

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES
DU QUÉBEC

MODÈLE MATHÉMATIQUE pour une crue de fonte de neige

par

Marcel ROCHE

Ingénieur en Chef à l'E. D. F.
Chef du département Recherche Fondamentale
au service hydrologique de l'ORSTOM
Professeur à l'ENGREF

et

Michel SLIVITZKY

Directeur Général des Eaux
Ministère des Richesses Naturelles
du Québec

NOVEMBRE 1966

OFFICE de la RECHERCHE SCIENTIFIQUE
et TECHNIQUE OUTRE-MER

MINISTERE des RICHESSES
NATURELLES du QUEBEC

MODELE MATHEMATIQUE
pour une CRUE de FONTE de NEIGE

par

Marcel ROCHE

et

Michel SLIVITZKY

Ingénieur en Chef à E.D.F.
Chef du Dpt Recherche Fondamentale
au Service Hydrologique de
l'ORSTOM
Professeur à l'ENGREF

Directeur Général des Eaux
Ministère des Richesses
Naturelles du QUEBEC

Novembre 1966

MODELE MATHEMATIQUE
pour une CRUE de FONTE de NEIGE

I - Aspect physique du problème

La génération d'une crue de fonte de neige comporte trois phases principales :

- l'accumulation et l'évolution du stock de neige avant le début de la fonte ;
- la fonte du stock, transformant la neige en eau disponible pour le ruissellement ;
- l'acheminement de l'eau de ruissellement du lieu de stockage vers l'exutoire.

Des études très poussées ont été faites sur ces différents phénomènes, mais leur interprétation complète demande la mesure de quantité de facteurs climatologiques rarement disponibles en pratique. Nous avons essayé d'obtenir une reproduction satisfaisante d'une crue de fonte de neige à partir des seuls facteurs suivants :

- températures journalières au plus grand nombre possible de postes ;
- précipitations neigeuses et pluvieuses,

auxquels il faut ajouter, bien entendu, les caractéristiques physiques du bassin.

1.1. - Accumulation et évolution du stock de neige ..

En un point donné, matérialisé par un poste d'observation, on mesure la hauteur de neige tombée chaque jour au moyen d'une table à neige et on calcule l'équivalent en eau qui est souvent à peu près égal au 1/10 de la hauteur de neige. L'équivalent en eau peut être également déterminé directement en faisant fondre la neige recueillie dans un pluviomètre ou en utilisant un pluviographe à entonnoir chauffant. L'essentiel est que la

méthode de mesure soit toujours la même à tous les postes d'observation.

Le stock, ainsi évalué en équivalent en eau de neige fraîche, se modifie avec le temps. Il se tasse, ce qui importe peu ici, et surtout il perd une partie de son eau par sublimation. On désignera la hauteur d'eau équivalente au stock de neige fraîche en un point donné par $(SN)^0$. On peut admettre que la perte subie par le stock par sublimation dépend de la durée d'exposition de la neige entre les premières chutes importantes et le début de la fonte. Si l'on voulait raffiner le modèle, on pourrait dire que la perte journalière est fonction de la température et de l'humidité du jour pour laquelle elle est calculée ; nous ne pensons pas que ce soit nécessaire. Si l'on désigne par SN la hauteur du stock disponible au début de la fonte et par TE la durée d'exposition, on aura :

$$SN = (SN)^0 - \alpha TE \quad (1)$$

Cette démarche suppose qu'à chaque poste le début de la fonte soit franc et que celle-ci se produise sans retour au gel. On peut tenir compte de cette remarque en comptant pour TE le nombre de jours écoulés depuis la première neige de quelque importance jusqu'à l'épuisement du stock neigeux, en ne retenant que les jours pour lesquels il n'y a pas eu fonte.

Variante : On peut supposer aussi que la perte subie est proportionnelle au volume du stock, ce qu'il n'est pas très aisé de justifier physiquement, mais qui peut conduire à un réglage satisfaisant du modèle. Le stock disponible prend alors la forme :

$$SN = \alpha (SN)^0 \quad (2)$$

ce qui permet une introduction plus aisée dans les calculs.

SN peut aussi être estimé directement par des campagnes systématiques de sondage de la neige, avec mesure de l'équivalent en eau, juste avant le début de la fonte. Quand cette opération peut être menée dans de bonnes conditions, l'estimation ainsi obtenue est bien meilleure et plus sûre que l'estimation indirecte à partir des chutes de neige.

1.2. - Fonte du stock neigeux

Nous n'énumérerons pas tous les facteurs physiques régissant la fonte de la neige ; ils sont fort nombreux et font appel à des données météorologiques rarement disponibles. Dans l'optique du modèle de crue, on peut synthétiser ces facteurs dans des indices représentant globalement leur influence ; cette représentation ne peut être qu'approchée mais l'ap-

proximation est souvent suffisante pour assurer une reproduction convenable de la crue.

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 indicielle. Des équations de fonte ont été établies, basées uniquement sur les températures et les pluies qui peuvent intervenir durant la fonte ; des coefficients ont été calculés, variant suivant la densité du couvert forestier. Il nous a paru préférable de laisser les coefficients sous forme paramétrique et de confier au réglage du modèle le soin de leur affecter des valeurs numériques.

La fonte est régie par des apports extérieurs d'énergie, qui, sous une forme extrêmement simplifiée peuvent se ramener :

- aux échanges thermiques avec l'air environnant et aux apports du rayonnement, ce qui peut se traduire par une relation de la forme : fonte journalière = $A (T - T_0)$. T désignant une caractéristique de la température de l'air et T_0 un seuil de température ;
- aux apports thermiques de la pluie, s'il pleut, apports qui se traduiront par une fonte de la forme $a P (T - T_0)$, P étant la hauteur de la pluie.

On peut donc écrire la fonte journalière totale sous la forme paramétrique suivante :

$$F = A (1 + a P) (T - T_0) \quad (3)$$

On peut prendre pour T la température moyenne journalière ; la température maximale T_M journalière nous paraît plus indiquée. La relation aura donc finalement la forme :

$$F = A (1 + a P) (T_M - T_0) \quad (4)$$

A , a et T_0 seront considérés comme des paramètres à ajuster lors du réglage du modèle. Signalons seulement que, si P est exprimée en pouces, on peut commencer le réglage du modèle avec $a = 0,09$; si P est donnée en mm, on prendra $a = 0,0035$. Il est peu probable que l'on ait, dans le cours du réglage, à modifier ces valeurs ; on jouera essentiellement sur A et T_0 .

La hauteur fondue à une station ne peut, bien entendu, dépasser le stock disponible au début de la fonte. On devra donc avoir, à chaque instant de la fonte :

$$\sum A (1 + a P) (T_M - T_0) \leq SN \quad (5)$$

Il faudra toutefois tenir compte de l'accumulation de l'eau de pluie dans la neige, accumulation qui viendra s'ajouter au stock disponible. De sorte que, pour un jour i , la condition (5) s'écrira :

$$\sum_{j=1}^{j=i} A (1 + a P_j) (T_{Mj} - T_0) \leq SN + \sum_{j=1}^{j=i} P_j \quad (6)$$

Lorsque l'inégalité (6) n'est plus vérifiée, la fonte est terminée et $F_i = P_i$. De même, chaque fois que l'on aura $T_M \leq T_0$, F sera nul.

En fait, après une période de gel, la température du stock neigeux est en dessous du point de fonte et les premières températures excédentaires observées devront d'abord compenser le déficit calorique du stock avant de provoquer la fonte. D'autre part, l'eau de fonte commencera par saturer la neige avant d'être disponible pour le ruissellement. Ces deux phénomènes sont proportionnels à la fois au stock SN et à l'excédent de température. En les groupant tous deux dans la même expression, cela revient à dire que l'on n'aura pas d'eau disponible pour le ruissellement tant qu'on aura :

$$\sum A (1 + a P) (T_M - T_0) < b SN \quad (7)$$

b étant un coefficient, à ajuster dans le modèle, que l'on appellera "taux de perte initiale".

L'inégalité (7) exprime en fait une perte de calories dont le rôle est de ramener la température de la neige au voisinage du point de fonte, et une accumulation d'eau de fonte dans la neige avant que le ruissellement soit possible. Durant cette période initiale, il n'y a donc pas consommation de l'équivalent en eau du stock de neige et les fontes fictives obtenues ne doivent pas être introduites dans la relation (6).

Le premier membre de l'inégalité (6), représentant le prélèvement total effectué sur le stock équivalent en eau de la neige, ne doit prendre effet qu'à partir du moment où l'inégalité (7) n'est plus vérifiée. L'ordre

dès opérations sera donc le suivant :

- Effectuer (7) jusqu'au premier jour m pour lequel l'inégalité :

$$\sum_{j=1}^m A (1 + a P_j) (T_{M_j} - T_0) \geq b SN \quad (8)$$

est vérifiée.

- A partir du jour m , effectuer, pour chaque jour i , la somme :

$$\sum_{j=m}^i A (1 + a P_j) (T_{M_j} - T_0) \quad (9)$$

et la comparer à :

$$SN + \sum_{j=1}^i P_j \quad (10)$$

Donc, pour nous résumer :

- quand $T_{M_i} \leq T_0$, $F_i = 0$
 - quand (8) est vérifié $F_i = 0$
 - quand (9) \geq (10) $F_i = P_i$
- (11)

Le reste du temps :

$$F_i = A (1 + a P_i) (T_{M_i} - T_0) \quad (12)$$

Le tableau des valeurs de F_i pour les K stations utilisées pour l'étude s'appelle la "matrice des fontes". On la symbolisera par $[F]$. Il est essentiel, lors du réglage du modèle mathématique, que cette matrice apparaisse sur l'imprimante.

1.3. - Effet de la réduction progressive du couvert neigeux

Les conditions contenues dans le paragraphe 1.2. supposent une disparition brutale du couvert neigeux dans chacune des zones d'influence des stations utilisées. En fait, la disparition de ce couvert est progressive. On peut dire que, dès le lendemain du premier jour de fonte, vont commencer à apparaître des lambeaux de sol nu ; puis les surfaces découvertes

vont augmenter de jour en jour, jusqu'à la fonte de la dernière plaque de neige.

On peut traduire le phénomène en affectant à la surface intéressée par la fonte un coefficient dégressif, tenant compte de la fonte déjà effectuée, exprimée en fraction du stock initial. Un tel coefficient peut être de la forme :

$$c = 1 - \left(\frac{\sum F_{i-1}}{SN} \right)^n \quad (13)$$

On peut également, ce qui revient au même du point de vue des résultats, appliquer ce même coefficient à la hauteur ponctuelle fondue, ce qui revient à écrire $(c F_i)S$ au lieu de $F_i(cS)$. Le coefficient de réduction doit alors être introduit également dans la relation (9) ou (10), de manière à conserver les volumes de stocks neigeux représentés par les enneigements indiciaires aux stations.

