/GV3

[17] CM+((0.45-DO[K])+(0.45)*FS+(PFI[1;],N+1)PFX[K]*V+(1+PI[18])*((V+J+1)-1+(N+2)+1+N*2*(PI[17]+2))

[18] +B4

[19] GV3:CM+(PFS)P0CM0((1*/PFS)+(K-1)**/PFS+(PFI[1;],1)+N*2*(PI[17]+2)P0

[20] M(PFS)PFS0((1*/PFS)+(K-1)**/PFS)

[21] GV4:RECH1+QEPAR-QEPAR+QEPAR1+QEBOR+(DB+CON)-QEPRI+EPRI+DE+CON*EPAR+EPRI+1-EBOR+EPAR+EBOR+0.3+ET+ETP+RECH+0

[22] CM1+VAL+(PFS)PTE+DB1+DBNJ+0

[23] TB+*/S[K;]

[24] GL3:ETP0+ETP0+ETP+TA*((TA+O[(T+TM[K;J])-PI[11]])*PI[8])+PI[9]

[25] ET+1[ETP+(0.9*ET)+(ETP=0)*ET*0.1

[26] EXCES+(FS=0)*O[(P+PP[K;J])-ET+Y+2

[27] PINF+(FS=0)*(Y+2)O[(PLU+O[P]-ET

[28] TE+O(((PFI[1;])*(O[T-FPI[2;]])*1.1)+PLU*0.007*O[T-32])*.*(N+1)P1)+(YTE+(CM=0)*(FS*7+45)*1-PLU)-CM1

[29] RTE+0.5*PTE+T

[30] CALORI+O[VAL+1.33*((O[PI[7]-PTE]*0.5)+288)*FS*1+*(-FS+10)

[31] B+FS+(O[P]-O[P])+(PLU+O[PLU-CALORI*PLU+(TE+0.01[P]))

[32] VAL+-CALORI[TB+O[P

[33] CM+O[CM+((3.5+4.5)*(PN+-O[P])-TE+(O[P]+2*SUR+PI[19])

[34] FS+O[FS-(2*SUB)+TEE+(CM=0)*FS(O[TE-CALORI*TE+TE+0.01[P

[35] RN[K;J]+*/([2]O[TEE-Y]+N+1)*PFI[3;]

[36] RS[K;J]+*/PFI[3;]*+*/[2]((O[O[PLU-CM]-O[Y-TEE)*(FS=0)]+EXCES)+N+1

[37] RECHT+RECHT+RECH+*/PFI[3;]*+*/[2](PINF+(FS=0)*(SUB+Y[TEE+O[PLU-CM]))+N+1

[38] FS+FS+CMPLU

[39] RT+ETP[ET-O[P

[40] CM1+(CM=0)*YTE+O[CM1-TE+PLU

[41] QEPAR+(C0*EPAR*RECH)+(C1*EPAR*RECH1)+C2*QEPAR

[42] QER+(CBO*(QEPAR1+QEPAR)+EBOR*RECH)+(CB1*(QEPAR1+EBOR*RECH1))+CB2*QEBOR

[43] EPRI+(C0*EPRI*(RECH1+RECH)+(C1*EPRI*RECH1)+C2*QEPRI

[44] DBNF[J]+DBNF[J]+((QEBOR*TB)+QEPRI*TB)*CON

[45] +(J=74)/GL5

[46] (J;' POSTE=';K;' S.RN=';(+/RN[K;]);' S.RS=';(+/RS[K;]);O;CM;O;FS)

[47] B5:+(NJ+J+1)/GL3

[48] ('POSTE 'K;' RN=';+/RN[K;];' RS=';+/RS[K;];' ETP0=';ETP0;' PLUIE=';+/O[PFI[K;])

[49] (' NEIGE=';+/O[PFI[K;];' RECH TOTALE=';RECHT;' ETAT INI=';(DBNF[1]-DB1)+CON*TB*-C2)

[50] (' STOCKAGE TOTAL '=';(DBNF[NJ]-DBNJ)+CON*TB*-C2)

[51] DBNJ+DBNF[NJ]

[52] DB1+DBNF[1]

[53] +(ANNEE=1)/GV5

[54] CMO+CMO,,CM

[55] FS0+FS0,,FS

[56] GV5:+(NP+K+K+1)/GL2

[57] YTE+EBOR+VAL+CALORI+CM1+TM+PP+0P0

Liste du programme FOND en APL.

