

ORSTOM

INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

PRESENTATION DE TROIS MODELES GLOBAUX  
CONCEPTUELS DETERMINISTES:

CREC 5 , MODGLO et MODIBI

Eric SERVAT

## SOMMAIRE

	Page
INTRODUCTION	1
LE MODELE CREC	5
1. Introduction	7
2. Fonction de production du modèle CREC 5	7
3. Fonction de transfert du modèle CREC 5	10
4. Détermination des paramètres du modèle CREC 5	12
5. Structure du modèle CREC 5	15
6. Exemples d'application	17
MODGLO - Modèle global ORSTOM 1974	21
1. Introduction	23
2. Fonction de production	25
3. Fonction de transfert	31
4. Analyse de sensibilité - Calage du modèle	33
5. Structure du modèle MODGLO	33
LE MODELE IBIZA (Version pas de temps journalier)	37
1. Introduction	39
2. Principes de base	39
3. Description détaillée des opérations	42
4. Analyse de sensibilité - Calage du modèle	50
5. Structure du modèle MODIBI	51
CONCLUSION	55

**I N T R O D U C T I O N**



## INTRODUCTION

L'accroissement des moyens de calcul mis à la disposition des hydrologues a permis un développement important de la modélisation hydrologique durant ces vingt dernières années. Celle-ci a des objectifs variés allant de la prévision de crue à la génération de chroniques de données en passant, entre autres, par la simulation du fonctionnement de systèmes d'eau ou la prédétermination de valeurs atteintes par quelques variables communément mesurées.

On utilise habituellement le terme modèle pour désigner la représentation simplifiée d'un système hydrologique complexe, celle-ci pouvant être physique, analogique ou mathématique.

C'est à cette dernière, qui décrit le comportement du système à l'aide d'un ensemble d'équations, que nous nous intéressons ici.

On parle généralement de modèles mathématiques "stochastiques" lorsque l'on utilise des variables aléatoires présentant une distribution de probabilité.

A l'inverse, le modèle est "déterministe" si les variables qu'il comprend ne sont pas sujettes à des variations aléatoires.

La distinction que l'on fait généralement entre "conceptuel" et "empirique" est liée au fait que les équations du modèle prennent ou non en considération les processus physiques. Ce distinguo est malgré tout un peu artificiel puisque bon nombre de lois physiques présentent des constantes empiriques.

Un autre type de classification consiste à différencier les modèles à discrétisation spatiale d'une part et les modèles globaux d'autre part. En ce qui concerne les premiers, le bassin versant y est découpé en surfaces élémentaires, chacune d'elles réagissant à sa manière et ayant ses propres fonctions de production et de transfert. L'écoulement à l'exutoire du bassin versant est alors la résultante du comportement de chacune des surfaces élémentaires. Avec les modèles globaux, par contre, on ne considère qu'une fonction de production et qu'une fonction de transfert, le bassin versant réagissant alors dans son ensemble.

Nous présentons ici trois modèles globaux conceptuels déterministes : CREC, MODGLO et MODIBI. Pour chacun d'eux, on s'est attaché à définir les concepts de base qui ont conduit à leur élaboration. Nous avons également cherché à décrire l'ensemble des opérations qui les caractérisent et qui permettent de passer d'une hauteur d'eau précipitée à une lame écoulée. De plus, l'accent a été mis sur l'importance prépondérante de certains de leurs paramètres. Enfin, nous présentons la structure générale et les principales articulations des programmes informatiques correspondant à chacun de ces modèles.



LE MODELE CREC

Version à cinq paramètres



LE MODELE CREC  
Version à cinq paramètres

I. INTRODUCTION

CREC est un modèle de conception relativement ancienne puisqu'il a été mis au point au Laboratoire d'Hydrologie Mathématique de l'Université des Sciences de Montpellier au début des années 1970.

C'est un modèle conceptuel global (obéissant à un schéma de type à réservoirs) qui a été appliqué de nombreuses fois, dans des conditions de bassins versants très variées (en zone climatique tempérée), et qui a montré une grande capacité d'adaptation.

Entre le sol recevant la pluie et l'exutoire du bassin versant, on définit une fonction de production et une fonction de transfert.

La fonction de production tient compte de l'état d'humidité du sol par le biais du taux de remplissage d'un réservoir alimentant l'évapotranspiration, et fournit la fraction de l'eau précipitée devant participer à l'écoulement.

La fonction de transfert comprend un écoulement rapide et un écoulement lent à décroissance exponentielle.

La version de CREC décrite ici est une version à cinq paramètres (COMBES, 1985). Il existe des versions à sept et onze paramètres permettant son application à des conditions hydrologiques particulières.

La détermination des valeurs des paramètres s'effectue à l'aide d'une procédure d'optimisation non linéaire minimisant un critère d'écart entre réponses observées et calculées (CORMARY et GUILBOT, 1971). Nous y reviendrons plus loin.

II. FONCTION DE PRODUCTION DU MODELE CREC 5

La fonction de production effectue un prélèvement sur la lame précipitée qui permet de respecter le caractère conservatif du système.

Son élément principal est l'évapotranspiration, mais la fonction de production peut prendre en compte des éléments différents du type fuites hors du bassin ou biais systématiques dans les évaluations des lames précipitées.

Cette fonction de production est, en fait, représentée par un réservoir en cul de sac, S, soumis à un contrôle amont (fonction de partage de la pluie) et à une sortie aval modulée sur l'ETP et qui génère une ETR (qui n'a sans doute de réelle que le nom). (cf. figure 1).

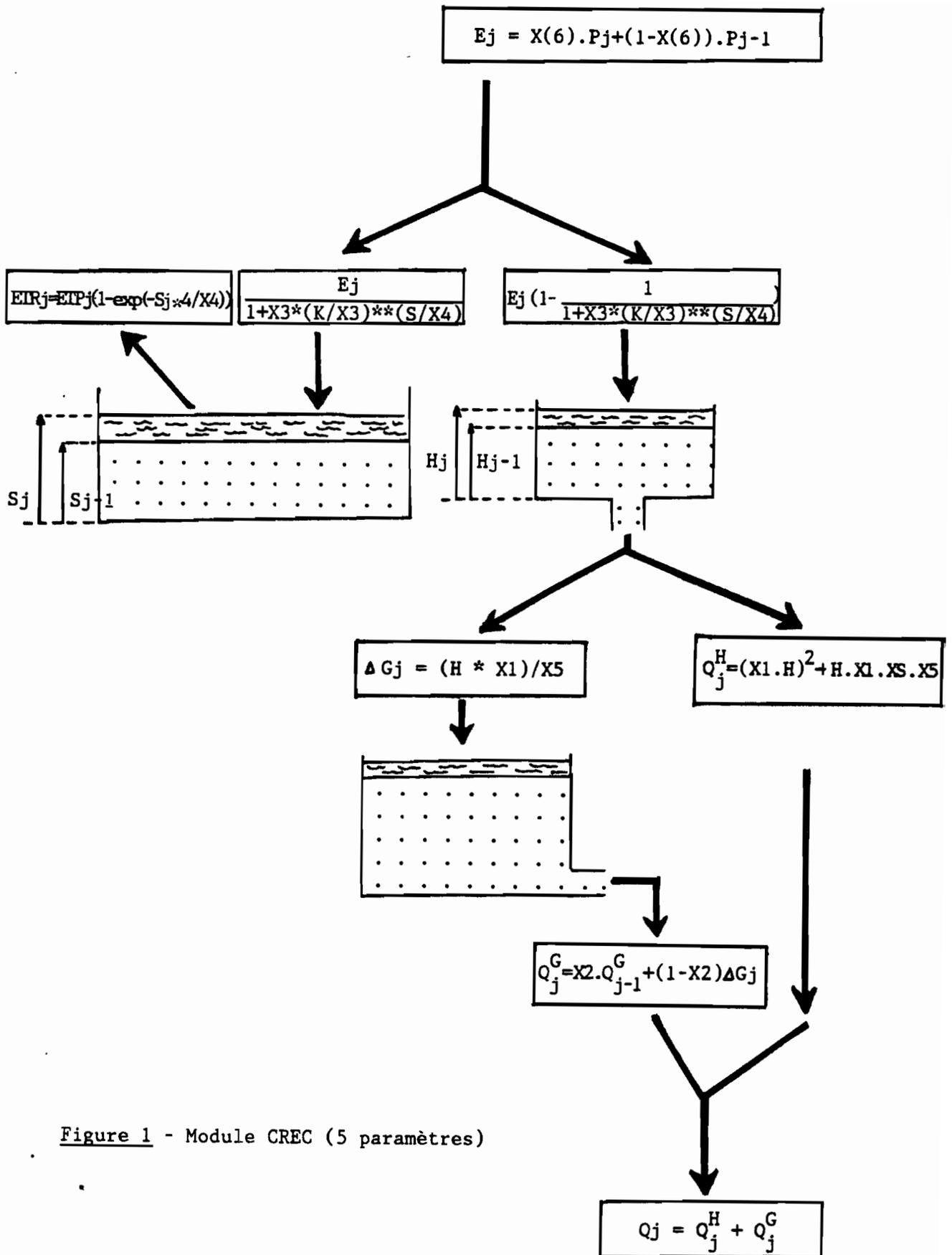


Figure 1 - Module CREC (5 paramètres)

## 2.1. Le contrôle amont : la fonction de partage de la pluie

La pluie, entrée du système, est partagée en deux au niveau de la fonction de production à l'aide d'un coefficient T.

Soit  $P_j$ , la pluie du jour, la quantité d'eau entrant dans le réservoir S s'écrira :

$$P_j * T$$

le complément  $(1-T) * P_j$  étant dirigé vers la fonction de transfert et l'écoulement.

T a pour expression :

$$T = \frac{1}{1 + X_3 * (K/X_3) ** (S/X_4)}$$

$X_3$  et  $X_4$  sont deux des paramètres de réglage du modèle,  $X_4$  étant voisin d'une notion de "réserve maximale".

En milieu tempéré, K est défini comme étant le rapport  $\frac{\overline{E}_H - \overline{ETP}_H}{\overline{ETP}_H}$  avec :

$\overline{E}_H$  = moyenne des pluies d'hiver

$\overline{ETP}_H$  = ETP moyenne d'hiver

Dans ces conditions, K est un paramètre régional assez peu variable compris entre cinq et vingt en FRANCE.

Comme il apparait dans la formulation de T, le taux de partage de la pluie varie avec le remplissage du réservoir S :

- pour un réservoir presque plein ( $S \approx X_4$ )

on a  $T \approx \frac{1}{1 + K}$

- pour un réservoir presque vide ( $S = 0$ )

on a  $T \approx \frac{1}{1 + X(3)}$

## 2.2. La loi de vidange du réservoir S

Le réservoir S se vidange hors du système hydraulique suivant une loi censée représenter l'ETR et qui a pour expression :

$$ETR_j = ETP_j (1 - \exp(-S_j * 4/X_4))$$

dans laquelle on a :

ETP<sub>j</sub> : évapotranspiration potentielle du jour considéré, j

S<sub>j</sub> : niveau du réservoir S au jour j

X<sub>4</sub> : paramètre de réglage du modèle

## III. FONCTION DE TRANSFERT DU MODELE CREC 5

Dans le modèle CREC, la fonction de transfert est constituée d'un ensemble de deux réservoirs à la fois en série et en parallèle grâce à la double sortie du réservoir H (voir figure 1).

Cette structure assure un fonctionnement qui permet :

- de représenter des évolutions complexes liées à l'existence de plusieurs réservoirs naturels,
- de représenter plusieurs chroniques d'évolution à partir de la même valeur initiale du débit en jouant sur les états initiaux des réservoirs,
- de représenter, grâce à un modèle unique, un ensemble de bassins dont les caractéristiques hydrologiques sont différentes.

### 3.1. Le réservoir H

Le réservoir H a un double rôle :

- un rôle de laminage des débits qui permet de rendre continue la réponse à une alimentation discontinue,
- un rôle de répartition entre débit à décroissance rapide et débit à décroissance lente. Le transfert rapide se fait directement, alors que le transfert lent est régularisé par le biais d'un tarissement exponentiel.

Lors de chaque épisode pluvieux, le réservoir H subit une remontée rapide, suivie d'une décroissance sans apport. Durant cette décroissance, le débit QH sortant du réservoir H a le plus fréquemment pour expression :

$$QH = (X_1)^2 H^2$$

avec :

H : niveau dans le réservoir H  
X1 : paramètre du modèle

X1 est un paramètre caractéristique des décroissances rapides sans apport. En cela, il constitue un élément essentiel de la dynamique des crues.

