

# Storhy : un modèle de prévision fondé sur la séparation entre écoulement de versants et propagation dans le réseau hydrographique

Jean-Michel GRÉSILLON (1), Jean-Marc NEYRET-GIGOT (1)

## RÉSUMÉ

*On présente ici un modèle global de prévision de crue fondé sur une séparation nouvelle entre fonction de production et fonction de transfert. Son principe repose, pour la production, sur une génération d'écoulements localisée aux versants du bassin, et pour la partie transfert, sur une propagation dans le seul réseau hydrographique. Cela implique que les pluies nettes continuent bien après la fin des pluies, ce qu'on modélise par la vidange de réservoirs représentant les versants. Cela conduit aussi à un transfert de courte durée. On utilise l'algorithme itératif et alterné de la DPFT, adapté à nos hypothèses, pour identifier une telle fonction de transfert courte ainsi qu'un jeu de pluies nettes à partir desquelles on procède au dimensionnement des réservoirs de versant. La méthode est illustrée en calibration et validation de données sur plusieurs bassins versants : le Réal Collobrier, le Gardon d'Anduze et Valescure.*

**MOTS CLÉS :** Modèle pluie-débit — Fonction de production — Fonction de transfert — Versants — Méthode DPFT — Réservoir de stockage — Algorithme d'optimisation : Simplex.

## ABSTRACT

**STORHY : A FORECASTING MODEL BASED ON SEPARATION OF RUNOFF GENERATION AND TRANSFER FUNCTION**

*The Storhy flood forecasting model is based on a revised approach of the classical Unit Hydrograph method. The basic hypotheses are, for the loss function, runoff generation confined to upper basin, and for the transfer function propagation in the channel network. This implies that the excess rainfall, modelled by draining stores representing the upper basin, is attenuated beyond the end of the event. In consequence, a short-term transfer function is obtained. By taking the iterative and alternate DPFT technique, fitted to hypotheses, a short-term transfert function and an excess rainfall series are identified, on which a loss function is adjusted. Calibration and validation are applied on several catchments : Real Collobrier, Gardon d'Anduze and Valescure.*

**KEY WORDS :** Rainfall-runoff model — Loss function — Transfert function — Hillslopes — DPFT technique — Storage tank — Optimisation algorithm : Simplex.

## INTRODUCTION

Les modèles conceptuels pluie-débit ayant recours à des réservoirs permettent de rendre compte de manière relativement satisfaisante de la réponse d'un bassin versant. Toutefois, les tentatives d'explication des paramètres de ces réservoirs à partir de caractéristiques identifiables de ce bassin ne sont en général pas couronnées de succès.

---

(1) Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement. (UJF-INPG-CNRS URA 1512), BP 53, 38041 Grenoble cedex 9.

Avec le modèle Storhy présenté ici on sépare distinctement le rôle des versants qui contribuent à l'alimentation de la rivière et celui du réseau hydrographique qui assure la propagation des flux. De cette manière, la fonction de réservoir est assurée par les versants qui restituent à la rivière une partie des pluies en les étalant dans le temps. Le rôle du réseau hydrographique est schématisé par un décalage temporel, fonction de la position du versant, entre l'arrivée de ces apports au bas du versant et à l'exutoire.

A partir de cette schématisation, on a pu construire un modèle simple, faiblement paramétré et dont chaque paramètre a une signification hydrologique claire. Développé à l'origine pour la prédétermination des crues sur des bassins sahéliens peu ou pas équipés pour recueillir des informations hydrologiques (GRÉSILLON, 1981), il est mis au point ici dans le cadre d'une modélisation à pas de temps fin destinée à la prévision des crues. Il y gagne beaucoup en précision mais y perd malheureusement en lisibilité de la signification de certains de ses paramètres.

Nous procédons dans cette étude à une modélisation globale où le bassin est considéré comme une seule entité et où l'entrée du système (la pluie) est supposée répartie de manière homogène sur toute la surface du bassin.

Ce modèle a été appliqué sur le bassin du Réal Collobrier, d'une superficie de 71 km<sup>2</sup>, situé dans le département du Var. Les données pluie-débit constituent un échantillon de 27 crues réservées pour la phase de calage et de 18 crues pour la période de contrôle (ou de validation). La méthode a également été testée sur un sous-bassin du Réal Collobrier, le bassin de Valescure (9,4 km<sup>2</sup>), ainsi que sur un bassin cévenol, le Gardon à Anduze (554 km<sup>2</sup>).

## 1. LA MODÉLISATION PLUIE-DÉBIT ET LE MODÈLE STORHY

Nous nous situons dans le contexte de la représentation schématique de la relation pluie-débit en deux phases : la production et le transfert. La première représente l'absorption de la pluie par le bassin versant, la seconde, le décalage temporel entre la pluie et le débit à l'exutoire. Plus ou moins clairement est associée à cette schématisation une chronologie : absorption instantanée d'abord puis transfert de ce qui reste. Cette idée est à la base de la théorie de l'hydrogramme unitaire (SHERMAN, 1932) à partir de laquelle en principe la « production » est totalement définie bien que difficile à exprimer analytiquement. On examine ci-dessous les diverses formes que peuvent prendre les fonctions de production et de transfert dérivées de l'hypothèse de Sherman, ainsi que leurs relations.

### 1.1. LES TRAVAUX DÉRIVÉS DU PRINCIPE DE L'HYDROGRAMME UNITAIRE

La méthode de l'hydrogramme unitaire suppose d'une part que la transformation de la pluie brute en pluie nette est instantanée et d'autre part qu'il existe une relation linéaire entre débit à l'instant  $t$  et pluies nettes aux instants  $t-1, \dots, t-k$ . De nombreux auteurs ont cherché à exprimer cette relation linéaire.

LARRIEU (1957) donne une formulation analytique à cet hydrogramme unitaire (ou fonction de transfert) qu'il nomme hydrogramme synthétique. NASH (1958) propose une expression de ce même hydrogramme sous la forme d'une fonction Gamma. Dans les deux cas l'expression analytique constitue une contrainte rigide susceptible d'introduire des distorsions qui se répercuteront dans l'expression de la fonction de production associée.

L'introduction de méthodes numériques permet de se libérer de cette difficulté :

BOX et JENKINS (1970) expriment la relation pluie-débit à l'aide d'un modèle Arma dont l'écriture est équivalente à une formulation liant pluie nettes et débits.

La méthode de la DPFT (différence première de la fonction de transfert ; GUILLOT et DUBAND, 1980) s'intéresse à l'identification d'un hydrogramme unitaire *moyen* pour un bassin. Elle fournit simultanément une estimation de cette fonction de transfert moyenne et les séries de pluies nettes associées aux épisodes de crue. Cette méthode est très intéressante car elle n'impose à l'hydrogramme unitaire aucune autre contrainte que la linéarité de la relation pluies nettes — débit et que d'autre part elle fournit les pluies nettes à partir desquelles l'étude de la fonction de production peut être entreprise. De nombreux travaux ont été consacrés durant la dernière décennie à la mise au point et à la validation de cette méthode DPFT (NALBANTIS *et al.* 1988, SEMPERE-TORRES 1990)

Les modèles de production associés au principe de l'hydrogramme unitaire peuvent être exprimés sous la forme de l'équation suivante :

$$PN(t) = PB(t) * W(t)$$

où PN est la pluie nette, PB le pluie brute et W(t) le taux de perte (comprenant les pertes par évaporation, interception, infiltration...).

On rencontre de multiples façons d'exprimer W(t). Nous avons retenu deux familles parmi celles-ci.

Les modèles conceptuels utilisent une schématisation simple et brutale pour représenter l'absorption d'eau par un bassin versant. Ils sont constitués le plus souvent à base de réservoirs. Le modèle de LORENT (1975) en est un exemple. Il représente le bassin comme un réservoir avec une vidange par bouchon poreux pour matérialiser les pertes et une vanne asservie au stock du réservoir pour générer les pertes. Ce type de modèle associé à une fonction de transfert ajustée est capable de donner des résultats acceptables en prévision. Toutefois, il exige la connaissance *a priori* des conditions initiales (déficit initial ou niveau initial du réservoir) et, d'autre part, l'ajustement des ses paramètres (paramètres de réservoir) ne peut se faire que sur un jeu de données pluie-débit, sans signification particulière pour ces paramètres. Il en est de même pour le modèle GR3 dont la fonction de production est générée essentiellement par un réservoir (MICHEL, EDJATNO 1989).