ANNEXE II. II

N1=52(2)*1.834C.1	SUBROUTINE PERIT
N1=52(1)*1.834C.1	COMMON /LIG2/ NT(1,1),NPT,*PI(1),*M(1,1)
N2=52(1)*1.834C.1	COMMON /LIG3/ DREG(20),PR(1,1)
NT=N2	CLWCN /LIG4/ NA(4),NS(1455)
NT=1	COMMON /LIG5/ NT(24),IIP,IPK
N1=N2	DIMENSION NS(11)
YC=C	20 FORNAT(6,12,14,11)(45,3,1X)
ZNO=	C FORMAT('CPALVAISE SEQUENCE',514)
Y1=N1	MC=50,N1,NMT
Z1=P1	N1=NPL(I)-1
Y1	JTEM=3
X=2C+(Y-VC)*(21-20)/(Y1-Y0)	400 READ(IIR,2)NA(1),VC,CERL
JZ=	IF(MC-21)421,452,421
MC=J	401 IF(MC-MC1)402,422,422
DO 62C K=1,AP	402 IF(MC=MC2)422,422,422
TELU(1,1)=11,61Z	225 WRITE(11,61JTEMP,K,NA(1),VC,C)
611 SX=C	STOP
612 SX=5(1,1,1)	422 NCL=MC+1
613 SX=5+(X-ND)*(S1(I+1,K)-S)	IPAX=IC
620 S(1,K)=SX	IF(MC-3)423,404,403
DO 621 K=1,AP	403 IF(MC-3)405,404,403
621 S(NT2+1,K)=S1(I,K)	404 IPAX=1
625 NT=NT+1	406 DO 409 I=1,IPAX
NT2=NT-1	NPL(NJ)+1
Y0=N1	600 READ(1,6)CERL(1)
Z0=N1	C FORMAT(6)40C,56C,40C
Y1=N2	560 CONTINUE
Z1=N2	END
N1=N2	
GO TO 624	
623 DO 83C K=1,AP	
STAS(I,K)	
DO 83D I=2,NT	
SP=5(1,K)	
S(1,K)=SP	
630 S(1,1)=S	
DO 84C K=1,AP	
640 WRITE(11,63)JTEMP,K,NA(1),I=1,NT1,5(IKZ,K)	
RETURN	
END	
SUBROUTINE TEMPER	SUBROUTINE REGAU(PI,ERSTO)
COMMON /LIG2/ X(13),AP,MP(11),PI(48),K(1968),NPT,MT(5),ND(14)	COMMON /LIG3/ CI(10),PI(4),J(48,4),F(48),F(4),F(48),S(100,4)
COMMON /LIG4/ NA(1),NA(155)	COMMON /LIG5/ CD,ICURD,INDRE,MP,PI(1),NJ,MT(50E,6)
COMMON /LIG6/ h(2460),IIP,IIN	IPREC(PI(4),AP,VT,DE(1),SE(2),CEEP(1),ROB(1),ROB(1),NPL(1),NCL(1)
DIMENSION LT(6)	COMMON /LIG7/ DE(48),IIP(20),ESX(120),JERAP(13)
7 FORNAT(6,11,12,13,14,14)	COMMON /LIG8/ NA(4),DREG,NETAL,TE(40R,4),ICURD
C FORMAT('CPALVAISE SEQUENCE',514)	COMMON /LIG9/ TI(48),JMX(1),PI(14),PR(14),CPT(4)
NPL(1)	COMMON /LIG10/ PI(100,4),DBH(100),IIR,IIW,CVCL
DO 58D K=1,NMT	COMMON /LIG11/ IITV(16),IA,IS(1),CDB(1),NIG,IF
