



## LES DIVERS TYPES DE MODÈLES DÉTERMINISTES

par **M. ROCHE**

Ingénieur en Chef à E.D.F.  
Chef du Département de la Recherche fondamentale  
du service Hydrologique de l'ORSTOM

Bien que le problème de la transformation des précipitations en débits par des méthodes conceptuelles ait été depuis assez longtemps une des principales préoccupations des hydrologues, on ne peut pas dire que les recherches menées dans ce sens aient rapidement abouti. Alors que l'analyse basée sur les régressions a été assez rapidement constituée en corps de doctrine relativement cohérent, les premiers essais de Sherman sur l'hydrogramme unitaire sont restés longtemps les seules manifestations d'une approche déterministe. Bien plus tard sont nées les méthodes basées sur le concept de l'isochronisme (Larrieu en France) qui, dans leur début, donnaient une part prépondérante aux opérations de transfert de l'eau, laissant presque totalement dans l'ombre la question de la réduction subie par les précipitations avant d'être disponibles pour les différents types d'écoulement.

Ce fut vers le début des années 60 que l'on vit très nettement deux corps de doctrine s'élaborer, l'un mettant en jeu des transferts de réservoir à réservoir, dont la première manifestation fut le modèle de Stanford élaboré par Linsley et Crawford (publié en 1962, puis 1964), l'autre s'attachant à élaborer, puis à mettre en pratique une équation générale du ruissellement, qui devait aboutir à ce que nous avons appelé les modèles matriciels. Tandis que les méthodes « à réservoirs », comme nous les appellerons maintenant, peuvent se prévaloir d'une originalité quasi totale, les méthodes matricielles sont dans la ligne de l'hydrogramme unitaire et de l'hydrogramme dit synthétique. Les unes s'attachent à une analyse du phénomène basées sur des équations de bilan et qui se veut physique-

ment complète; les autres, survolant davantage l'aspect purement physique, sont d'un déterminisme moins agressif.

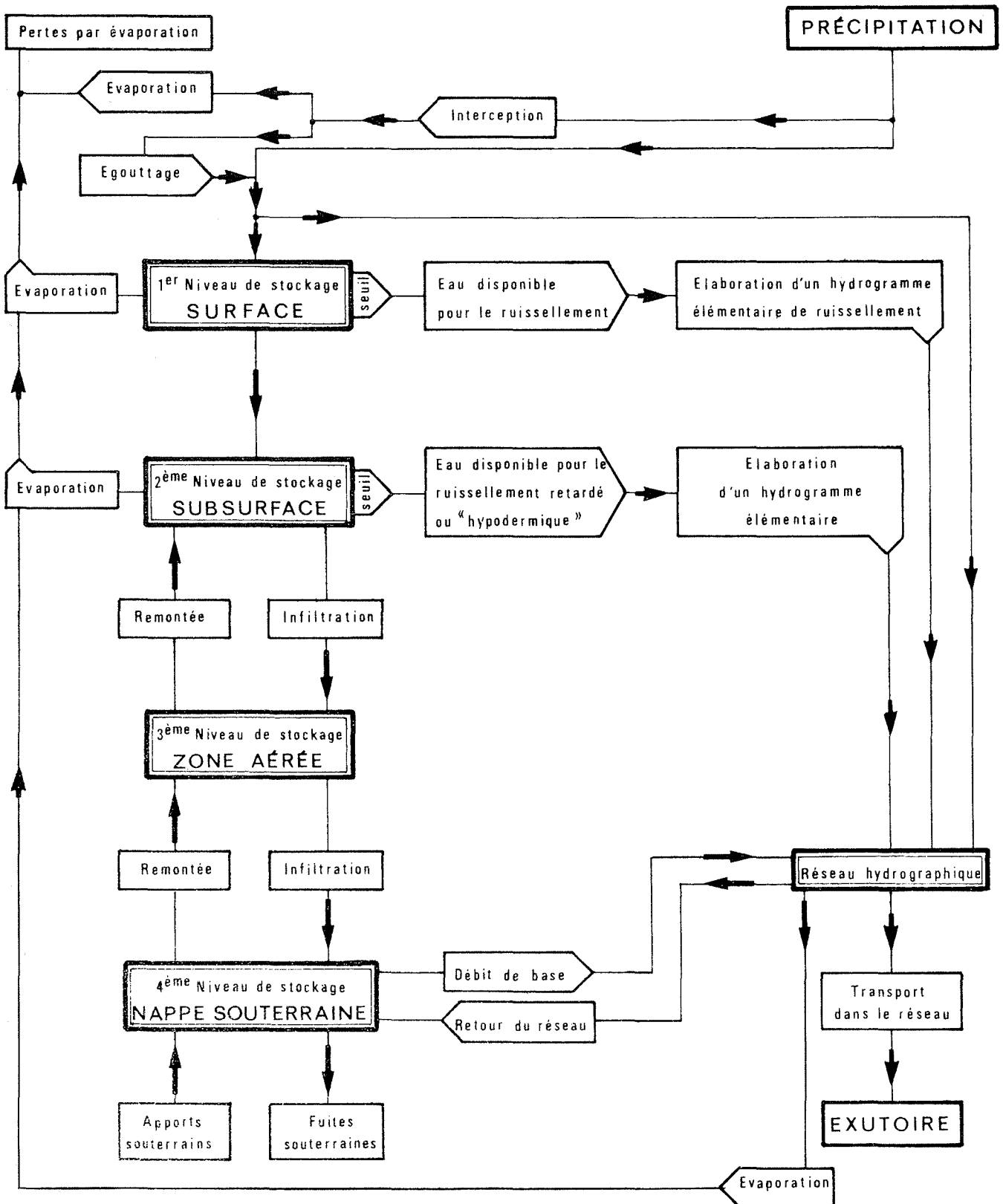
### Schéma physique général

Le schéma physique général de la transformation est maintenant bien connu et les représentations qu'en donnent les différents auteurs sont assez voisines les uns des autres. Nous donnons notre propre interprétation des mouvements de l'eau sur la figure 1.

Sur cette figure, on appelle précipitation toute quantité d'eau rendue disponible pour la phase terrestre du cycle hydrologique. S'il s'agit d'une pluie, c'est la quantité d'eau tombée; s'il s'agit d'une couche neigeuse, c'est la quantité d'eau libérée par fusion. On ne s'intéressera pas, ici, au mode de formation de cette eau disponible et on n'en considérera que le résultat se traduisant par la fourniture d'une quantité d'eau donnée dans un temps donné.

Cette eau subit une première réduction due à l'interception par la végétation, les bâtiments, etc. L'eau interceptée retombe partiellement à des niveaux inférieurs, le reste est évaporé plus tard. La zone d'interception constitue donc en toute rigueur un niveau de stockage; son importance pratique est parfois négligeable lorsque la précipitation est violente car la partie provenant de l'égouttage et susceptible de fournir des volumes d'eau notables est restituée presque immédiatement.

L'eau est maintenant au niveau du sol; une partie va s'écouler en surface pour constituer le ruissellement, une autre partie va stagner définitivement et s'évaporer par la



1/

suite, le reste va pénétrer dans le sol (infiltration). C'est à ce point que les deux groupes de modèles dont nous avons signalé le développement se séparent quant à la conception des opérations. Dans les modèles de ruissellement, on considère comme pertes, au moins provisoirement, aussi bien l'infiltration que l'évaporation; on cherche à tenir compte de ces pertes, soit par un paramètre soustractif (méthode de la capacité d'absorption), soit par un coefficient (méthode du coefficient de ruissellement). Ce point de vue tient compte du fait que la plus grande partie de l'évaporation est produite en dehors de la période de la précipitation, à partir du sol humide et de l'eau contenue dans les dépressions imperméables, par reprise de l'eau contenue dans le sol par l'évapotranspiration des végétaux. Le devenir de l'eau infiltrée n'est pas explicite; à part les reprises par évaporation et différentes autres pertes, on la retrouve dans le « débit de base » des cours d'eau.

Toujours dans ces modèles, l'eau « rendue disponible pour le ruissellement » est « mise en forme » par un opérateur fonctionnel qu'on appelle parfois fonction d'étalement, puis transmise à l'exutoire par le réseau qui fait subir à l'hydrogramme de nouvelles déformations. La première « mise en forme » traduit l'effet de laminage au premier niveau de stockage de la figure 1.

Dans presque tous les modèles, la « mise en forme » première et la déformation consécutive dans le réseau sont traités ensemble par une seule fonction d'étalement. De plus, le 2° niveau de stockage de la figure 1 est généralement confondu avec le premier.

Dans les modèles « à réservoirs », on remplit le premier niveau de stockage, on en soustrait les pertes par évaporation et les infiltrations se dirigeant vers le second niveau de stockage et on prélève le ruissellement au-dessus d'un seuil de remplissage du réservoir représentant ce niveau, suivant une loi qui est une caractéristique du modèle employé. Cette loi procède elle-même à la mise en forme de l'hydrogramme de ruissellement; il peut y avoir lieu, ou pas, d'utiliser ensuite un processus de transport jusqu'à l'exutoire. Certains modèles « à réservoirs » font une place spéciale à la partie de la précipitation tombant directement sur le réseau hydrographique (lacs et cours d'eau), ce qui est indiqué sur notre schéma général; nous ne connaissons pas de modèle de ruissellement contenant une disposition analogue.

Le second niveau de stockage se rapporte à la zone de l'écoulement dit de subsurface ou hypodermique. C'est la partie la plus contestée des schémas d'écoulement. La notion a été introduite pour rendre compte de certains phénomènes observés vers la fin de la décrue, avant d'aborder le tarissement. L'observation elle-même n'est pas toujours très nette; on peut ne pas remarquer d'écoulement hypodermique ou en trouver plusieurs. Quant à l'interprétation qu'on en donne, il est permis de la trouver curieuse: il s'agirait d'un écoulement se produisant dans les toutes premières couches du sol suivant une direction sensiblement parallèle à la pente de ce dernier. Le fait qu'un tel mode d'écoulement soit contraire à toutes les lois de l'hydrodynamique n'a pas l'air de troubler grand monde. Dans le cas où l'existence d'un écoulement retardé par rapport à la masse du ruissellement ne peut être contestée, il nous semble qu'il s'agisse plutôt d'un écoulement de surface se produisant dans des conditions différentes de celles du ruissellement pur. C'est pourquoi nous préfererions substituer le terme de « ruissellement retardé » à celui d'écoulement hypodermique; toutefois, nous nous soumettons le plus souvent à l'usage.

C'est dans ce second niveau de stockage, lorsqu'il existe, ou qu'on le prend en considération, que l'on fait démarrer

l'infiltration, c'est-à-dire l'absorption de l'eau par le sol, puis son cheminement à travers les diverses couches perméables. Durant une averse, la progression de l'eau infiltrée se fait d'abord à travers une tranche de sol non saturée que l'on a coutume d'appeler « zone aérée »; elle constitue le 3° niveau de stockage du schéma général. Les excédents de la zone aérée vont remplir notre 4° niveau de stockage: les nappes souterraines. En l'absence de précipitation, un mouvement de remontée s'amorce de la zone aérée vers la surface où l'eau s'évapore, et de la nappe souterraine vers la zone aérée, effet souvent négligeable. Le réservoir « nappe souterraine » alimente le débit de base du réseau hydrographique et inversement, pendant les crues, le réseau peut débiter dans la nappe; mais ce dernier effet n'a que très rarement une importance suffisante pour devoir être pris en compte; il s'agit alors de problèmes spéciaux liés à l'hydrologie des régions arides. Pour être complet, on a ajouté sur le schéma de la figure 1 d'éventuels apports et fuites souterrains; ces termes ne sont jamais pris en compte dans les modèles hydropluviométriques.

Le réseau hydrographique constitue lui aussi un réservoir; cependant nous ne lui avons pas affecté d'ordre de stockage à cause de la façon toute particulière dont son effet de stockage agit sur la formation de l'hydrogramme de crue. Dans les modèles de ruissellement, cet effet est généralement bloqué avec celui du stockage de surface. Dans les modèles « à réservoirs », soit on le considère avec le stockage de surface, soit on le traduit en même temps que le transport, par exemple dans un système de Muskingum.