En définitif, la prise en considération du phénomène conduit à remplacer les relations du paragraphe 1.2. par les relations suivantes :

$$F_i = A (1 + a P_i) (T_{M_i} - T_0) \left[1 - \left(\frac{\sum F_{i-1}}{SN} \right)^n \right] \quad (14)$$

$$\text{- Si } T_{M_i} \leq T_0, \quad F_i = 0 \quad (15)$$

$$\text{- Si } \sum_{j=1}^i A (1 - a P_j) (T_{M_j} - T_0) < b SN, \quad F_i = 0 \quad (16)$$

On pose $i = m$ lorsque $\sum_{j=1}^m = b SN$

ou lorsque $\sum_{j=1}^{m-1} < b SN$ et $\sum_{j=1}^m > b SN$

$$- \text{ Si } \sum_{j=m}^i A (1 + a P_j) (T_{M_j} - T_0) \left[1 - \left(\frac{\sum_{i=1}^n F_{i-1}}{SN} \right)^n \right] \geq SN + \sum_{j=1}^i P_j, \quad F_i = P_i \quad (17)$$

On pose $i = h$ lorsque $\sum_{j=m}^h = SN + \sum P_j$

ou lorsque $\sum_{j=m}^{h-1} < SN + \sum P_j$ et $\sum_{j=m}^h > SN + \sum P_j$

On notera que l'effet du coefficient c est d'autant plus marqué que n est plus petit. Lorsqu'on ne voudra pas introduire l'effet de réduction, il suffira de donner à n n'importe quelle valeur suffisamment grande, par exemple 15 à 20, pour neutraliser c .

1.4. - Intervention de la pluie

On a vu comment la pluie intervient pour augmenter les calories disponibles pour la fonte de la neige. Son action en tant qu'apports est différente suivant que le couvert neigeux a disparu ou pas.

Tant que le sol est couvert de neige, la pluie ne peut ruisseler pour son propre compte. Outre les apports thermiques dont il a été question, son rôle est d'augmenter l'équivalent en eau du stock neigeux, donc de retarder l'épuisement de ce stock. On a donc, du point de vue évolution du stock, deux actions contraires de la pluie :

- une action thermique qui tend à accélérer la destruction du stock ;
- une action d'apport d'eau qui tend à reconstituer l'équivalent en eau du stock.

Ces deux modes d'action s'expriment dans la relation (6).

Lorsque le stock neigeux a disparu, les apports d'eau de pluie sont immédiatement disponibles pour le ruissellement ; autrement dit, à partir du moment où l'inégalité (17) est vérifiée, on a : $F_i = P_i$. La prise en compte de la pluie dans un modèle de crue de fonte de neige, après disparition du stock neigeux, se fera donc en complétant la matrice des

fontes par les hauteurs de pluie obtenues aux différents postes.

1.5. - Transport des eaux à l'exutoire du bassin

La matrice des fontes, complétée par les pluies ultérieures à l'épuisement du stock neigeux constitue la matière première du ruissellement, matière première qui va subir trois opérations essentielles avant de fournir l'hydrogramme de crue :

- une réduction de volume ;
- un étalement dû à la libération progressive de l'eau libre ;
- un transport de la zone de production à l'exutoire.

1.5.1. - La première opération se rapporte aux pertes subies par les eaux de fonte avant ou pendant le transport de la zone de fonte à l'exutoire. Ces pertes comportent essentiellement :

- l'infiltration,
- l'évapotranspiration,
- la rétention de surface.

Les pertes par évapotranspiration sont très faibles pendant la période de l'année qui se rapporte à la crue de fonte de neige. Les pertes réellement importantes seront dues à l'infiltration et surtout à la rétention de surface. Il semblerait raisonnable, pour les pertes par infiltration, d'admettre un taux journalier relativement constant, ce qui se traduirait par une opération du type $F_i - I$. Par contre, il est assez logique de penser que la rétention de surface sera croissante avec F_i , ce qui donnerait lieu à une opération RF_i ($R < 1$). Autrement dit, la hauteur d'eau réellement transformée en ruissellement pendant l'unité de temps (par exemple la journée) serait représentée par $RF_i - I$. En fait, l'expérience montre que dans la plupart des cas (1), on a tout intérêt à utiliser une relation de type RF_i , appelant R : coefficient de ruissellement.

(1). - Il s'agit de cas se rapportant au QUEBEC, pour lesquels la rétention de surface est nettement prédominante.

R peut être soit pris constant dans l'ensemble du bassin, soit considéré comme matriciel et variable suivant chaque portion du bassin. De même, R varie généralement dans le temps. Cependant, pour une crue de fonte de neige, de même que pour les crues pluviales qui peuvent suivre immédiatement une telle crue, on peut admettre que le sol est pratiquement saturé et que R est constant dans le temps. En général, on ne gagne pas non plus grand chose en précision dans le réglage du modèle, en le considérant comme variable dans l'espace. Le point de vue pourrait être différent si on traitait un problème de crues d'été, avec évapotranspiration intense et périodes de sécheresse relative intervenant entre les crues.

1.5.2. - Supposons, ce qui est évidemment fort schématique et pour tout dire inexact, que les pertes dont il a été question au paragraphe précédent soient subies sur place par la masse d'eau de fonte (ou d'eau de pluie). La libération de l'eau en excédent, qui produira le ruissellement, n'est pas instantanée ; elle se fait progressivement, suivant un opérateur fonctionnel λ que nous appelons "fonction d'étalement". Si l'intervalle de temps est la journée par exemple, 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 se transformera en un vecteur λV_j . Supposons par exemple que les intégrales successives de $\lambda(t)$ prises entre les intervalles (0,1) à (3,4) soient :

$$\lambda_1 = 0,20, \lambda_2 = 0,50, \lambda_3 = 0,20, \lambda_4 = 0,10 ;$$

le volume V_j se transformera en un vecteur :

$$(0,2 V_j)_j, (0,5 V_j)_{j+1}, (0,2 V_j)_{j+2}, (0,1 V_j)_{j+3}.$$

On doit avoir, bien entendu, $\sum \lambda = 1$.

λ transforme la matrice des fontes $[F]$, ou la matrice des hauteurs ruisselées R $[F]$, en une matrice des fontes étalées ou une matrice des hauteurs ruisselées étalées.

1.5.3. - Transport de la zone de production à l'exutoire

Nous supposons que le lecteur est familiarisé avec la notion et le tracé des courbes isochrones d'un bassin. Si Θ est le temps de base du ruissellement, on divisera le bassin en autant de surfaces isochrones. D'autre part, si K est le nombre total de stations de mesure (température, neige et pluie), on peut diviser le bassin en K zones d'influence, par exemple par la méthode de Thiessen. Chaque point du bassin appartient alors à la fois à une zone d'influence (k) et à une zone isochrone (Θ). Tous les points appartenant à la fois à k et à Θ forment une surface $S_{\Theta k}$. La matrice $[S]$ d'ordre (Θ, K) , groupant toutes les surfaces $S_{\Theta k}$ est appelée "matrice caractéristique du bassin".

Par définition de l'isochronisme, une hauteur de ruissellement $R F_i(k)$, produite dans la zone $S_{\Theta k}$ le jour i , va fournir un volume ruisselé $R F_i(k) S_{\Theta k}$ qui, étalé par la fonction λ va se manifester à l'exutoire à partir du jour $i + \Theta - 1$, si on adopte le jour comme unité de base pour le temps.

Le même jour $i + \Theta - 1$, on commencera également à recevoir le jour $i - 1$ de la surface isochrone $\Theta + 1$ etc... De même, on recevra, toujours le même jour, le résultat de l'étalement sur le 2ème jour $i - 1$ sur la surface isochrone Θ .

Autrement dit, pour obtenir le volume passé chaque jour à l'exutoire, il faut additionner les vecteurs "volumes étalés" correspondant à chacune des zones d'isochronisme, en décalant ceux-ci dans le temps conformément à leur numéro Θ . Le passage des volumes ruisselés journalièrement aux débits n'est qu'une affaire de facteur de conversion à déterminer suivant les unités choisies.

1.6. - Débit de base

Les développements précédents supposent que l'on opère sur les débits de ruissellement, donc qu'on a négligé le débit de base. On sait que, dans son acception la plus courante, le terme "débit de base" couvre la partie de l'écoulement fournie par les réserves souterraines ; on notera simplement que, si les réserves superficielles (lacs notamment) sont importantes, elles jouent un rôle analogue à celui des réserves souterraines.

Juste avant le début de la fonte, la rivière étudiée a un débit généralement non nul que l'on désignera par Q_0 , débit non influencé par la fonte ou par des précipitations, qui peut donc être considéré comme provenant de la vidange des réserves du bassin. Lorsque la fonte est terminée, et en l'absence de pluies, le débit, également non influencé, se trouve être d'autant supérieur à Q_0 que les possibilités de réserves du bassin sont plus considérables et que le volume de fonte aura été plus grand : la première circonstance dérive d'une caractéristique du bassin, la seconde de l'abondance des précipitations nivales durant l'hiver précédant la fonte.

Pour un bassin donné, on peut donc poser que le débit de base en fin de fonte dépend de la totalité du volume d'eau fondu ; on peut même admettre, comme une approximation, que la différence entre le débit de base en fin de fonte et le débit de base en début de fonte est proportionnelle au volume d'eau fondu. En généralisant, on posera que le débit de base à un instant quelconque de la fonte est égal à Q_0 + un débit proportionnel à la hauteur totale de l'équivalent en eau déjà fondu à cet instant, ou plutôt au volume de ruissellement déjà passé à l'exutoire à cet instant. Soit, pour le jour i :

$$Q_{Bi} = Q_0 + T_Q \sum_1^i V_{Rj} \quad (18)$$

T_Q est le taux d'augmentation du débit de base rapporté au volume de ruissellement cumulé depuis le début de la fonte.

A partir du moment où la dernière goutte de débit ruisselé provenant de la fonte franchit l'exutoire, le débit de base va commencer à décroître suivant une loi plus ou moins exponentielle. Si l'on veut poursuivre la simulation de l'hydrogramme au-delà de ce point, il faudra en tenir compte. On aura donc entre deux pluies :

$$Q_B(t) = Q_0 e^{-k(t - t_0)} \quad (19)$$

Q_0 désignant cette fois le débit à la fin de la fonte (instant t_0). Chaque jour de pluie rehaussera le débit de base d'une quantité $T_Q V_R$, V_R désignant cette fois le volume ruisselé provenant de la pluie. Ceci n'est valable que dans la mesure où les conditions de ruissellement n'ont pas trop changé, c'est-à-dire où l'on ne s'éloigne pas trop de la période de fonte. Pour une crue franchement estivale, il conviendrait d'adopter un autre modèle.

1.7. - Retour sur le coefficient de ruissellement

Le réglage d'un modèle de crue se fait sur une crue particulière, puis se contrôle sur le plus grand nombre de crues possibles. On a admis (1.5.1.) que le coefficient de ruissellement restait constant durant toute la durée de la crue de fonte de neige. On n'a pas spécifié s'il était constant d'une année sur l'autre. Or il semble bien qu'un même volume de neige donnera une crue plus ou moins forte suivant l'état de remplissage des réserves juste avant la fonte. C'est d'ailleurs tout à fait naturel, compte tenu du rôle que nous avons fait jouer à ce coefficient.