Les modèles de type analytique-statistique : dans cette famille de fonctions de production, la pluie nette est exprimée comme une fonction analytique des pluies antérieures, mais aussi des débits antérieurs, éventuellement d'indices saisonniers. Parmi ceux-ci on peut citer le modèle du Soil Conservation Service (beaucoup utilisé et récemment par MAILHOL, 1990) ou le modèle « climatique » (GUILLOT et DUBAND, 1980) dont les performances sont satisfaisantes (RODRIGUEZ, SEMPERE et OBLED, 1988). Ces modèles, très utilisés dans les systèmes de prévision de crue, réalisent en fait souvent une sorte de correction permanente des imperfections de la prévision du débit d'un pas de temps par la donnée des débits mesurés aux pas de temps précédents.

## 1.2. PRINCIPE DU MODÈLE STORHY

Pourtant la fonction de transfert linéaire bâtie sur le principe de la transformation instantanée de la pluie brute en pluie nette ne permet pas de bien modéliser à la fois la fraction de ruissellement rapide et la composante lente du débit, révélant la difficulté pour une fonction *moyenne* à bien simuler les débits. L'analyse effectuée sur le bassin du Réal Collobrier (NEYRET-GIGOT 1992) montre que la fonction de transfert de ce bassin peut présenter une variabilité importante et systématique : en sélectionnant les crues en fonction de certains critères hydrologiques, on est en mesure d'identifier plusieurs types de réponses sur ce bassin. La variabilité de la fonction de transfert est particulièrement sensible au niveau de la phase de décrue, le temps de montée au pic constituant un élément assez stable. Cette variabilité nous a incité à proposer une modélisation où le transfert ait un rôle moins prépondérant : en réduisant le transfert à quelques pas de temps — sensés correspondre au temps d'écoulement dans le réseau hydrographique — on reporte toute la variabilité de la relation pluie-débit dans la fonction de production. Ce principe est à la base du modèle Storhy qui repose sur deux hypothèses déduites du raisonnement précédent.

La première concerne la fonction de transfert : on suppose que celle-ci découle d'un schéma de type isochrone (mais il s'agit d'isochrones relatifs au réseau hydrographique seulement), et qu'elle provoque l'étalement d'une pluie unitaire sur une courte durée, correspondant à un temps de parcours dans le réseau hydrographique.

La seconde hypothèse découle de la première. Sans la décroissance lente de la fonction de transfert de type hydrogramme unitaire, les pluies nettes associées à une fonction de transfert courte ne peuvent pas se limiter à la durée des pluies brutes puisque qu'elles ne pourront soutenir les débits qu'après les quelques pas de temps que dure la fonction de transfert. La fonction de production devra générer des pluies nettes qui se prolongent au delà de la pluie brute.

La figure 1 compare la structure des fonctions de production et de transfert du modèle Storhy et celle des modèles de type hydrogramme unitaire. Dans l'approche du type hydrogramme unitaire, on considère que la pluie supposée uniforme sur le bassin subit une atténuation instantanée par passage au travers d'une fonction d'abattement (ou fonction de production). Ensuite, les pluies nettes résultant de la transformation des pluies brutes sont distribuées dans le temps au moyen d'une fonction de transfert qui assure un étalement des débits à l'exutoire.

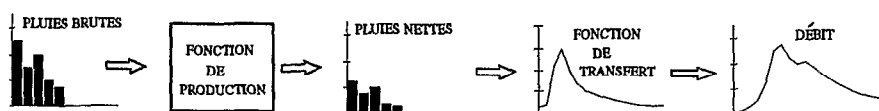


FIG. 1.a. — Structure des modèles de type hydrogramme unitaire.

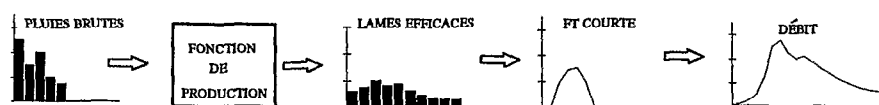


FIG. 1.b. — Structure du modèle Storhy.

Dans notre approche, par contre, on considère que la pluie brute tombant sur le bassin est stockée puis est restituée au réseau hydrographique selon une loi propre à chaque versant, prenant la forme d'une vidange de réservoir. Pour marquer le décalage temporel entre la pluie brute et sa partie active restituée par la suite, on nomme *lames efficaces* les hauteurs d'eau, générées par le réservoir à chaque pas de temps.

Le modèle Storhy, obéissant aux principes précédents avec une fonction de transfert de courte durée et un réservoir linéaire comme fonction de production, est construit de telle manière que ses paramètres, dans sa version la plus simple, aient une signification hydrologique très rustique : il s'agit du coefficient de tarissement de la crue et de son coefficient d'écoulement.

### 1.3. GÉNÉRATION DES ÉCOULEMENTS. LA FONCTION DE PRODUCTION

On considère qu'un bassin versant est constitué d'une juxtaposition de versants délimités en amont par une ligne de partage des eaux, à l'aval par le réseau hydrographique et sur les côtés par deux lignes de plus grande pente (fig. 2). La production est assurée par les apports au réseau hydrographique provenant des versants qui jouent le rôle de réservoir « tampon » par rapport à la pluie.

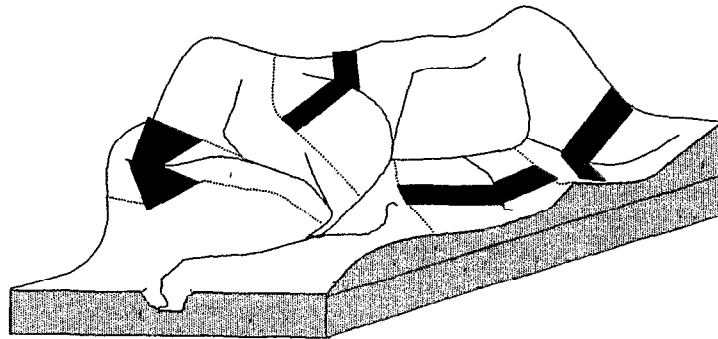


FIG. 2. — Production sur les versants du bassin.

On fait l'hypothèse suivante :

La hauteur d'eau moyenne  $h(t)$  recouvrant le versant de surface  $S$  détermine les sorties du réservoir qui se vidange de deux manières (fig. 3) :

— le débit d'écoulement  $q(t)$  ou débit d'alimentation de la rivière, fonction linéaire du stock, dépend d'un coefficient d'écoulement  $a$ .

$$q(t) = a \cdot h(t) \cdot S ; \quad (1)$$

— le débit perdu pour le ruissellement (infiltration, interception,...)  $p(t)$  est également fonction linéaire de  $h(t)$  par l'intermédiaire d'un coefficient  $b$ .

$$p(t) = b \cdot h(t) \cdot S. \quad (2)$$

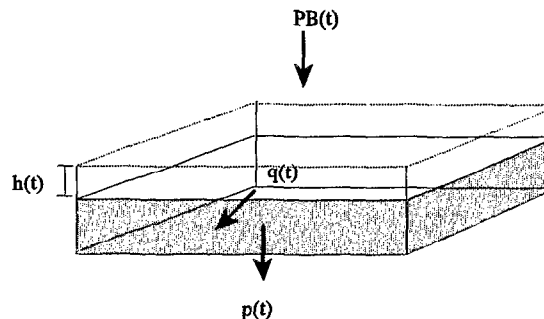


FIG. 3. — Schéma de fonctionnement du réservoir.