Construire un modèle de transformation précipitations-débits, c'est traduire par des expressions mathématiques les relations entre certains ou tous les éléments du schéma de la figure 1. Pour ce faire, on s'efforce d'utiliser ce qu'on connaît des phénomènes physiques mis en jeu, par exemple les lois de l'infiltration, les différentes formes que peut prendre la loi de vidange d'un réservoir, les lois de l'évapotranspiration, etc.

Il faut bien dire, toutefois, que les modèles utilisés pour décrire ces phénomènes sont basés la plupart du temps sur des hypothèses simplificatrices qui enlèvent beaucoup à la fidélité de leur représentation. D'un autre côté, la diversité des valeurs des paramètres à travers un bassin naturel a pour effet de changer la nature même du phénomène, en ce sens que le phénomène global possède une individualité différente de celle de chacun des phénomènes élémentaires. En d'autres termes, il est un peu illusoire de chercher à résoudre le problème de la transformation « averse sur un bassin — hydrogramme résultant à l'exutoire », par la juxtaposition de transformations élémentaires.

### Les différentes opérations effectuées par un modèle

La synthèse de l'écoulement que doit réaliser un modèle porte sur des éléments dimensionnés à la fois dans l'espace et dans le temps. Le découpage dans l'espace peut être très varié dans sa forme et dans sa densité; le temps doit être découpé en intervalles égaux, l'unité d'intervalle étant appelée « pas de temps ». On dit que le modèle est « global » s'il n'y a pas de découpage dans l'espace; dans le cas contraire, on appellera surface élémentaire chaque parcelle obtenue par découpage, étant entendu que la superficie d'une telle parcelle peut être très grande.

La transformation de la précipitation s'opère d'abord dans

## M. ROCHE

le cadre du « pas de temps » relatif à la pluie, c'est-à-dire que, pour chaque intervalle de temps, on calcule les débits fournis par toutes les surfaces élémentaires à partir de la pluie tombée dans cet intervalle, ces débits pouvant du reste subir des étalements qui les répartissent alors sur des intervalles de temps ultérieurs.

Dans presque tous les modèles, la succession des opérations de calcul sur un intervalle de temps donné est à peu près la suivante :

— Détermination de la précipitation se manifestant dans l'intervalle, à chaque pluviomètre s'il s'agit d'un modèle non global, moyenne sur le bassin pour un modèle global.

— Opération de réduction de la pluie pour obtenir le volume ruisselé, dans un modèle de ruissellement. S'il s'agit d'un modèle à réservoirs, l'opération est implicite pour le volume ruisselé : la réduction consiste à soustraire l'évaporation et l'infiltration du contenu d'un réservoir.

— Formation d'un hydrogramme pour chaque surface élémentaire. On l'obtient dans le cas des réservoirs par des lois de débit imposées à ceux-ci; dans le modèle de ruissellement, on procède au moyen d'une fonction d'étalement.

— Le transport à l'exutoire des hydrogrammes, soit en bloc, la déformation correspondante étant déjà prise en compte dans l'opération d'étalement, soit par un calcul de propagation, par exemple de Muskingum. L'opération de transport n'existe pas dans les modèles globaux.

— Somme des hydrogrammes élémentaires atteignant l'exutoire. L'additivité de ces hydrogrammes suppose leur indépendance mutuelle et pose le problème de la linéarité de la réaction des bassins. Cette linéarité a été contestée sur le plan théorique, mais elle est sans répercussion sur l'utilisation pratique des modèles. Nous n'amorcerons aucune discussion à ce sujet.

### Les modèles "à réservoirs"

Ils suivent souvent de très près le schéma de la figure 1, parfois en le simplifiant.

Le premier en date, à notre connaissance, est celui de Linsley et Crawford, dit modèle de Stanford dont la version la plus récente est présentée sur la figure 2 pour laquelle nous avons adopté le même mode de présentation que pour la figure 1. Nous le décrivons aussi brièvement que possible, sans faire état des justifications conceptuelles qui ont été proposées par Linsley et Crawford pour les opérations de transfert (notamment lois et tests utilisés dans le remplissage et la vidange des réservoirs), d'autant qu'elles sont parfois un peu tirées par les cheveux.

Le modèle de Stanford a été utilisé aussi bien pour rendre compte, en une seule construction, de l'ensemble du bassin, l'entrée P étant alors la précipitation moyenne sur le bassin, que pour une application simultanée à différentes parties du bassin avec éventuellement des valeurs différentes de ses paramètres. Nous choisirons cette dernière hypothèse et nous examinerons le mécanisme du modèle appliqué à l'aire d'influence d'un pluviomètre fournissant une pluie P pendant un intervalle de temps donné, de durée égale au pas de temps choisi pour le modèle.

On suppose que l'aire ainsi choisie, de superficie S, comporte une fraction A de cette surface imperméable et connectée au réseau (lacs, réseau lui-même). Cette fraction est mise à part et fournit directement au réseau un vo-

lume A.S.P. Les opérations qui suivent vont être menées pour une pluie P tombant sur une surface (1 - A) S.

On suppose que P rencontre un premier réservoir R<sub>1</sub> dit réservoir d'interception, dont la capacité maximale est EPXM. Au début de l'intervalle considéré, R<sub>1</sub> contient un volume EPX, qui devient :

$$EPX = EPX + P$$

avec la précipitation; pendant l'intervalle de temps, il s'évapore ETP (évapotranspiration potentielle). Il reste donc :

$$EPX = EPX + P - ETP$$

dans R<sub>1</sub>.

Si  $EPX \leq EPXM$ , P est entièrement absorbée par l'interception et l'eau disponible pour le sol est nulle :  $X = 0$ . Si  $EPX > EPXM$ ,  $X = EPX - EPXM$ .

X est alors supposée répartie entre :

- de l'infiltration directe (INFD) qui va sans délai dans le sol (zone aérée représentée par le réservoir R<sub>5</sub>).
- de l'eau disponible en surface (DS) qui se répartira en 2 réservoirs R<sub>2</sub> et R<sub>3</sub>.
- de l'eau disponible pour l'écoulement hypodermique (DSRGX) qui rejoint un réservoir R<sub>4</sub>.

La répartition est définie par un paramètre b, homogène à une hauteur d'eau et un coefficient c.

b est censé représenter la hauteur d'infiltration maximale ponctuelle sur la surface (1 - A) S et b.c la hauteur maximale ponctuelle d'infiltration et d'écoulement hypodermique.

Il est admis que b et c varient avec le taux de remplissage de R<sub>5</sub> au début de l'intervalle de temps. La capacité nominale d'un réservoir est définie comme étant celle pour laquelle le réservoir retient 50 % d'un apport d'eau et en laisse percoler 50 %. Si on désigne par LZSN la capacité nominale de R<sub>5</sub> et par LZS son état de remplissage au début de l'intervalle, on admet, en posant :

$$REMPS = LZS/LZSN$$

que :

$$b = CB/2^{4REMP} \quad \text{pour } REMPS < 1,$$

et :

$$b = CB/2^{4+2(REMP-1)} \quad \text{pour } REMPS > 1;$$

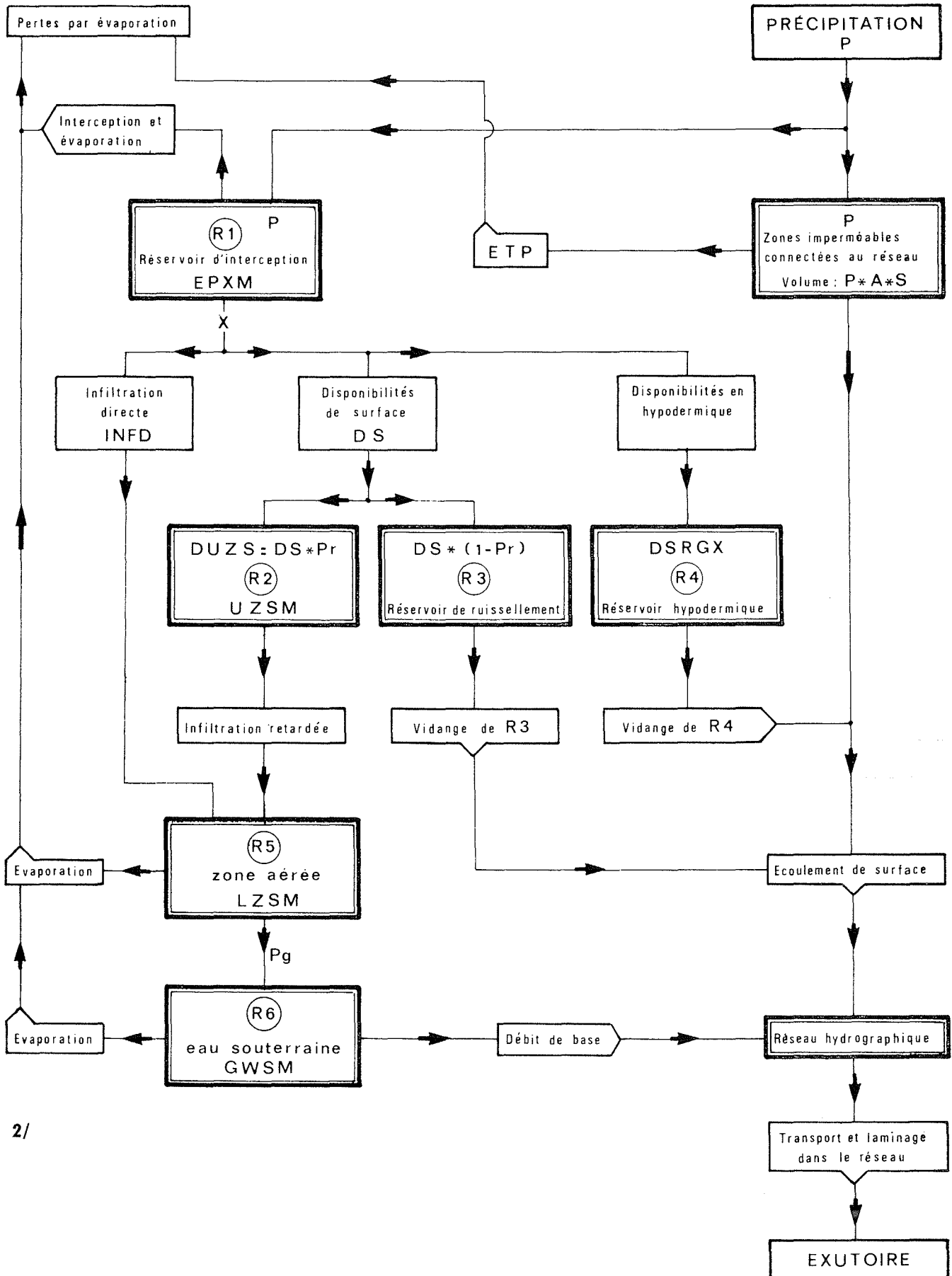
$$c = CC \cdot 2^{REMP}$$

La répartition se fait de la façon suivante :