L'état des réserves est en corrélation étroite avec le débit de base. Il faut donc s'attendre à ce que R soit une fonction croissante de Q_0 , fonction qui peut être établie expérimentalement en appliquant le modèle à une série de crues différentes et en déterminant dans chaque cas la meilleure valeur à donner à R pour reproduire au mieux la crue enregistrée. Si l'on veut s'affranchir de Q_0 , donnée hydrologique, pour n'introduire dans le modèle que des données météorologiques, on peut chercher les régressions liant Q_0 aux précipitations antérieures ainsi qu'éventuellement à d'autres facteurs météorologiques.

2 - Construction mathématique du modèle

Le modèle mathématique va comporter deux parties essentielles : la présentation des données relatives au bassin et à la climatologie, les transformations à effectuer sur ces données pour en déduire une estimation de la crue afférente.

2.1. - Présentation des données

2.1.1. - Données climatologiques

La première de ces données concerne le stock de neige disponible à chacune des stations utilisées. Suivant que l'on dispose ou non d'un relevé régulier du stock de neige jusqu'au début de la fonte (équivalent en eau mesuré par campagnes de sondages), ou non, on pourra utiliser directement SN, ou on devra passer par l'équivalent en eau (SN)' de la somme des chutes de neige fraîche mesurées aux stations. On devra alors introduire un coefficient α tel que $SN = \alpha (SN)'$; α sera un paramètre du modèle. Les données sur le stock de neige seront donc un vecteur $(SN)'_k$ ($k = 1, K$) ; k désignant le numéro de l'une des stations et K étant le nombre total de stations. On désignera ce vecteur par $\{SN'\}$, d'ordre K .

Viennent ensuite les températures. Ainsi qu'il a été dit dans la première partie, nous choisissons, comme indices de températures, les maximums journaliers désignés par T_M . L'emploi d'un intervalle de temps autre que la journée exigerait un autre choix de la variable "température". On doit de plus se fixer la longueur de la période sur laquelle on veut travailler. Il est recommandé, pour un bassin donné, de faire commencer et finir cette période de travail toujours aux mêmes dates : ces dates seront choisies de manière à encadrer suffisamment la crue de fonte de neige, mais sans exagération pour ne pas introduire des matrices d'un format inutilement envahissant. Désignons par N le nombre total de jours de cette période. L'information adéquate sur les températures est donc groupée dans une matrice :

$[T_M]$ d'ordre (K, N) .

Pour les pluies, afin de ne pas compliquer les choses, nous ferons l'hypothèse suivante, généralement bien vérifiée dans les régions à régime vraiment nival, celles pour lesquelles notre étude présente un intérêt : il ne peut y avoir reconstitution même partielle du stock neigeux après sa fonte totale. Cette hypothèse permet de ne pas se soucier de la date des

chutes de neige, même si celles-ci sont imbriquées avec des chutes de pluies ; ceci est une conséquence du paragraphe 1.4. L'ensemble des données concernant les pluies durant la même période de N jours utilisée pour les températures, peuvent être groupées dans une matrice.

[P] d'ordre (K, N)

Il est entendu que les formats des deux matrices [T] et [P] sont exactement superposables, et que les indices k et j désignant un jour j de la station k dans la matrice des températures, désigne le même jour de la même station dans la matrice des pluies.

2.1.2. - Données sur le bassin

Ce sont les données concernant :

- la durée de ruissellement et le tracé des courbes isochrones ;
- la répartition des zones d'influence des différentes stations.

Le problème a été déjà soulevé au paragraphe 1.5.3. On a vu qu'il débouche sur la formation d'une "matrice caractéristique du bassin" : [S] d'ordre (Θ , K), dont l'élément $S_{\Theta k}$ désigne la superficie couverte à la fois par la zone d'influence de la station k et la zone isochrone Θ . Une remarque cependant ; bien que relativement facile à établir, le temps de ruissellement Θ n'en est pas moins un paramètre de réglage du modèle et, bien qu'assez rarement, l'opérateur est susceptible de le faire varier. Il est donc recommandé de construire une première matrice d'ordre (Θ' , K), Θ' étant à coup sûr plus grand que Θ , sans se soucier de connaître la vraie valeur de Θ . Dans la programmation du modèle mathématique, il suffira d'introduire un processus d'interpolation permettant de faire dériver (Θ , K) de (Θ' , K), simplement en fixant la valeur de Θ . Signalons qu'une interpolation linéaire est largement suffisante dans tous les cas.

Notons enfin que, si le ~~de~~ partage en zones d'influence peut souvent se faire par la méthode de Thiessen, il se peut aussi que l'application intégrale de cette méthode ne soit pas le meilleur procédé. On peut en effet être amené à modifier la répartition de Thiessen par des considérations géographiques, comme celle de l'existence d'un plateau par exemple. De même, l'interpolation des zones isochrones, de distance uniforme dans la matrice en Θ' , peut être tronçonnée en deux ou même trois parties pour aboutir à la matrice Θ , la distance d'isochronisme n'étant alors uniforme que dans chaque tronçon.

2.2. - Opérations de transformation

Ces opérations sont conformes aux équations de base exprimant, de façon généralement paramétrique, les conditions physiques du phénomène.

2.2.1. - Détermination du stock de neige disponible pour la fonte

On a vu que, si la somme des chutes de neige fraîche aux K stations s'exprime par le vecteur $\{SN^i\}$, le stock de neige disponible pour la fonte, en admettant des pertes proportionnelles, sera donné par :

$$\{SN\} = \alpha \{SN^i\}$$

2.2.2. - Etablissement de la matrice des fontes

Reportons-nous à l'équation (14) et faisons les opérations :

$$[P^i] = [1]^{(1)} + a [P] \quad (20)$$

et

$$[T^i] = [T_M] - T_0 [1] \quad (21)$$

dans lesquelles on sait que a et T_0 sont des scalaires. Les matrices $[P]$ et $[T_M]$ ont été construites de manière que leurs formats soient parfaitement superposables. Il en est donc de même pour $[P^i]$ et $[T^i]$, les opérations (20) et (21) ne modifiant en rien le format des matrices. On peut donc effectuer l'opération :

$$[T^{ii}] = [P^i] \otimes [T^i] \quad (22)$$

ayant pour règle :

$$T^{ii}_{ki} = P^i_{ki} \cdot T^i_{ki} \quad (23)$$

et multiplier T^{ii} par le scalaire A.

En l'absence de l'opération de réduction $c_i = 1 - \left(\frac{\sum F_{i-1}}{SN} \right)^n$, la matrice de fonte pourrait être construite à partir des opérations suivantes :

$$[F] = A \left\{ [T_M] - T_0 [1] - a T_0 [P] + a [P] \otimes [T_M] \right\} \quad (24)$$

avec, pour le signe \otimes , la même convention que dans l'égalité (22).

(1). $[1]$ désigne ici une matrice donc chaque terme est égal à 1

L'opérateur de réduction a également un caractère matriciel, et peut être représenté par une matrice $[c]$ de même ordre que $[P]$ ou $[T_M]$. On remarquera toutefois que la matrice $[c]$ ne peut pas être connue d'emblée au début de l'opération puisque chacune de ses valeurs c_{ki} contient une valeur $F_{k,i-1}$. $[c]$ ne peut donc être construite que progressivement, à mesure que les valeurs de $[F]$ sont connues. Cette remarque étant faite, on peut appliquer à $[c]$ le même mode de composition qu'aux autres matrices. En définitive, la matrice fonte se déduira de la série d'opérations suivantes :

$$[P'] = [1] + a [P] \quad (20)$$

$$[T'] = [T_M] - T_0 [1] \quad (21)$$

$$[T''] = [P'] * [T'] \quad (22)$$

$$[F] = A [c] * [T''] \quad (25)$$

le signe $*$ signifiant ici que la matrice résultant de l'opération qu'il désigne est telle que son terme de ligne k et de colonne i soit égal au produit des termes de ligne k et de colonne i des deux matrices composantes.

De plus, les termes de $[F]$ sont soumis à des astreintes définies par les inégalités (15), (16) et (17) que nous rappelons ci-dessous :

$$- \text{ si } T_{Mi} \leq T_0, \quad F_i = 0 \quad (15)$$

$$- \text{ si } \sum_{j=1}^i A (1 + a P_j) (T_{Mj} - T_0) < b SN, \quad F_i = 0 \quad (16)$$

et, en posant $i = m$ lorsque $\sum_{j=1}^m = b SN$ ou lorsque $\sum_{j=1}^{m-1} < b SN$

et $\sum_{j=1}^m > b SN$:

$$- \text{ si } \sum_{j=m}^i A (1 + a P_j) (T_{Mj} - T_0) \left[1 - \left(\frac{\sum_{i=1}^i F_i}{SN} \right)^n \right] \geq SN + \sum_{j=1}^i P_j, \quad F_i = P_i \quad (17)$$

Ce sont finalement les opérations sur les matrices des données originales $[P]$ et $[T_M]$, définies par les équations (20), (21), (22) et (25), et les conditions imposées par les inégalités (15) à (17), qui définiront complètement la matrice des fontes $[F]$, matrice qui, notons-le, contient également les eaux de pluie.

Cette matrice, capitale pour la suite des opérations, doit sortir sur l'imprimante au cours de la réalisation du programme par l'ordinateur, tout au moins pendant les phase de réglage du modèle.

2.2.3. - Coefficient de ruissellement

L'introduction de ce coefficient se traduit par la multiplication de la matrice des fontes par un scalaire :

$$[H] = R [F]. \quad (26)$$

Le résultat est une matrice des "hauteurs ruisselées", que l'on peut imprimer à la place de la matrice des fontes au cours des opérations.

2.2.4. - Matrice des volumes ruisselés

Une hauteur H_{ki} de la matrice $[H]$ des hauteurs ruisselées se rapporte au pluviomètre k pour le jour i . Considérons une zone isochrone \mathcal{O} ; le volume ruisselé le jour i sur la surface $S_{\mathcal{O}k}$, correspondant à la fois à la zone \mathcal{O} et au pluviomètre k , est égal à $S_{\mathcal{O}k} H_{ki}$ et le volume ruisselé total pour la zone \mathcal{O} le jour i est égal à :

$$V_{\mathcal{O}i} = \sum_{k=1}^K S_{\mathcal{O}k} H_{ki} \quad (27)$$

La matrice des volumes ruisselés $[V]$ se déduit donc de $[H]$ en la prémultipliant par $[S]$:

$$[V] = [S] [H] \quad (28)$$

Ordre de $[S]$: (\mathcal{O}, K)
Ordre de $[H]$: (K, N)
L'ordre de $[V]$ est donc (\mathcal{O}, N) .

2.2.5. - Opération d'étalement

Elle s'effectue sur la matrice $[V]$ au moyen d'un opérateur fonctionnel $\lambda(t)$, tel que :

$$\int_0^{\infty} \lambda(t) dt = 1 \quad (29)$$

Outre la condition (29), λ doit remplir les conditions suivantes :

- être positive pour toute valeur de t ;
- être nulle pour $t = 0$ et pour $t = \infty$;
- comporter un paramètre de réglage permettant de rendre l'étalement plus ou moins efficace.