L'équation de conservation des volumes dans le réservoir exprime la relation entre les entrées pluie (PB(t)), sorties (q(t) et p(t)) et variation du stock (h(t)).

$$\frac{dh}{dt} = PB(t) - (a + b).h(t). \quad (3)$$

Après intégration et discrétisation de la relation au pas de temps  $\Delta t$ , on obtient l'évolution de la hauteur d'eau moyenne sur le versant, définie en fonction de la pluie brute au pas de temps  $i$   $PB_i$  et de  $\alpha = a + b$ , coefficient de vidange totale du versant, l'indice  $i$  représentant le numéro du pas de temps :

$$h_i = h_{i-1} \cdot \exp(-\alpha) + \frac{PB_i}{\alpha} \cdot [1 - \exp(-\alpha)]. \quad (4)$$

Le débit de ruissellement  $q(t) = a.h(t).S$  au niveau de chaque versant peut s'exprimer sous la forme d'un lame d'eau  $LE = \frac{q}{S} = a.h$ .

$$LE_i = LE_{i-1} \cdot \exp(-\alpha) + \frac{PB_i}{\alpha} \cdot a \cdot [1 - \exp(-\alpha)]. \quad (5)$$

Cette équation exprime la lame efficace au pas de temps  $i$  comme la somme de deux termes, l'un provenant de la pluie brute au pas de temps  $i$ , l'autre étant fonction de la lame efficace au pas de temps  $i-1$ . Les lames efficaces sont ainsi autocorrélées, cette autocorrélation étant responsable de la forme de la décrue.

Les paramètres  $a$  et  $b$  d'écoulement et de perte peuvent être reliés l'un et l'autre à des variables hydrologiques très simples. En effet, le rapport à chaque pas de temps entre les volumes d'écoulement vers la rivière et de sortie du réservoir (écoulement et pertes) s'exprime selon le modèle par le rapport entre  $(a.h)$  et  $(a + b).h$ , soit  $(\alpha.h)$ .

Dans la mesure où ces paramètres sont considérés comme constants dans l'espace et dans le temps (modélisation globale), le coefficient d'écoulement de l'épisode entier sera aussi :

$$K_r = \frac{a}{a + b} = \frac{a}{\alpha}. \quad (6)$$

Le paramètre  $\alpha$  constitue également un paramètre simple : lorsque les pluies ont cessé, les lames efficaces ont une décroissance exponentielle commandée par  $\alpha$ . Cette décroissance, après un délai égal à la durée de la fonction de transfert se retrouvera dans celle des débits.  $\alpha$  est donc le coefficient de tarissement de la fin des épisodes de crue. Les deux paramètres  $\alpha$  et  $a = \alpha \cdot K_r$  ont donc chacun une signification hydrologique très simple.

#### 1.4. TRANSFERT DANS LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

En quittant le versant, l'eau rejoint le réseau hydrographique. Le transfert a lieu exclusivement dans le réseau qui assure la propagation des volumes à l'exutoire.

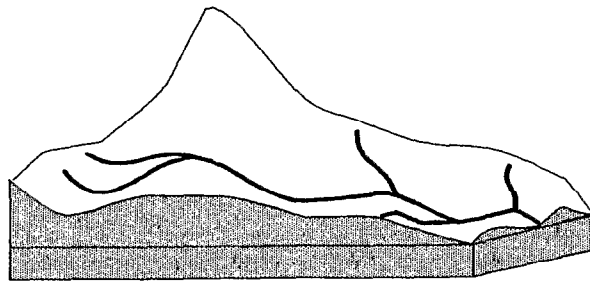


FIG. 4. — Transfert dans le réseau hydrographique.

On suppose la vitesse d'écoulement de l'eau dans le réseau indépendante du débit ; c'est à dire qu'en tout point cette vitesse est invariante mais pas nécessairement la même partout. Ainsi le temps de transfert d'un volume d'eau partant d'un endroit donné sera toujours le même. On peut ainsi regrouper les points du réseau correspondant à des temps de transfert identiques, et donc les versants associés aux lignes isochrones séparées par des intervalles de temps  $\Delta t$ .

L'aire des versants contribuant entre deux lignes isochrones définit une « surface isochrone »  $s_i$ . En rapportant chaque surface isochrone  $s_i$  à la surface totale du bassin  $S$  (fig. 5) on peut constituer une fonction de transfert de type « isochrone » normée caractérisant la durée des trajets dans le réseau jusqu'à l'exutoire. Toutefois, rien ne permet d'affirmer que, sur une versant de surface  $s_i$  tout contribue à l'écoulement de la même manière. Ainsi la fonction de transfert de type isochrone aura pour ordonnées des valeurs  $s'_i$  inconnues telles que  $s'_i < s_i$ . C'est pourquoi on cherchera à identifier par le calcul cette fonction de transfert de type « isochrone ».

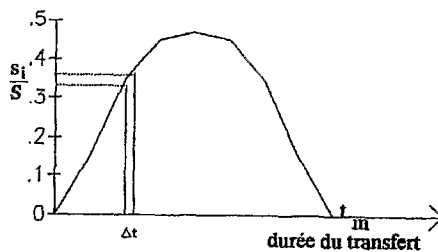


FIG. 5. — Construction d'une fonction de transfert normée de type isochrone.

La fonction de transfert de type isochrone s'étale sur une durée égale au temps de parcours d'une goutte provenant des points les plus éloignés du réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire. On cherchera aussi à identifier cette durée.

### 1.5. LE DÉBIT A L'EXUTOIRE

Avec un bassin décomposé en une série d'isochrones à pas de temps fixé à  $\Delta t$ , le débit à l'exutoire au temps  $t$  est la somme du débit fourni à l'instant  $t$  par l'élément de surface le plus proche de l'exutoire ( $s'_1$ ), du débit fourni à l'instant  $t-\Delta t$  par l'élément de surface compris entre les isochrones 1 et 2 ( $s'_2$ ), du débit fourni à l'instant  $t-n\Delta t$  par l'élément inscrit entre les isochrones  $n$  et  $n+1$  et ce jusqu'aux lignes isochrones les plus éloignées (correspondant à  $k\Delta t$ ).

A partir des valeurs discrètes disponibles pour un pas de temps, on peut ainsi écrire l'équation de convolution liant  $Q_i$  (exprimé en hauteur d'eau), le débit d'écoulement à l'exutoire au pas de temps  $i$ , les lames efficaces aux pas de temps précédents, et les coefficients ( $s'_j/S$ ) de la fonction de transfert normée de type isochrone de durée  $k$ .

$$Q_i = \sum_{j=1}^k (s'_j / S) \cdot LE_{i-j+1} \quad (7)$$

## 2. APPLICATION DE STORHY SUR LE BASSIN DU RÉAL COLLOBRIER

Nous avons utilisé des données de bonne qualité, aussi avons-nous travaillé au pas de temps de la demi-heure. Il s'agit de conditions sévères qui pourraient affecter partiellement la qualité de nos résultats.

### 2.1. IDENTIFICATION D'UNE FONCTION DE TRANSFERT COURTE SUR LE RÉAL COLLOBRIER

Le principe de fonctionnement de ce modèle suggère en première analyse que chaque terme de la fonction de transfert de type « isochrone » est proportionnel à une surface drainée. Toutefois, comme on a dit, rien ne permet

d'affirmer que l'intégralité des versants contribue au ruissellement et que toutes les surfaces du bassin doivent avoir le même poids. On ignore donc *a priori* quelle valeur attribuer à chaque terme de la fonction de transfert. Nous nous sommes posés la question suivante : peut-on identifier cette fonction de transfert par une méthode numérique en utilisant la technique itérative et alternée de la DPFT (différence première de la fonction de transfert, GUILLOT et DUBAND, 1980) ?

Cette méthode d'estimation d'une fonction de transfert procède alternativement à l'identification de chaque variable inconnue (ici lames efficaces et fonction de transfert). Dans la version initiale de la DPFT, l'algorithme est initialisé par les pluies brutes ; or notre approche suppose que les lames efficaces durent autant que la durée de la crue. En conséquence, pour estimer les lames efficaces, pendant la phase de déconvolution, nous utilisons une méthode qui consiste à autoriser les lames efficaces même en absence de précipitations (que ce soit à l'intérieur d'un évènement, pour des épisodes complexes, ou à la fin des épisodes pluvieux).