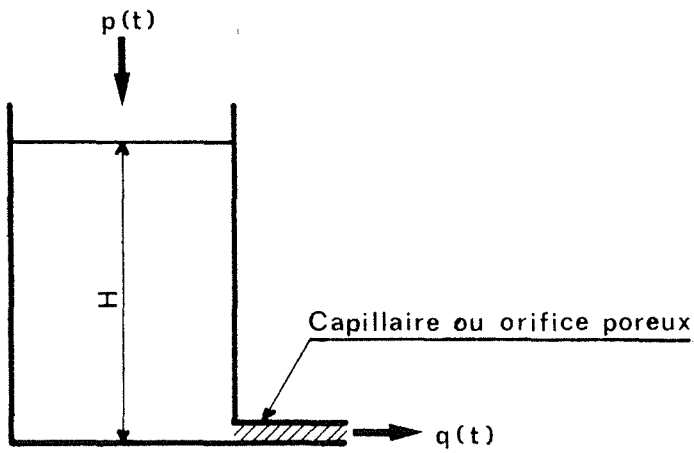
	INFD (infiltration)	DS (surface)	DSRGX (hypodermique)
$x < b$	$x - \frac{x^2}{2b}$	$\frac{x^2}{2b \cdot c}$	$\frac{x^2}{2b} \left(1 - \frac{1}{c}\right)$
$b < x < b \cdot c$	$\frac{b}{2}$	$\frac{x^2}{2b \cdot c}$	$x - \frac{b}{2} - \frac{x^2}{2b \cdot c}$
$x > b \cdot c$	$\frac{b}{2}$	$x - \frac{b \cdot c}{2}$	$\frac{b}{2} (c - 1)$

L'eau disponible pour la surface est dirigée soit vers le réservoir R<sub>3</sub> pour ruisseler ensuite en surface, soit vers un

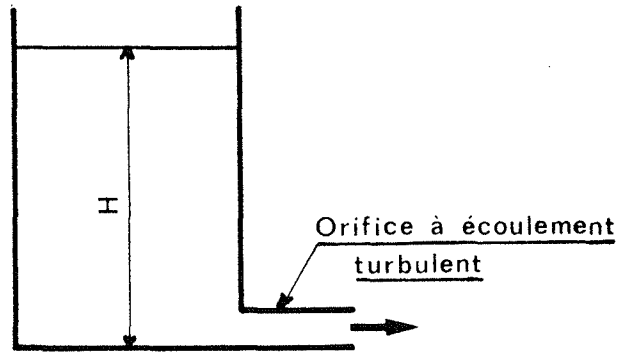
### MODÈLE DE STANFORD



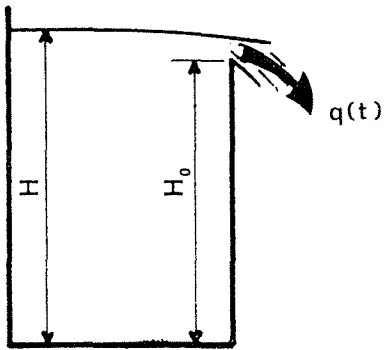
2/



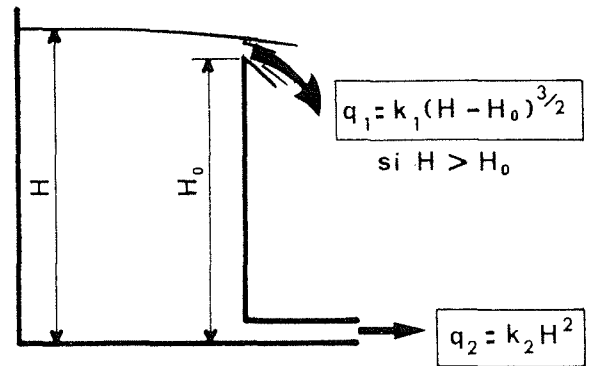
$$q = kH$$



$$q = kH^2$$

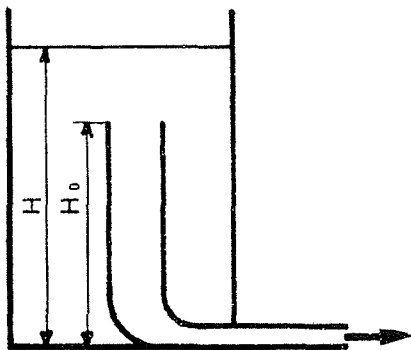


$$q = k(H - H_0)^{3/2} \quad \text{si } H > H_0$$

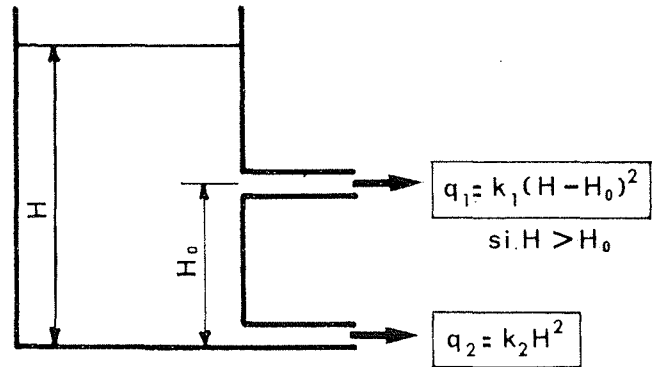


$$q_1 = k_1(H - H_0)^{3/2} \quad \text{si } H > H_0$$

$$q_2 = k_2H^2$$



$$\begin{array}{ll} q = kH^2 & \text{si } H > H_0 \\ q = 0 & \text{si } H \leq H_0 \end{array}$$



$$q_1 = k_1(H - H_0)^2 \quad \text{si } H > H_0$$

$$q_2 = k_2H^2$$

stockage définitif destiné à une infiltration lente, dans le réservoir  $R_2$ . Le partage de DS entre ces deux réservoirs se fait, selon Linsley et Crawford, d'après le remplissage de  $R_2$  au début de l'intervalle :

$$REMP2 = UZS/UZSN$$

UZSN étant la capacité nominale de  $R_2$ . On définit un coefficient  $P_r$  tel que :

Si  $REMP2 < 2$

$$P_r = 1 - \left( \frac{REMP2}{2(1 + UZI1)} \right)^{UZI1}$$

avec :

$$UZI1 = 2 \left( \frac{1}{2} REMP2 - 1 \right) + 1$$

Si  $REMP2 > 2$

$$P_r = \left( \frac{1}{1 + UZI2} \right)^{UZI2}$$

avec :

$$UZI2 = 2 (REMP2 - 2) + 1$$

La part de DS qui va dans  $R_2$ , et s'ajoute donc au UZS du début d'intervalle, est égale à  $DS.P_r$ , tandis que  $DS(1 - P_r)$  va dans  $R_3$ .

On a vu qu'une certaine partie de X va alimenter  $R_4$  (hypodermique), lequel se vide, d'après les auteurs du modèle, suivant une loi :

$$INTF \text{ (dans l'intervalle)} = LIRC^4.SRCX$$

$LIRC^4$  est sensiblement égal au coefficient de tarissement hypodermique.

La vidange de  $R_2$  (infiltration retardée) ne se manifeste que si le remplissage de  $R_2$  :  $UZS/UZSN$  est supérieur au remplissage de  $R_3$  :  $LZS/LZSN$ , qui correspond, rappelons-le, à la zone aérée. On a alors :

PER (écoulement pendant l'intervalle) =  $0,0003 CB.UZSN (UZS/UZSN - LZS/LZSN)^3$

Pour la vidange de  $R_3$ , les auteurs font état d'un modèle assez ahurissant sur lequel nous ne nous étendrons pas; qu'il suffise de dire qu'il se traduit par une relation :

$$q = \frac{1,486}{n} S^{1/2} \left( \frac{D}{L} \right)^{5/3} \left[ 1 + 0,6 \left( \frac{D}{D_e} \right)^3 \right]^{5/3}$$

qui assimile le ruissellement à un film de largeur infinie, où :

$n$  est le nombre de Manning;

$S$  la pente du plan d'écoulement;

$q$  le débit moyen de ruissellement dans l'intervalle de temps;

$D$  la rétention de ruissellement;

$L$  la longueur de parcours du ruissellement;

et où :

$$D_e = 0,000818 I^{0,6} n^{0,6} L^{1,6} / S^{0,3}$$

$I$  étant l'apport en pouces/heure.

$R_3$  est alimenté par l'infiltration directe INFD et par l'infiltration retardée INTF. Rappelons qu'il s'agit du réservoir correspondant à la zone aérée. Les auteurs considèrent que, pendant l'intervalle de temps, une partie de la réserve est reprise par évaporation, une partie est stockée et le reste percole vers la nappe (réservoir  $R_6$ ).

La fraction  $P_g$  de l'apport (INFD + INTF) qui va dans  $R_6$  dépend de :

$$REMP5 = LZS/LZSN$$

Si  $REMP5 > 1$ ,

$$P_g = REMP5 \left( \frac{1}{1 + LZI} \right)^{LZI}$$

Si  $REMP5 < 1$ ,

$$P_g = 1 - \left( \frac{1}{1 + LZI} \right)^{LZI}$$

avec :

$$LZI = 1,5 (REMP5 - 1) + 1$$

L'écoulement souterrain, ou débit de base GWF, dépend de l'état GWS de la réserve souterraine SGW alimentée par  $R_5$  comme on l'a vu ci-dessus, des paramètres KV et LKK<sup>4</sup> caractéristiques du tarissement de  $R_6$  :

$$GWF = LKK^4 (1 + KV.GWS) SGW$$

A différents niveaux de stockage sont associées des pertes par évaporation. On sait que l'évaporation à prendre en compte constitue un problème difficile pour tous les modèles. Ici, les auteurs ont choisi de tout ramener à des fractions d'évapotranspiration potentielle (ETP). C'est ainsi qu'usant d'une construction analogue à celle qui a été utilisée pour l'infiltration, ils définissent l'évaporation à partir de  $R_5$  (zone aérée) en fonction du remplissage de ce réservoir par :

$$E = ETP - ETP^2/2r$$

avec :

$$r = K_3 LZS/LZSN$$

Les différents types d'écoulement décrits se rassemblent dans le réseau à l'issue de la fraction de bassin concernée. Ils y constituent un hydrogramme qui sera conduit à l'exutoire par un processus de transport comportant ou non une modification de la distribution des débits dans le temps (par exemple réseau d'isochrones ou méthode de Muskingum).

Les modèles « à réservoirs » sont très nombreux, certains dérivés du modèle de Stanford soit par des simplifications, soit pas des différences conceptuelles de détails. D'autres procèdent de points de départ originaux, certains antérieurs, du reste, au modèle de Stanford.

L'idée de base est que, lors du cycle terrestre de l'eau, les différentes parties du sol se comportent comme des réservoirs d'eau se remplissant chacun suivant une loi conditionnée par la partie du système située à son amont et se vidant suivant une loi qui dépend de sa propre constitution, de son degré de remplissage et parfois de l'état des réserves situées à son aval. L'entrée dans un de ces réservoirs peut être la précipitation elle-même ou la sortie du réservoir précédent. Un système peut être composé de 1 ou plusieurs réservoirs, en série (cascade), en parallèle, linéaires ou non. On a rassemblé sur la figure 3 quelques exemples de réservoirs utilisés dans des modèles. On peut bien entendu en imaginer autant qu'on veut.

Reprenant une vieille idée de Zock qui avait étudié en 1934 l'hydrogramme fourni par un épisode pluvieux passant à travers un réservoir linéaire, Sugawara et Maruyama étudièrent la transformation sur deux, puis plusieurs réservoirs linéaires identiques. La réponse d'un tel système à une impulsion est :

$$u(O, T) = \frac{1}{K} \left( \frac{t}{K} \right)^{n-1} \frac{1}{(n-1)!} e^{-t/K}$$

pour  $n$  réservoirs identiques. La formule a été généralisée

par Nash en remplaçant  $(n - 1)!$  par  $\Gamma n$ , de façon à pouvoir utiliser  $n$  en valeurs continues.

Il est aisé d'imaginer la multiplicité des combinaisons que l'on peut effectuer avec des réservoirs. Le modèle de Stanford en est un exemple. O'Donnell propose un modèle beaucoup plus simple dont on trouvera un schéma sur la figure 4. L'eau libérée par la précipitation (pluie ou fonte de neige) tombe dans un réservoir R (réservoir de surface) d'où on soustrait une évaporation  $E_R$  égale à l'évapotranspiration potentielle (ETP), lorsqu'il y a quelque chose dans R, et jusqu'à concurrence de ce quelque chose. R a une première sortie  $Q_1$ , ruissellement vers un réservoir S représentant le réseau hydrographique; elle ne fonctionne que si le niveau dans R dépasse un seuil  $R^*$ : dans ce cas, tout l'excédent de R passe dans S dans l'intervalle de temps. Une seconde sortie F (infiltration) a lieu vers un réservoir M (zone aérée); F est régi par une loi de Horton :

$$F = F_c + (F_0 - F_c) e^{-kt}$$

Dans le modèle, on commence en fait par enlever F et  $E_R$  du contenu de R avant de calculer  $Q_1$ .