La fonction $t e^{-\frac{t^2}{2}}$ utilisée par Larrieu répond aux trois premières conditions mais ne comporte pas de paramètre de réglage. On peut la généraliser en adoptant la formule suivante :

$$\lambda(t) = 2 \mu t e^{-\mu t^2} \quad (30)$$

Cette fonction est maximale pour $t = 1/\sqrt{2\mu}$ et sa valeur est alors $\lambda_{\max} = 0,6065 \sqrt{2\mu}$. Sur un graphique en (λ, t) le lieu des maximums est donc une hyperbole équilatère d'équation $\lambda = 0,6065/t$.

Du point de vue de notre modèle matriciel, λ va intervenir sous forme d'un vecteur dont les composantes seront les intégrales $\int \lambda dt$ prises dans chaque intervalle de temps successif, de valeur égale au temps de base choisi pour le modèle. Ce temps est en général au moins égal à une heure et au plus égal à un jour. On peut toujours choisir ce temps de base comme unité de temps pour toutes les opérations de transformation, sa vraie valeur n'intervenant que tout à fait à la fin, lors de la conversion des volumes en débits.

Dans le cas de la forme (30), les intégrales étendues successivement aux intervalles de temps consécutifs sont très faciles à calculer. Si

on désigne par λ_1 l'intégrale relative à l'intervalle $0 < t < 1$, λ_2 celle qui correspond à l'intervalle (1,2) etc..., on obtient en effet :

$$\begin{aligned} \lambda_1 &= 1 - e^{-\mu} \\ \lambda_2 &= e^{-\mu}(1 - e^{-3\mu}) \\ \lambda_3 &= e^{-4\mu}(1 - e^{-5\mu}) \\ \lambda_4 &= e^{-9\mu}(1 - e^{-7\mu}) \end{aligned} \tag{31}$$

.....

$$\lambda_\nu = e^{-(\nu-1)^2\mu} \left[1 - e^{-(2\nu-1)\mu} \right] \text{ ou } e^{-(\nu-1)^2\mu} - e^{-\nu^2\mu}.$$

On peut arrêter le calcul, par exemple, lorsque $\sum \lambda > 0,99$. La dimension du vecteur devant être prévue à l'avance dans le modèle mathématique, on se fixera un format limité, par exemple à 20 positions, tout en spécifiant que les calculs ne doivent être effectués que pour celles de ces positions qui sont effectivement remplies. La fonction d'étalement se présentera finalement sous forme d'un vecteur :

$$\lambda = (\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots, \lambda_\nu) \tag{32}$$

qu'on pourra utiliser pour fabriquer la matrice d'étalement, de forme :

$$[\lambda] = \begin{bmatrix} \lambda_1 & \lambda_2 & \lambda_3 & \dots & \lambda_\nu & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_1 & \lambda_2 & \dots & \lambda_{\nu-1} & \lambda_\nu & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_1 & \dots & \lambda_{\nu-2} & \lambda_{\nu-1} & \lambda_\nu & \dots & 0 & 0 & 0 \\ \hline 0 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \lambda_\nu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \lambda_{\nu-1} & \lambda_\nu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \lambda_{\nu-2} & \lambda_{\nu-1} & \lambda_\nu \end{bmatrix} \tag{33}$$

et d'ordre $(N, N + \nu - 1)$.

L'étalement de la matrice $[V]$ s'obtient en postmultipliant $[V]$ par $[\lambda]$. Si on désigne par $[V^*]$ la matrice des volumes ruisselés étalés, on a donc :

$$[V^*] = [V] [\lambda] \quad (34)$$

d'ordre $(\Theta, N + \nu - 1)$.

Nota :

La construction précédente suppose que la fonction λ est la même pour tout le bassin. Cette hypothèse, certes simplificatrice, n'est nullement indispensable. On pourrait parfaitement envisager des valeurs de λ différentes pour chacun des éléments $S_{\theta k}$ de la matrice caractéristique, c'est-à-dire du quadrillage du bassin le plus fin qu'on puisse faire, compte-tenu des données disponibles. Mais alors, l'opération d'étalement devrait être faite en appliquant chaque vecteur $\lambda_{\theta k}$ à chaque terme de la sommation (27) avant que la somme soit effectuée. En fait, on a peu de chance de parvenir, par ce procédé très complexe, à améliorer sensiblement le réglage du modèle, par suite du nombre considérable de paramètres que l'on aurait à faire varier. Par contre, on peut être amené raisonnablement à choisir pour le bassin 2 ou 3 valeurs différentes de λ , par exemple si telle région comporte une surface très importante de lacs, nettement supérieure à ce que peut contenir le reste du bassin. On peut alors s'arranger pour faire coïncider les différentes valeurs de λ avec des zones entières d'isochronisme, ce qui permet de faire le traitement vectoriel d'étalement sur les lignes de la matrice $[V]$, opération évidemment beaucoup plus simple que la précédente.

2.2.6. - Transport des volumes étalés, hydrogramme de ruissellement

La matrice $[V^*]$ contient Θ lignes, classées par ordre d'isochronisme θ , et $N + \nu - 1$ colonnes correspondant, pour chaque zone isochrone, à autant de jours de ruissellement. θ désignant le nombre d'unités de base (par exemple de jours) que met le ruissellement de la zone θ pour parvenir à l'exutoire, il est clair que les volumes totaux s'écoulant à l'exutoire pendant chaque intervalle de temps seront obtenus :

- en constituant un tableau composé de chaque ligne θ de la matrice $[V^*]$ décalée vers la droite de $\theta - 1$ unités de bases (donc de $\theta - 1$ colonnes) ;

- en totalisant les colonnes du tableau ainsi obtenu.

Autrement dit, si la matrice $[V^v]$ est représentée comme suit :

$$[V^v] = \begin{bmatrix} V_{11}^v & V_{12}^v & \dots & V_{1, N+v-1}^v \\ V_{21}^v & V_{22}^v & \dots & V_{2, N+v-1}^v \\ \hline V_{\Theta 1}^v & V_{\Theta 2}^v & \dots & V_{\Theta, N+v-1}^v \end{bmatrix} \quad (35)$$

l'hydrogramme de ruissellement, exprimé en volume par unité de base, disons par jour pour fixer les idées, sera un vecteur $\{V\}$ dont les composantes seront les suivantes :

$$\begin{aligned} \text{Jour 1} & : V_{11}^v \\ \text{Jour 2} & : V_{12}^v + V_{21}^v \\ \text{Jour 3} & : V_{13}^v + V_{22}^v + V_{31}^v \end{aligned} \quad (36)$$

$$\text{Jour } N+v-1 : V_{1, N+v-1}^v + V_{2, N+v-2}^v + \dots + V_{\Theta, N+v-\Theta}^v$$

$$\text{Jour } N+v+\Theta-2 : V_{\Theta, N+v-1}^v$$

C'est un vecteur d'ordre $(N+v+\Theta-2)$.

La transformation en débits exprimés en unités courantes se fait par l'intermédiaire du facteur de conversion approprié ; on obtient un vecteur $\{Q\}$.

2.2.7. - Introduction du débit de base

Elle découle immédiatement de l'exposé du paragraphe 1.6. Il suffit d'ajouter à Q_i , élément pour le jour i du vecteur $\{Q\}$, un débit

$$Q_{Bi} = Q_0 + T_Q \sum_{j=1}^i V_j, \text{ relation (18) où } V_j = V_{Rj}, \text{ tant que le ruissel-}$$

lement de fonte n'est pas terminé. Si f est le dernier jour où de l'eau de fonte de neige passe à l'exutoire, le débit de base maximal en fin de fonte sera donc :

$$Q_{Bf} = Q_0 + T_Q \sum_{j=1}^f V_j. \quad (37)$$

A partir du jour f , et s'il n'y a pas de pluie, on aura :

$$Q_B(t - f) = Q_{Bf} e^{-k(t - f)}. \quad (38)$$

On a vu qu'on pouvait prolonger la construction de l'hydrogramme de fonte de neige par la prise en considération des pluies suivant immédiatement la fonte, en complétant la matrice des fontes au moyen des données sur les pluies, qui, elles, sont immédiatement disponibles pour le ruissellement.

Supposons que, du jour t_1 au jour t_2 , on ait un épisode pluvieux. Si $t_1 < f$, l'équation (18) est toujours valable ; simplement, les V_j proviennent de la matrice des fontes prolongée par les pluies. Si $t_1 > f$, il y a eu amorce d'un tarissement suivant l'équation (38). Le jour $t_1 - 1$, c'est-à-dire juste avant le début de l'épisode pluvieux, on aura un débit de base :

$$Q_{B1} = Q_B(t_1 - 1 - f) = Q_{Bf} e^{-k(t_1 - 1 - f)}. \quad (39)$$

Pendant la durée de l'épisode pluvieux, et jusqu'à ce que le ruissellement provenant de cet épisode ait fini de passer à l'exutoire, on

va assister, conformément à nos hypothèses de départ, à une augmentation du débit de base, suivant la relation :

$$Q_{Bt} = Q_{B1} + T_Q \sum_{j=1}^t V_j \quad (40)$$

L'intervalle maximal de temps dans lequel la relation (40) sera valable est $t_1 < t \leq t_2 + \nu + \Theta - 2$. Mais il peut se faire que les derniers termes du vecteur $\{V\}$ soient nuls, par exemple si les précipitations n'ont pas intéressé le haut du bassin. L'application de la relation (40) cessera donc pour $t = t'_2$ tel que $V_{t'_2} = 0$.

On aura alors un débit de base $Q_{Bt'_2}$, calculé d'après (40), qui commencera à décroître suivant la relation générale (19) jusqu'à ce qu'on retrouve une valeur $V_j \neq 0$, à la grâce de nouvelles précipitations ultérieures à t'_2 . On doit noter qu'il ne s'est pas produit de précipitations entre t_2 et t'_2 , sinon on aurait eu $V_{t'_2} \neq 0$, ce qui est contraire à la définition donnée pour t'_2 .

La considération de pluies immédiatement postérieures à la fonte des neiges présente un intérêt dans les cas où l'influence de ces pluies est prépondérante pour la formation des grandes crues. Dans beaucoup de cas, on peut arrêter le modèle après la fin de la fonte dont la date extrême est à peu près bien connue a priori pour un bassin donné.

Rappelons à ce sujet que le modèle proposé n'est pas adapté au traitement d'une crue pluviale pure ; il suppose en effet que le sol est gorgé d'eau par une fonte lente et continue. Il ne convient donc, approximativement, qu'à des pluies survenant pendant ou immédiatement après la fonte de la neige.

Dans beaucoup de cas, k est suffisamment faible pour que la décroissance du débit, sur des périodes somme toutes relativement courtes, puisse être négligés. C'est, très généralement, l'attitude qu'on adoptera ; l'équation (18) est alors valable sans restriction.

3 - Réglage du modèle

3.1. - Les paramètres du réglage

Ils découlent des différentes opérations qui ont été indiquées au chapitre 2. Ce sont :

- Θ , durée du ruissellement (compte non tenu de l'étalement). Elle conditionne la structure de la matrice [S] .
- α , coefficient de passage de l'équivalent en eau de neige fraîche à l'équivalent en eau disponible au début de la fonte.
- T_0 , seuil de température.
- A , taux de fonte.
- a , coefficient de la pluie.
- n , paramètre du coefficient de réduction du couvert de neige.
- b , taux de perte initiale.
- R , coefficient de ruissellement.
- μ , paramètre de la fonction d'étalement.
- T_Q , taux d'accroissement du débit de base.