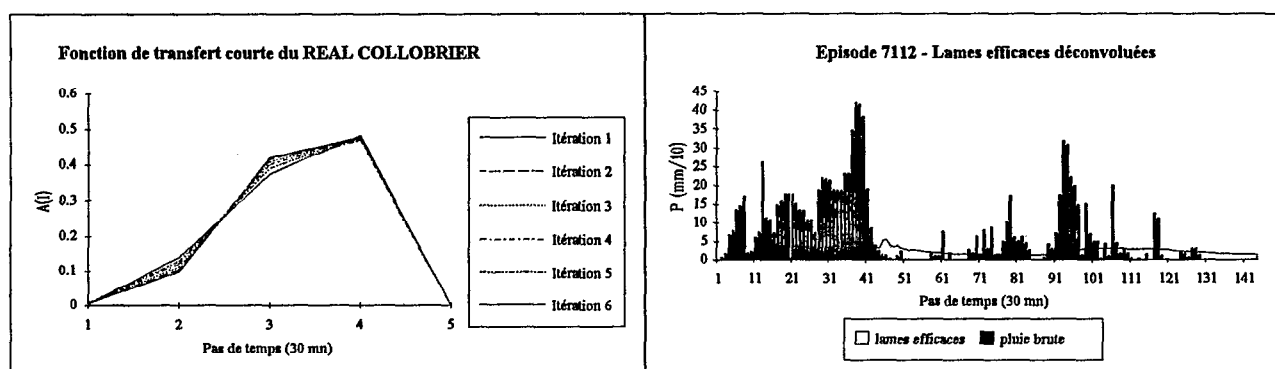


FIG. 6. — FT identifiée et les lames efficaces déconvoluées.

Appliquée au Réal Collobrier, cette technique a permis de montrer que la fonction de transfert converge toujours en durée sur quatre pas de temps, c'est à dire deux heures, soit le temps de montée de l'hydrogramme unitaire que nous avons déterminé par ailleurs, à l'aide de la méthode DPFT dans sa version classique. La figure 6 montre la fonction de transfert ainsi identifiée ainsi que les lames efficaces associées pour un épisode particulier (épis. 7 112). En revanche la forme de la fonction de transfert ainsi identifiée est moins stable. La technique utilisée fait donc ressortir une signification assez forte au temps de montée de l'hydrogramme unitaire.

## 2.2. CALAGE D'UNE FONCTION DE PRODUCTION

On cherche à identifier les paramètres  $a$  et  $\alpha$  de la fonction de production capables de rendre compte des lames efficaces déconvoluées par la méthode précédente. On suppose que la capacité du bassin à l'écoulement (paramétrée par  $a$ ) et à l'infiltration (paramétrée par  $b = \alpha - a$ ) est stationnaire pendant chaque épisode.

On a testé les deux cas suivants :

- les paramètres  $a$  et  $\alpha$  sont des invariants : ils gardent la même valeur pendant tous les épisodes ;
- les paramètres  $a$  et  $\alpha$  gardent une valeur constante au cours de chaque épisode mais varient d'une crue à l'autre. Le réservoir de stockage doit en quelque sorte être initialisé épisode par épisode.

### 2.2.1. $a$ et $\alpha$ invariants

Dans ce cas, le couple d'inconnues  $(a, \alpha)$  est calculé sur l'ensemble des épisodes de crue disponibles. Afin de faciliter l'identification du système sur le jeu multi-évènement, on a résolu l'équation suivante :

$$LE_i = LE_{i-1} \cdot K_1 + PB_i \cdot K_2 \quad (8)$$

où  $K_1$  et  $K_2$  ont été calculés par les moindres carrés.

Après résolution, les paramètres estimés donnent avec les unités des données du Réal Collobrier (soit un pas d'échantillonnage de 30 mn) :

$$a = 0,0138 (30 \text{ mn})^{-1}$$

$$\alpha = 0,0513 (30 \text{ mn})^{-1}$$

$$\text{Soit } a = 0,0276 \text{ h}^{-1}$$

$$\alpha = 0,1026 \text{ h}^{-1}$$

La dynamique générale des crues est assez bien suivie (fig. 7), mais les critères de reconstitution fournissent des résultats assez médiocres. Nous avons retenu le critère de Nash (ou efficacité) dont la définition (NASH et SUTCLIFFE, 1970), proche de celle du coefficient de corrélation, est :

$$E = \frac{\sum_{i=1}^N \left( Q_{\text{obs}i} - \bar{Q} \right)^2 - \sum_{i=1}^N \left( Q_{\text{obs}i} - Q_{\text{esti}} \right)^2}{\sum_{i=1}^N \left( Q_{\text{obs}i} - \bar{Q} \right)^2}$$

Sur l'échantillon nous obtenons pour la reconstitution des débits  $E = 0,44$ .

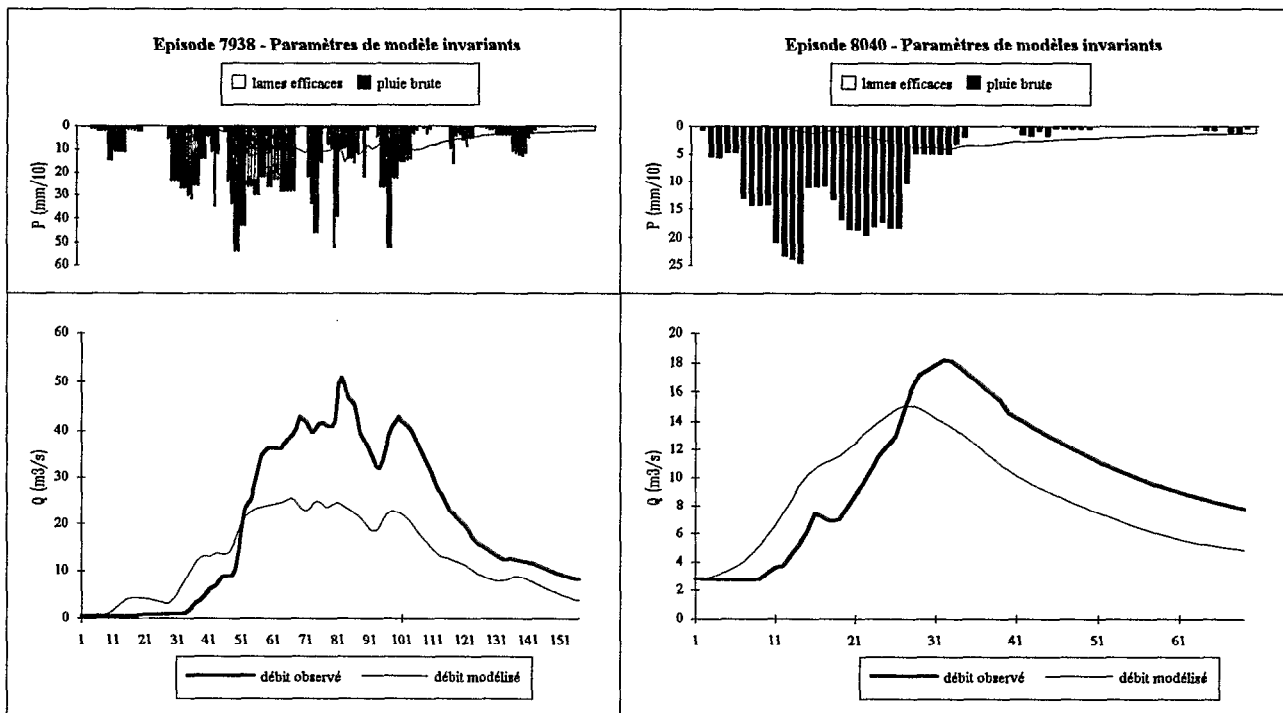


FIG. 7. — Reconstitution des débits — paramètres de modèle invariants pour tous les épisodes.

### 2.2.2. $a$ et $\alpha$ calculés par épisode

Le calcul des deux paramètres a été aussi effectué épisode par épisode par la méthode des moindres carrés en utilisant la transformation (8), (tabl. I).

On a également déduit les coefficients d'écoulement « calculés »  $K_r = a/\alpha$  à partir des valeurs de  $a$  et  $\alpha$ .

On s'aperçoit qu'il existe une certaine corrélation ( $R^2 = 0,43$ ) entre ces valeurs et les coefficients d'écoulement « vrais » évalués à partir des crues (volume écoulé pendant l'épisode — auquel on retranche le volume correspondant au débit initial — divisé par le volume précipité). D'autre part, il existe également une corrélation ( $R^2 = 0,50$ ) entre les 27 coefficients  $\alpha$  calculés et le débit initial  $Q_0$  avant la crue (fig. 8). La corrélation est effectuée sur les logarithmes népériens des paramètres. La relation entre  $Q_0$  et  $\alpha$  est négative ( $\alpha = 0,0015 \cdot Q_0^{-1,714}$ ) : un débit initial élevé donne un faible  $\alpha$  : si le bassin versant est saturé, la décrue est plus lente.