S est vidé suivant une loi linéaire sans seuil, c'est-à-dire que  $Q_s$  est proportionnel au contenu du réservoir. Le réservoir M est construit et fonctionne de telle manière qu'au début de l'intervalle son niveau est compris entre 0 et un seuil  $M^*$ . Si R est vide au début de l'intervalle, après addition de P, ou si son contenu est tel que  $E_R$  ne satisfasse pas l'ETP, on fait appel à une évaporation

$$E_M = ETP - ER$$

de M et alors F est nulle; de sorte que, soit on ajoute F, soit on retranche  $E_M$  de la hauteur dans M.

M s'écoule dans G (réservoir d'eau souterrain) si, après addition de F, le niveau dans M est supérieur à  $M^*$ . L'excédent D va alors dans G où il est stocké à condition qu'il y ait de la place, c'est-à-dire que le niveau G dans G soit inférieur à un seuil  $G^*$ . Si  $G \geq G^*$  au début de l'intervalle,  $C = G - G^*$  passe dans M et D est nul. G se vide suivant une loi linéaire pour fournir le débit de base B qui s'ajoute à l'exutoire à  $Q_s$  pour former le débit total Q.

Sur une idée de Dooge, Ayers a construit un modèle qui peut être employé pour reproduire l'ensemble de l'écoulement sur un bassin, mais qui est aussi utilisé pour représenter, dans d'autres types de modèles, l'écoulement souterrain. La figure 5 montre l'ensemble du schéma d'Ayers. Son interprétation physique est moins évidente que pour le modèle précédent. La précipitation tombe dans un premier réservoir ( $R_1$ ) où elle constitue un stock  $H_1$  qui subit une reprise par ETP. Au-dessus d'un seuil ZSM, l'excédent de  $H_1$  va dans un réservoir  $R_2$  où il alimente un stock  $H_2$  qui subit une évaporation  $E_2$  dans les conditions suivantes : pour  $H_2$  inférieur à un seuil ZSU :

$$E_2 = ETP.H_2/ZSU$$

pour  $H_2 > ZSU$ ,  $E_2 = ETP$ .

$R_2$  laisse écouler dans l'intervalle de temps une hauteur H nulle si  $H_1 < ZSU$ , égale à l'excédent :

$$D = H_1 - ZSU$$

s'il existe et s'il est inférieur à une limite HLIM; si  $D > HLIM$ , on prend  $H = HLIM$ .

H est distribuée sur trois réservoirs de surfaces différentes censés représenter chacun une fraction de la surface du bassin. La distinction entre la distribution horizontale et la distribution verticale n'est du reste pas très nette dans ce modèle.

— Réservoir principal : fraction EPRIN.

C'est un réservoir linéaire à temps de vidange très long; il semble qu'on puisse l'assimiler aux nappes souterraines.

— Réservoir parallèle : fraction EPAR.

Egalement linéaire, à temps de vidange moyen, il s'écoule dans le réservoir de bordure et semble représenter l'écoulement hypodermique.

— Réservoir de bordure : fraction EBOR.

Egalement linéaire, à temps de vidange court, il reçoit l'écoulement de EPAR en plus de la part qui lui vient directement de  $R_2$ . Il faut souligner que les trois réservoirs reçoivent la même hauteur d'eau H, leurs sections respectives intervenant dans le calcul des volumes stockés.

Au Québec, une équipe de chercheurs de l'Institut des Sciences de l'Eau, comprenant MM. Girard, Fortin et Charbonneau a récemment élaboré un modèle « à réservoirs » d'un type peut être encore plus complexe que celui de Stanford, mais dont les transferts paraissent plus réalistes. Par contre, le nombre des paramètres est très grand. On trouvera, figure 6, une représentation schématique de ce modèle qu'on appellera modèle complet de Girard. Pour éviter une explication détaillée du fonctionnement du modèle, on a reporté sur la figure toutes les fonctions de transfert utilisées. Parmi les points originaux, on notera la vidange de  $R_2$  dont la forme est tirée de l'interprétation d'observations faites par Girard en Amérique du Sud, ainsi que l'introduction de réservoirs « en cul-de-sac » ( $R_3$  et  $R_6$ ) destinés à absorber les infiltrations non récupérables.

La même équipe a cherché à simplifier le modèle au maximum sans pour cela perdre par trop sur la fidélité de restitution. Ces efforts ont abouti au modèle SIM constitué de la façon suivante.

Le bassin, ou une partie du bassin définie par exemple comme la zone d'influence d'un pluviomètre, est représenté par  $n$  réservoirs en parallèle (en pratique 5 au maximum), la superficie de chacun correspondant à celle des zones du bassin présentant des caractères morphologiques analogues. Chaque réservoir comporte deux sorties, l'une au fond ayant pour son débit une loi d'orifice :

$$q_2 = k_2 H^2$$

l'autre à une distance  $H_0$  du fond, ayant pour loi de débit :

$$q_1 = k_1 (H - H_0)^{3/2} \text{ si } H > H_0$$

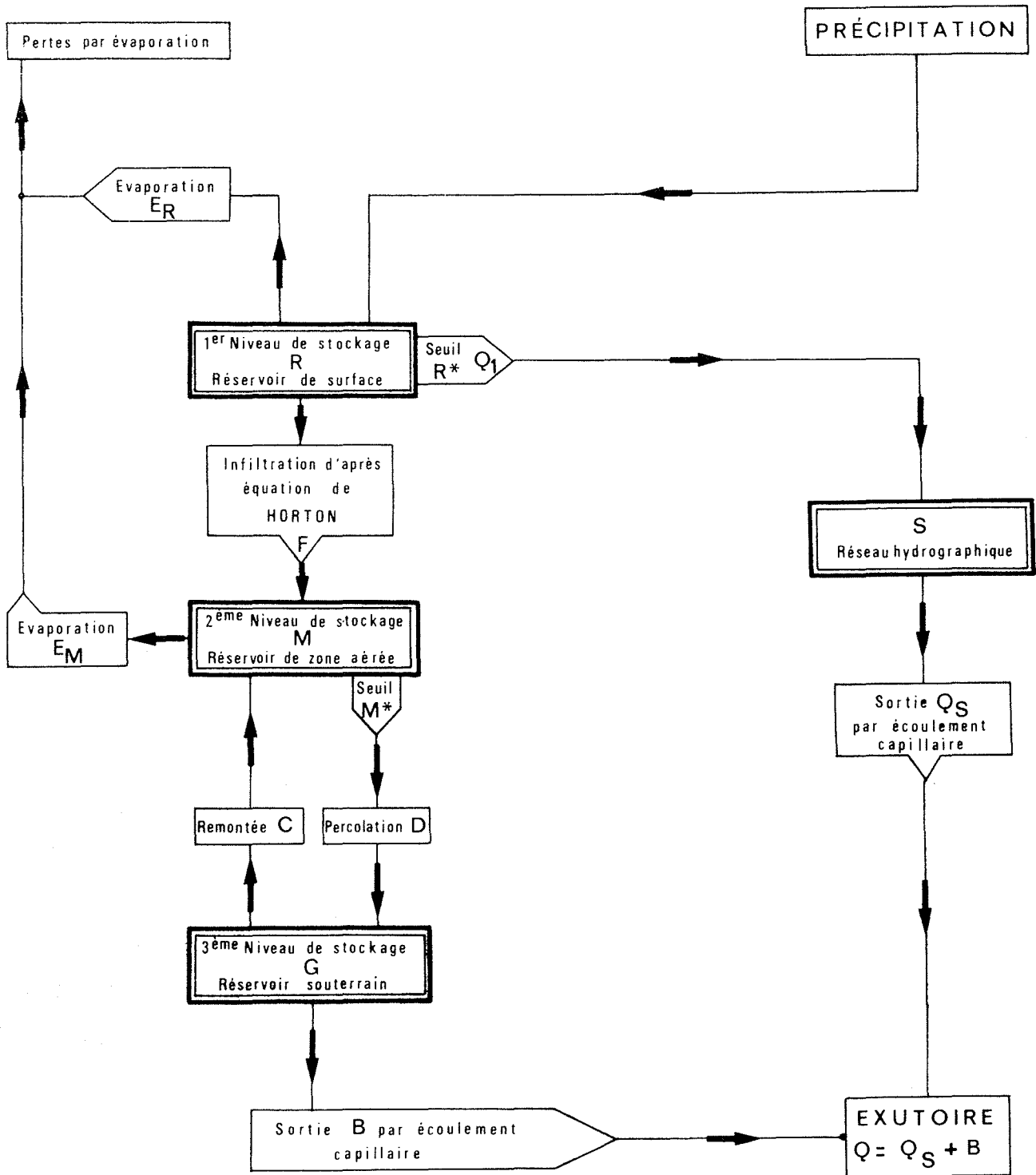
$$q_1 = 0 \text{ si } H \leq H_0$$

Bien entendu la sortie haute simule le ruissellement et la sortie basse l'écoulement souterrain. La prise en compte de plusieurs de ces réservoirs permet de diversifier les réactions du terrain à la précipitation. Le nombre de paramètres reste assez réduit et, pour un même degré de complexité globale, la priorité est donnée à l'extension horizontale du phénomène, plutôt qu'à son comportement vertical (fig. 7).