### 3.2. Le réservoir G

Le réservoir G permet de simuler un transfert lent vers l'exutoire au moyen d'une loi de tarissement de type exponentiel.

L'apport dans le réservoir G est fonction de la hauteur H et de deux paramètres, X1 et X5. Il s'écrit :

$$\Delta G_j = (H * X1)/X5$$

La sortie  $Q_j^G$  de ce réservoir s'écrit :

$$Q_j^G = X2 * Q_{j-1}^G + (1 - X2) \Delta G_j$$

avec :

$Q_{j-1}^G$  : sortie du réservoir au pas de temps précédent  
 $\Delta G_j$  : entrée dans le réservoir G au pas de temps j  
X2 : paramètre du modèle

### 3.3. Le paramètre XS

L'expression complète du débit QH sortant du réservoir H est la suivante :

$$QH = (X1)^2 H^2 + H.X1.X5.XS$$

avec :

H : niveau dans le réservoir H  
X1, X5 : paramètres du modèle

XS, quant à lui, joue un rôle auxiliaire. Il dynamise l'hydrogramme. Si sa valeur habituelle est généralement zéro, on le cale suivant une procédure particulière :

- optimisation des cinq premiers paramètres,
- recherche, avec X1, ..., X5 bloqués, de la meilleure simulation en faisant varier XS.

L'application du modèle CREC 5 à de nombreux bassins versants français a montré qu'il n'y avait pas de doute en ce qui concerne la valeur de XS. Si la valeur de XS doit être différente de zéro, sa prise en compte fera diminuer sensiblement la valeur de la fonction critère (COMBES, 1985).

#### IV. DETERMINATION DES PARAMETRES DU MODELE CREC 5

Comme nous l'avons écrit plus haut, la détermination des valeurs des paramètres s'effectue à l'aide d'une procédure d'optimisation non linéaire minimisant un critère d'écart entre réponses observées et calculées.

Le processus d'optimisation choisi ici est la méthode de ROSENBROCK (GUILBOT, 1971) qui a la particularité de pouvoir définir un optimum d'une fonction qui n'est ni dérivable, ni continue. Cette méthode, mise au point en 1960 et appliquée initialement à des problèmes de génie chimique, est une méthode de recherche séquentielle permettant à la fois :

- de déterminer la longueur du pas de recherche,
- de déterminer la direction de ce pas,
- de tenir compte de contraintes possibles imposées aux paramètres.

#### PRINCIPE DE LA METHODE

##### a) Hypothèses

Soient F la fonction critère à minimiser (ou à maximiser) et  $x_1, x_2, \dots, x_p$  les p paramètres à déterminer.

On définit initialement un jeu de p vecteurs unités orthogonaux  $V_1^0, V_2^0, \dots, V_p^0$  déterminant un système de p axes et un jeu de pas de recherche de longueur arbitraire  $e_i$  :  $e_1, e_2, \dots, e_p$  (pouvant être positifs ou négatifs).

Les modifications successives apportées aux différents paramètres seront alors :

$$e_1 V_1^0, e_2 V_2^0, \dots, e_p V_p^0$$

##### b) Processus de calcul

\* Première partie : recherche directe.

Après chaque modification d'un paramètre, la nouvelle valeur de la fonction critère  $F = F(x_i + e_i V_i^0)$  est comparée à la valeur optimale obtenue jusqu'alors.

Si cette nouvelle évaluation est un succès, le pas de recherche est multiplié par un facteur  $\lambda > 1$ .



$Q_1$  est le vecteur joignant le point initial au point final obtenu par l'utilisation du système de vecteurs  $V_1^0, V_2^0, \dots, V_p^0$  et la méthode de recherche directe définie précédemment.

$Q_2$  est la somme des progressions effectuées dans les directions autres que la première.

$Q_3$  est la somme des progressions effectuées dans les directions autres que la première et la deuxième, etc.

$Q_1$  détermine donc la direction préférentielle de recherche.

La seconde direction préférentielle déterminée par  $Q_2$  doit être définie orthogonalement à la direction de  $Q_1$  pour former un système d'axes orthonormés cohérent.

Pour cela, ROSENBROCK utilise la méthode d'orthogonalisation de GRAM-SCHMIDT en écrivant :

$$B_1 = Q_1$$

$$B_2 = Q_2 - \frac{B_1 Q_2}{B_1 B_1} B_1$$

$$B_3 = Q_3 - \frac{B_2 Q_3}{B_2 B_2} B_2 - \frac{B_1 Q_3}{B_1 B_1} B_1$$

·  
·  
·  
·

$$B_p = Q_p - \frac{B_{p-1} Q_p}{B_{p-1} B_{p-1}} B_{p-1} - \dots - \frac{B_1 Q_p}{B_1 B_1} B_1$$

$$\text{soit } B_p = Q_p - \sum_{i=1}^{p-1} \frac{Q_p B_i}{B_i B_i} B_i$$

Dans ces conditions, les vecteurs unitaires  $V_i = \frac{1}{\|B_i\|} B_i$   $i = 1, \dots, p$  sont mutuellement orthogonaux et forment une base orthogonale des  $V_p^m(R)$  ( $\|B_i\|$  est la norme du vecteur  $B_i$ , c'est-à-dire,  $\sqrt{\sum_{i=1}^p B_i^2}$ ).

#### V. STRUCTURE DU MODELE CREC 5

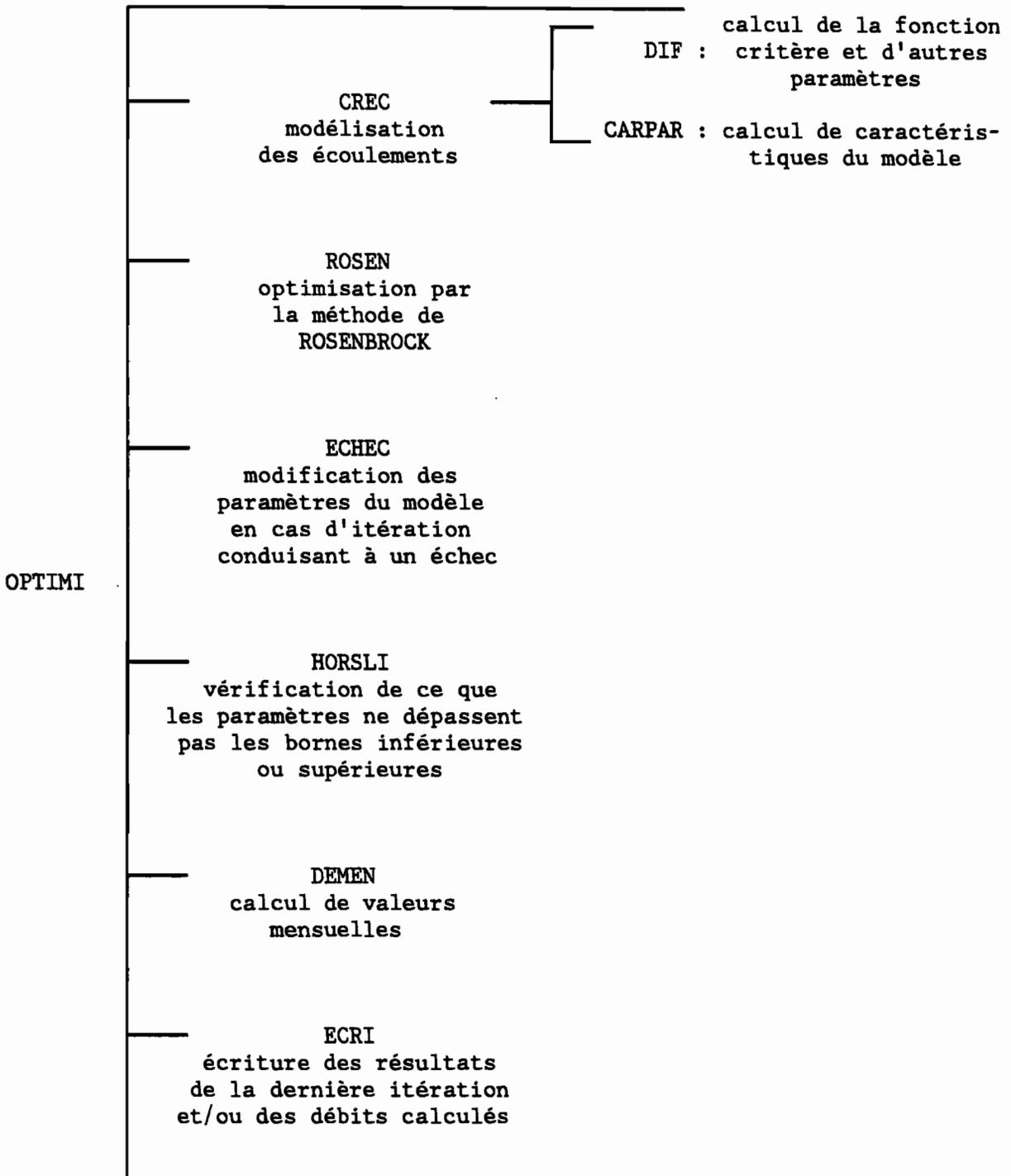
Le modèle CREC 5 est constitué de plusieurs sous-programmes qui lui confèrent une structure modulaire.

Il peut être représenté à l'aide du schéma suivant :

PROGRAMME PRINCIPAL :

—	CALL DONNEE (lecture des données de base)
—	CALL EVAPO (lecture des E.T.P.)
—	CALL PLUIES (lecture des pluies)
—	CALL DEBI1 (lecture des débits)
—	CALL DEBI4 (calcul de la moyenne et de la variance des débits observés)
—	CALL VERIF (vérification des pluies, des débits et des évaporations)
—	CALL PARIN (lecture des paramètres initiaux)
—	CALL OPTIMI (optimisation)

Le sous-programme OPTIMI fait lui même appel à de nombreux autres sous-programmes :



## VI. EXEMPLES D'APPLICATIONS

Le modèle CREC a été utilisé à de nombreuses reprises et dans des conditions extrêmement variées. La meilleure illustration en est le tableau qui suit, qui présente des exemples de cas par type d'application.

NOM ET EMPLACEMENT GEOGRAPHIQUE DU SITE	OBJET DE LA SIMULATION	ANNEE DE L' ETUDE	SURFACE DU BASSIN	MODIFICATION DU SCHEMA	RESULTATS
Le Gapeau (Massif des Maures, Sud-Est de la France)	Simulation des débits bi-horaires et moyens journaliers de rivière	1972	75 km <sup>2</sup>	Application du schéma d'origine sur plusieurs bassins emboîtés	Bonne adéquation du schéma
La source du Lez (Département de l'Hérault. Sud de la France)	Simulation des débits moyens journaliers d'une source karstique	1975	250 km <sup>2</sup>	Pas de modification importante du schéma d'origine. Décomposition de la réponse du système à des fins d'une meilleure compréhension du phénomène	Très bonne adaptation. Comparaison de niveaux de réservoirs à des niveaux piézométriques. L'application à ce type de cas s'est poursuivie
L'Oise à Sempigny (Nord-Est de la France)	Simulation et prévision des débits d'étiage	1977	4290 km <sup>2</sup>	Recalage des niveaux des réservoirs en début d'émission de la prévision en fonction de l'erreur. Couplage à un modèle de simulation des pluies journalières à l'échelle du bassin.	Méthodologie trop lourde et peu performante par rapport aux moyens mis en oeuvre et aux résultats obtenus par des méthodes stochastiques conduisant à des formulations simples

L'Hallue (Nord de la France)	Simulation de niveaux piézomé- triques	1976	220 km <sup>2</sup>	Aucune	Résultats médiocres : ajustements réalisés sur les débits et non sur les niveaux
Le Giroux (Sud-Ouest de la France)  et LE VERMEIL	Simulation des concen- trations de nitrates en rivière à l'aval d'un bassin agricole	1982	500 km <sup>2</sup>  700 ha	Pas de mo- dification du schéma. Couplage avec un modèle de transforma- tion bio- chimique et d'absorp- tion par les plantes	Assez bons résultats. Méthodolo- gie à valo- riser et valider sur d'autres cas
Plusieurs parcelles européennes	Simulation des débits et des ni- veaux de nappe dans la zone drainée de terrains agricoles	1983		Modification de la partie transfert : vidange rapide sup- plémentaire du résér- voir H.	Simulation satisfai- sante des niveaux. Relations significa- tives entre portance des sols et stock d'eau généralisé par le modèle
En cours	Modèle de croissance de la végé- tation Transports solides				

Exemples de cas par type d'application (GUILBOT, 1986)

## REFERENCES

- COMBES V. (1985) "Paramétrisation de modèles conceptuels d'un bassin versant. Contribution à l'élaboration d'un système de mesure des caractéristiques hydrologiques d'un bassin versant. Application au modèle CREC".  
Thèse Docteur Ingénieur. USTL MONTPELLIER.
- CORMARY Y., GUILBOT A. (1971) "Ajustement et réglage des modèles déterministes. Méthodes de calage des paramètres".  
Société Hydrotechnique de France, La Houille Blanche 2/1971, pp. 131-140.
- GUILBOT A. (1971) "Processus d'optimisation en quatre étapes appliqué à la recherche des paramètres des modèles déterministes".  
Note L.H.M. 16/71. USTL MONTPELLIER.
- GUILBOT A. (1986) "Des multiples applications d'un modèle conceptuel du cycle de l'eau en France".  
Revue internationale des sciences de l'eau, vol. 2, n° 1, février 1986, pp. 19-26.