Parmi ces paramètres, certains varieront peu ou pas au cours du réglage, soit parce qu'ils se rapprochent de constantes physiques, comme a , soit parce que leur détermination a priori est assez facile, comme Θ . Pour a , on se contentera de prendre une valeur de 0,0035 si la pluie est donnée en mm, ou de 0,09 si la pluie est exprimée en pouces.

3.2. - Préréglage et réglage contrôlé

La première estimation de Θ est faite en considérant la durée qui s'écoule de la fin supputée de la fonte des neiges à la fin du ruissellement dû à cette fonte ; en considérant plusieurs crues relatives à des années différentes on se fait généralement une idée assez nette de Θ . De toute manière, si la valeur trouvée n'est pas correcte, on peut la rectifier dès les premiers essais.

α varie d'un bassin à l'autre suivant la durée moyenne de l'enneigement. Dans un modèle simplifié, on peut ne pas introduire ce paramètre et raisonner directement à partir de (SN)¹ cela conduira à augmenter A et à diminuer R. Si on conserve ce paramètre, on pourra commencer le réglage avec $\alpha = 0,50$ (1).

T_0 serait une constante physique si les températures introduites étaient les vraies températures en chaque point du bassin. En fait les T_M considérés sont plutôt des indices ; néanmoins, on ne touchera guère à T_0 au cours du préréglage du modèle qu'on peut démarrer avec $T_0 = 7^\circ \text{C}$ ou 44°F .

Pour le taux de fonte journalier A, on commencera avec $A = 2$ si la fonte et le stock neigeux sont exprimés en mm et les températures en $^\circ \text{C}$, avec $A = 0,05$ si les unités employées sont le pouce et le $^\circ \text{F}$.

n sera pris assez fort au départ (15 à 20) ; on ne le fera varier qu'après coup, pour voir si son intervention améliore le réglage.

b sera pris au départ égal à 0,20 et R à 0,80.

(Pour μ on commencera avec 0,2 ou 0,3 suivant la physionomie du bassin (relief et pourcentage de lacs).

Les valeurs initiales conseillées pour A, B et R supposent l'introduction du coefficient α . Sinon, il faudrait diviser R et multiplier A et b par 2.

T_Q se détermine assez facilement en considérant le débit atteint à la fin de la fonte, Q_0 est le volume ruisselé total dont on peut se faire une idée à peu près satisfaisante. La variation de T_Q relève du figlage.

En fait, les paramètres sur lesquels va porter principalement l'effort durant la phase préliminaire de la mise en place du modèle sont A, b et R, à moins qu'une première erreur ait été commise sur α , erreur qui sera relevée et corrigée dès les premiers essais.

Une fois le modèle à peu près mis en place, on le contrôlera sur d'autres crues pour voir s'il n'y a pas trop grands écarts d'une année sur l'autre, écarts qui pourraient mettre en cause la qualité de certains relevés.

Si les contrôles s'avèrent satisfaisants, on cherchera à améliorer l'ajustement en jouant sur les paramètres moins essentiels.

(1). - Si la pluie n'est pas prise en considération, l'introduction de α est inutile.

3.3. - Vers un réglage automatique

Dans le système pratiqué actuellement, tel que les programmes sont écrits, l'opérateur modifie lui-même les valeurs des paramètres d'après les résultats obtenus ; il procède en fait par tâtonnement, d'une manière non systématique. Dans une prochaine étape, on envisage de faire effectuer le réglage par la machine elle-même, sans intervention de l'hydrologue. Pour cela il faut :

- introduire les données de l'hydrogramme observé ; par exemple, dans le cas d'une unité de base égale à la journée, les débits moyens journaliers observés ;
- faire comparer à l'ordinateur l'hydrogramme calculé à l'hydrogramme observé ;
- fournir à la machine un critère de comparaison lui permettant de décider si pour un paramètre donné, telle valeur convient mieux que telle autre.

L'automatisme du réglage ne se conçoit que lorsque ce dernier a été déjà "dégrossi" par l'intervention directe de l'opérateur. On supposera dans ce qui suit que le critère de comparaison est la minimisation de la somme

$\sum |q_i - q_{ci}|$ des écarts absolus entre débits journaliers observés (q) et calculés (q_c).

A part les méthodes d'échantillonnage simultané des différents paramètres, au moyen d'un échantillonnage régulier fin ou d'un échantillonnage purement aléatoire au voisinage du résultat final, il existe trois méthodes pour le réglage fin du modèle.

3.3.1. - Variation paramètre par paramètre

On recherche le minimum de $\sum |q_i - q_{ci}|$ pour chaque paramètre successivement.

Cette méthode donne des résultats satisfaisants lorsque les paramètres sont indépendants l'un de l'autre. Dans le cas contraire, paramètres "a" et "R" par exemple, on peut osciller de l'un à l'autre, et manquer, ou tout au moins, tarder à arriver vers le minimum absolu.

3.3.2. - Réglage par analyse "marginale"

Au lieu de faire varier les paramètres l'un après l'autre, on peut faire varier simultanément deux paramètres en gardant les autres constants. On peut ainsi tenir compte de l'interdépendance de deux variables, déterminer la relation entre ces variables et décider ainsi de la direction vers laquelle les prochains essais doivent être orientés.

3.3.3. - Réglage par analyse différentielle de "plus grande pente"

Le modèle comportant n paramètres de réglage qu'on désignera par $p_1, p_2 \dots p_i \dots p_n$, la somme des écarts absolus peut s'écrire :

$$\sum |q_i - q_{ic}| = S = f(p_1, p_2 \dots p_n). \quad (41)$$

L'équation 41 définit, dans un espace à $n + 1$ dimension, une surface qu'on appellera "surface de réponse" du système. Il est clair que le réglage optimal sera obtenu pour les valeurs des paramètres correspondant au point le plus bas de cette surface suivant l'axe des S .

Autrement dit, le problème est de minimiser S en perdant le moins de temps possible, c'est-à-dire en prenant le trajet le plus direct, donc la ligne de plus grande pente.

Si on désigne par ${}^o p_1, {}^o p_2 \dots {}^o p_n$ les valeurs initiales des paramètres fournies par le préréglage, la valeur initiale de S peut s'écrire :

$${}^o S = f({}^o p_1, {}^o p_2 \dots, {}^o p_n). \quad (42)$$

Une petite variation Δp_i sur la valeur initiale d'un des paramètres p_i , entraîne une variation ΔS_i de la valeur initiale de S . Au voisinage du point initial défini par (42), on peut définir, pour chaque paramètre p_i , une pente de la courbe obtenue par l'intersection de la surface (41) et du plan défini par les axes S et p_i ; cette pente a pour valeur $\Delta S_i / \Delta p_i$.

On va faire subir à chacun des paramètres p_i une variation proportionnelle à la pente ainsi calculée. On remarquera que, si l'on veut améliorer la situation, c'est-à-dire diminuer la valeur de S par cette opération, il faut diminuer ${}^o p_i$ (${}_1 p_o - {}^o p_i < 0$) si la pente est positive et, au contraire, augmenter ${}^o p_i$ (${}_1 p_o - {}^o p_i > 0$), si la pente est négative. Autre-

ment dit, l'accroissement donné à chaque paramètre doit être de signe contraire de celui de la pente calculée pour ce paramètre au voisinage du point initial. La relation de proportionnalité s'écrira donc :

$${}_1p_i - {}_0p_i = - C (\Delta S_i / \Delta p_i) \quad (43)$$

C. est un coefficient de proportionnalité positif. On peut montrer qu'en opérant ainsi on s'approche effectivement du minimum de S par la ligne de plus grande pente. Calculons le chemin parcouru au cours de l'essai :

$$e = \left[\sum_1^n ({}_1p_i - {}_0p_i)^2 \right]^{1/2} = C \left[\sum_1^n (\Delta S_i / \Delta p_i)^2 \right]^{1/2} \quad (44)$$

Si l'on se fixe la distance "e" à parcourir à chaque essai, distance que l'on peut appeler le "pas" du réglage, on calcule le coefficient de proportionnalité à adopter pour chaque étape :

$$C = \frac{e}{\sqrt{\sum_1^n (\Delta S_i / \Delta p_i)^2}} \quad (45)$$

On peut également choisir C en limitant à k le changement maximal absolu permis pour la variation d'un paramètre :

$$C = k \cdot \text{minimum} \left| \frac{\Delta p_i}{\Delta S_i} \right| \quad (46)$$

Le processus du réglage découle de l'exposé ci-dessus. Partant d'une première série de valeurs ${}_0p_i$, on impose à chaque p_i une variation arbitraire Δp_i , d'où l'on tire une valeur de ΔS_i , ce qui permet de calculer $\Delta S_i / \Delta p_i$. Ayant choisi une valeur de e ou de k, on calcule C à partir d'une des relations (45) ou (46) ; puis, à l'aide de (43), on calcule la nouvelle valeur ${}_1p_i$ de p_i , soit :

$${}_1p_i = {}_0p_i - C \frac{\Delta S_i}{\Delta p_i} \quad (47)$$

L'opération est répétée jusqu'à ce qu'on ne trouve plus de changement significatifs de S . Bien entendu, pour être pleinement efficace, la programmation de la méthode doit être établie avec soin ; en particulier on peut être mené à faire varier le choix de e ou de k à mesure que l'on se rapproche du minimum. Au début du réglage on ira plus vite en marchant à "grand pas", tandis qu'à la fin on obtiendra une meilleure précision en "trottant menu". Mais pour que la méthode puisse être utilisée en réglage automatique, la variation du pas doit être engendrée par un protocole fixe basé sur des critères de comparaison bien définis.

Ajoutons que, si les paramètres n'ont pas tous les mêmes dimensions, ce qui est presque toujours le cas, on peut les rendre non dimensionnels en les exprimant en pourcentage de l'amplitude des variations de chacun des paramètres.

4 - Programmation

Le programme pour le calcul de ce modèle mathématique a été écrit en langage FORTRAN du système d'exploitation 1410/7010 (1410-PR-155) pour exécution sur un ordinateur IBM 1410 avec 80 000 positions de mémoire.

A cause de cette limitation sur le nombre de mémoires disponibles, nous n'avons pas pu, à ce stade, incorporer dans notre modèle les calculs de l'effet de précipitations liquides durant la période de fonte de la neige.

Nous présentons en annexe I le programme d'origine FORTRAN et dans l'annexe II, la liste des variables utilisées dans ce programme. Seules les variables qui ont toujours la même signification physique apparaissent dans cette annexe ; les variables intermédiaires, ayant des significations physiques différentes dans les diverses étapes du programme, n'y figurent pas.

Ce programme calcule des débits journaliers de fonte de neige pour la période s'étendant du 1er Mars au 30 Juin de chaque année et peut utiliser jusqu'à 5 postes d'observations.

La durée du calcul varie principalement avec la durée du temps de base de ruissellement, la longueur du vecteur des composantes journalières de la fonction d'étalement et le nombre de postes d'observations utilisés.