L'évaporation ETR des réservoirs est réglée suivant deux

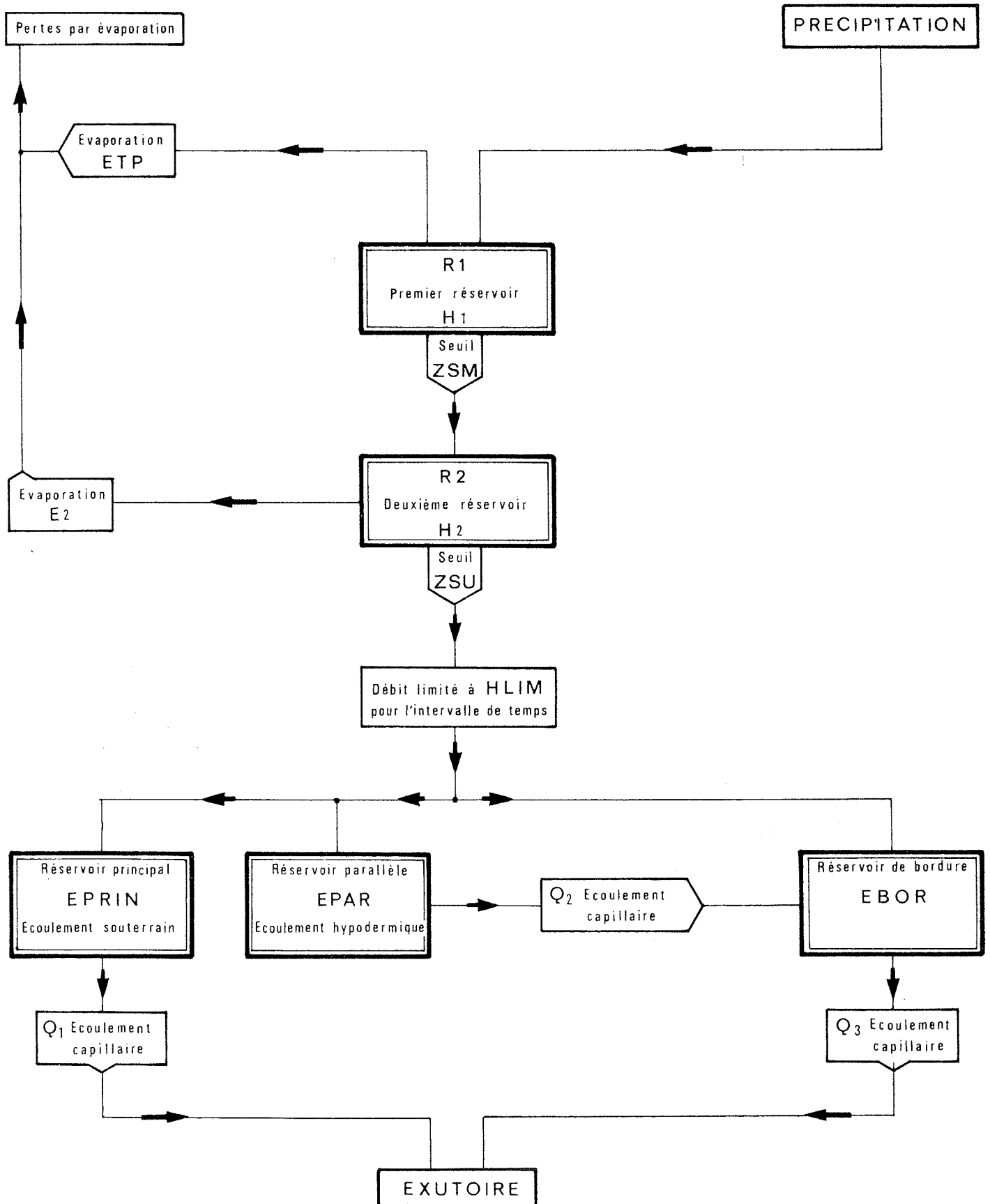


MODELE DE O'DONNELL

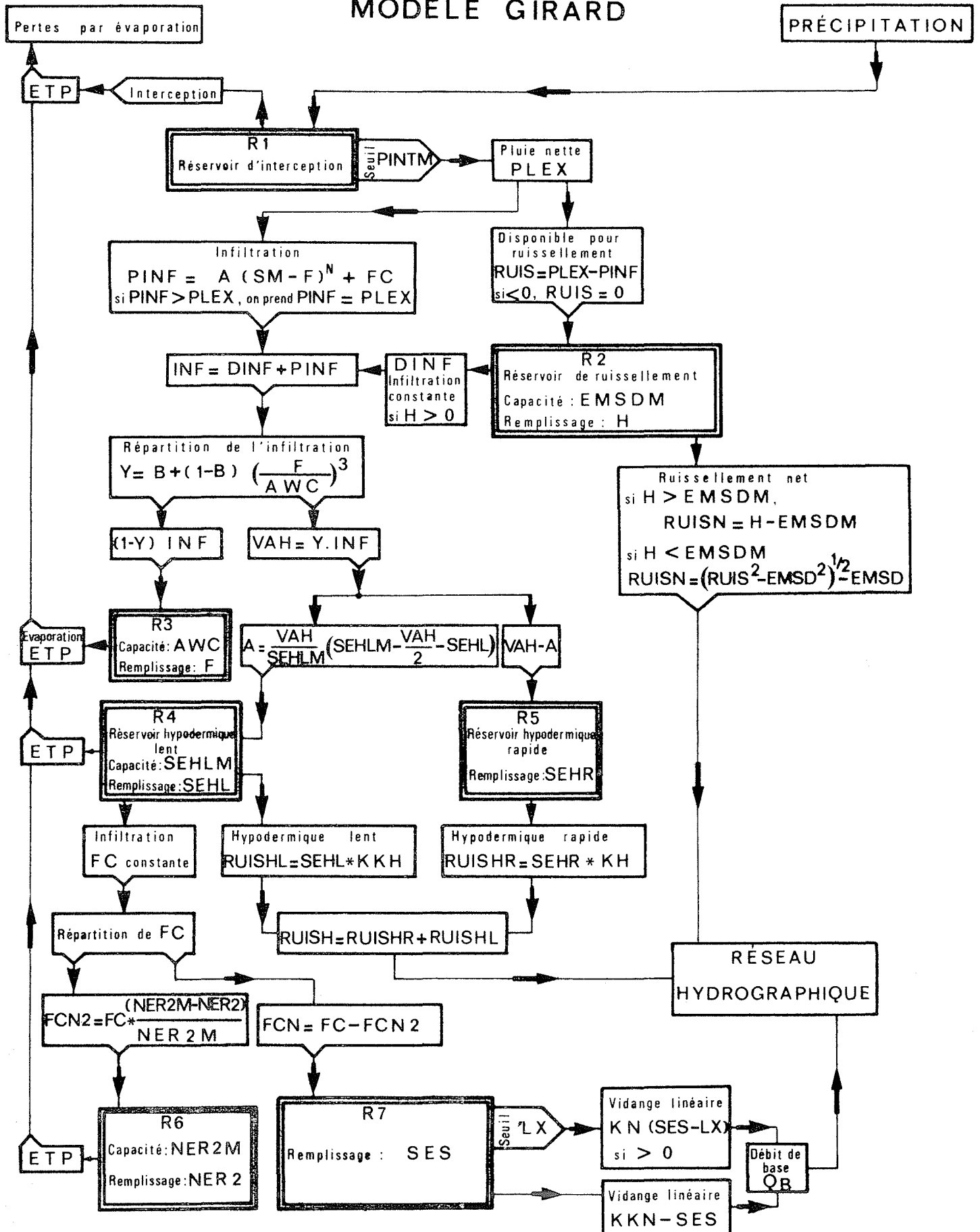


4/

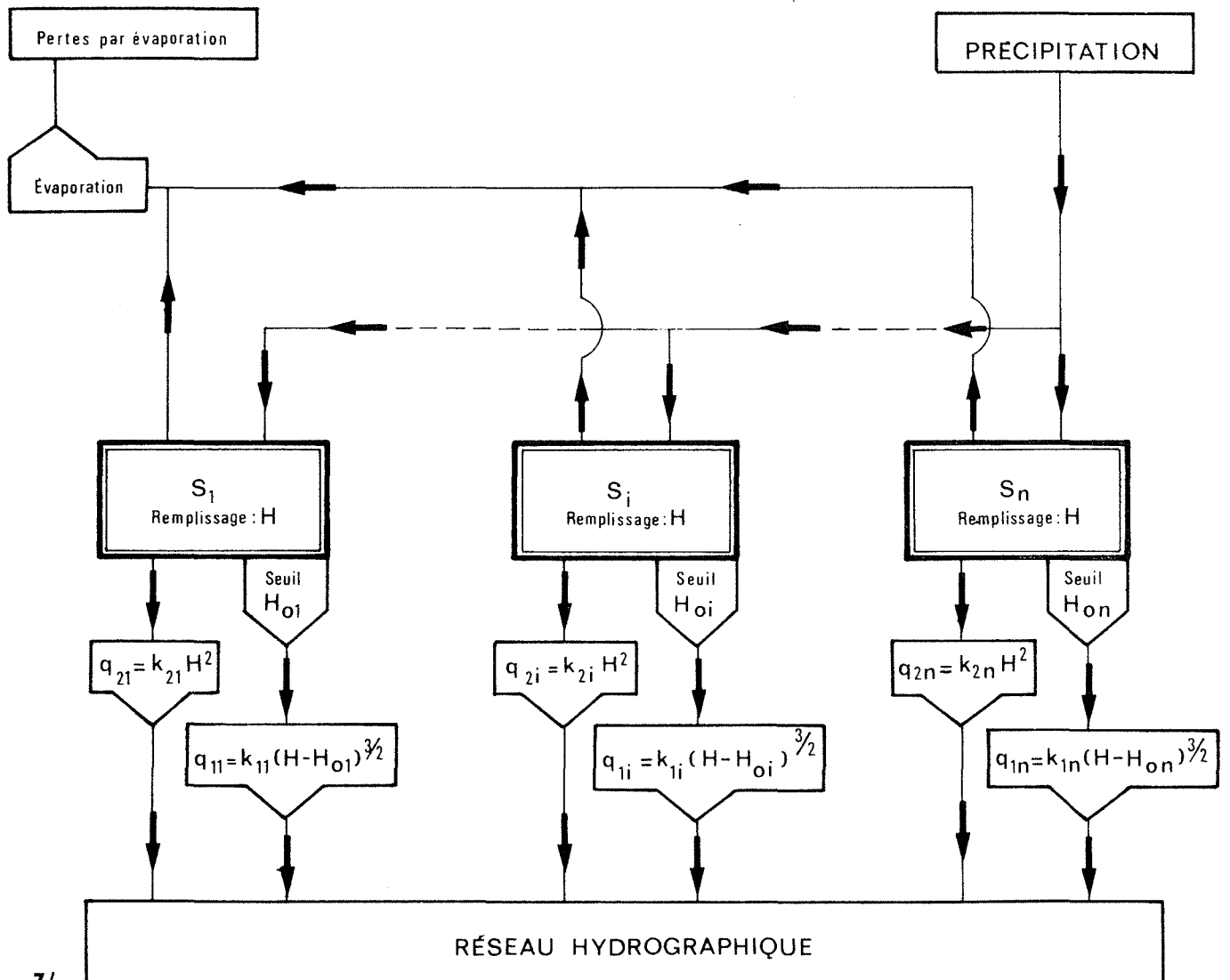
# MODÈLE D'AYERS



# MODÈLE GIRARD



MODÈLE SIM DE GIRARD



7/

paramètres  $HETMI_i$  et  $HETMA_i$  correspondant à des remplissages et tels que :

$$0 \leq HETMI_i \leq HETMA_i$$

pour un réservoir  $i$ .  $H$  étant le remplissage actuel :

si :  $H \geq HETMA_i$ ,  $ETR = ETP$ ;

si :  $HETMI_i < H < HETMA_i$ ,

$$ETR = (H - HETMI_i) / (HETMA_i - HETMI_i) ETP;$$

si :  $H \leq HETMI_i$ ,  $ETR = 0$ .

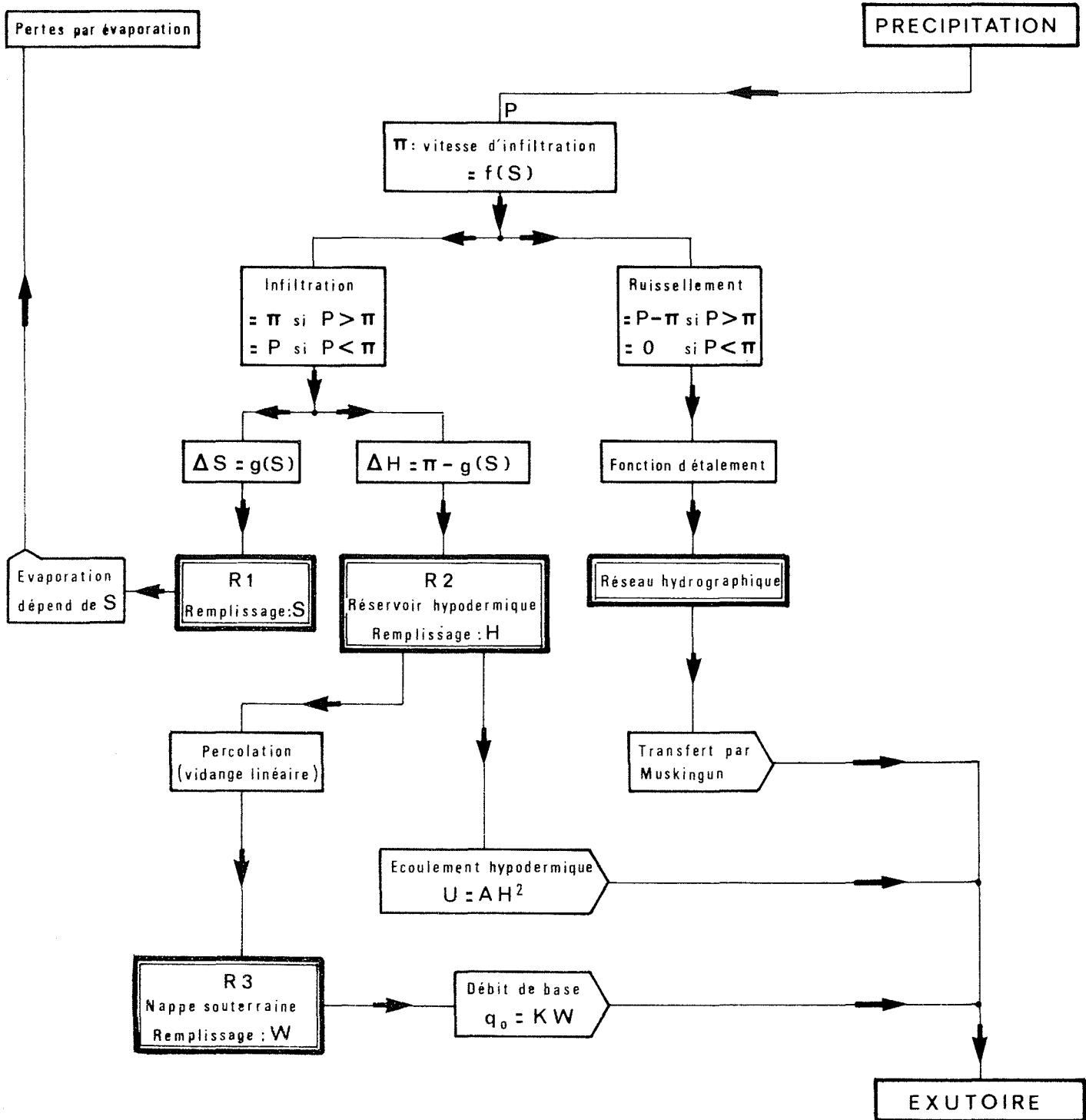
L'équipe Girard a également beaucoup travaillé les modèles de crues consécutives à une fonte de neige. C'est à propos d'un tel modèle que Charbonneau a utilisé le mo-