.

M O D G L O

Modèle global ORSTOM 1974



MODGLO  
Modèle global ORSTOM 1974

I. INTRODUCTION

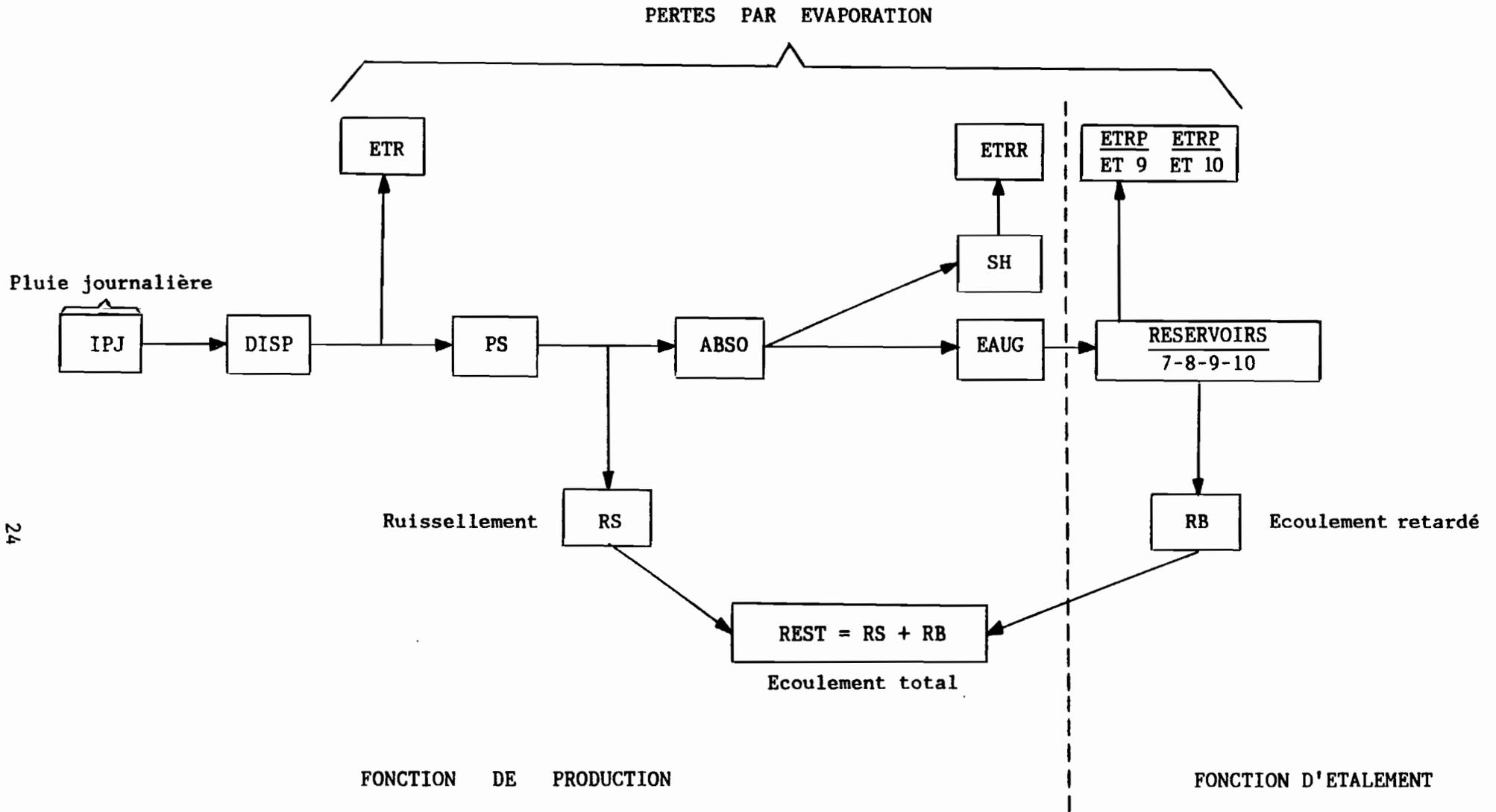
Conçu en 1974 par G. GIRARD, Directeur de recherches à l'ORSTOM, MODGLO est un modèle global fonctionnant au pas de temps journalier. Il utilise une chronique de pluies journalières (IPJ) observées ou représentatives du bassin étudié.

Durant chaque pas de temps, à l'aide d'une fonction de production et d'une fonction de transfert, le modèle effectue une série d'opérations qui conditionne le devenir de l'eau précipitée. S'il est fait appel à certains mécanismes physiques de la transformation pluie-débit (capacité de rétention, infiltration), on y adjoint généralement de nombreuses hypothèses simplificatrices.

La fonction de production réalise la série d'opérations chronologiques suivante (cf. figure 1) :

- calcul de la pluie moyenne sur le bassin (DISP)
- calcul de l'évapotranspiration potentielle journalière (ES)
- calcul de la pluie au sol pouvant générer de l'écoulement (PS)
- calcul du ruissellement pur éventuel (RS)
- calcul de l'eau livrée à l'écoulement (EAUG), encore appelée eau gravifique,
- calcul du niveau dans le réservoir sol (SH).

La fonction de transfert ne concerne que le terme EAUG distribué dans quatre réservoirs munis d'orifices. Ce sont la charge et les coefficients de débits de chaque réservoir qui vont déterminer la modulation de l'écoulement dans le temps. L'écoulement total au cours du pas de temps est alors la somme du ruissellement RS et de cet écoulement retardé RB.



24

FIGURE 1 : SCHEMA DU CYCLE DE L'EAU AU PAS DE TEMPS JOURNALIER

## II. FONCTION DE PRODUCTION

Nous détaillerons ici les différentes opérations constituant la fonction de production et permettant de répartir la lame d'eau précipitée entre les différents termes du bilan hydrique.

### 2.1. Calcul de la pluie moyenne journalière sur le bassin

La valeur de la pluie journalière sur le bassin utilisée par le modèle peut provenir d'un poste situé sur le bassin ou à proximité. Cette valeur, pour être représentative de la précipitation moyenne sur le bassin, est pondérée par un coefficient de correction, CPJ, déterminé à partir des connaissances régionales sur la pluviométrie (isohyètes, gradients, etc.). On obtient alors la valeur de DISP.

$$\text{DISP} = \text{IPJ (JO)} * \text{CPJ}$$

### 2.2. Calcul de l'évapotranspiration potentielle moyenne journalière

L'ETP journalière, EVAS, est une donnée d'entrée calculée par une formule de type PENMAN ou TURC, par exemple, ou estimée à partir d'observations. Elle peut être pondérée globalement par un facteur constant CET. On obtient ainsi une valeur d'évapotranspiration potentielle moyenne journalière sur le bassin, ES.

$$\text{ES} = \text{EVAS} * \text{CET}$$

### 2.3. Détermination de la pluie au sol génératrice d'écoulement, PS, et des évapotranspirations réelles et potentielles.

On compare, ici, la pluie moyenne DISP à l'évapotranspiration moyenne ES, afin de calculer la pluie au sol génératrice d'écoulement, PS, l'évapotranspiration réelle ETR reprise immédiatement et l'évapotranspiration potentielle résiduelle ETRP qui pourra être reprise ultérieurement sur le réservoir-sol ou sur les réservoirs d'étalement.

Trois hypothèses peuvent se présenter :

a)  $\text{DISP} < \text{ES}$

b)  $\text{DISP} = \text{ES}$

c)  $\text{DISP} > \text{ES}$

avec :  $\text{PS} = 0$

$\text{ETR} = \text{DISP}$

$\text{ETRP} = \text{ES} - \text{DISP}$

avec :  $\text{PS} = 0$

$\text{ETR} = \text{DISP}$

$\text{ETRP} = 0$

avec :  $\text{PS} = \text{DISP} - \text{ES}$

$\text{ETR} = \text{ES}$

$\text{ETRP} = 0$

### 2.4. Détermination du ruissellement superficiel, RS, et du volume d'eau entrant dans le sol, ABSO

A ce niveau la pluie au sol PS est comparée à la capacité d'infiltration du sol XIO. Celle-ci est jugée maximale lorsque le sol est complètement sec. Elle décroît ensuite jusqu'à ce que le degré de saturation du sol atteigne la valeur de la capacité de rétention.

Si on pose :

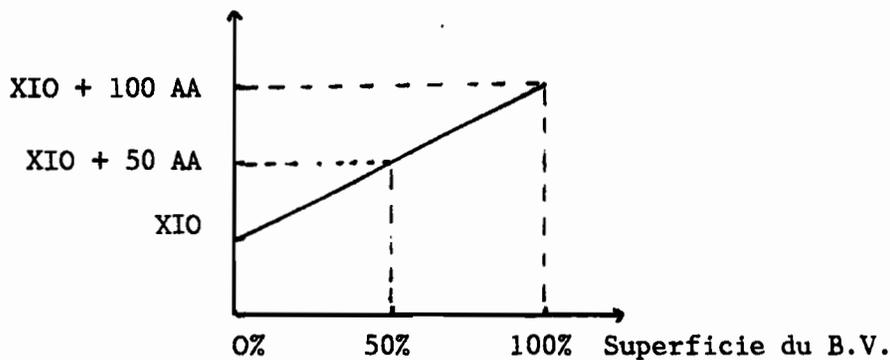
SH = hauteur d'eau dans le réservoir-sol  
 et CRT = capacité de rétention en eau du sol

on écrira alors :

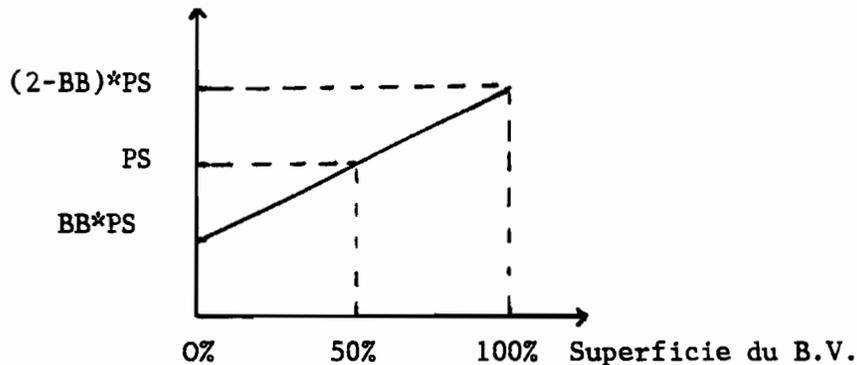
$$XIO = XIN \left( AXIN + 2 \exp \left( -\frac{SH}{CRT} \right) \right)$$

XIN et AXIN sont des coefficients numériques donnés en entrée.

D'après GIRARD, la valeur de XIO ainsi calculée représente l'infiltration localement minimale sur le bassin. Pour tenir compte de l'hétérogénéité des sols il introduit alors un terme, AA, qui permet de tracer la fonction de répartition de l'infiltration en fonction de la superficie du bassin versant :



De même GIRARD associe à la pluie au sol PS, connue en moyenne sur le bassin, un facteur d'hétérogénéité BB, inférieur à 1 et déterminé en fonction de la surface du B.V., de son relief, de son exposition, etc.. On peut alors pareillement tracer la fonction de répartition de la pluie locale :

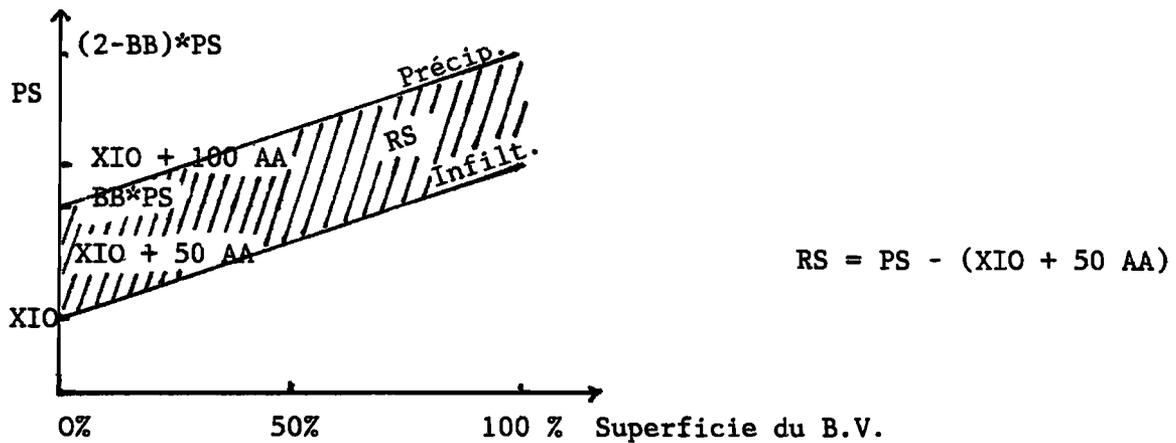


On considèrera alors trois cas pour déterminer la valeur du ruissellement superficiel RS, obtenu en comparant les deux droites précédentes.