Cependant, pour un problème type avec 4 postes d'observation, un temps de base de ruissellement de 8 jours et un étalement sur 5 jours, la durée du calcul pour un essai est de l'ordre de 3 minutes, comprenant le temps de lecture des données, l'impression des résultats et la mise en graphique des hydrogrammes observés et calculés.

Nous résumons dans les paragraphes suivants les principales étapes du programme :

4.1. - Lecture, calcul et classement des zones isochrones

Après avoir lu la carte titre, l'ordinateur lit et classe les pourcentages du bassin versant afférents à chaque poste et à chaque zone isochrone, et calcule la courbe des pourcentages cumulés afférents à chaque zone et à chaque poste. Après le classement, l'ordinateur lit la durée du temps de base de ruissellement utilisé pour l'essai, calcule par interpolation la matrice des pourcentages cumulés afférents à chaque poste et à chaque zone isochrone définie par l'unité du temps de base du ruissellement et calcule

enfin la matrice caractéristique du bassin. Le programme offre la flexibilité d'interpoler les zones isochrones suivant deux tronçons ayant des distances d'isochronisme différentes.

L'ordinateur imprime ensuite la "matrice caractéristique du bassin". (Voir annexe III).

4.2. - Lecture et classement de la matrice des températures

L'étape suivante consiste dans la lecture des températures maximales journalières pour chaque poste d'observation et le classement de ces valeurs dans la matrice des températures. Les données de température sont présentées à raison d'une carte par poste et par quinzaine.

4.3. - Lecture et classement du vecteur des débits journaliers observés

L'ordinateur lit ensuite les débits journaliers observés et les classe dans le vecteur correspondant - les données de débit sont présentées à raison d'une carte pour chaque décade du mois.

4.4. - Calcul de la matrice des fontes journalières

Après lecture de la carte contenant les paramètres du modèle (valeurs utilisées pour l'essai de réglage en cours) et les composantes du vecteur des équivalents en eau du stock neigeux aux différents postes d'observation, l'ordinateur calcule la matrice des fontes journalières ruisselées. Lors de cette étape, on calcule poste par poste la fonte journalière, on contrôle que la somme de ces fontes excède ou non les "pertes initiales", on applique le coefficient de la réduction progressive du couvert neigeux, on s'assure que la hauteur fondue cumulée ne dépasse pas le stock disponible au début de la fonte et on multiplie enfin la fonte journalière par le coefficient de ruissellement.

4.5. - Calcul du vecteur des composantes journalières de la fonction d'étalement

Utilisant la forme paramétrique de cette fonction, l'ordinateur calcule les composantes journalières de façon que la plus petite de ces composantes soit égale ou supérieure à 0,01.

4.6. - Impression de la matrice des fontes journalières ruisselées
(voir annexe III)

4.7. - Calcul de la matrice des fontes étalées

A l'aide des composantes journalières de la fonction d'étalement, l'ordinateur remplace, dans chaque position de la matrice des fontes journalières, le volume ruisselé brut par la somme des valeurs ruisselées étalées correspondant à chaque journée.

4.8. - Calcul et impression des débits journaliers

L'étape suivante traduit l'acheminement de l'eau de ruissellement étalé du lieu de stockage vers l'exutoire, en tenant compte poste par poste de la distance d'isochronisme de chaque zone à l'exutoire et en multipliant le volume étalé pour chaque poste et chaque zone par le terme correspondant de la "matrice caractéristique du bassin". On convertit ensuite les fontes ruisselées, étalées et transportées en débits journaliers auxquels on ajoute les débits de base correspondants.

Après avoir calculé la somme des écarts absolus entre les débits journaliers observés et calculés, pour la période de fonte pure spécifiée au préalable, on imprime enfin le vecteur des débits journaliers calculés.

4.8. - Mise en graphique des résultats

Au moyen d'une sous-routine, l'ordinateur met en graphique les valeurs journalières des hydrogrammes des débits observés et calculés.

4.9. - Au moyen d'une carte de contrôle, l'ordinateur est finalement dirigé vers soit :

- a) Le calcul d'un autre essai de réglage pour la même année - (étape 4.4.) ;
- b) Le calcul d'un essai de réglage pour le même bassin ; et une année différente (étape 4.2.) ;
- c) Le calcul d'un essai de réglage pour un autre bassin (étape 4.1.).

_ Fonction d'étalement _

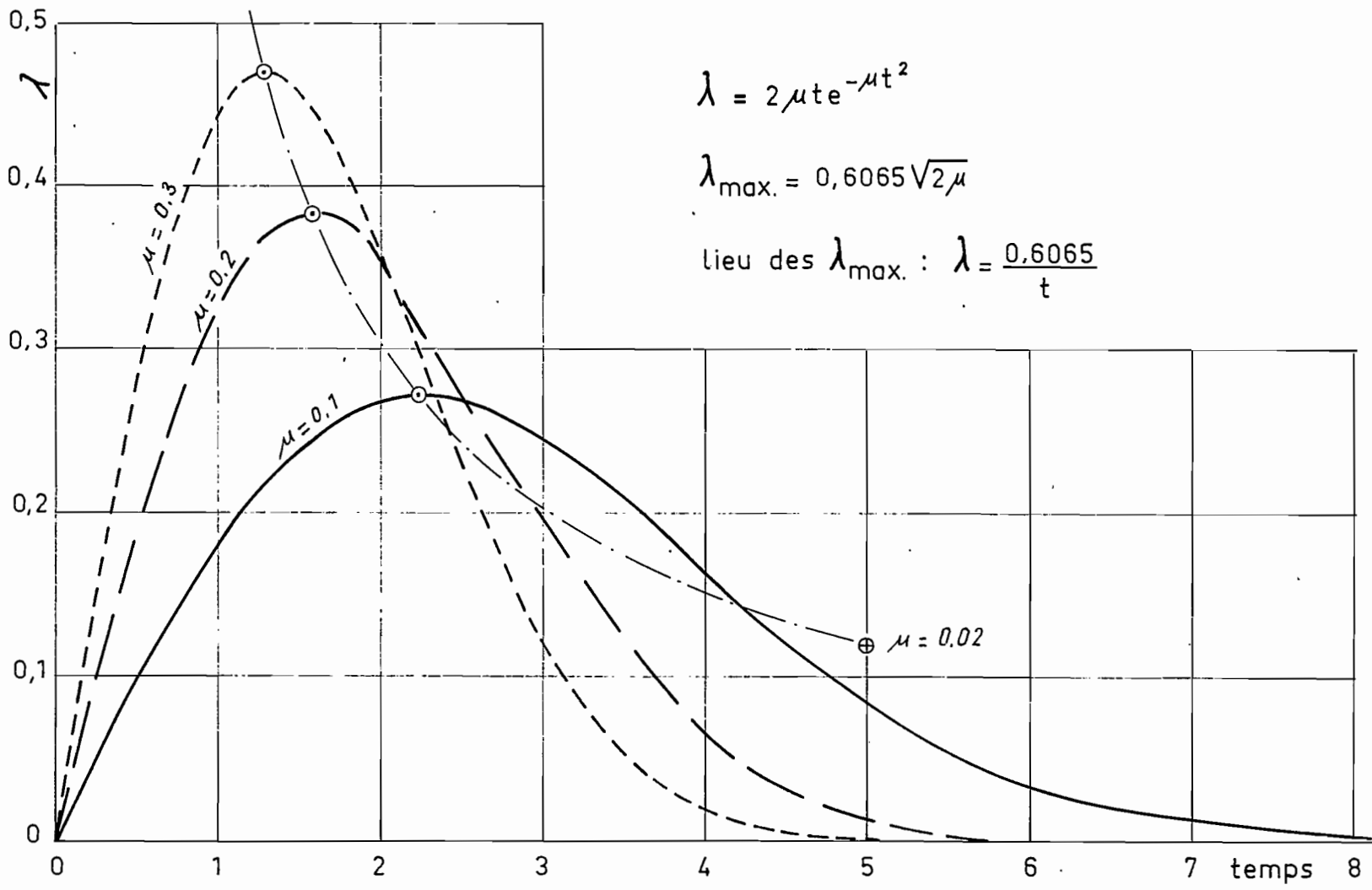


fig. 2

- A N N E X E S -

L'annexe I donne le programme rédigé en FORTRAN pour un modèle ne comportant pas l'influence de la pluie. La liste des variables utilisées constitue l'annexe II.

Dans l'annexe III, on a groupé les résultats obtenus au moyen du modèle décrit, au cours d'un essai de réglage, pour le bassin de KENOGAMI. Le temps de base adopté est de 8 jours, et on utilise 4 postes climatologiques, ainsi que le montre la matrice caractéristique du bassin. L'impression de la matrice des fontes fournit un guide indispensable pour le réglage : c'est une fenêtre ouverte sur le mécanisme interne de la transformation.

L'hydrogramme reconstitué est fourni à la fois sous forme de tableau et sous forme de graphique (sous-routine en autocoder). Cette dernière forme permet une comparaison immédiate avec l'hydrogramme observé, ce qui procure un gain de temps appréciable. Dans notre exemple, la pointe de crue qui suit la crue principale est due à une pluie ; elle ne peut donc être reproduite par notre modèle tel qu'il est programmé, puisque pour l'instant il ignore les pluies.

ANNEXE 1

```

C   MODELE MATHEMATIQUE D@UNE CRUE DE FONTE DE NEIGE
    DIMENSION TITRE%10□
    DIMENSION S%100,5□,S1%100,5□,S2%17□
    DIMENSION LT%16□,MT%122,5□,T%122,5□
    DIMENSION FT%5□,FR%5□
    DIMENSION F%122□,JFP%4□
    DIMENSION ETAL%20□
    DIMENSION DEB%122□,DEBL%11□
    1  FORMAT%A5,F5.1,5F5.3,2F5.0,5F5.2□
    2  FORMAT%I2,I1,17F4.4,I4,F5.0□
    3  FORMAT%9X,I1,I2,I3,16I4□
    4  FORMAT%9HKANNEE 19,I2,9X,3HT0#,F4.1,9X,2HA#,F5.3,9X,2HR#,F4.2,9X,5
    1HP.I.#,F5.3,9X,2HN#,F5.2,9X,4HTDB#,F6.0,9X,3HZI#,I2□
    5  FORMAT%I10,I12,3I1 □
    6  FORMAT%18H1MAUVAISE SEQUENCE□
    7  FORMAT%1HK,2I5,15F8.4,/11X,15F8.4□
    8  FORMAT%17H1ZONES ISOCHRONES,13X,10A8,/□
    9  FORMAT%I10,16F7.3□
    10 FORMAT%10A8□
    11 FORMAT%35H EQUIVALENT EN EAU DU STOCK NEIGEUX,6F8.2/16H VOLUME RUI
    1SSELE,19X,6F8.2□
    12 FORMAT%5HJMARS□
    13 FORMAT%6HJAVRIL□
    14 FORMAT%4HJMAI□
    15 FORMAT%5HJJUIN□
    16 FORMAT%1HJ□
    17 FORMAT%1HK,17X,4HMARS,5X,5HAVRIL,6X,3HMAI,7X,4HJUIN,/1HJ□
    18 FORMAT%1H1,10A8,39X,6HESSAI#,A5□
    19 FORMAT%4H MU#,F6.3,2X,20F6.3□
    20 FORMAT%6X,I2,I3,11%E5.0,1X□□
    21 FORMAT%2I5,F5.0□
    22 FORMAT%17HKSOMME DES ECARTS,F7.0,5X,24HSOMME DES ECARTS ABSOLUS,F7
    1.0□
    23 FORMAT%9H MOYENNES,8X,F7.0,29X,F7.0□
    24 FORMAT%4HJ IO,122X,I6,1HI□
    25 FORMAT%1HK,10A8,45X,A5□
1000 DO 850 K#1,5
    DO 850 I#1,100
    850 S%I,K□#0.
    READ%1,10□TITRE
    NP#0
C   LECTURE,CLASSEMENT ET CALCUL DES ZONES ISOCHRONES
1020 READ%1,2□K,KC,S2,N,BV
    IF%BV.EQ.0.□GO TO 1001
    SB#BV
    NZ#N
    KO#KC*17
    K1#KO&1
    K2#KO&17
    IF%K2.GT.N□K2#N
    DO 801 I#K1,K2
    J#I-KO
    801 S%I,K□#S2%J□