dèle d'Ayers, mais uniquement pour exprimer les transferts souterrains.

Les modèles à « réservoirs » ne sont pas très répandus chez les chercheurs ou utilisateurs français où ils ont rarement fait l'objet d'études systématiques. Nous avons signalé les travaux de Girard qui se sont jusqu'ici presque entièrement déroulés au Québec. En 1957 Cormary a mis au point un modèle comportant seulement deux réservoirs mais avec des entrées et des sorties assez élaborées. Plus tard en 1967, le même chercheur construisait le modèle CREC (Centre de Recherches et d'Études de Chatou) schématisé sur la figure 8.

C'est un modèle assez simple qui, pour un modèle à réservoirs, présente une particularité que l'on trouve plus volontiers dans les modèles de ruissellement : l'étalement de la partie ruisselée se fait par un opérateur fonctionnel et non par le passage dans un réservoir, ce qui fait que le schéma

# MODÈLE CREC DE CORMARY



ne s'applique pas strictement à un seul intervalle de temps. D'autre part,  $R_1$  est un réservoir en cul-de-sac comme on en a trouvé dans le modèle complet de Girard.

On pourrait énumérer encore bien des modèles, notamment le modèle MERO qui connaît un certain succès. Les schémas qui ont été présentés se rapportent soit au bassin entier, soit à une fraction du bassin. Dans ce dernier cas les hydrogrammes atteignant le réseau hydrographique doivent être transférés à l'exutoire. On peut imaginer là encore plusieurs systèmes de transferts, les plus employés étant la méthode de Muskingum et celle des isochrones. Le problème n'est pas particulier aux modèles à réservoirs, on le retrouve dans les modèles de ruissellement; mais alors que dans ces derniers les isochrones sont presque exclusivement utilisés, Muskingum est beaucoup plus fréquent dans les modèles à réservoirs. Il n'est pas possible de décrire, même sommairement, la méthode de Muskingum dans le cadre de notre exposé; on parlera des isochrones ultérieurement.

### Modèles de ruissellement

On peut dire sans schématiser outrageusement que les modèles de ruissellement sont nés de deux courants, l'un américain avec l'hydrogramme unitaire de Sherman, l'autre français avec la méthode rationnelle de Caquot.

L'hydrogramme unitaire, modèle global, n'est autre chose qu'un opérateur traduisant la réaction du bassin, dans le sens du ruissellement, à une averse répartie de façon plus ou moins uniforme. Outre les innombrables observations effectuées pour le mettre en évidence, notamment dans le cadre d'études sur bassins expérimentaux ou représentatifs, il a fait l'objet de nombreuses études théoriques parmi lesquelles nous citerons un intéressant essai de Réménieras et Jacquet, ainsi que les études de Dooge sur une théorie générale de l'hydrogramme unitaire. La plupart de ces études reviennent à considérer la transformation de la précipitation efficace en débit comme le résultat d'une convolution :

$$q(t) = \int_0^t u(D, t - \tau) h(\tau) d\tau$$

où :

$$u(D, t - \tau)$$

désigne l'ordonnée d'un hydrogramme unitaire relatif à une durée unitaire  $D$ , prise au temps  $t - \tau$  à partir de l'origine de cet hydrogramme et appliquée à une précipitation efficace  $h(\tau) d\tau$ ,  $t$  et  $\tau$  ayant la même origine. Lorsque  $D = 0$ ,  $u(D, t - \tau)$  est dit hydrogramme unitaire instantané. Nous n'entrerons pas dans le détail du modèle que constitue en lui-même l'hydrogramme unitaire. Retenons simplement que son rôle est d'assurer la répartition dans le temps, donc de transformer en courbe (ou en vecteur, si on procède par différences finies) un scalaire représentant un volume de précipitation efficace, le résultat étant un hydrogramme de ruissellement.

La méthode de Caquot, dite rationnelle, consiste à évaluer, très sommairement, le volume de ruissellement engendré sur une petite surface par une précipitation, puis à transférer ce volume à l'exutoire par un passage dans un réseau de courbes d'égal temps de parcours appelées isochrones; les volumes arrivant ainsi à l'exutoire dans un même intervalle de temps, produits par toutes les surfaces partielles composant le bassin, à partir d'intervalles de pluies d'autant antérieurs que les surfaces correspondantes sont plus éloignées de l'exutoire, sont totalisés pour fournir un élément de la chronique de ruissellement.

Larrieu a repris cette méthode en ajoutant une fonction d'étalement; les volumes disponibles pour le ruissellement sont stockés provisoirement sur leurs lieux de production, pour être relâchés progressivement suivant une certaine loi d'étalement. C'est une opération de convolution très semblable à celle de l'hydrogramme unitaire; les produits de la fonction d'étalement ont du reste les mêmes propriétés fondamentales que ce dernier : additivité et homothétie des hydrogrammes partiels. Les deux sont des modèles linéaires ou « sans mémoire », ce dernier terme s'entendant au sens que le transfert pendant un intervalle de temps donné ne dépend pas de ce qui s'est passé durant les intervalles qui l'on précédé.

En plus de la notion d'étalement, Larrieu s'est aussi préoccupé d'affiner la formation de l'eau disponible pour le ruissellement; ses tentatives restent néanmoins fort limitées et conservent un caractère régional. C'est que le problème est ardu, nous en reparlerons plus loin.

Voici donc, en gros, les courants qui ont donné naissance, en France au moins, aux modèles complexes de ruissellement.

L'application directe de l'hydrogramme unitaire a été faite en France sur quelques bassins, et il n'est pas possible de ne pas évoquer l'énorme travail effectué dans ce domaine par l'ORSTOM : près de 200 bassins, surtout tropicaux, observés chacun pendant trois ans au moins; interprétation des résultats menant à :

- l'étude expérimentale détaillée du mécanisme de ruissellement dans de très nombreuses conditions climatiques et morphologiques;
- mise au point d'abaques provisoires d'utilisation par Rodier et Auvray;
- mise en route de l'analyse factorielle systématique par Dubreuil;
- préparation de l'extrapolation géographique avec la notion d'hydrogramme standard.

Une intéressante application de l'hydrogramme unitaire à la prévision des crues a été faite par Lacroix dans les années précédant 1960. A cette occasion, l'auteur a montré qu'on pouvait résoudre certains problèmes en considérant dans un bassin deux types d'écoulement, l'un lent auquel on associe une fonction de transformation  $E$  et l'autre rapide, dont la superposition donne un hydrogramme total, lui-même soumis à une transformation  $E'$  répétée au besoin plusieurs fois en série (deux fois dans les exemples donnés) pour fournir le débit à l'exutoire.

Le modèle de Lacroix peut s'adapter à des bassins d'une certaine étendue en les fractionnant en sous bassins auxquels on applique séparément le schéma ci-dessus. Le transfert à l'exutoire est alors exécuté par un décalage dans le temps des hydrogrammes obtenus, les décalages dépendant eux-mêmes de l'importance des débits transférés. La figure 9 montre la conception d'un tel modèle. Les calculs des réductions et des décalages sont assez laborieux et font appel à des courbes empiriques nécessitant de longues mises au point.

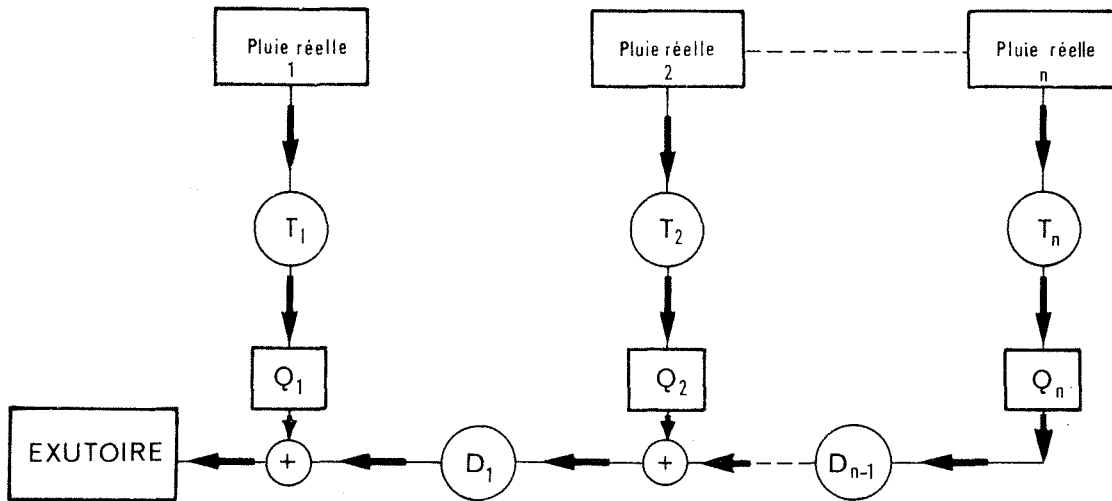
La structure des modèles de ruissellement, plus encore que celle des modèles à déversoirs, conduit à expliciter la nature et l'ordre des opérations à effectuer successivement lors d'une transformation précipitation-débit par un schéma de nature déterministe.