261 DO 22C J=1,AP	DIMENSION SCHW(4)
N1=NPL(I)-1	DIMENSION PI(20),CBA(48,4)
221 READ(IIR,3)IE,NA(1),VC,LT	DIMENSION ETAL(10),ETALF(10)
IF(MC-3)223,222,225	395 FORNAT(1)HDRCGRAPVE 19',12', ERSTO='F7.0,' NASH='F7.3
223 IF(MC-MC1)224,222,224	GO 13 TO 13
224 M1=ND(1,1)	C1=PI(11)*(-1,-EXP(-1./PI(11)))-EXP(-1./PI(11))
IF(MC1-MC1)225,222,225	C2=EXP(-1./PI(11))
225 WRITE(11,6)JTEMP,K,NA(1),VC,PC1	CB1=PI(12)*(-1,-EXP(-1./PI(12)))-EXP(-1./PI(12))
STOP	CB2=EXP(-1./PI(12))
222 PC1=PC1	EPAR=PI(1)
IPAX=IS	EPIN=1-2*EPAR
IE(HO-52)226,227,226	EBER=1-IEPAR*EPIN
226 IF(MC-52)229,227,229	DO 13 TO 13
227 IPAX=IC	13 ETAL(PI)=C
228 DO 250 I=1,IPAX	CALL ETAL(PI(5),ETALF,NETALP)
NJ=NJ+1	NETAL=ETALP
230 NJ(NJ,1)=LT(I)	N=1
IE(HO-52)221,220,221	NFN=J+J*MT
220 CONTINUE	DO 2C K=1,NP
NPL(N+1)=NJ+1	DO 11 K=1,2
240 CONTINUE	DO 20 K=1,AP
560 CONTINUE	DO 11 K=1,C
PETUP(1)	20 TELL(1)=C
END	22 JMX(N)=122
	DO 6C K=1,AP
	IEPAR=IA(1)
	25 ERI(N)=(AMAX(C,FX(LN))+2-PI(4)*2)**.5
	26 ESN=PI(I,K)
	SCHW=
	STE=C
	HNN=C5*PI(2)
	HNN=C5*PI(1),PI(12)
	DALNC=HNN-HNN
	SPT=C
	CEPRIN=(EPRI/(EPRI+EPAR))*DE(IA)/CCN
	GCRC=DE(1)/CON-CEPPIA
	DEAX=GCRC-
	CEPAR=DEPAR
	RECH=C
	SSE=C
	ST=C
	ETP=C
	ET=C
	TE=C
	ETP=C
	RIE=C
	DO 61 I=1,NU
	IPAX=NI(1,1)-1
	MTX=PI(I,K)
	SPT=SQRT(MTX)*(MTX+CEC(K)-PI(20),0.)
	IE(PREC(PI(I),K))12,63,63
	62 PNEIGE=PPECIP(IP,K)
	HNN=HNN+PNEIGE
	HNN=HNN+PNEIGE
	SFA=EPN+PNEIGE
	PLU=C
	SPT=AMAX(SPT,ETAL+PAEIGE,0.)
	GO TO 32
	63 PNEIGE=0
	DL=SPT*ETAL(6),PI
	IF(IPK-PI(7))3C,3C,31
	30 ETP=C
	GO TO 32
	31 ETP=(MTK-PI(7))*(MTX-PI(7))*PI(6)*PI(9)
	ETP=ETP+ETP
	32 ETAL(1,1)=ETAL(2,2)+ETP
	ALD=DO(PI(1)))*PI(4)-SPT*PI(16)
	AIH=APAX*(MTK+CCR(K)-32,0.)**0.007*PLU
	IEZ=PI(1,1)-ALD*EFC(AMAX(MTX-PI(19)+CCR(K),0.),EPT(1))
	IE=C
	IF(HNN)3C,3C,40
	60 IE(1,1)=33,33,33