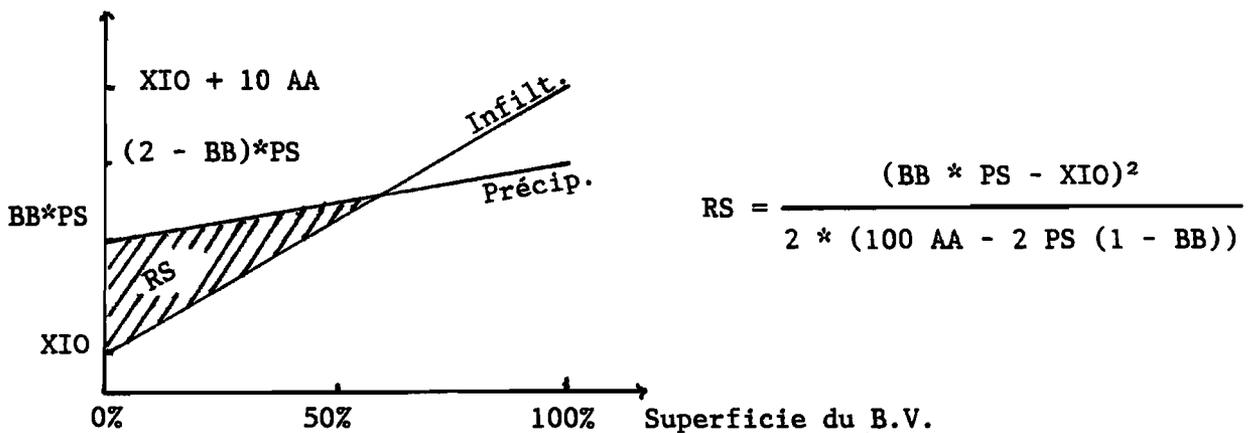
a)  $BB * PS < XIO$

GIRARD fait alors l'hypothèse qu'il n'y a pas de ruissellement et  $RS = 0$ .

b)  $BB * PS > XIO$  et  $(2-BB) * PS > XIO + 100 AA$



c)  $BB * PS > XIO$  et  $(2 - BB) * PS < XIO + 100 AA$



Dans chacun des cas conduisant au calcul de RS, on réalise l'hypothèse simplificatrice qui consiste à faire coïncider l'endroit du bassin le moins arrosé avec le moins perméable.

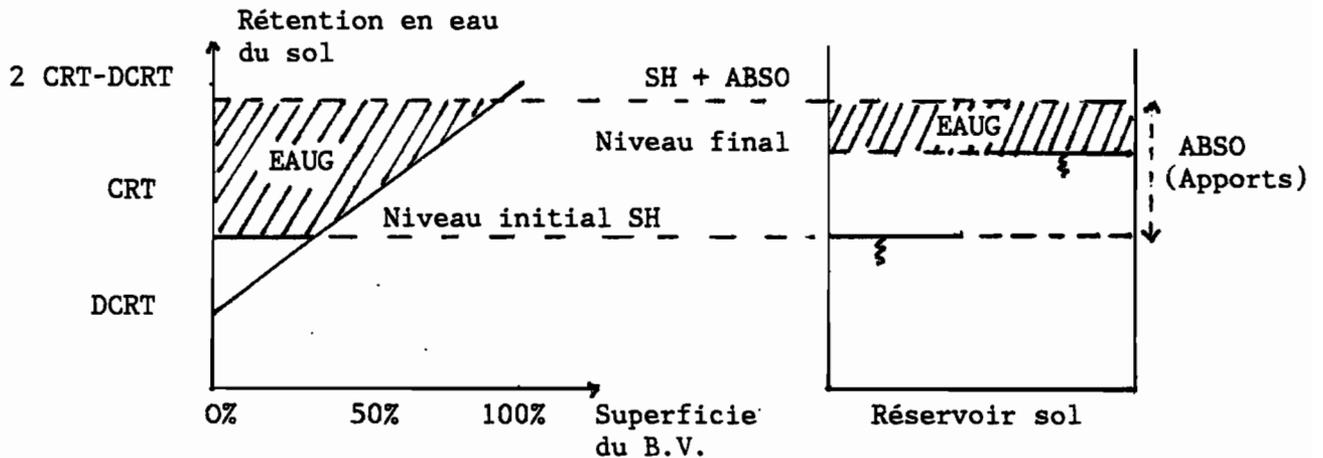
RS est la quantité d'eau livrée directement au ruissellement. Celle entrant dans le sol, ABSO, s'écrit :  $ABSO = PS - RS$ .

### 2.5. Calcul de l'eau gravifique EAUG

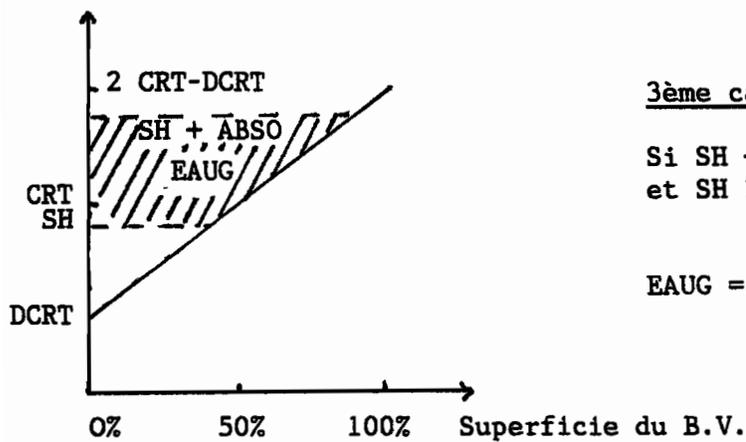
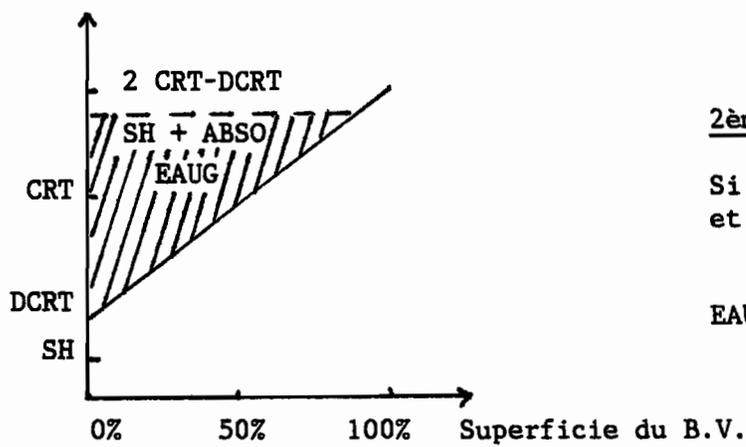
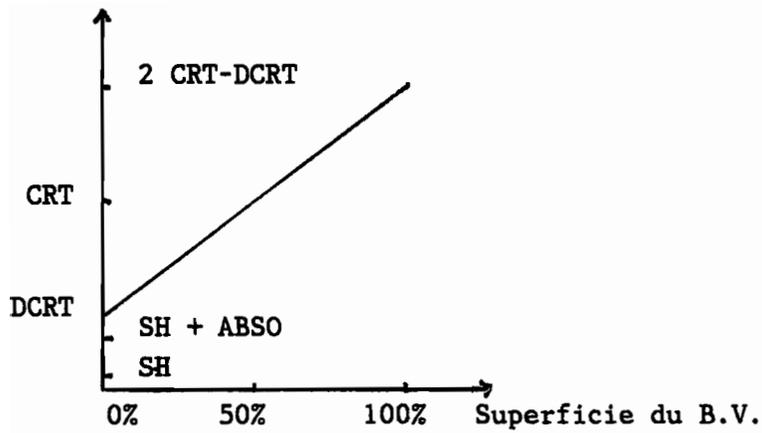
Le volume d'eau ABSO entre dans le réservoir-sol. Une partie de cette eau fournit l'eau gravifique EAUG qui sera livrée à l'écoulement pas le biais de la fonction de transfert. Ce terme EAUG dépend du niveau initial dans le réservoir-sol, SH, et de la capacité de rétention des sols, CRT.

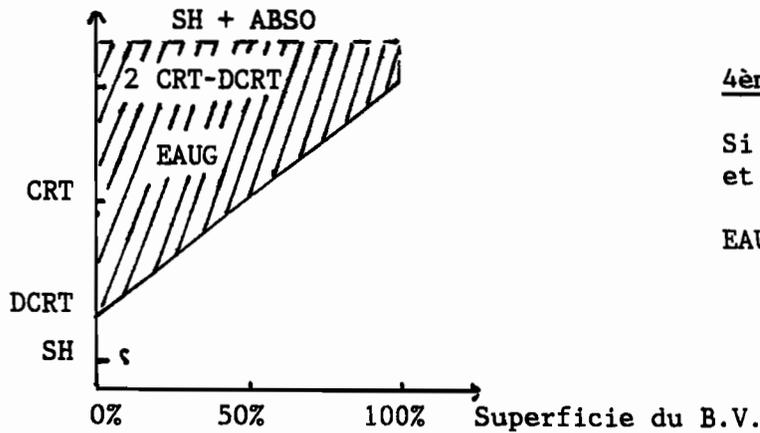
On définit la capacité de rétention en eau des sols à l'aide de deux paramètres : CRT qui est la valeur moyenne sur le B.V. et DCRT qui permet d'introduire une hétérogénéité de la rétention en eau des sols. On pose  $DD = DCRT/CRT$ .

A l'aide du schéma suivant, permettant la comparaison entre le niveau dans le réservoir-sol et la capacité de rétention en eau des sols, on peut alors déterminer la valeur prise par EAUG.



Selon les valeurs prises, respectivement, par ABSO, SH, CRT, DCRT, plusieurs cas peuvent se présenter pour le calcul de EAUG. Ces différentes possibilités sont décrites dans les schémas qui suivent.

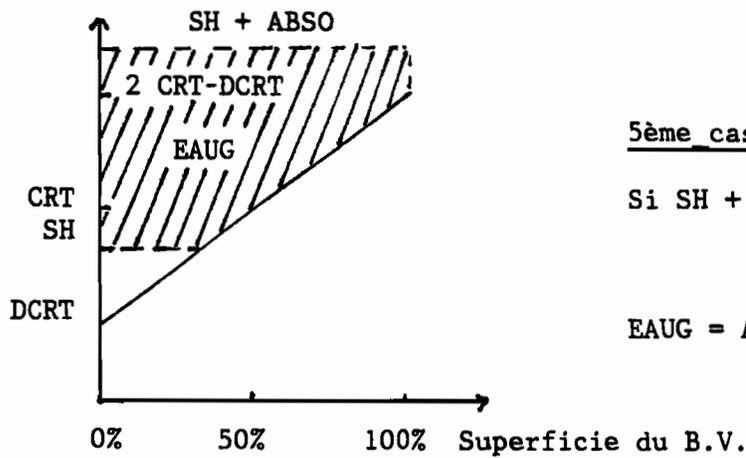




4ème cas

Si  $SH + ABSO > 2CRT - DCRT$   
 et  $SH < DCRT$

$$EAUG = SH + ABSO - CRT$$



5ème cas

Si  $SH + ABSO > 2CRT - DCRT$   
 $SH > DCRT$

$$EAUG = ABSO - \frac{(CRT (2 - DD) - SH)^2}{4CRT (1 - DD)}$$

2.6. Calcul de la nouvelle hauteur d'eau dans le réservoir-sol et de l'évaporation dans le réservoir-sol

EAUG ayant été déterminé, il est alors possible de calculer la nouvelle valeur de la hauteur dans le réservoir-sol :

$$SH = SH \text{ initial} + ABSO - EAUG$$

Si la contrainte évapotranspiration n'a pas été pleinement satisfaite précédemment, on évaluera la reprise éventuelle par évaporation sur le réservoir-sol, ETRR.

$$ETRR = AMIN1 (ETRP, SH)$$

(ETRP a été déterminé au paragraphe 2.3)

Après reprise par évaporation, la hauteur d'eau dans le réservoir-sol sera donc :

$$SH = SH - ETRR$$

L'évapotranspiration potentielle résiduelle éventuelle est :

$$ETRP = ES - ETR - ETRR$$

### III. FONCTION DE TRANSFERT

La quantité d'eau représentée par le terme EAUG va rejoindre l'exutoire par le biais d'une fonction de transfert ou d'étalement constituée par quatre réservoirs (numérotés 7, 8, 9 et 10) (cf. figure 2).