TABLEAU I  
Valeurs des paramètres a et  $\alpha$  et des coefficients d'écoulement calculés épisode par épisode

Numéro d'épisode	Paramètre $\alpha$ (30 mm <sup>-1</sup> )	Paramètre a (30 mm <sup>-1</sup> )	Coefficient d'écoulement calculé $Kr = a/\alpha$	Coefficient d'écoulement observé
6 601	0,661	0,042	0,0635	0,0772
6 602	0,030	0,014	0,4666	0,3107
6 906	0,062	0,013	0,2096	0,1111
6 907	0,026	0,012	0,4615	0,2665
6 909	0,034	0,009	0,2647	0,1663
7 011	0,043	0,006	0,1395	0,0946
7 112	0,025	0,008	0,3200	0,2380
7 214	0,022	0,015	0,6818	0,3433
7 216	0,029	0,011	0,3793	0,1876
7 318	0,089	0,017	0,1910	0,1527
7 320	0,228	0,033	0,1447	0,1878
7 321	0,031	0,006	0,1935	0,2410
7 426	0,476	0,010	0,0210	0,0384
7 527	0,049	0,015	0,3061	0,2367
7 528	0,048	0,016	0,3333	0,2530
7 630	0,088	0,030	0,3409	0,3440
7 734	0,048	0,009	0,1875	0,2709
7 836	0,036	0,022	0,6111	0,4972
7 837	0,039	0,019	0,4871	0,2719
7 938	0,025	0,010	0,4000	0,4004
7 939	0,042	0,007	0,1666	0,1146
8 040	0,022	0,012	0,5454	0,2980
8 041	0,081	0,003	0,0370	0,0365
8 142	0,046	0,009	0,1956	0,1121
8 343	0,089	0,011	0,1235	0,1224
8 344	0,122	0,012	0,0983	0,0802
8 345	0,030	0,005	0,1666	0,1755

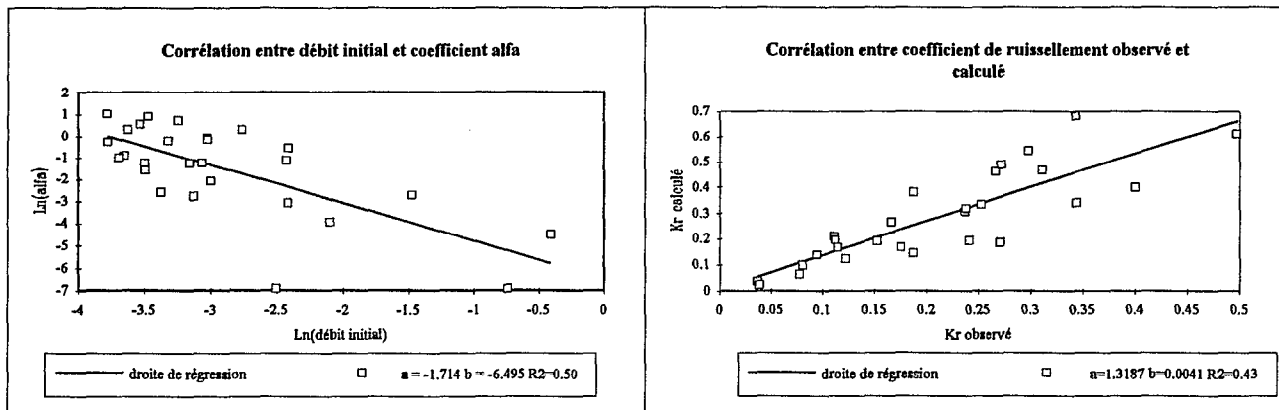


FIG. 8. — Corrélations obtenues pour le coefficient d'écoulement Kr et le coefficient  $\alpha$ .

L'introduction d'une initialisation des paramètres de vidange du réservoir à chaque crue permet d'augmenter significativement la qualité des résultats en reconstitution des débits. La comparaison des hydrogrammes présentés (fig. 7 et 9) permet de se faire une idée des améliorations apportées (exemple, la crue n° 7 938 largement sous-estimée avec la première méthode (fig. 7) est beaucoup mieux modélisée avec la seconde).

Le modèle fait preuve d'une certaine robustesse et reproduit de manière presque satisfaisante à la fois la dynamique des crues et, surtout, les volumes ruisselés (tabl. II).

TABEAU II

	Paramètres invariants	Paramètres ajustés par épisode
Calibration $E_Q$	0,44	0,70
Validation $E_Q$	0,33	

Néanmoins, la formulation autorégressive du modèle paraît introduire une inertie un peu forte dans les lames efficaces. Les crues présentant des pics violents, vraisemblablement dûs à un ruissellement intense sur quelques pas de temps, sont, parfois, rendues avec difficulté.

D'autre part, les débuts de crues sont en général surestimés car il n'est pas tenu compte d'une variation de l'infiltrabilité du sol au cours d'un épisode. L'une des solutions pour remédier à ces deux défauts est d'autoriser une évolution des paramètres de vidange  $a$  et  $\alpha$  au cours du temps, Dans ce cas  $a$  et  $\alpha$  deviennent des variables temporelles  $a(t)$  et  $\alpha(t)$ .

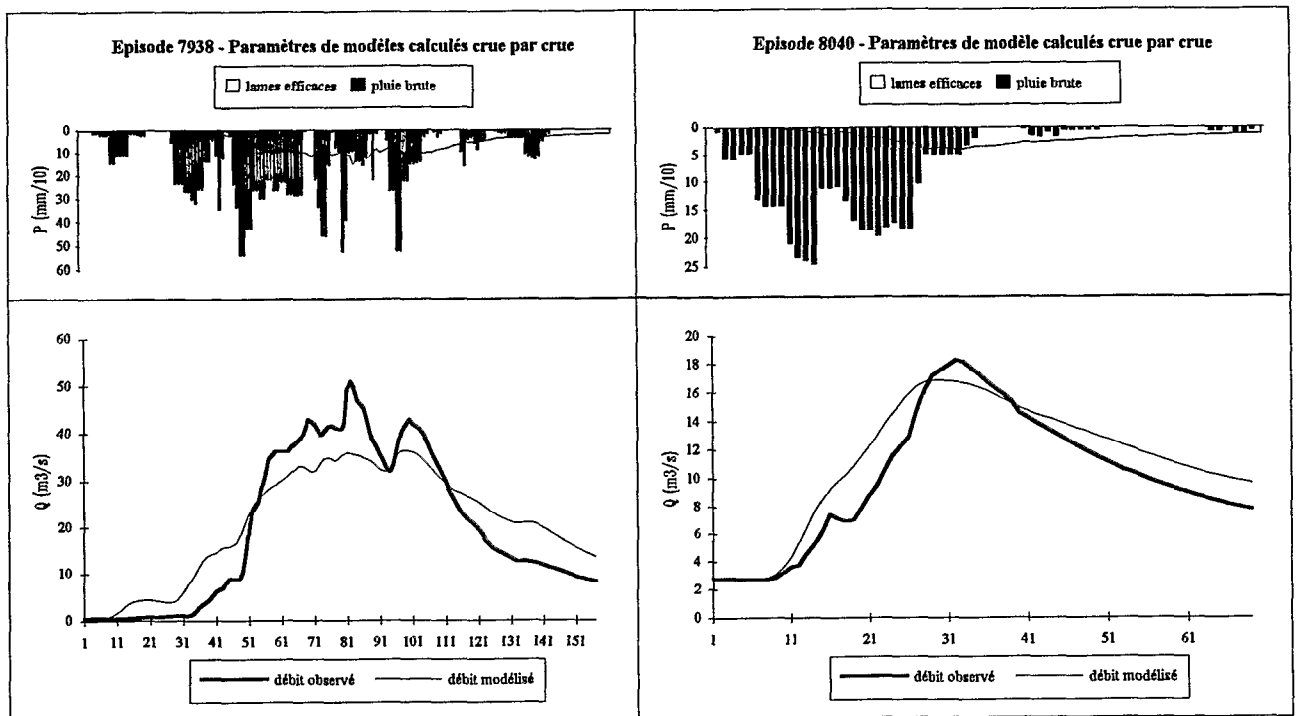


FIG. 9. — Reconstitution des débits — Paramètres de modèles calculés par épisode.