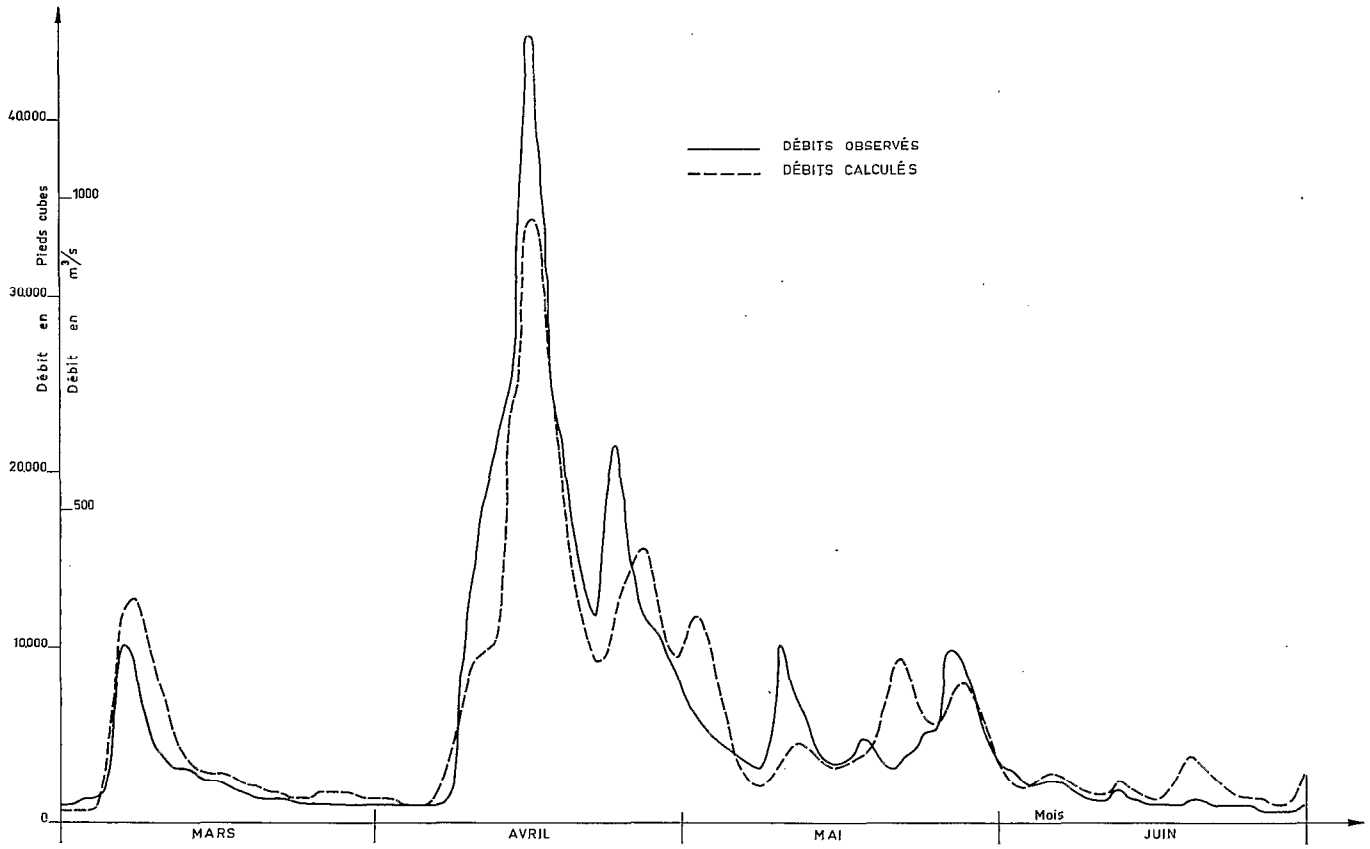
ANNEXE II. II

23	TEE=AMAX1(HMM,TEI) HMM=HMM-TEI SFTE=SFTE+TEE+PLU TEE12=AMAX1(L1),SFTE+HMM*PI(1) SFTE=AMAX(TEE12,TEE12) TEE3=AMAX(L1),SFTE-PI(1)(HMM*PI(1)+EVE(-HMM*2)) IF1TEE3<.03901)1267,1269,1269	FUNC1(DI, PAS(CFI,EP2,EP1) DECS1=APC*9 DEP2=EP2-EP1 DIF2=DEP2-DEP21 CORP*5 CORP*10,PI 5,10 IF(DIF2)1,2,3 1 IFFDEP2)14,4,9 2 IFFDEP2)16,6,6 6 PAS=C GC TC 7 3 PAS=DEP2/DIF2 IF(PAS-CORP)4,7,9 4 PAS=CORP GC TC 8 IF(PAS-CORP)7,7,9 5 PAS=CORP GC TC 7 END
1247	TEE3=C 1248 SFTE=SFTE+TEE3 TEF=TEE12+TEE3 PLU=9 GC TC 10	
24	IF(HMM-TEI)35,35,33 35 TEE=(HMM-HMM)*2-AMAX1(C, HMM-1)(C*2)/(2.*DALHC)+EVE GC TC 37	
2E	TEE=IC 37 HMM=AMAX1(HMM-TE,0.) HMM=AMAX1(HMM-TE,0.) SFTE=SFTE+TEE*PLU HPC=HMM*(HMM+HMA)**2/(2.*CAL*CI) TEE12=AMAX1(L1),SFTE-PI(1)(HMM*PI(1)) SFTE=SFTE+TEE12 TEE3=AMAX1(L1),SFTE-PI(1)(HMM*PI(1)) IF1TEE3<.03901)1267,1269,1269	
247	TEE3=C 248 SFTE=SFTE+TEE3 TEF=TEE12+TEE3 PLU=9 GC TC 10	
35	RTE=RT*PI(10)+TEE+PLU RTEH1=-EVE(-RTE/C(1))+(RTE/10) HNF=TEE-PLU)11,-RTE)EVE(-RTE/11)+PI(14) FTE=TEE+PLU)RTE+EXPI(-FTE) FTE=TEE+PLU RTEH1=HNF RECH=HNF ETI=AMAX1(ETEF,ET-TEJ-AMAX1(PRECIP(I)*K,0.) ETEF=TEE TEJ=TEE QEPAR=CQEPAR*RECH+CI*EPAR*RECH+CI2*CEPAR CERON=CQEPAR*RECH+CI*EPAR*RECH+CI2*CEPAR QEPRI=CQEPRI*RECH+CI*EPRI*RECH+CI2*CEPRI DBNI(I)*K)DBNI(I)*K)+(CEDEF*CEPRI)*CCN RECH=RECH CEPAR=CEPAR	SUBROUTINE SORTIE(P1) COPXN /L121 /1100,41,PR1(4,1),1142,7,1,FT1(4,4),E1(2E),S11(200,4) COPXN /L162 /GON,1010D,10URE,ND,EX1(1),N1,NT(285,4) IPRCP(1(40,4),AP,NT,DB1(1),SF,NT,DEBM(4),RDEBK(4),AMT,NPL(5),NDL(4) COPXN /L138 /Q(1+(R1),TIR1(20),ES,51(20),EPAR(13) CORP(4 /L104 /N(1),PREL,INITAL,TF(S),S1,1,CORP COPXN /L165 /Y(488,4),JHK(1),F1(1(1),F1(1),F1(1),COT(1) COPXN /L164 /Z(1+(R1),S1(1+(R1),CENT(4),11P,11P DIMENSICL JPF(4),D1(20) 