Le débit de chaque réservoir est proportionnel à sa charge (notée respectivement SH7, SH8, SH9 et SH10 pour les réservoirs 7, 8, 9 et 10) et à son coefficient de débit (respectivement COEFQ7, COEFQ8, COEFQ9 et COEFQ1 pour les réservoirs 7, 8, 9 et 10). Le fonctionnement de chacun d'eux est particulier :

- \* réservoir 7 : directement alimenté à partir de EAUG (coefficient de partage CQ7), il dispose de deux sorties, un déversement dans le réservoir 9 d'une part et une sortie directe à l'exutoire d'autre part.
- \* réservoir 8 : alimenté par un déversement du réservoir 10, il dispose d'une sortie unique en direction de l'exutoire.
- \* réservoir 9 : il bénéficie d'une double entrée puisqu'il est alimenté directement à partir de EAUG (coefficient de partage CQ9), mais aussi par un déversement du réservoir 7. Il dispose d'une sortie unique en direction de l'exutoire.
- \* réservoir 10: directement alimenté à partir de EAUG (coefficient de partage CQ 10), il se déverse dans le réservoir 8.

Ces deux derniers réservoirs (9 et 10) peuvent également être le siège d'une éventuelle reprise supplémentaire par évaporation si les contraintes précédentes n'ont pas été satisfaites. Cette reprise reste malgré tout limitée en quantité.

Cette fonction de transfert permet de déterminer à chaque pas de temps un volume écoulé RB qui vient s'ajouter à RS pour constituer l'écoulement total REST.

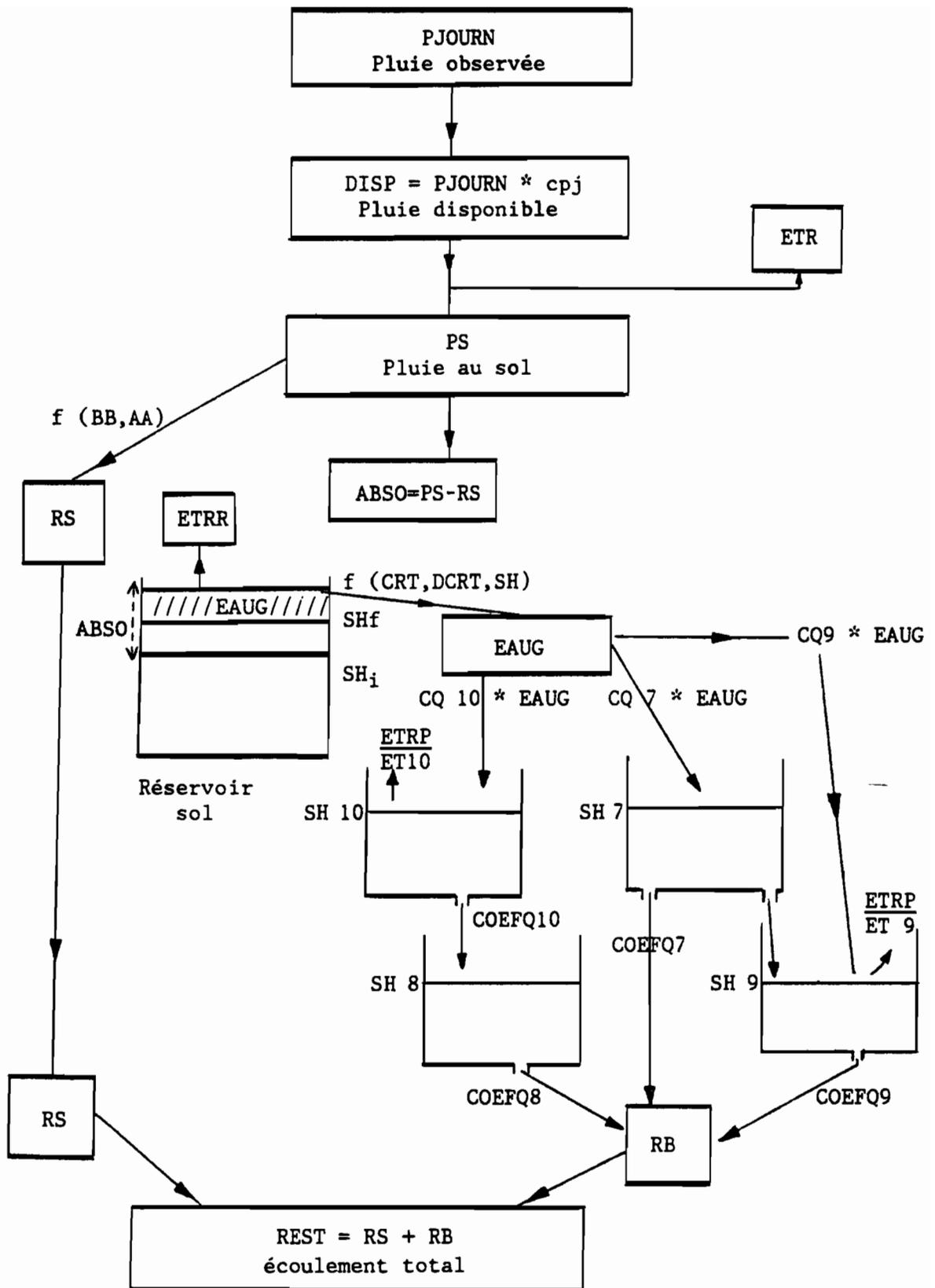


Figure 2 - Schéma général des fonctions de production et de transfert du modèle MODGLO (DEZETTER, 1986)

#### IV. ANALYSE DE SENSIBILITE - CALAGE DU MODELE

MODGLO ne se cale pas en utilisant une technique automatique d'optimisation des paramètres, type ROSENBROCK ou POWELL. Son calage se réalise "manuellement" par essais successifs.

L'utilisation du modèle a permis de mettre en évidence le rôle prépondérant tenu par certains des nombreux paramètres de MODGLO. Nous les citerons rapidement en distinguant fonction de production d'une part, fonction de transfert d'autre part.

##### 4.1. Fonction de production

- . AA Ce paramètre définit l'hétérogénéité de la capacité d'infiltration du sol. Il agit donc sur la formation du ruissellement de surface.
- . CRT CRT représente la capacité de rétention en eau du sol, c'est-à-dire l'eau mobilisable par évapotranspiration. Sa valeur varie avec le couvert végétal et l'épaisseur des sols. L'action de CRT sur la lame écoulée est très importante car lorsque CRT croît, EAUG décroît et réciproquement. Il s'agit là d'un paramètre de calage fondamental.
- . CET CET est un coefficient permettant de passer d'une valeur d'ETP moyenne journalière "théorique" à une ETP moyenne journalière effective sur le bassin versant étudié. Ce coefficient va agir sur les lames écoulées et constitue un paramètre de réglage important.

##### 4.2. Fonction de transfert

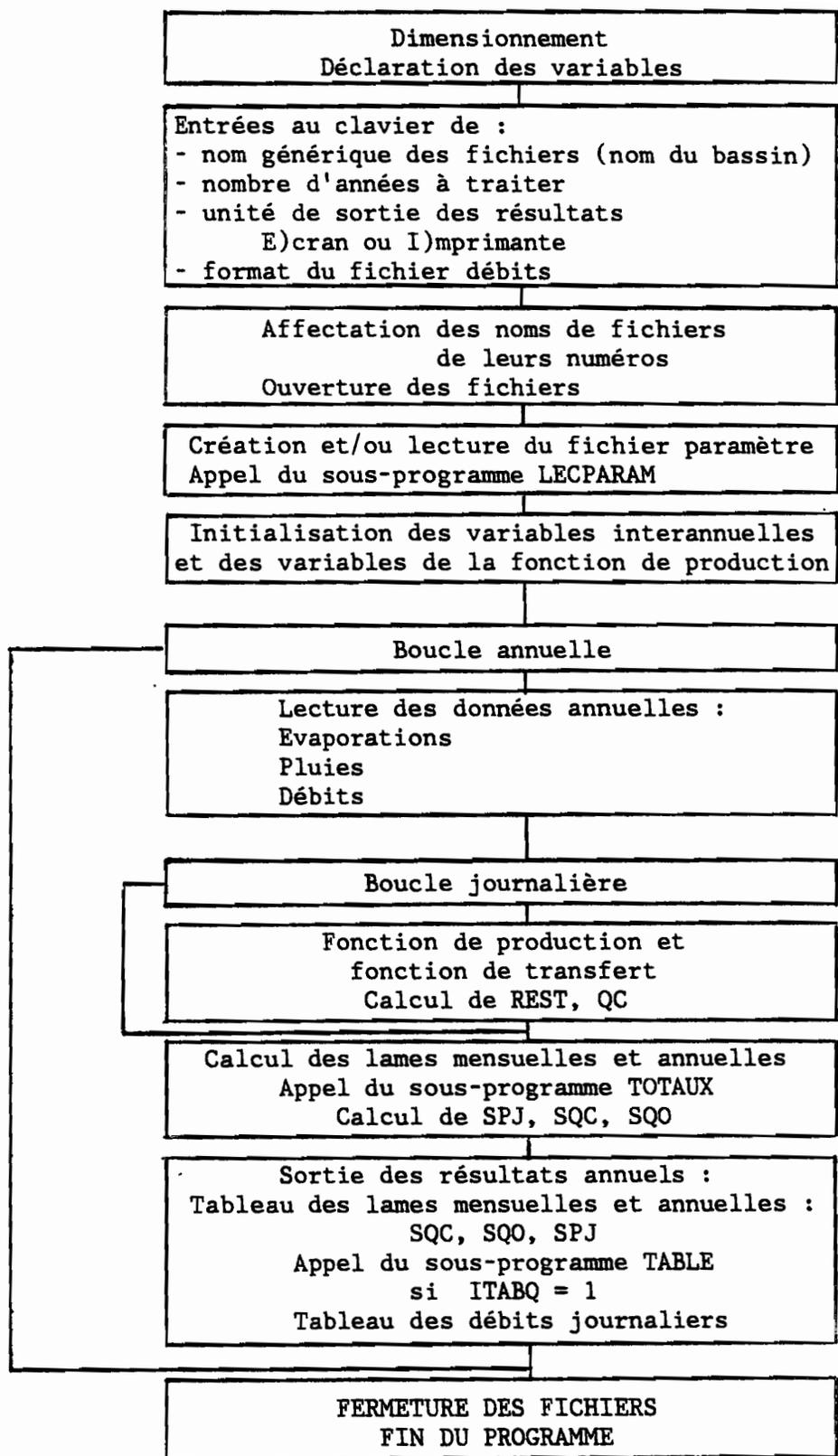
Les paramètres les plus importants sont les coefficients de débit des réservoirs 7, 8, 9 et 10. En particulier, ils doivent être élevés quand le débit de base est faible et qu'il y a tarissement complet entre les crues.

Dans le cas de débits de base à décroissance très lente, on agit principalement sur le réservoir 9 par l'intermédiaire de son niveau initial SH9 et de son coefficient de débit COEFQ9 afin de régler les étiages.

#### V. STRUCTURE DU MODELE MODGLO

Le modèle a été organisé en sous-programmes différents ce qui lui confère une structure modulaire, notamment en ce qui concerne les entrées-sorties.

On trouvera ci-dessous, l'organigramme général du modèle dans sa version actuelle.



Structure générale du programme MODGLO

## REFERENCES

- DEZETTER A. (1986) "Contribution à l'étude et à la refonte de deux modèles hydropluviométriques au pas de temps journalier - Modèle GIRARD - Modèle IBIZA" Rapport de stage effectué à l'ORSTOM - Juillet-Août 1986. Département F - UR 604.
- SERVAT E. (1986) "Description et utilisation du modèle global type "ORSTOM 1974"" - Note interne ORSTOM. Département F - UR 604.