Rappelons que, une pluie  $P$  tombant sur une fraction de bassin :

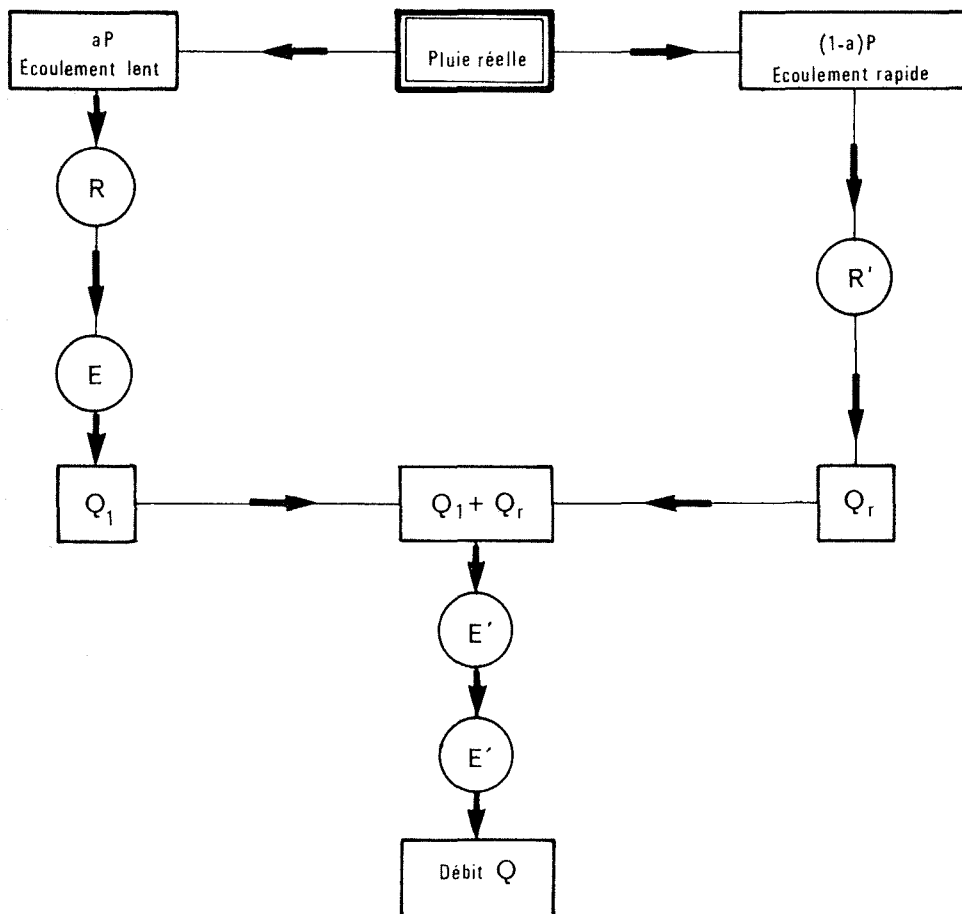
- elle subit d'abord une réduction tenant compte de la partie de cette pluie qui ne participera pas au ruissellement;

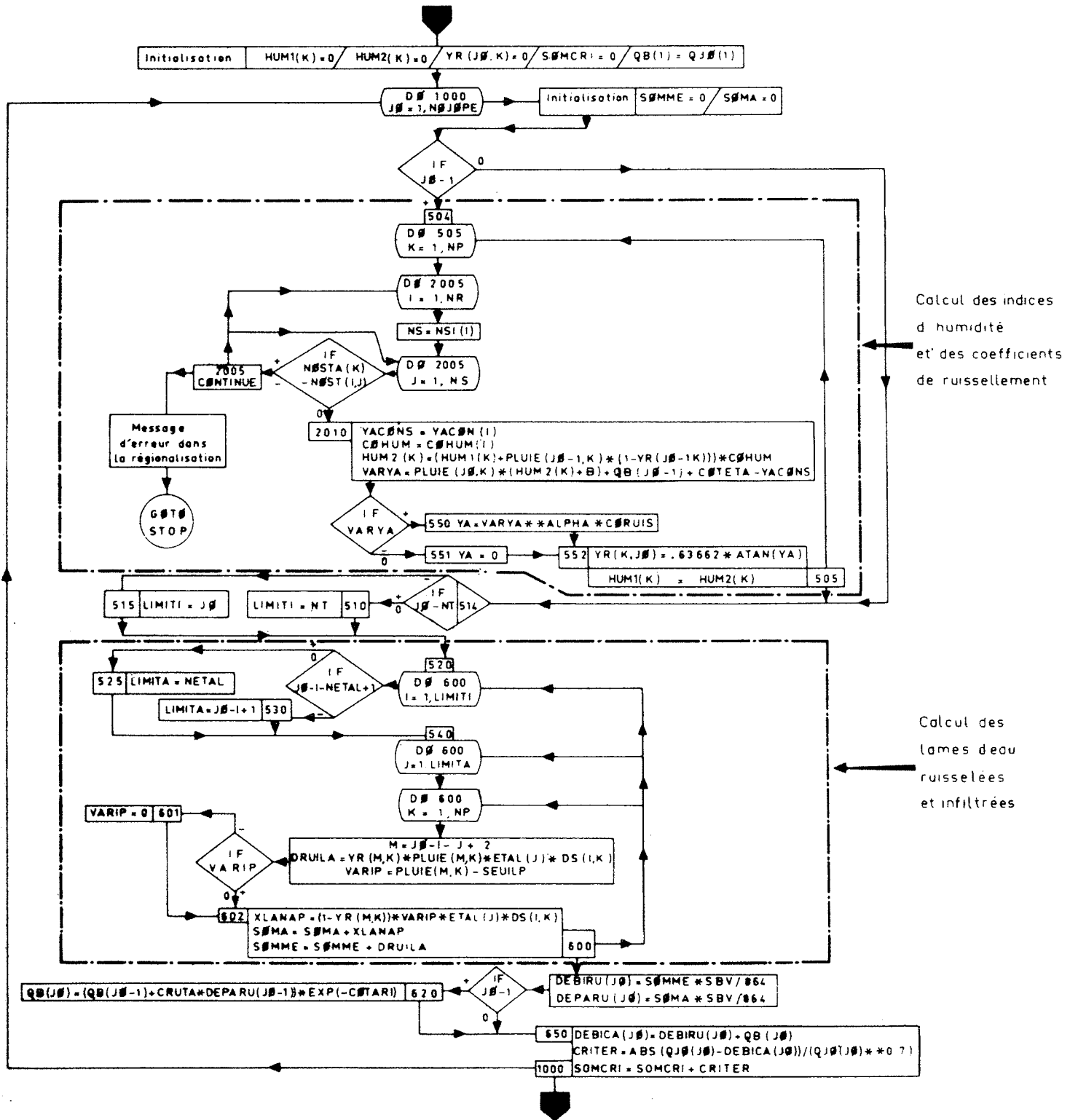
# MODÈLE LACROIX

## Schéma général



## Transformation T





Calcul des indices  
d humidité  
et des coefficients  
de ruissellement

Calcul des  
lames de ruisselées  
et infiltrées



d'où un volume  $V_R$  disponible sur la surface en question pour le ruissellement;

— le volume  $V_R$ , qui se manifeste sur l'intervalle de temps  $\Delta T$ , est étalé sur cet intervalle et les intervalles suivants au moyen d'une fonction d'étalement qui modifie la répartition dans le temps, mais conserve le volume;

— l'hydrogramme issu de cette dernière opération est transporté à l'exutoire avec ou sans déformation.

Enfin les hydrogrammes de ruissellement parvenant des différentes fractions de bassin jusqu'à l'exutoire sont cumulés pour obtenir l'hydrogramme total de ruissellement correspondant à l'averse étudiée.

Depuis quelques années, nous avons essayé de rassembler dans un corps de doctrine les idées que l'on trouve généralement dans ce genre de modèle. Pour cela, nous avons proposé une équation générale du ruissellement qui exprime le débit ruisselé d'un bassin à son exutoire sous la forme :

$$Q(t) = \int_x \int_y \int_{\tau=0}^{\tau_1} \lambda_{x,y} (t - \Theta_{x,y}) k_{x,y} \left[ I_{x,y}(\tau), \frac{\partial h}{\partial \tau} \right] \frac{\partial h_{x,y}}{\partial \tau} d\tau dx dy$$

où :

$\lambda_{x,y}$  : est une fonction d'étalement;

$k_{x,y}$  : le coefficient de ruissellement;

$h_{x,y}$  : la pluie tombée depuis le début de l'averse en  $x, y$  au temps indiqué par son argument;

$\Theta_{x,y}$  : le temps d'isochronisme du point  $x, y$ ;

$I_{x,y}$  : un indice d'humectation du terrain au point  $x, y$ .

avec :

$$\tau_1 = t - \Theta$$

si  $t - \Theta < T$  (durée totale de l'épisode pluvieux)

$$\tau_1 = T$$

si  $t - \Theta > T$

Tous les modèles de ruissellement peuvent en fait se ramener à cette équation, éventuellement en simplifiant les termes, à cela près que le coefficient de ruissellement peut être remplacé par un terme soustractif.

Ceci nous amène à revenir sur la notion de réduction de la pluie, que nous avons associée à la première opération à effectuer lors d'une transformation pluie-débit. Bien entendu cette réduction exprime au premier chef une perte pour le ruissellement par rapport à la précipitation. Mais elle tient compte en fait d'autres contingences, telles que la représentativité des mesures de précipitation et leurs erreurs systématiques éventuelles. Les pertes subies par le ruissellement durant un intervalle de temps  $\Delta T$  comportent l'interception, l'évaporation du film ruisselé durant  $\Delta T$ , une partie du stockage dans les dépressions, l'infiltration. L'évaporation ainsi définie est presque toujours négligeable et si l'évaporation constitue néanmoins une partie importante du bilan, c'est qu'elle opère entre les précipitations par reprise sur les stocks constitués dans le sol, dans les dépressions, et par l'interception.

Il est intéressant de grouper les pertes réellement subies par le ruissellement dans un intervalle  $\Delta T$ , sous une rubrique générale : l'absorption. L'opération de réduction consiste à faire subir à la précipitation réelle une correction d'absorption tenant compte des facteurs qui ont une influence sur

cette absorption. La correction peut se faire par soustraction (méthode de la capacité d'absorption) ou par intervention d'un coefficient inférieur à 1 (coefficient de ruissellement). Le problème n'est pas spécial aux modèles de ruissellement et si nous l'avons à peine effleuré à propos des modèles à réservoirs, c'est que nous nous proposons d'en grouper les discussions. On a vu que, dans ces derniers modèles, les pertes s'exprimaient par soustraction d'une évapotranspiration dans différents réservoirs à différents niveaux. Chaque modèle particulier à son propre processus d'évaluation des différentes évapotranspirations réelles, généralement basé sur la connaissance *a priori* d'une évapotranspiration potentielle. L'infiltration, qui dans ces modèles fait partie intégrante de la dynamique de l'écoulement, puisqu'elle est chargée de ravitailler les réservoirs souterrains, doit généralement être évaluée à part.

Dans les modèles de ruissellement, on peut procéder de la même façon pour l'interprétation; par contre, les reprises par évapotranspiration dans les réservoirs situés au-dessous de la surface du sol n'ont plus guère de signification puisque l'infiltration qui les alimente n'intervient pas dans l'écoulement alors uniquement de surface. Ceci fait que, *a priori*, la méthode de la capacité d'absorption ne présente guère d'avantage sur celle du coefficient de ruissellement souvent plus facile à manipuler. Le paramètre considéré comme essentiel pour évaluer dans le temps les possibilités d'infiltration est l'état d'humidité des couches superficielles du sol. On admet souvent qu'il est lié à un indice des précipitations antécédentes qui lui est alors substitué dans les calculs.

Une fois le volume de ruissellement calculé dans un intervalle de temps, son étalement peut se faire par des fonctions  $\lambda$  de formes diverses, pourvu que :

$$\int_0^{\infty} \lambda(\tau) d\tau = 1$$

On a utilisé par exemple la forme :

$$\lambda(t) = 2 \mu t \exp(-\mu t^2)$$

La considération de l'équation de base conduit presque naturellement, pour le transfert du ruissellement de la surface sur laquelle il est produit à l'exutoire, à la notion de matrice caractéristique du bassin, qui n'est autre qu'un découpage suivant l'intersection des surfaces isochrones avec les polygones de Thiessen relatifs aux pluviomètres disponibles. Cette matrice est surtout utilisée pour les modèles de ruissellement, mais rien ne s'oppose à son emploi dans les modèles « à réservoirs », ce que Girard, par exemple, fait systématiquement. On montre que des modèles ainsi conçus peuvent se ramener, au moins théoriquement à des successions d'opérations matricielles; nous avons suggéré de les appeler « modèles matriciels » par opposition aux « modèles globaux » faisant intervenir la réaction de l'ensemble du bassin.