2 FDMAT(125,1)F(8,3) 4 FDMAT(11 *ARGEE 19*12,OK,17E-1,16,1,9X,10+,E5,3,6X, 1*,1+,E5,3,6X,DEHTE+*,E5,2,9X,11,1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,1, 5 FDMAT(110,1)F(7,3) 9 FDMAT(110,1)F(7,3) 11 FDMAT(11 *FOURVAI CAT FA EAU CL STROK METEUXI,5ER,27 * VOLUME BUISS 11E+,15X,5ER,2) 12 FDMAT(11 *4P2*) 13 FDMAT(11 *AME11) 14 FDMAT(11 *PA1) 15 FDMAT(11 *JUIN) 16 FDMAT(11 17 FDMAT(11 *17X,1*ARS,5X,1*AVRIL,6X,1*PAI,7X,1*JUN,7) 18 FDMAT(11 *2046,7114,*ESSAI=*,E5,0) 19 FDMAT(11 *MILHEGE *,E6,3,10X,1MI FINIE*,E6,3,6X,1EVARDI=*,E7,5, 16X,1EVARDI=*,E5,3) 22 FDMAT(11 *SCOMPE DES ECARTS*,F8,3,4X,1SCMHE DES ECARTS ABSOLUS*, 1E6,6,10X,DEB,3,15) 23 FDMAT(11 *MOYENNE DES ECARTS*,F8,3,4X,1PCYENNE DES ECARTS ABSOLUS*, 1F8,1) 24 FDMAT(11 *10,115X,16,111) 26 FDMAT(12 *,1231) 26 FDMAT(11 *FORTE PLUVIALE=*,F5,3,5X,1PERTE MINIMUM*,E6,3, 15X,1DEBIT DE BASE, E6,0,AX,1DELA=*,E6,2) 30 FDMAT(110,1)12,6X,1,119,6X,1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,1, 100 FDMAT(111,1)4X,1COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT DU DERNIER POSTE*,2X, 1E6,0,1)
61	CONTINUE ETIN(XI)=TE 60	
60	CONTINUE NTI=APL(I) N12=NTAB(I)1-1 N1=ND(I) DB(N)=0 DO 10 J=1,NT1 F1(J)=0 NT=F1(ND(J)-1)1,1,2,1,NETAL DO 10 K=1,N1 DO 10 K=1,N1 JWK=J-NEFA)1,2 F1(J)=F1(J)+S1,NTI*(JWK),KI*METAL(NETA)+CCN DREU(L1)=0 DO 14 K=1,N1 14 DBN(I)=DBN(I)+DBN(L1)+S1*(1,2,X) IF(J-AMX(N)-NPL(1))115,15,12 17 F1(J)=F1(J)+DBN(L1)+S1 17 F1(J)=F1(J)+DBN(L1) AJ(L1)=I1(1) SCPM(N)=0 L1=K(L1),JOUR=1 L2=K(L1),JOUR=1 PC=0 F1=C DO 52 L=1,L2 DDF=DEB(L)-DEB(N) DIF=DEB(L)-F(L) F1(L)=DIF+DDF FO=C+DDF+DDF 58 SORP(N)=SCMN(N)+DIF+DIF*(CER(L)+CEB(N))+RCEEM(N) ERNA=ERNA+DIF/20 ERST=SCM(N)+SCMN(N)+AJCUP(N) 122 WRITE(III,305)AA(N),EPST,ERKASH N=0 IF(N-HMT)22,22,23 23 SORNT=C DO 124 N=1,NT 124 SCMN=CQMT*SCMN(N) ERST=SCMT/SCMN(N)+AJCUP(N) RETLN END	