LE MODELE IBIZA

Version pas de temps journalier



LE MODELE IBIZA  
Version pas de temps journalier

## I. INTRODUCTION

MODIBI, version "micro-ordinateur" du modèle élaboré par D. IBIZA, Chargé de recherches à l'ORSTOM, est un modèle déterministe conceptuel global qui fonctionne au pas de temps journalier et en continu.

Les hypothèses et les concepts qui ont prévalu lors de l'élaboration du modèle sont exposés par IBIZA (1985) dans un article publié dans les Cahiers ORSTOM série Hydrologie. Nous y renverrons le lecteur désireux d'avoir des explications supplémentaires.

Le distinguo entre fonction de production d'une part et fonction de transfert d'autre part n'est pas aussi évident dans le cas de MODIBI qu'il ne l'est pour CREC et MODGLO par exemple. A l'examen de la figure 1, on peut cependant noter la présence de deux réservoirs (réservoir nappe et réservoir ressuyage lent) qui constituent une véritable fonction de transfert, au sens où on l'entend généralement dans les modèles conceptuels globaux.

## II. PRINCIPES DE BASE

Nous reviendrons ici rapidement sur quelques principes de base du modèle, déjà décrits par ailleurs par IBIZA (1985) lui-même et par DOSSEUR (1986).

### 2.1. Capacité d'infiltration

La capacité d'infiltration de chaque tranche de sol croît lorsque l'humidité décroît, elle est donc plus faible en profondeur qu'en surface.

Cette hypothèse s'applique tout particulièrement aux sols ayant un bon recouvrement végétal (perméabilité de surface accrue).

### 2.2. Dynamique à plusieurs vitesses

La dynamique de l'eau dans le sol est réglée par plusieurs cinétiques :

- une cinétique rapide au cours de l'averse (réhumidification et saturation de l'horizon végétal, ruissellement),
- une cinétique lente au cours de l'assèchement de l'horizon végétal (effet de l'évapotranspiration),
- une cinétique lente de remplissage et de vidange des réserves souterraines (ressuyage lent et tarissement).

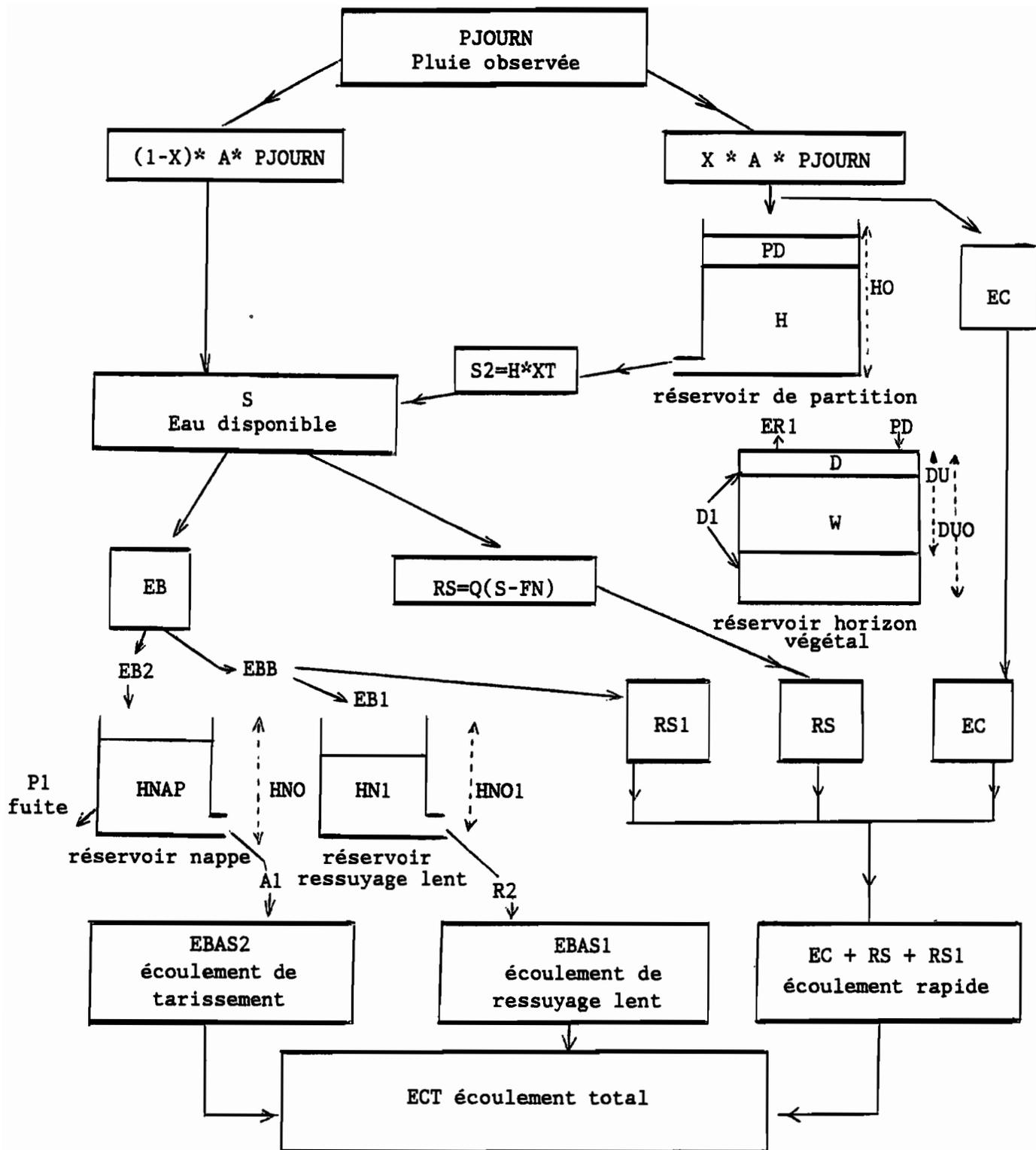


Figure 1 - Schéma général des fonctions de production et de transfert du modèle IBIZA (DEZETTER, 1986, d'après DOSSEUR, 1986)

### 2.3. Types d'écoulements

On distingue, ici, trois types d'écoulements :

- écoulement rapide :

C'est la somme du ruissellement et du ressuyage rapide.

- écoulement de nappe :

C'est l'action conjuguée du ressuyage lent et du tarissement de type exponentiel. Le ressuyage lent augmente quand le niveau de la nappe croît. Dans MODIBI, par simplification, ce phénomène de ressuyage est représenté par un "débordement de la nappe" qui se produit jusqu'à ce que la nappe atteigne son niveau maximal.

- infiltrations profondes :

Elles peuvent éventuellement se produire. C'est le cas notamment des zones de karst.

### 2.4. Horizon végétal - infiltration - percolation

L'horizon végétal représente la partie superficielle du sol contenant les racines actives qui prélèvent l'eau.

La capacité d'infiltration est représentée par la quantité totale d'eau qui peut pénétrer dans le sol.

La capacité à la percolation est la fraction de l'infiltration qui peut pénétrer en-dessous de l'horizon végétal pour rejoindre la nappe.

### 2.5. Réduction de l'infiltration par saturation des réserves souterraines

Après une forte pluie, la partie aérée du sol est à l'état de saturation naturel (même si le niveau de la nappe se maintient en-dessous du niveau du sol).

L'infiltration en surface est alors très réduite et tend vers une limite qui correspond au débit sortant de la nappe (écoulement de base).

En régime très pluvieux, il s'établit une sorte d'équilibre entre les entrées et les sorties d'eau de la nappe.

Cette réduction de l'infiltration par saturation des réserves souterraines est simulée dans MODIBI par un artifice de calcul équivalent qui rend compte de ce "refus à l'infiltration" à l'aide d'un "débordement de la nappe" (IBIZA, 1985) sur lequel nous reviendrons plus loin.

## 2.6. Part de la pluie disponible donnant de l'écoulement rapide

On met généralement en évidence une bonne corrélation entre l'écoulement rapide (ruissellement plus ressuyage rapide) et la pluie disponible.

En première approximation, cette relation peut être assimilée à trois tronçons de droites :

- une horizontale selon l'axe des PI jusqu'au point d'abscisse FN qui représente la quantité maximale de PI qui s'infiltré totalement,
- une droite intermédiaire de pente Q qui est le coefficient d'écoulement rapide,
- une droite parallèle à la première bissectrice à partir du point d'abscisse HO et décalée par rapport à celle-ci de FJO qui représente la capacité de percolation journalière maximale.

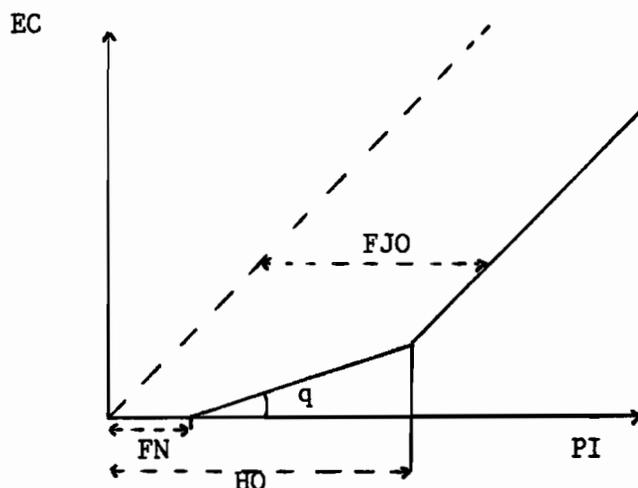


Figure 2 - Relation entre l'écoulement rapide EC et la pluie disponible PI

### III. DESCRIPTION DETAILLEE DES OPERATIONS

Nous reviendrons, ici, sur l'ensemble des opérations qui constituent le modèle MODIBI. Celles-ci avaient été décrites par DOSSEUR (1986). Les lignes qui suivent lui sont empruntées.

#### 3.1. Calcul de l'ETP locale EV à partir de l'ETP régionale IV

$$EV = COEF * IV$$

COEF : coefficient de pondération (donnée d'entrée) qui prend en compte le mode d'estimation de l'ETP (formule, mesure sur bac, ...).

### 3.2. Pondération et répartition de la pluie journalière ponctuelle (PJOURN) en fonction de l'hétérogénéité du couvert végétal

La pluie journalière ponctuelle PJOURN observée sur un poste est pondérée par un coefficient A (donnée d'entrée qui tient compte de la distribution spatiale des précipitations sur la zone concernée) pour être représentative de la pluie moyenne sur le bassin.

Cette pluie moyenne est répartie en deux fractions :

- $X * A * PJOURN$  (correspondant à la pluie tombant sur la partie du bassin comportant un couvert végétal) se dirige vers le réservoir de partition et contribuera en partie à la réhumidification du sol et à la reprise par évaporation,
- $(1-X) * A * PJOURN$  directement disponible pour l'écoulement, se dirige vers le niveau souterrain (nappe).

Le coefficient d'hétérogénéité végétale X (donnée d'entrée) varie de 0.7 pour un bassin hétérogène à 1 pour un bassin homogène.

### 3.3. Réservoir "horizon végétal"

Ce réservoir permet de simuler les transferts d'eau dans la zone superficielle du sol contenant les racines actives des végétaux. Il a une dimension fixe DUO (=DEFCO donnée d'entrée) et contient un certain stock d'eau. La partie réhumidifiée de ce réservoir a une dimension variable DU et un éventuel déficit en eau D.

Le déficit total DI du réservoir "horizon végétal" est la somme du déficit superficiel du réservoir à dimension variable DU et du déficit  $(DUO - DU)$  de la partie non réhumidifiée (fig. 3) :

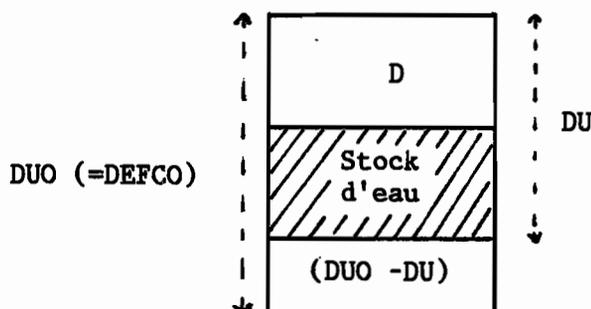


Figure 3 - Réservoir "horizon végétal"

### 3.4. Répartition de la pluie ( $P = X * A * PJOURN$ ) tombant sur la partie du bassin comportant un couvert végétal

Cette répartition est simulée par le réservoir de "partition" de dimension  $HO$  (donnée d'entrée) et dont l'état de remplissage est  $H$  ( $H1$  étant la valeur initiale de  $H$ ).