### 3. ADAPTATION ET OPTIMISATION DES PARAMÈTRES DU MODÈLE FONCTIONNANT SANS INITIALISATION

On autorise maintenant l'évolution des deux paramètres du réservoir au cours du temps. En toute rigueur l'intégration de l'équation (3) de conservation des volumes dans le réservoir en est affectée. On conservera néanmoins la même expression (5) pour la fonction de production (exprimant  $LE_i$  en fonction de  $LE_{i-1}$  et de  $PB_i$  (5)). La recherche de l'évolution de  $a(t)$  et de  $\alpha(t)$  a nécessité l'emploi d'un outil puissant d'optimisation des paramètres de calage (CORMARY et GUILBOT, 1971). Nous avons retenu une méthode de recherche directe assimilée à un algorithme du Simplex (NELDER et MEAD, 1965). L'optimisation des paramètres a été réalisée en retenant le critère de nash comme fonction critère. De nombreuses structures ont été testées donnant des résultats convenables en reconstitution de débit. Afin de pouvoir les utiliser en prévision, ces lois ont toutes en commun de n'utiliser que l'information pluie précédant l'instant  $t$  pour définir des valeurs de  $a(t)$  et de  $\alpha(t)$ . De la sorte, nous rejoignons une démarche de type analytique-statistique, mais sans utiliser la donnée des débits antérieurs qui améliore artificiellement les résultats.

### 3.1. PRÉSENTATION DE LA FONCTION DE PRODUCTION

L'une des meilleures structures se présente de la manière suivante :

— la variable de vidange totale  $\alpha_i$  est décroissante sur la durée de l'épisode et fonction du total pluviométrique du début de l'épisode jusqu'au pas de temps  $i$  ( $PCUM_i$ ) et du débit de la rivière juste avant l'épisode  $Q_0$ .

$$\alpha_i = K_1 \cdot (Q_0 \cdot PCUM_i)^{K_2} \quad \text{avec } K_2 < 0 \text{ (valeur des paramètres figurés en tableau IV) ;}$$

— la variable de vidange par ruissellement  $a_i$  est fonction de la pluie brute.

$$a_i = K_3 \cdot PB_i^{K_4}$$

Ainsi, le coefficient de tarissement de l'épisode est d'autant plus faible que l'état initial du bassin est plus humide ( $Q_0$  fort) et que la pluie de l'épisode est plus importante ( $PCUM$  élevé). D'autre part, le versant contribue d'autant plus (« a » fort) que l'intensité de la pluie  $PB_i$  est plus grande.

### 3.2. OPTIMISATION SIMULTANÉE DES PARAMÈTRES DE PRODUCTION ET DE TRANSFERT

Nous avons utilisé la puissance de l'algorithme du Simplex pour optimiser les paramètres de deux fonctions (transfert et production) à la fois. En effet, plutôt que d'ajuster une loi entre les pluies brutes et des lames efficaces obtenues à l'aide d'une fonction de transfert plus ou moins stable, nous pouvons identifier directement les deux fonctions — transfert et production — qui ajustent au mieux les débits observés.

La figure 10 donne une représentation graphique de la fonction de transfert du Réal Collobrier optimisée par le Simplex pour la structure de FP présentée ci-dessus. Pendant cette phase de calage on a permis à l'algorithme d'identifier cinq coefficients pour la FT. En dépit d'une certaine tendance à la compensation des paramètres (neufs paramètres à identifier simultanément !) la fonction de transfert ainsi identifiée est relativement « stable ». Seuls les valeurs des paramètres correspondant aux pas de temps 3 et 4 (1 h 30 et 2 h) présentent une certaine instabilité.

On peut d'ailleurs remarquer que cette FT possède certaines similitudes avec celle identifiée par la DPFT (fig. 6) : coefficient très faibles aux premiers pas de temps tandis que le 4<sup>e</sup> correspond au maximum.

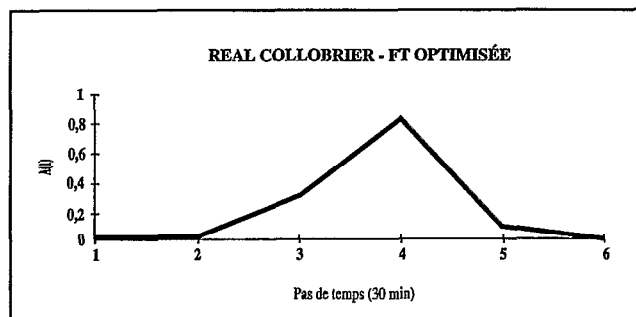


FIG. 10. — Fonction de transfert optimisée par le Simplex.

On interprète la valeur nulle des premiers pas de temps pour la fonction de transfert de la manière suivante : les apports des versants proviennent presque exclusivement de ceux qui se situent à l'amont du bassin. Ceci a été vérifié sur le Réal Collobrier (LE MEILLOUR, 1992).

Le modèle ainsi construit ne dépend que de l'information pluviométrique et du débit avant l'averse et ne demande pas d'initialisation. Il peut donc être appliqué sur un échantillon de validation. La figure 11 montre deux crues tirées de l'échantillon réservé à la calibration du modèle.

Le tableau III résume ses performances pour la reproduction des débits en calibration et validation.

Avec cette expression pour la fonction de production, bien que l'on ne procède plus à aucune initialisation, on passe d'une efficacité de 0,70 à 0,78 sur les débits. Sur l'échantillon de validation, on parvient à une efficacité de 0,73 en débit. La figure 12 donne la représentation de deux crues modélisées tirées de cet échantillon de validation.

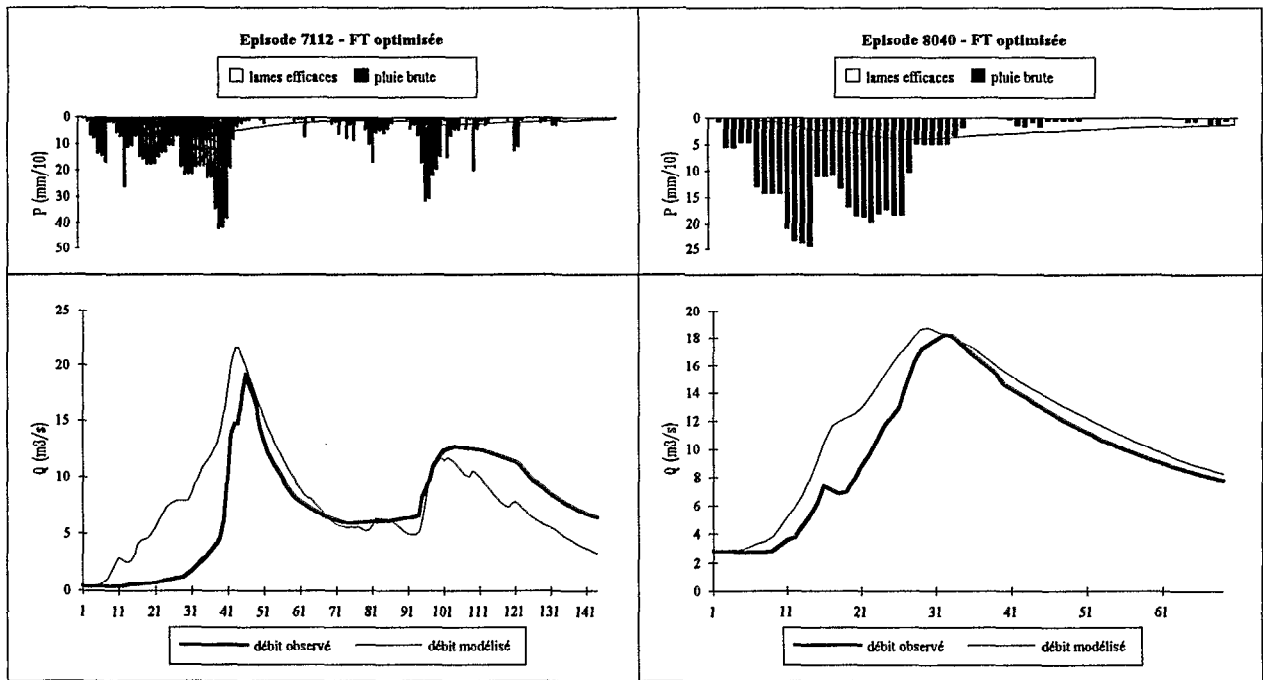


FIG. 11. — Calibration : reconstitution des débits en optimisant la fonction de transfert et la fonction de production.