3	MDL(2) DIFENSIGN ETAL(3C) NNE=EPRI(N) ETAL(11)=1 NETAL=0 DO 310 I1=2,33 X=I1-1 Y=EXP(-X*AX) NETAL=NETAL+Y IF(Y<.01)312,312,310 312 ETAL(I1)=0 GC TC 311 310 ETAL(I1)=Y 311 DO 300 I1=1,NETAL IF(NETAL-30)301,302,302 301 Y=ETAL(I1) GO TO 300 302 Y=0 300 ETAL(I1)=ETAL(I1)+Y RETURN END	C **** IMPRESSION DES CERITS JOURNALIERS WRITE(II,4)AA(N),PI(7),PI(1),PI(3),PI(2),PI(11),NT WRITE(II,8)AP,PI(6),DB(8),PI(12) WRITE(II,8)PI(1),PI(1),PI(9),PI(9) WRITE(II,11)IFR(N),K=1,4),FRI(N),IFR(N),K=1,4),FTI(N) 58 FDMAT(11 *STOCK INITIAL *,4F8,2) N1(L1)=1+AA1 HMA=4 WRITE(II,8)CO(F(X),I=NNI,NNI) WRITE(II,4)1 I1=NPL(1) I2=NPL(N)+31-1 DO 5E I1=1,122 JFP(I1)=I1 JFP(I2)=I1+31 JFP(I3)=I1+61 JFP(N)=I1+92 DO 99 I1=1,4 Y=ER(L1)

```

NE=0
504 IF(=99,51902,993,993
503 K=K0
NE=NE+1
GO TO 984
502 J2=J2+5
IF(NE>99,991,995
505 GO 996 (2=1,NE#
502 J2=J2+1
501 JPP(1)=J2
J2=1-1231997,998,998
508 J2=J2+1
JPP(1)=JPP(1)+1
GO TO 984
503 J2=J2+1
WRITE(10,51101,399
IF(INDD(12),51199,58,998
55 WRITE(10,1,1)
99 CONTINUE
SOIF=0
SOIE=0
I1=HPL(IN)+JOURC-1
I2=HPL(IN)+JOURM-1
DU=J2-LPH-L2
DIF=DECI(1)-FEI(1)
SOIF=SOIF+DIF
57 SOIE=SOIE+ABS(DIF)
WRITE(10,23)SOIF,SOIFA,JCUND,JOURE,JOURE
AJOURM=JOURM
SOIE=SOIE+JOURM
SOIFA=SOIFA+JOURM
WRITE(10,23)SOIF,SOIFA
C
MISE EN MARCHE DES RESULTATS
JMA=130,998
DO 520 I=1,33
520 JFAB(1)=JFAB(1)+1
WRITE(10,24)JMA
520 JFAB(1)=JFAB(1)+1
DO 510 I=1,42
JFAB(1)=JFAB(1)+1
JFAB(1)=JFAB(1)+1
JFAB(1)=JFAB(1)+1
512 JFAB(1)=JFAB(1)+1
511 IF(JFAB(1)-13)513,513,514
514 JFAB(1)=1
513 JFAB(1)=JFAB(1)+1,514,514
GO TO 517
513 JFAB(1)=JFAB(1)+1
JFAB(1)=JFAB(1)+1
517 WRITE(10,25)JFAB(1)
JFAB(1)=JFAB(1)+1
518 CONTINUE
WRITE(10,25)JMA
WRITE(10,14)119,ESSAL(1)
RETURN
END

```



Rivièrè chaudière en 1964.