Une partie de l'eau entrant dans ce réservoir est destinée à la réhumidification de l'horizon végétal et à l'évaporation.

Une autre partie ( $S2$ ) en sort pour percoler vers la nappe.

Enfin, le débordement de ce réservoir donne directement de l'écoulement rapide ( $EC$ ) (fig. 4).

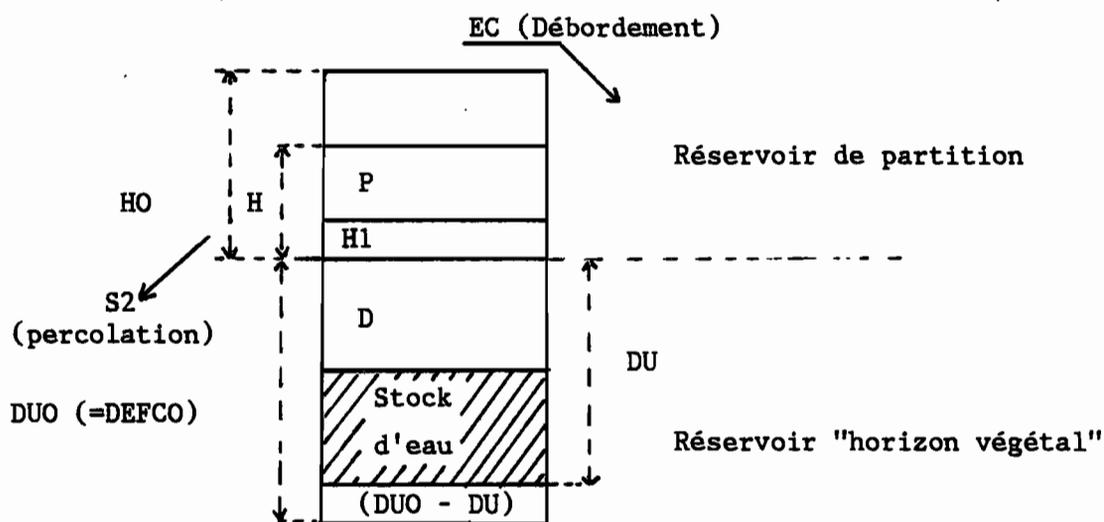


Figure 4 - Partition au niveau de l'horizon végétal

Les opérations sont dans l'ordre :

- Calcul du déficit total ( $D1$ ) du réservoir "horizon végétal"

$$D1 = D + (DUO - DU) \quad (\text{voir fig. 3})$$

- Calcul du déficit total du sol  $EO$

$$EO = \text{AMAX1}(D1 + HO - H1, 0.)$$

$D1$  : déficit du réservoir "horizon végétal"

$HO - H1$  : déficit du réservoir de partition

- Calcul du débordement donnant l'écoulement rapide EC

$$EC = \text{AMAX1} (0., X * A * \text{JPA} - \text{EO})$$

- Calcul du nouvel état H du réservoir de partition après prélèvement pour l'évaporation et la réhumidification du sol

$$H = \text{AMAX1} (0., H1 + X * A * \text{JPA} - D1 - EC - \text{ER1})$$

H1 : état initial de H  
 X\*A\*JPA : pluie moyenne  
 D1 : déficit total du réservoir "horizon végétal"  
 EC : débordement du réservoir de partition  
 ER1 : évapotranspiration réelle calculée le jour précédent

- Calcul de la part (PD) de la pluie X \* A \* PJOURN qui pénètre dans l'horizon végétal

$$PD = X * A * \text{PJOURN} - H + H1 - EC$$

(- H + H1) : stockage dans le réservoir de partition

Cette eau (PD) est d'abord utilisée pour le prélèvement de l'évaporation et la réhumidification de l'horizon végétal. Deux cas sont alors envisagés :

- a) Si  $PD > \text{ER1}$  (évapotranspiration calculée la veille), le stock d'eau W augmente et on calcule la nouvelle dimension DU de la partie réhumidifiée du réservoir "horizon végétal"

$$DU = \text{AMIN1} (\text{DUO}, PD + DU - D - \text{ER1})$$

Dans ce cas, la réhumidification se faisant à partir de la surface, D s'annulera

$$D = 0 \quad (\text{voir fig. 5a})$$

- b) Si  $PD \leq \text{ER1}$ , la diminution DU n'est pas modifiée ; il y a prélèvement sur le stock d'eau W qui diminue. D augmente alors de  $\text{ER1} - PD$

$$D = \text{AMIN1} (\text{DU}, \text{AMAX1} (0., D + \text{ER1} - PD))$$

Le prélèvement de l'évapotranspiration est effectué à la partie supérieure de la zone réhumidifiée. (voir fig. 5b).

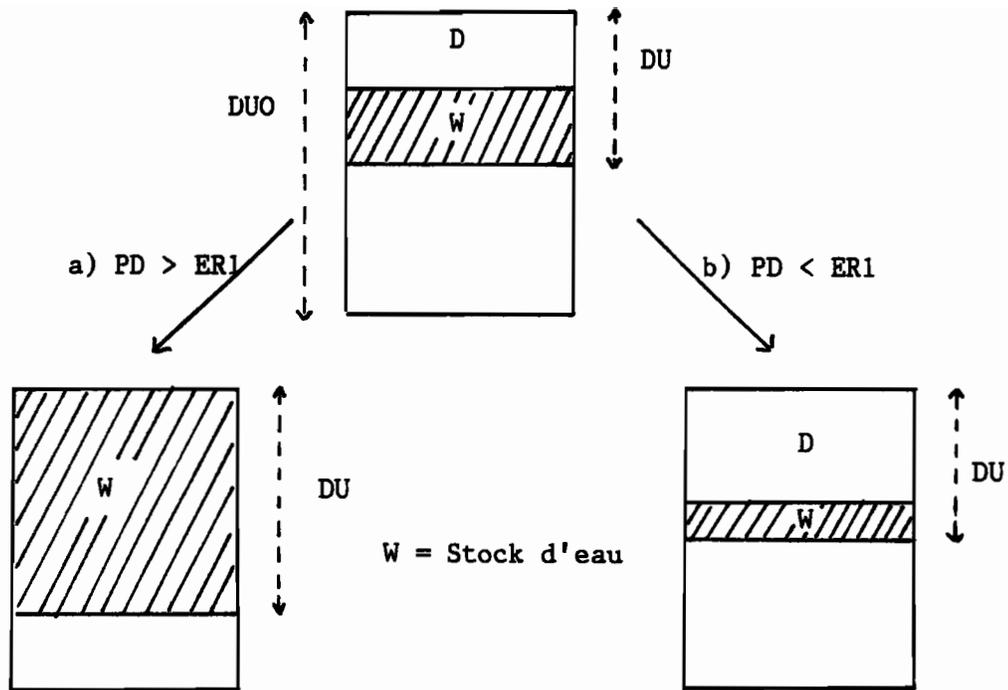


Figure 5 - Prélèvement de l'évaporation et réhumidification de l'horizon végétal

- Calcul de la quantité d'eau S2 sortant du réservoir de partition disponible pour l'écoulement

$$S2 = H * XT$$

XT : coefficient de débit du réservoir de partition.

- Calcul du nouvel état initial H1 du réservoir de partition (pour le pas de temps suivant).

$$H1 = H - S2$$

3.5. Calcul de la quantité totale d'eau S disponible pour l'écoulement (en plus du ruissellement EC déjà calculé) et la recharge de la nappe

$$S = S2 + (1 - X) * A * PJOURN$$

La part S2 sortant du réservoir de partition est ajoutée à la pluie  $(1 - X) * A * PJOURN$  tombée sur la partie du bassin ne comportant pas de couvert végétal.

### 3.6. Répartition de l'eau disponible pour l'écoulement et la recharge de la nappe

Cette répartition est effectuée selon la relation établie entre l'écoulement rapide et la pluie disponible pour la percolation vers la nappe (fig. 6).

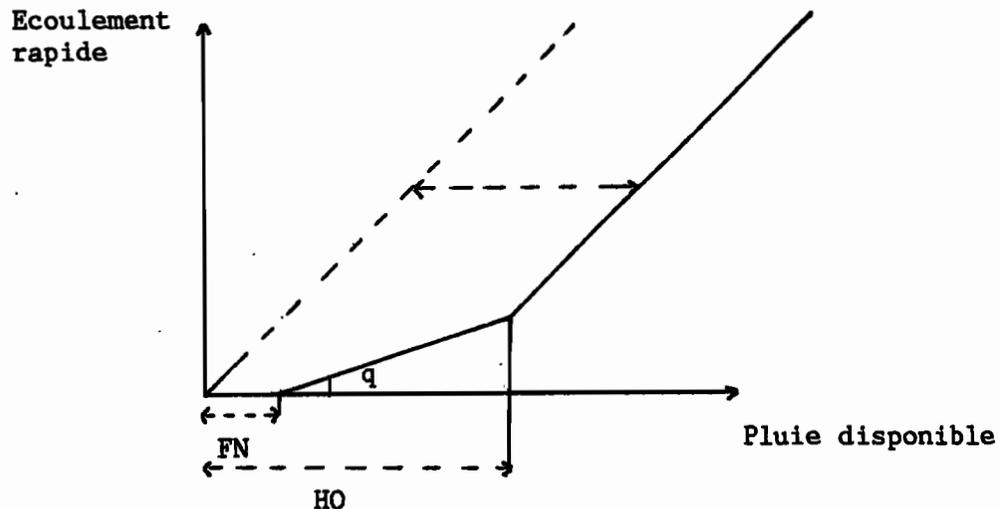


Figure 6 - Corrélation entre l'écoulement rapide et la pluie disponible pour la percolation

- Calcul de la part  $S_1$  de  $S$  qui produit de l'écoulement rapide

$$S_1 = \text{AMAX1}(0, S - \text{FN})$$

FN : seuil de production d'écoulement rapide (quantité de la pluie disponible qui s'infiltré totalement, donnée d'entrée FI du programme principal)

- Calcul de l'écoulement rapide RS

$$\text{RS} = Q * S_1$$

Q : coefficient d'écoulement rapide (donnée d'entrée PART du programme principal)

RS se joint à l'écoulement rapide EC (débordement) déjà calculé

- Calcul de la quantité totale d'eau EB qui percole vers la nappe

$$\text{EB} = S - Q * S_1$$

### 3.7. Calcul de l'évapotranspiration réelle ER1

$$ER1 = EV * (DU - D)/DU$$

L'ETR est supposée être proportionnelle au stock d'eau actuel du sol (DU - D) facilement utilisable par les plantes.

### 3.8. Niveau souterrain

Au niveau souterrain, la simulation est obtenue par un système de deux réservoirs, le réservoir "nappe" et le réservoir "ressuyage lent" (figure 7). Il s'agit là, en fait, d'une véritable fonction de transfert avec deux réservoirs d'étalement.

Le réservoir "nappe" a une dimension HNO (donnée d'entrée) et un orifice inférieur pour la production de l'écoulement de tarissement EBAS2. Il peut déborder vers le réservoir "ressuyage lent".

Le réservoir "ressuyage lent" a une dimension HNO1 (donnée d'entrée) et un orifice pour la production de l'écoulement de ressuyage lent EBAS1. Son débordement éventuel RS1 se joint à l'écoulement rapide déjà calculé.