On objectera que le ruissellement, seul pris en compte par ces modèles contrairement aux modèles à réservoirs, n'est pas la seule forme d'écoulement apparaissant sur le bassin. On a vu, dans le modèle de Lacroix, le biais pris par l'auteur pour répondre à cette question; considération d'un écoulement lent et d'un écoulement rapide. Dans les modèles matriciels on introduit une fonction de « recharge de nappe » et un débit de base qui au fond n'est autre que la vidange d'un réservoir.

On trouvera sur la figure 10 un exemple du calcul pour un intervalle de temps (ici journalier) correspondant à un modèle matriciel.

## Appréciations diverses

De nombreux essais ont été faits avec des modèles variés sur les mêmes bassins et les résultats, après réglage des paramètres naturellement, sont souvent très voisins. Ou alors un modèle ne fonctionnera pas du tout pour un bassin donné, alors qu'il s'est montré parfaitement valable pour une série d'autres bassins. La raison en est souvent relativement claire. On doit s'attendre, par exemple, à ce qu'un modèle qui ne contient pas explicitement de stockages de surface importants soit incapable de traduire ce qui se passe sur un bassin contenant de vastes zones d'inondations naturelles, ou artificielles. C'est le cas de certains bassins d'Extrême-Orient dont les rizières peuvent occuper 1/3 ou plus de la superficie.

Il peut se faire aussi qu'un bassin résiste à tous les modèles connus qu'on lui propose. Il faut alors l'examiner en soi et essayer de lui adapter sinon des concepts nouveaux, du moins un nouvel arrangement des concepts connus. Parfois on ne trouve pas la solution.

Mais il faut par-dessus tout se méfier de sa propre expérience, surtout si ses investigations ou ses préoccupations portent sur un champ d'études relativement restreint du point de vue du climat et de celui de la morphologie. Combien d'auteurs ont vraiment cru posséder un instrument universel alors qu'ils n'avaient mis au point qu'un arrangement régional de paramètres inutilisable ailleurs. C'est peut être un mérite des études à caractère conceptuel d'attirer l'attention sur la portée limitée de certaines constructions et d'inciter à la prudence les utilisateurs ou les chercheurs un peu trop pressés de s'accorder un satisfecit d'universalité.

## Bibliographie

- [1] DOOGE (J.C.I.). — "A general theory of the unit hydrograph" In *Journal of geophysical research*, vol. 64, n° 2 (1959).
- [2] DOOGE (J.C.I.). — "The routing of groundwater recharge through typical elements of linear storage". In *Publication de l'A.I.H.S.*, n° 25 (1960).
- [3] LACROIX (J.-L.). — « Essai de calcul des hydrogrammes à partir des pluies : cas de la Corrèze à Brive ». In *Mémoires et travaux de la S.H.F.*, vol. II (1961). (*La Houille Blanche*, n° B, 1961).
- [4] CRAWFORD (N.H.) and LINSLEY (R.K.). — "A conceptual model of the hydrologic cycle". In *Publication de l'A.I.H.S.*, n° 63 (1964).
- [5] DAWDY (D.R.) and O'DONNELL (T.). — "Mathematical models of catchment behavior". In *Journal of the hydraulics division*, Proc. A.S.C.E., 91, n° HY4 (1965).
- [6] ROCHE (M.). — « Point de vue matriciel sur un opérateur linéaire de transformation pluies-débits ». In *Cahiers ORSTOM*, série hydrologie, n° 2 (1965).
- [7] RODIER (J.) et AUVRAY (C.). — « Premiers essais d'étude générale du ruissellement sur les bassins expérimentaux et représentatifs d'Afrique tropicale ». In *Publication de l'A.I.H.S.*, n° 66 (1965).
- [8] SCHULZE (F.E.). — "Rainfall and rainfall excess". In *Recent trends in hydrograph synthesis*, proceeding n° 13, Committee for hydrological research T.N.O. La Haye (1966).
- [9] KRAIENHOFF (Van De Leur D.A.). — "Runoff models with linear elements". In *Recent trends in hydrograph synthesis*, proceeding n° 13, Committee for hydrological research T.N.O. La Haye (1966).
- [10] O'DONNELL (T.). — "Methods of computations in hydrograph analysis and synthesis". In *Recent trends in hydrograph synthesis*, proceeding n° 13, Committee for hydrological research T.N.O. La Haye (1966).
- [11] EAGLESON (P.S.). — "A distributed linear model for peak catchment discharge". In *C.R. du Colloque international d'hydrologie de Fort-Collins* (septembre 1967).
- [12] JAMME (G.), LACROIX (M.) et FABRET (C.). — « Bases méthodologiques de calcul d'hydrogrammes de crues pluviales, utilisées pour la prévision des crues par le ministère de l'Équipement ». In *C.R. du Colloque international sur les crues et leur évaluation*, Leningrad (1967).
- [13] OVERTON (D.E.). — "Analytical simulation of watershed hydrographs from rainfall". In *C.R. du Colloque international d'hydrologie de Fort-Collins*, (septembre 1967).
- [14] ROCHE (M.). — « Essai de définition d'un hydrogramme standard ». In *C.R. du Colloque international d'hydrologie de Fort-Collins* (discussion), (septembre 1967).
- [15] ROCHE (M.) et SLIVITZKY (M.). — « Modèle mathématique pour une crue de fonte de neige ». In *Cahiers O.R.S.T.O.M.*, série hydrologie, vol. IV, n° 1 (1967), (aussi dans les *C.R. du Congrès de Leningrad*).
- [16] SUGAWARA (M.). — "Runoff analysis and water balance analysis by a series storage type model". In *C.R. du Colloque international d'hydrologie de Fort-Collins* (septembre 1967).
- [17] CORMARY (Y.). — « Les modèles déterministes ». Conférence donnée à la 3<sup>e</sup> session de recyclage en hydrologie (13/17 mai 1968).
- [18] DAWDY (D.R.) and LICHTY (R.W.). — "Methodology of hydrologic model building". In *Actes du symposium de Tucson* (1968).
- [19] DUBREUIL (P.) et ROCHE (M.). — « Les modèles matriciels dans l'élaboration des crues ». In *C.R. des X<sup>e</sup> Journées de l'hydraulique*, question 1 (1968).
- [20] FABRET (C.). — « Annonce des crues du bassin de la Vézère; calcul des débits à partir des précipitations; bilan hydrologique ». Conférence donnée à 3<sup>e</sup> session de recyclage en hydrologie (13/17 mai 1968).
- [21] ROCHE (M.). — « Les équations générales de l'écoulement ». In *Mélanges Pardé, OPHRIS*, Gap (1968).
- [22] AMOROCHO (J.). — "Deterministic non linear hydrologic models of hydrology". Vol. 1: "New developments". In "the progress of hydrology". Vol. 1: "New developments in hydrology". *University of Illinois*, Urbana, U.S.A. (1969).
- [23] CHARBONNEAU (R.). — « Modèle mathématique de crues dues à la fonte de la neige ». In *le Naturaliste canadien*, n° 96 (1969).
- [24] EAGLESON (P.S.). — "Deterministic linear hydrologic systems" in "the progress of hydrology". Vol. 1: "New developments in hydrology". *University of Illinois*, URBANA, U.S.A. (1969).
- [25] DOOGE (J.C.I.). — "Conceptual models of surface runoff". In *C.R. du symposium de Rome sur les crues en 1969* (à paraître).
- [26] NASH (J.-E.). — "Conceptual models of the runoff process". In *C.R. du symposium de Rome sur les crues en 1969* (à paraître).
- [27] ROCHE (M.). — « Présentation d'un modèle mathématique hydropluviométrique ». In *C.R. du symposium de Rome sur les crues en 1969* (à paraître).
- [28] GIRARD (G.). — « Un modèle mathématique pour crues de fonte de neige et son application au Québec ». In *Cahiers O.R.S.T.O.M.* série hydrologie, vol. VII, n° 1 (1970).
- [29] GIRARD (G.). — « Essai pour un modèle hydropluviométrique conceptuel et son utilisation au Québec ». In *Cahiers O.R.S.T.O.M.*, série hydrologie, vol. VII, n° 2 (1970).

## Discussion

Président : M. J. RODIER

M. le Président remercie M. ROCHE de son intéressant travail de synthèse qui — malgré le temps consacré à son exposé — mériterait des développements plus longs que ne le permet le cadre de cette séance. Les personnes intéressées trouveront au Secrétariat le texte, in-extenso du mémoire de M. ROCHE.

Il ouvre ensuite la discussion sur les deux communications qui viennent d'être exposées.

M. TIXERONT commente certains points des mémoires de M. JACQUET et de M. ROCHE dans une intéressante intervention qu'il a résumée, comme suit :

1° M. JACQUET a présenté des remarques intéressantes sur le choix des paramètres. Ce choix doit être basé sur des lois physiques incontestables sinon on risque de trouver des lois parfaitement représentatives des événements passés, mais impropres à la prévision;

2° A ce point de vue, il semble que le mécanisme de l'écoulement hypodermique ait été jusqu'à présent analysé d'une façon insuffisante;

3° M. ROCHE a fait remarquer que les conditions d'un bassin à l'autre sont très variables et qu'il est difficile de trouver un modèle

applicable à tous les cas. Cette remarque me paraît particulièrement importante. Le régime de l'écoulement est, en effet, tout à fait différent si on compare une zone urbanisée et une zone forestière. On peut beaucoup simplifier le modèle dans le premier cas. Dans le cas du modèle de Lacroix, il suffit de considérer deux types d'écoulement, car il n'y a pas dans la Corrèze des nappes souterraines. L'écoulement se divise donc seulement en deux fractions;

4° Un point me paraît intéressant dans le modèle de Ayres tel que l'a présenté M. ROCHE. C'est l'introduction d'un réservoir de bordure. Les réserves d'eau intercalées dans l'écoulement d'un bassin ne se distribuent pas en effet de façon uniforme sur la surface de celui-ci. Les réserves des zones hautes des versants se vident par écoulement hypodermique vers les pieds des versants où se produisent des accumulations d'eau. »

M. le Président remercie M. TIXERONT d'avoir attiré l'attention sur l'écoulement hypodermique — dit aussi « écoulement retardé » ou « écoulement intermédiaire » — encore mal connu et fort différent d'un bassin à l'autre. En raison de l'heure tardive, il suggère de reporter la suite de la discussion au début de l'après-midi et il donne immédiatement la parole à M. CORMARY.

## Abstract

## Deterministic models

This report discusses the various conceptions underlying the design of deterministic precipitation/runoff transformation models.

After a very brief review of the past development of such models, the author describes what he calls a general physical transformation scheme; which refers to the various stages of the water circuit in the hydrological cycle of a catchment area. This scheme can be summed up as a number of exchanges taking place between reservoirs containing various storage levels likely to arise in real life, with which losses and flow lag can be associated as appropriate.

A precipitation/runoff transformation model is simply the translation by means of mathematical expressions of the relationships between some or all of the items forming part of the overall scheme. Irrespective of the form of the model, there is a series of successive operations which can be summed up as follows, the time step being taken as the operating unit :

- (i) determination of precipitation occurring during the time step;
- (ii) reduction of precipitation;
- (iii) construction of a unit hydrograph for each surface/element;
- (iv) "transporting" the hydrographs to the outlet (distributary);

(v) summation of the element hydrographs reaching the outlet, giving the overall discharge.

Considered from point of view of the vertical water cycle, the models can be subdivided into storage and runoff models. In the former, all the flows are governed by varyingly complex transfers between individual reservoirs. In the latter, runoff is considered to be the most important factor for the flood hydrograph, whilst the base flow is subjected to a much more summary analysis; precipitation can be reduced either by considering a given absorption capacity or by application of a runoff coefficient.

For the horizontal distribution of the transformation the catchment area can either be considered to react as a whole (overall model), or alternatively, each surface element can be taken as reacting individually, giving a hypothetical element hydrograph which is then "transported" to the outlet and added to those of the other surface elements to give the hydrograph for the whole catchment area.

Outstanding among these models are the matrix models in which the catchment area is divided up on the basis of a characteristic matrix formed by the intersection of Thiessen polygons related to the various rain gauges and the isochronous network for the catchment area.