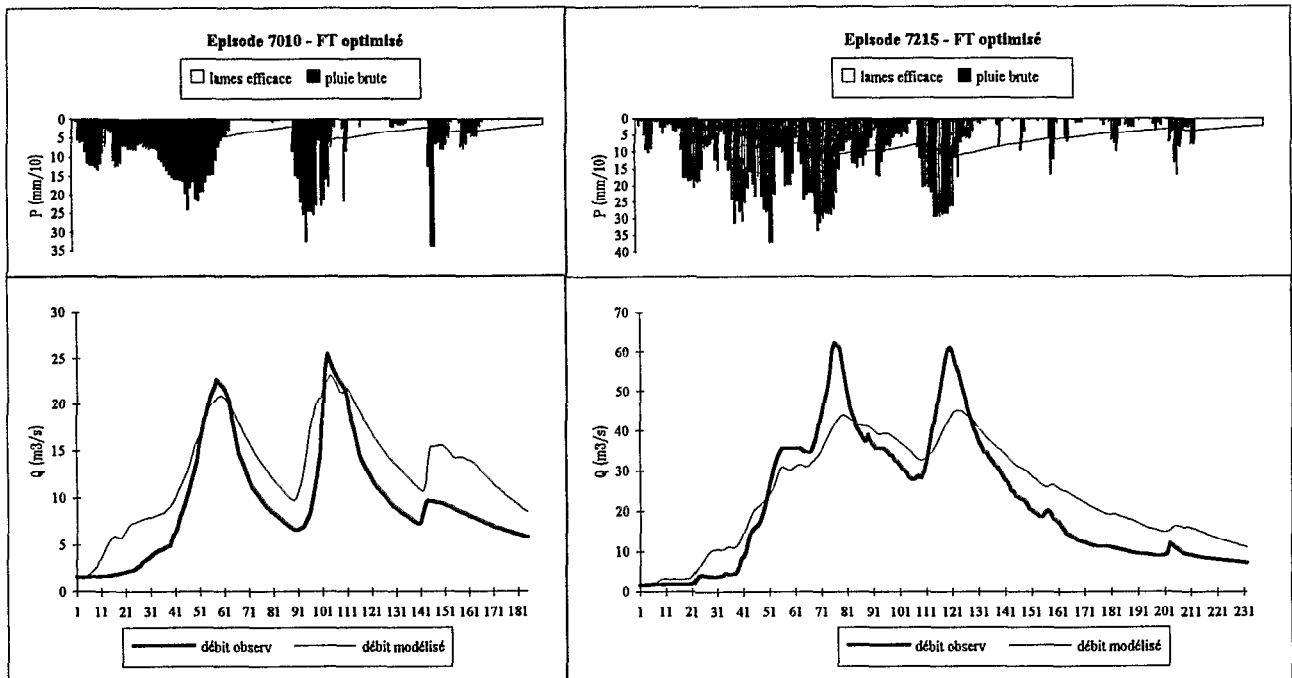


FIG. 12. — Validation : reconstitution des débits en optimisant la fonction de transfert et la fonction de production.

TABLEAU III

Performances du modèle		
	Calibration	Validation
$E_O$	0,78	0,73

### 3.3. APPLICATION À D'AUTRES BASSINS

#### 3.3.1. Gardon d'Anduze

L'échantillon total de crues dont nous disposons sur le Gardon d'Anduze (554 km<sup>2</sup>) comporte 25 crues au pas de temps de une heure. 18 ont été réservées à la phase de calibration, 7 pour la validation.

L'application de la méthode précédente sur le Gardon donne d'assez bons résultats en calibration : on parvient à obtenir 0,74 d'efficience en débit (fig. 13). En validation les performances en débit ne dépassent pas 0,68.

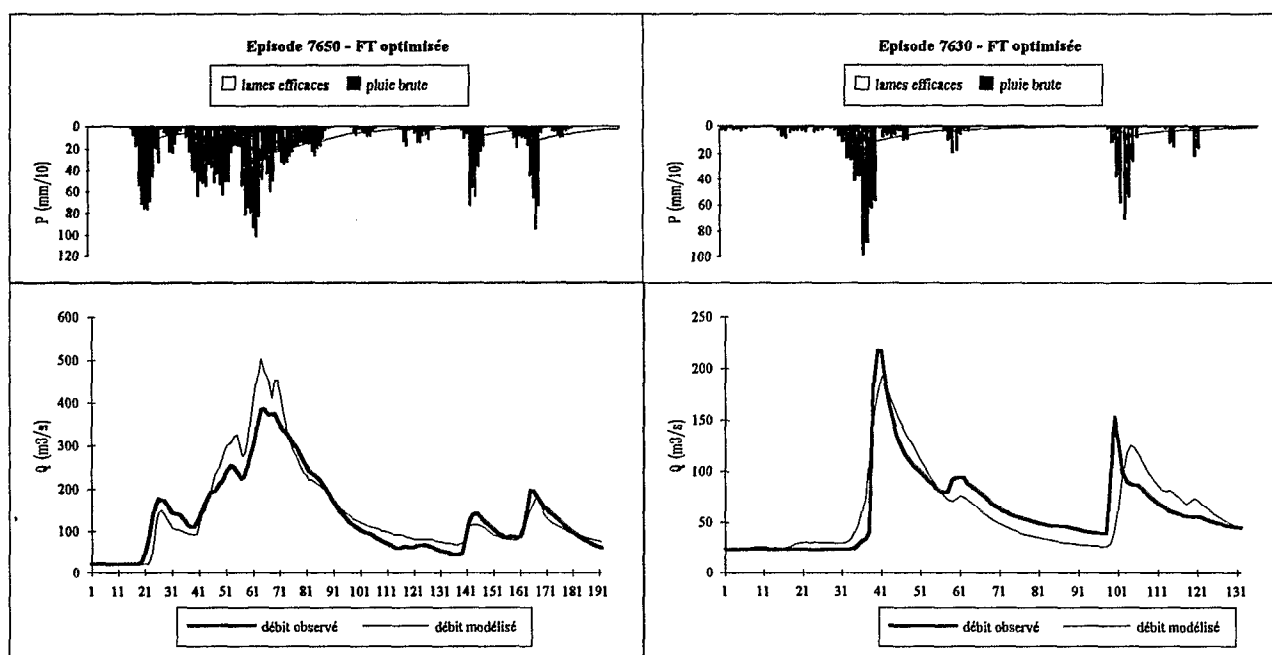


FIG. 13. — Calibration — Reconstitution des débits sur le Gardon.

La fonction de transfert optimisée est représentée sur la figure 14. La longueur de cette FT se situe à quatre pas de temps soit quatre heures, c'est à dire le temps de montée. Comme pour le Réal les deux premiers pas de temps sont nuls, celui du 4<sup>e</sup> pas de temps est faible par rapport à celui du 3<sup>e</sup> pas de temps. On retrouve ce pic pour toutes les fonctions : la tendance dégagée sur le Réal Collobrier se confirme.

#### 3.2.2. Valescure

Encore une fois, on identifie une fonction de transfert dont les caractéristiques (valeurs nulles sur les deux premiers pas de temps, 3<sup>e</sup> et 4<sup>e</sup> pas de temps proche de 0,5) semblables à celles des autres bassins confirme que le transfert se résume à un simple décalage des volumes produits (fig. 15).

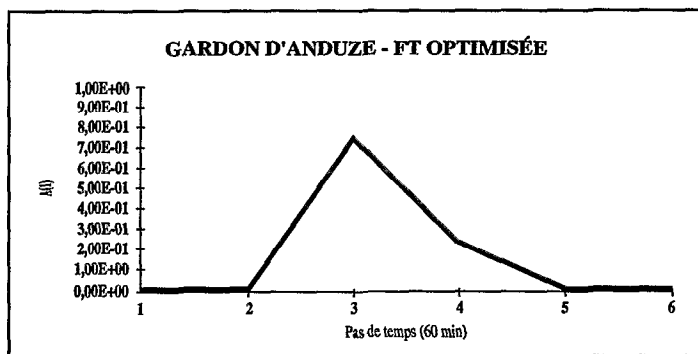


FIG. 14. — FT optimisée du Gardon d'Anduze.