```

- SYMBOLES -

%	(
□)
#	=
&	+

```

NP#MAX0%NP,K□
GO TO 1020
1001 DO 810 K#1,NP
S1%1,K□#S%1,K□
DO 810 I#2,NZ
810 S1%I,K□#S1%I-1,K□&S%I,K□
Z2#NZ
Z1#S2%2□*10000.
Y1#S2%1□*10000.
Y2#S2%3□*10000.
NT#Y2
Y0#0.
Z0#0.
NT1#1
NT2#Y1-1.
NZ1#Z1
824 DO 820 I#NT1,NT2
Y#I
X#Z0&%Y-Y0□*%Z1-Z0□/%Y1-Y0□
J#X
XO#J
DO 820 K#1,NP
SX#0.
IF%J.GT.0□SX#S1%J,K□
SX#SX&%X-XO□*%S1%J 1,K□-SX□
820 S%I,K□#SX
DO 821 K#1,NP
821 S%NT2&1,K□#S1%NZ1,K□
IF%Z1.EQ.Z2□GO TO 823
NT1#Y1&1.
NT2#Y2-1.
Y0#Y1
Z0#Z1
Y1#Y2
Z1#Z2
NZ1#Z2
GO TO 824
823 DO 830 K#1,NP
SI#S%1,K□
DO 830 I#2,NT
SF#S%I,K□
S%I,K□#SF-SI
830 SI#SF
WRITE%3,8□TITRE
DO 840 K#1,NP
840 WRITE%3,7□NT,K,%S%I,K□,I#1,NT□,S1%NZ,K□
C LECTURE ET CLASSEMENT DE LA MATRICE DES TEMPERATURES
201 DO 220 J#1,NP
NJ1#0
221 READ%1,3□K,NA,MO,LT
IF%MO.EQ.31□GO TO 222
IF%M01.EQ.MO□GO TO 222
M01#M01&8

```

IF%MO1.EQ.MO GO TO 222
WRITE%1,6
GO TO 101

222 MO1#MO&1
IMAX#15
IF%MO.EQ.32 IMAX#16
IF%MO.EQ.52 IMAX#16
DO 230 I#1,IMAX
NJ1#NJ1&1

230 MT%NJ1,K#LT%I
IF%MO.NE.62 GO TO 221

220 CONTINUE

C LECTURE ET CLASSEMENT DES DEBITS JOURNALIERS
NJ1#0

400 READ%1,20 NA,MO,DEBL
IF%MO.EQ.31 GO TO 422
IF%MO1.EQ.MO GO TO 422
MO1#MO1&7
IF%MO1.EQ.MO GO TO 422
WRITE%1,6
GO TO 101

422 MO1#MO&1
IMAX#10
IF%MO.EQ.33 IMAX#11
IF%MO.EQ.53 IMAX#11
DO 480 I#1,IMAX
NJ1#NJ1&1

480 DEB%NJ1#DEBL%I
IF%MO.NE.63 GO TO 400
READ%1,21 JOURD,JOURF,PREC
CON#242.*SB/9.
NJ#122

C CALCUL ET IMPRESSION DE LA MATRICE DES FONTES JOURNALIERES

100 READ%1,1 ESSAI,TS,A,R,PERI,EXN,XMU,DB,TDB,FR
IF%TS 202,101,200

202 IF%TS & 0.1 1000,201,101
200 DO 60 K#1,NP

ESN#FR%K
SFJB#0.
STE#0.
JPAS#0
SFIM#PERI*FR%K
SFI#0.

DO 61 I#1,NJ
TE#MT%I,K
TE#TE-TS
IF%TE.LT.0. TE#0.
TE#TE*A
SFI#SFI&TE
IF%SFI.LE.SFIM GO TO 64
IF%JPAS.NE.0 GO TO 65
JPAS#1
TE#SFI-SFIM


```

GO TO 65
64 TE#0.
65 ALPHA#1.-%SFJB/ESN□**EXN
   TE#TE*ALPHA
   SFJB#SFJB&TE
   IF%SFJB.GE.ESN□TE# .
   STE#STE&TE
61 T%I,K□#TE*R
60 FT%K□#STE*R
C  CALCUL DU VECTEUR DE LA FONCTION D ETALEMENT
   XM#EXP%XMU□
   ETAL%I□#1.
   NETAL#0
   DO 310 I#2,20
   X#I-1
   Y#EXP%-XM*X*X□
   NETAL#NETAL&1
   IF%Y.GT.0.01□GO TO 310
   ETAL%I□#0.
   GO TO 311
310 ETAL%I□#Y
311 DO 300 I#1,NETAL
   Y#0.
   IF%NETAL.LT.20□Y#ETAL%I&1□
300 ETAL%I□#ETAL%I□-Y
   FR1#0.
   FT1#0.
   DO 320 K#1,NP
   FR1#FR1&FR%K□*S1%NZ,K□
320 FT1#FT1&FT%K□*S1%NZ,K□
   WRITE%3,18□TITRE,ESSAI
   WRITE%3,4□NA,TS,A,R,PERI,EXN,TDB,NT
   WRITE%3,19□XMU,%ETAL%I□,I#1,NETAL□
   WRITE%3,11□FR,FR1,FT,FT1
   I1#1
   DO 62 LI#1,8
   WRITE%3,16□
   IF%LI.EQ.1□WRITE%3,12□
   IF%LI.EQ.3□WRITE%3,13□
   IF%LI.EQ.5□WRITE%3,14□
   IF%LI.EQ.7□WRITE%3,15□
   IMAX#15
   IF%LI.EQ.2□IMAX#16
   IF%LI.EQ.6□IMAX#16
   I2#I1&IMAX-1
   DO 63 K#1,NP
63 WRITE%3,9□K,%T%I,K□,I#I1,I2□
62 I1#I2&1
C  CALCUL DE LA MATRICE DES FONTES ETALEES
   IN#NJ&NETAL
   DO 70 K#1,NP
   DO 70 I#NETAL,NJ
   IN1#IN-I

```

```

TE#0.
DO 71 J#1,NETAL
JETAL#IN1-J&1
71 TE#TE&T%JETAL,K□*ETAL%J□
70 T%IN1,K□#TE
C   CALCUL ET IMPRESSION DES DEBITS JOURNALIERS
    NT1#NT&NETAL-1
    DO 40 I#1,NT1
40  F%I□#DB
    STE#0.
    DO 51 I#NT1,NJ
    TE#0.
    DO 50 K#1,NP
    DO 50 J#1,NT
    IO#I-J&1
50  TE#TE&T%IO,K□*S%J,K□
    STE#STE&TE
51  F%I□#TE*CON&DB&TDB*STE
    WRITE%3,18□TITRE,ESSAI
    WRITE%3,4□NA,TS,A,R,PERI,EXN,TDB,NT
    WRITE%3,19□XMU,%ETAL%I□,I#1,NETAL□
    WRITE%3,11□FR,FR1,FT,FT1
    WRITE%3,17□
    DO 1010 I#1,30
    JFP%1□#F%I□
    JFP%2□#F%I&31□
    JFP%3□#F%I&61□
    JFP%4□#F%I&92□
    WRITE%3,5□I,JFP
    IF%I.EQ.10□WRITE%3,16□
    IF%I.EQ.20□WRITE%3,16□
1010 CONTINUE
    I#31
    JFP%1□#F%31□
    JFP%2□#0
    JFP%3□#F%92□
    JFP%4□#0
    WRITE%3,5□I,JFP
    SDIF#0.
    SDIFA#0.
    DO 700 I#JOURD,JOURF
    DIF#DEB%I□-F%I□
    SDIF#SDIF&DIF
700 SDIFA#SDIFA&ABS%DIF□
    WRITE%3,22□SDIF,SDIFA
    SNJO#JOURF-JOURD&1
    SDIF#SDIF/SNJO
    SDIFA#SDIFA/SNJO
    WRITE%3,23□SDIF,SDIFA
C   MISE EN GRAPHIQUE DES RESULTATS
    JMAX#130.*PREC
    WRITE%3,18□TITRE,ESSAI
    WRITE%3,24□JMAX

```

```
DO 510 I#1,NJ
JPP1#2.5&DEB%I□/PREC
JPP2#2.5&F%I□/PREC
CALL GRAPH%JPP1,JPP2□
510 CONTINUE
WRITE%3,24□JMAX
WRITE%3,25□TITRE,ESSAI
GO TO 100
101 STOP
END
```

PROGRAMMATION DE LA MISE EN GRAPHIQUE _ (Autocoder)

```

101          TITLEGRAPH
102 START   SBR  X13
           SBR  SORT 5
           A    &11,SORT&5
105          MLCA X4,SAVE4#5
106          MLCA X5,SAVE5#5
107          MLCA 4&X13,L1&5
108 L1      MLN  0,X4
109          MLCA 9&X13,L2&5
110 L2      MLN  0,X5
104          MLCWABLANK#133,LIGNE&132
111          C    X4,X5
112          BU   L3
113          C    @00133@,X4
114          BL   L7
115          MLCS @#@,LIGNE&132
116          B    L9
117 L1      MLCS @0@,LIGNE&X4
118          B    L9
119 L3      C    @00133@,X4
120          BL   L4
121          MLCS @-@,LIGNE&132
122          B    L5
123 L4      MLCS @*@,LIGNE&X4
124 L5      C    @00133@,X5
125          BL   L6
126          MLCS @-@,LIGNE&132
127          B    L9
128 L6      MLCS @&@,LIGNE&X5
   L9      BXPA /PRT/
           DCW  #5
           DCW  LIGNE
201          MLCA SAVE4,X4
202          MLCA SAVE5,X5
           SORT 0
103 LIGNE   DA   1X133,G
204          END  START