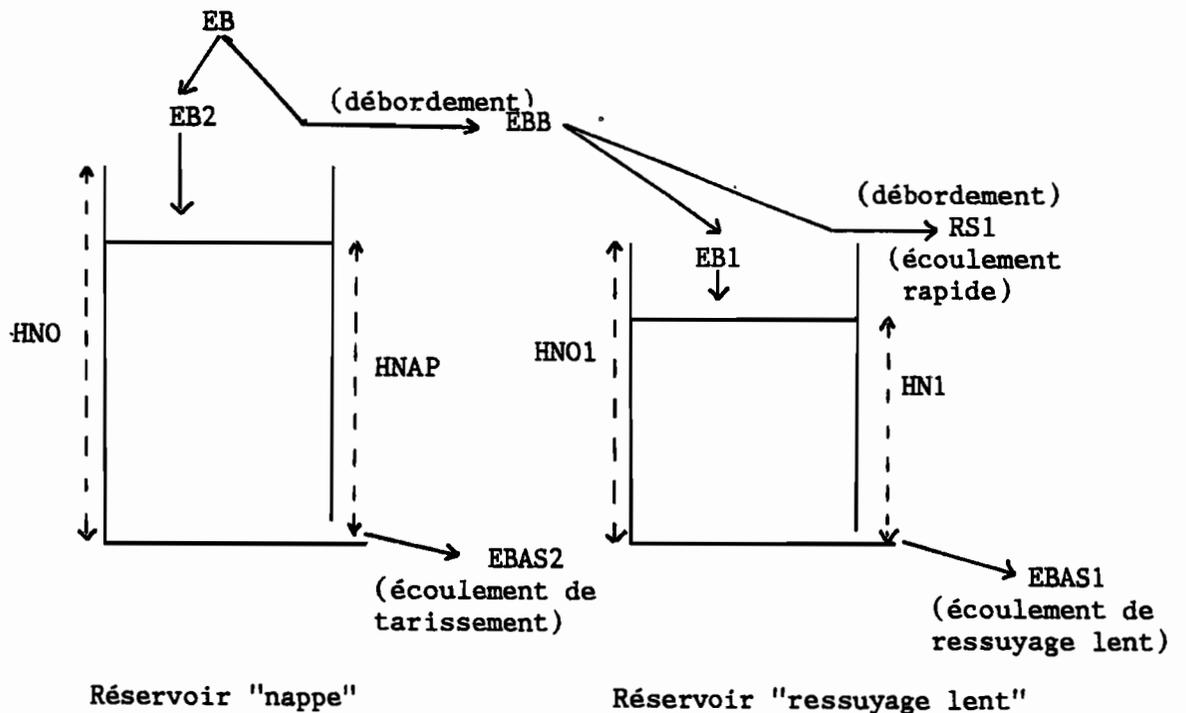


Figure 7 - Niveau souterrain - Fonction de transfert

### 3.9. Répartition de la quantité d'eau EB qui percole vers la nappe

- Calcul de la part EB2 de EB qui alimente le réservoir "nappe"

$$EB2 = EB * (HNO - HNAP) / (EB + HNO - HNAP) * P2$$

HNAP : état (niveau) du réservoir "nappe"

P2 : coefficient de réglage secondaire (donnée d'entrée)

- Calcul de la part EBB de EB qui constitue le "débordement de la nappe" et rejoint le réservoir "ressuyage lent"

$$EBB = EB - EB2$$

- Calcul de la part EB1 de EBB qui alimente le réservoir "ressuyage lent"

$$EB1 = AMIN1 (EBB, HNO1 - HN1)$$

HN1 : état (niveau) du réservoir "ressuyage lent"

- Calcul de la part RS1 de EBB qui déborde du réservoir "ressuyage lent"

$$RS1 = EB - EB1 - EB2$$

- Calcul du nouvel état HN1 du réservoir "ressuyage lent"

$$HN1 = AMAX1 (0., HN1 + EB1 - EBAS1)$$

EBAS1 : écoulement de ressuyage lent calculé le jour précédent

- Calcul de l'écoulement de ressuyage lent EBAS1 du jour

$$EBAS1 = (HN1 + HN1 I) / 2 * (1 - EXP (- R2 * 24))$$

HN1 : état du réservoir "ressuyage lent" du jour

HN1 I : état du réservoir "ressuyage lent" du jour précédent

R2 : coefficient de ressuyage lent exprimé en heures-1  
(donnée d'entrée)

- Calcul du nouvel état HNAP du réservoir "nappe"

$$HNAP = HNAP + (1 - P1) * EB2 - EBAS2$$

P1 : coefficient de fuite vers les aquifères profonds  
(donnée d'entrée)

EBAS2 : écoulement de tarissement calculé le jour précédent

- Calcul de l'écoulement de tarissement EBAS2 du jour

$$EBAS2 = (HNAP + HNAPI) / 2 * (1 - EXP (- AL))$$

HNAP : état du réservoir "nappe" du jour

HNAPI : état du réservoir "nappe" du jour précédent

AL : coefficient de tarissement exprimé en jours-1 (donnée d'entrée)

### 3.10. Calcul de l'écoulement total ECT du jour

$$ECT = EC + RS + RS1 + EBAS1 + EBAS2$$

## IV. ANALYSE DE SENSIBILITE - CALAGE DU MODELE

Le calage de MODIBI est réalisé "manuellement" par essais successifs.

L'utilisation du modèle sur quelques bassins versants a mis en évidence certaines tendances quant au rôle prépondérant de plusieurs des paramètres de MODIBI (DEZETTER, 1986). Ces résultats demanderaient à être vérifiés par l'utilisation du modèle sur de nombreux bassins de manière à s'affranchir de l'influence des données proprement dites sur les réponses de MODIBI.

Il semble, cependant, qu'en termes de production, on puisse isoler les paramètres X, DUO et XT. Il va de soi que COEF et A, respectivement coefficient de passage de l'ETP régionale à l'ETP locale et coefficient de passage de la pluie observée à la pluie moyenne réelle sur le bassin, sont importants dans la mesure où ils agissent directement sur les données brutes.

X, paramètre représentatif de l'hétérogénéité du couvert végétal, permet de détourner (1-X)% de la pluie journalière directement vers l'eau disponible S qui alimente ensuite les différents réservoirs.

DUO, dimension du réservoir horizon végétal, a une forte influence sur la production dans la mesure où l'évaporation est prélevée à ce niveau.

XT, coefficient de débit du réservoir de partition semble être, lui aussi, prépondérant au niveau de la fonction de production. Son rôle est essentiel puisqu'il contribue directement à déterminer le volume d'eau disponible à l'écoulement S.

Pour régler l'étalement dans le temps des volumes mis en jeu, on agira sur les paramètres suivants :

FN, quantité de pluie qui s'infiltré et qui est répartie dans les réservoirs nappe et ressuyage lent. Ce terme a une grande influence sur la détermination de l'écoulement rapide RS.

A1 et R2, respectivement coefficients de vidange des réservoirs nappe et ressuyage lent agissent directement sur le transfert des lames d'eau.

On notera également l'importance des coefficients P1 et P2 :

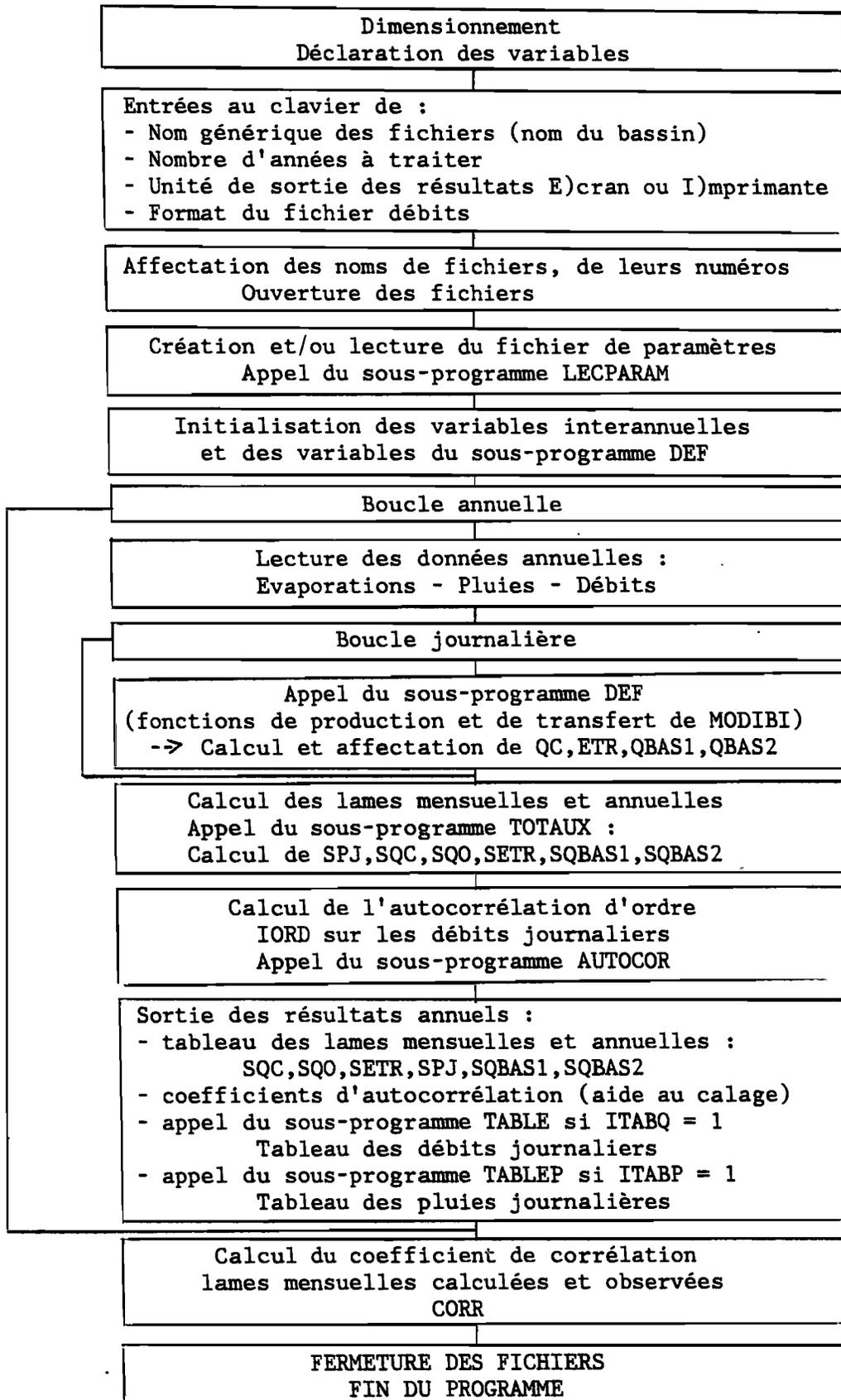
P1, "coefficient de fuite" du réservoir nappe

P2, coefficient de répartition entre le réservoir nappe et le réservoir ressuyage lent.

#### V. STRUCTURE DU MODELE MODIBI

Dans sa version actuelle, MODIBI présente une structure très proche de celle de MODGLO. Il a, en effet, été réorganisé en sous-programmes différents et nombreux lui conférant une structure modulaire qui autorise une utilisation de type "conversationnel".

On trouvera ci-après, l'organigramme général du modèle tel qu'il se présente actuellement.



Structure générale du programme MODIBI

## REFERENCES

- DEZETTER A. (1986) "Contribution à l'étude et à la refonte de deux modèles hydropluviométriques au pas de temps journalier - Modèle GIRARD - Modèle IBIZA". Rapport de stage effectué à l'ORSTOM, juillet-août 1986 - Département F UR 604.
- DOSSEUR H. (1986) "Description et utilisation de la version 1 du modèle hydropluviométrique MODJQ". Note interne ORSTOM - Département F UR 604.
- IBIZA D. (1985) "Etude de l'infiltration au pas de temps journalier sur des petits bassins versants. Refus à l'infiltration par saturation des réserves souterraines". Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie, Vol. XXI, n° 3 - 1984-1985.



**C O N C L U S I O N**



## CONCLUSION

Les trois modèles globaux conceptuels déterministes que nous venons de présenter peuvent se ramener au concept qui considère la transformation de la pluie en débit comme relevant de la seule articulation "Production-Transfert". Une partie de la pluie est soumise à l'évapotranspiration, le reste étant transféré à l'exutoire plus ou moins rapidement.

Une telle simplicité ne doit cependant pas faire illusion. Citons l'anecdote qui veut que Galilée, au demeurant remarquable observateur, ait proposé un concept de formation des sources basé sur la distillation de l'eau de mer par le feu central. On imagine mal comment la pluie pourrait contrôler un tel mécanisme. Cet exemple ne peut que nous inciter à toujours plus de modestie. Il est important de réaliser qu'un modèle, aussi élaboré soit-il, n'est qu'un essai de représentation de la réalité. Il ne devrait être regardé qu'en tant qu'outil fournissant des éléments de réponse utilisés pour résoudre un problème particulier plutôt qu'en tant que réponse à tous les problèmes hydrologiques.

Les trois modèles qui sont décrits plus haut diffèrent au niveau des concepts précis et des équations qui les composent. C'est cette spécificité qui fera que chacun d'eux s'adaptera plus ou moins bien à tel ou tel cas particulier relevant de conditions climatiques et physiographiques données.

Il nous a paru intéressant de présenter simultanément ces trois algorithmes car ils illustrent bien la variété que l'on peut rencontrer au sein des modèles globaux conceptuels déterministes. MODGLO et MODIBI se calent "manuellement" mais diffèrent tant au niveau de la fonction de production que de la fonction de transfert. CREC, quant à lui, fait appel à des concepts encore différents mais utilise pour son calage une technique d'optimisation.

Sur le plan pratique, enfin, il est important de signaler que ces trois modèles sont parfaitement opérationnels et que leur mise en place sur micro-ordinateur ne présente aucune difficulté.