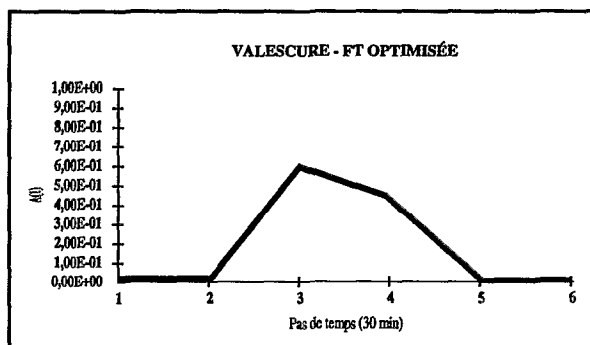


FIG. 15. — FT optimisée de Valescure.

### 3.4. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS AVEC LE MODÈLE STORHY

Le tableau IV donne les résultats obtenus sur les trois bassins : Réal Collobrier (71 km<sup>2</sup>), Gardon d'Anduze (554 km<sup>2</sup>) et Valescure (9,4 km<sup>2</sup>) et fournit pour chacun d'eux les valeurs des quatre paramètres de la fonction de production.

On remarque :

- que le paramètre  $K_2$ , qui commande l'évolution du coefficient de tarissement  $\alpha$ , est toujours négatif, confirmant le résultat paradoxal déjà avancé : plus la crue est importante, plus son tarissement est lent. Le phénomène est toutefois moins net sur le bassin du Gardon (à cause de sa plus grande taille ?) ;

- que le paramètre  $K_4$ , qui commande l'évolution du coefficient d'apport des versants à la rivière « a », est presque nul pour le bassin de Valescure (à cause de sa petite taille ?) de sorte que ce coefficient d'apport peut être considéré comme constant dans ce cas.

TABLEAU IV  
Résultat des reconstitutions en calibration et validation par l'optimisation simultanée des coefficients de la FP et de la FT sur les trois bassins utilisés

	Réal Collobrier	Gardon d'Anduze	Valescure
Calibration $E_Q$	0,78	0,74	0,77
Validation $E_Q$	0,73	0,68	0,77
Valeur des paramètres de la fonction de production optimisés			
	Réal Collobrier	Gardon d'Anduze	Valescure
$K_1$	0,5670	0,4119	0,1025
$K_2$	-0,4128	-0,1669	-0,2798
$K_3$	0,0086	0,0129	0,0177
$K_4$	0,2218	0,4232	0,0428

## CONCLUSIONS

On a pu développer un modèle de simulation de crue, le modèle Storhy, fonctionnant par épisode, dont la conception correspond :

— à une « production » en provenance d'un stockage temporaire sur les « versants » du bassin qui jouent le rôle de réservoir ;

— à un « transfert » de l'eau parvenant du versant au réseau : il s'agit d'une propagation en rivière.

La validité de ce modèle a été testée sur plusieurs bassins versants. Sa version la plus simple ( $a$  et  $\alpha$  constants par épisodes) donne des résultats intéressants ( $E_Q = 0,70$  en calibration des débits) qui peuvent être améliorés en introduisant une variabilité temporelle des deux paramètres du modèle. Dans ce cas on a pu développer une version du modèle fonctionnant sans initialisation.

L'un des avantages essentiels de ce modèle Storhy, au moins dans sa version simple, consiste en une possible identification de ses paramètres à des grandeurs hydrologiques :

— la fonction de transfert se réduit pratiquement à une durée assimilable au temps de montée de l'Hydrogramme Unitaire ;

— l'un de ses paramètres ( $\alpha$ ) correspond à un coefficient permettant de décrire les fins de crue par une décroissance exponentielle ;

— l'autre ( $a$ ) est accessible à partir du coefficient d'écoulement de l'épisode.

Cette relation simple entre grandeurs hydrologiques et paramètres du modèle constitue l'un des intérêts principaux du modèle Storhy et justifie une poursuite de ce travail dans le sens de l'analyse de l'évolution des coefficients de tarissement et d'écoulement des crues. L'objectif recherché est d'utiliser ce modèle dans un contexte de données rares soit pour l'aide à la prédétermination des débits de crues, soit pour l'aide à la prévision des débits ; les valeurs des paramètres du modèle étant affinées au fur et à mesure de l'introduction de nouvelles données hydrologiques.

## REMERCIEMENTS

Nous remercions M. Jacques LAVABRE, du Cemagref d'Aix-en-Provence, gestionnaire du bassin, qui nous a gracieusement fourni les données du Réal Collobrier et de Valescure. Les données concernant le Gardon d'Anduze ont été collectées par la DDE du Gard.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 12 juillet 1993

## BIBLIOGRAPHIE

- BOX (G.) et JENKINS (G.), 1970. — *Time-series analysis, forecasting and control*. Holden-day, San Francisco 575 p.
- CORMARY (Y.) et GUILBOT (A.), 1971. — Ajustement et réglage des modèles déterministes. Méthode de calage des paramètres. *La Houille blanche* : 131-140.
- GRESILLON (J.M.), 1981. — Un modèle linéaire de relation pluie-débit. Ses conséquences pour l'analyse des crues. *Bulletin technique de l'ÉIER*. Juin 1981, Ouagadougou.
- GUILLOT (P.) et DUBAND (D.), 1980. — Une méthode de transfert pluie-débit par régression multiple. Prévision hydrologiques. Actes du colloque d'Oxford, avril 1980, *AISH Publ.* n° 129 : 177-195.
- LARRIERU (J.), 1957. — Evaluation des crues catastrophiques par la méthode des hydrogrammes synthétiques. *Proceedings IASH Toronto*, Vol III : 160-172.
- LE MEILLOUR (F.), 1992. — *Analyse spatiale et temporelle des apports à la rivière Réal Collobrier*. Mémoire de Diplôme d'Études Approfondies, septembre 1992.
- LORENT (B.), 1975. — *Modélisation et identification d'une relation pluie-débit : le bassin de la Semois*. 7<sup>e</sup> conférence Ifip sur les techniques d'optimisation, Nice.
- MAILHOL (J.C.), 1990. — Adaptativité et validation opérationnelle. *Hydrol. continent*. 5 (2) : 125-134.
- MICHEL (C.) et EDIATNO, 1989. — Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille blanche*, n° 2 : 113-121.
- NALBANTIS (I.), OBLED (C.) et RODRIGUEZ (Y.), 1988. — Modélisation pluie-débit. Validation par simulation de la méthode DPFT. *La Houille blanche*, n° 5/6 : 415-422.
- NASH (J.E.), 1958. — The form of the instantaneous Unit Hydrograph. General Assembly of Toronto, *IASH Publ.* n° 45 : 114-121.
- NASH (J.E.) et SUTCLIFFE (J.V.), 1970. — River flow forecasting thought conceptual models 1.A A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10 : 282-290.
- NELDER (J.A.) et MEAD (R.), 1965. — A Simplex method for function minimisation. *Comput. J.* 1 : 308-313.
- NEYRET-GIGOT (J.M.), 1992. — *Analyse de la variabilité de la fonction de transfert d'un bassin versant et développement d'un modèle conceptuel faiblement paramétré : le modèle Storhy. Application au Réal Collobrier*. Thèse UJF Grenoble, 240 p.

- RODRIGUEZ (J.Y.), SEMPERE (D.), OBLED (Ch.), 1988. — *Nouvelles perspectives de développement dans la modélisation des pluies efficaces par application de la DPFT*. Surface Water Modelling New Directions for Hydrologic Predictions.
- SEMPERE-TORRES (D.), 1990. — *Calcul de la lame d'eau ruissellée dans la modélisation pluie-débit : limitation des approches globales et introduction simplifiée de la topographie et de la variabilité spatiale des pluies. Application aux bassins du Gardon d'Anduze et du Réal Collobrier*. Thèse INPG, Grenoble, 310 p.
- SHERMAN (L.K.), 1932. — *Streamflow from Rainfall by Unit-Hydrograph method*. *Engineering News Records* : 501-505.
- THIRRIOT (C.) et GOUZE (J.C.), 1989. — *Application d'une modélisation de la relation pluie brute — pluie efficace à la prévision des crues sur le Haut-Aveyron*. *Hydrol. continent*. 4 (2) : 151-163.
- WERY (B.), 1990. — *Identification des systèmes hydrologiques. Application à la prévision des crues*. Thèse université catholique de Louvain, 230 p.