```

- A N N E X E II -

- LISTE des VARIABLES UTILISEES DANS le PROGRAMME -

A-	Taux de fonte
ALPHA-	Coefficient de réduction du couvert de neige
BV-	Superficie du bassin versant
CON-	Facteur de conversion des fontes journalières en débits journaliers
DB-	Débit de base initial
DEBL-	Vecteur intermédiaire servant à la lecture des débits observés
DEB-	Vecteur des débits journaliers observés
DIF-	Ecart entre débit journalier observé et calculé
ESSAI-	Numéro de l'essai
ESN-	Equivalent en eau du stock neigeux
ETAL-	Vecteur des composantes journalières de la fonction d'étalement
EXN-	Paramètre du coefficient de réduction du couvert de neige
F-	Vecteur des débits journaliers calculés
FR-	Vecteur des volumes ruisselés aux différents postes d'observation
FR1-	Volume ruisselé sur le bassin
FT-	Vecteur de l'équivalent en eau du stock neigeux aux différents postes d'observation
FT1-	Equivalent en eau moyen du stock neigeux pour le bassin
JFP-	Vecteur intermédiaire servant à l'impression des débits journaliers calculés
JOURD-	Premier jour pour lequel on calcule la somme des écarts absolus entre les débits journaliers observés et calculés
JOURF-	Dernier jour pour lequel on calcule la somme des écarts absolus entre les débits journaliers observés et calculés

K- Numéro du poste d'observation
 LT- Vecteur intermédiaire servant à la lecture des températures maximales journalières
 MO- Mois de l'année
 MT- Matrice des températures maximales journalières aux différents postes d'observation
 N- Nombre de zones isochrones utilisé pour la préparation des données de la matrice caractéristique du bassin
 NA- Année pour laquelle sont faits les calculs
 NETAL- Nombre de jours du vecteur d'étalement
 NJ- Nombre de jours (égal à 122) pour lesquels on effectue les calculs (du 1er Mars au 30 Juin)
 NP- Nombre de postes d'observations utilisés dans le calcul (peut varier de 1 à 5)
 NT- Temps de base du ruissellement
 NZ- Nombre de zones isochrones utilisé pour la préparation des données de la matrice caractéristique du bassin
 PER1- Taux de pertes initiales
 R- Coefficient de ruissellement
 S- "Matrice caractéristique du bassin" où le nombre de zones isochrones correspond au temps de base du ruissellement
 S1- "Matrice caractéristique du bassin" utilisée pour la préparation des données
 S2- Vecteur intermédiaire servant à la lecture des pourcentages afférents aux différents postes et zones isochrones
 SB- Superficie du bassin versant
 SDIF- Somme des écarts entre les débits journaliers observés et calculés
 SDIFA- Somme des écarts absolus entre les débits journaliers observés et calculés
 SFI- Pertes initiales cumulées
 SFIM- Pertes initiales maximales
 SFJB- Fontes journalières cumulées

SNJO- Nombre de jours pour lesquels on calcule la somme des écarts
absolus entre les débits journaliers observés et calculés

T- Matrice des fontes journalières aux différents postes d'obser-
vation

TDB- Taux d'accroissement du débit de base

TITRE- Titre du problème

TS- Seuil de température

XMU- Paramètre de la fonction d'étalement

ANNEXE 3

Matrice caractéristique du bassin.

ZONES ISOCHRONES		RESERVOIR KENOGAMI-PORTAGE, MESY, MONT UPICA, LAC JACQUES CARTIER								
7	1	.1198	.0257	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.1450
7	2	.0383	.0754	.0419	.0094	.0000	.0000	.0000	.0000	.1670
7	3	.0000	.0512	.1146	.1794	.1742	.0329	.0047	.0000	.5140
7	4	.0000	.0000	.0000	.0001	.0437	.0949	.0353	.0000	.1740

Matrice des fontes.

RESERVOIR KENOGAMI-PORTAGE, MESY, MONT UPICA, LAC JACQUES CARTIER															ESSAI#66-19	
ANNEE 1966		TO=44.0			A= .11P		P= .48		P.L.= .300		N= 2.90		TOB= 260.		Z1= 7	
MU=1.130		.276 .649 .220 .654			13.27		18.57		22.72		75.56		.00		21.15	
EQUIVALENT EN FAU DU STCCK MIGEUX		R.36			R.91		10.90		12.26		.00		10.15			
VOLUME RUISSELE																
MARS																
1	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
2	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
3	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
4	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
1	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
2	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
3	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
4	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
AVRIL																
1	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.298
2	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
3	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
4	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
1	.169	.000	.394	.621	1.116	1.467	.000	.370	.220	.033	.000	.000	.000	.266	.233	
2	.000	.000	.000	.000	.377	.906	.000	.395	.056	.000	.000	.000	.000	.224	.111	
3	.000	.000	.000	.000	.000	.749	.396	.339	.056	.000	.000	.000	.000	.112	.056	
4	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
MAI																
1	.177	.000	.044	.127	.150	.000	.000	.062	.000	.000	.000	.000	.086	.125	.175	.118
2	.111	.000	.167	.166	.110	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.055	.379	.760	1.042
3	.000	.000	.056	.000	.056	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.168	.224	.841	1.049
4	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.057
1	.065	.015	.013	.005	.005	.001	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
2	.758	.382	.631	.402	.642	.296	.340	.367	.237	.044	.017	.011	.005	.002	.001	.000
3	.746	.563	.727	.412	.828	.427	.620	.783	.755	.297	.183	.140	.068	.038	.014	.017
4	.453	.396	.566	.452	.789	.447	.888	1.250	1.343	.941	.894	.930	.486	.420	.067	.130
JUIN																
1	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
2	.001	.000	.001	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
3	.016	.020	.022	.007	.004	.004	.005	.002	.000	.000	.001	.000	.000	.000	.000	.000
4	.163	.310	.369	.236	.160	.090	.193	.064	.032	.002	.040	.039	.042	.027	.009	
1	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
2	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
3	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
4	.005	.007	.005	.004	.002	.001	.001	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000

Hydrogramme.

	MARS	AVRIL	MAI	JUIN
1	1400	1400	3892	11211
2	1400	1400	3971	9621
3	1400	1400	3695	8020
4	1400	1400	3565	6572
5	1400	1400	3676	5583
6	1400	1400	3616	5283
7	1400	1400	3218	5520
8	1400	1400	2855	5882
9	1400	1400	2603	5928
10	1400	1400	2328	5597
11	1400	1400	2112	5162
12	1400	1400	2130	4857
13	1400	1400	2600	4663
14	1400	1400	3868	4668
15	1400	1750	6437	4241
16	1400	2246	10364	4216
17	1400	2174	14764	4237
18	1400	2735	18259	4268
19	1400	3093	19838	4255
20	1400	4748	19691	4196
21	1400	7378	19275	4131
22	1400	8701	19213	4094
23	1400	8566	19264	4079
24	1400	9476	19536	4072
25	1400	10397	19948	4063
26	1400	9572	20167	4055
27	1400	7240	20058	4050
28	1400	4752	19489	4048
29	1400	3426	17962	4047
30	1400	3459	15531	4045
31	1400	0	13068	0

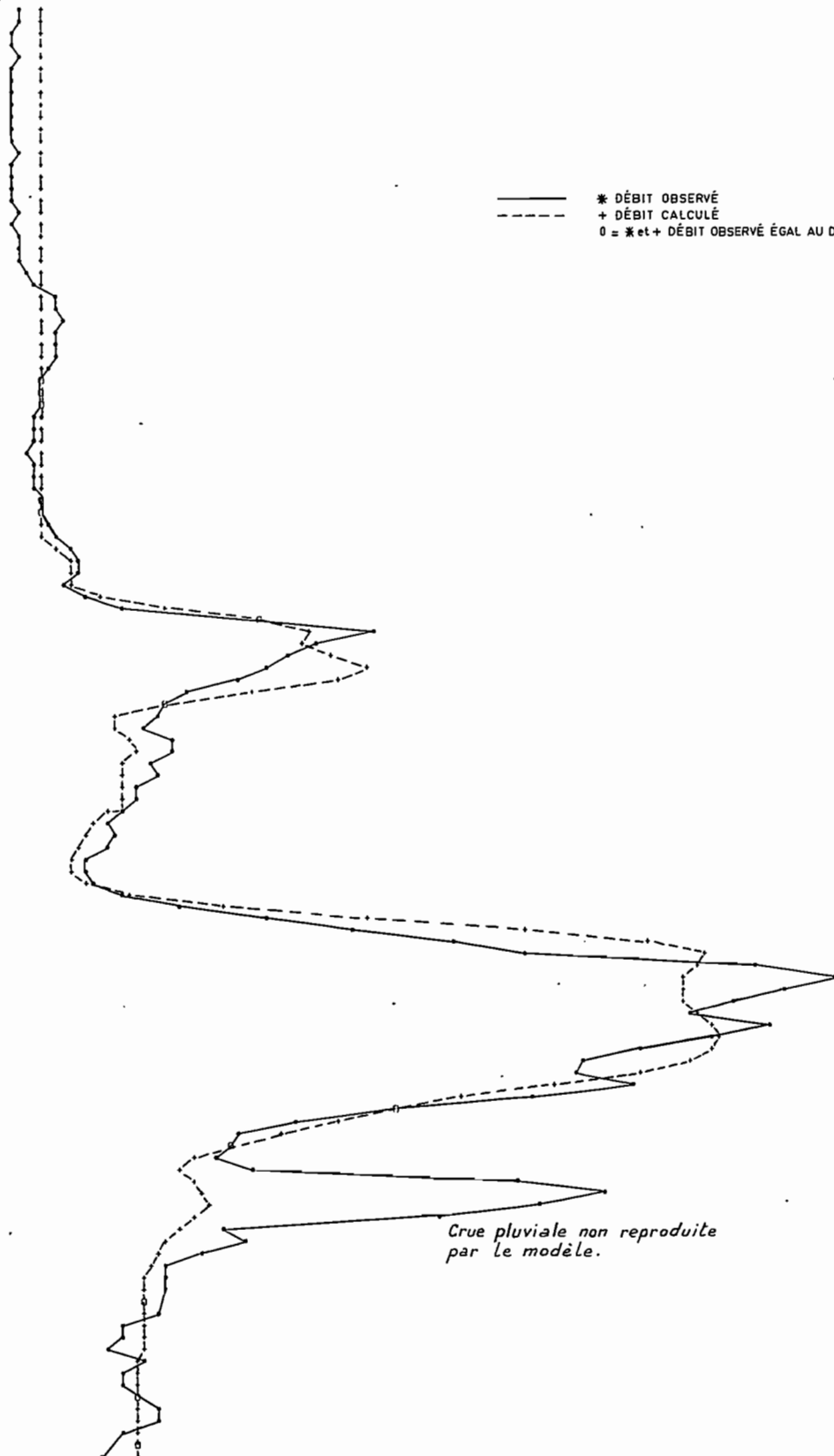
SOMME DES ECARTS=11233. SOMME DES ECARTS ABSOLUS 69008.
MOYENNES -204. 1254.

10

RESERVOIR KENOGAMI-PORTAGE, PESY, MONT UPICA, LAC JACQUES CARTIER

ESS-1-66-19
760001

— DÉBIT OBSERVÉ
 + DÉBIT CALCULÉ
 0 = * et + DÉBIT OBSERVÉ ÉGAL AU DÉBIT CALCULÉ



Crue pluviale non reproduite par le modèle.

10

RESERVOIR KENOGAMI-PORTAGE, PESY, MONT UPICA, LAC JACQUES CARTIER

260001
66-19