

# Application du modèle à discrétisation spatiale au bassin versant de l'oued Ghorfa (Mauritanie)

G. GIRARD

Directeur de recherches ORSTOM

## RÉSUMÉ

*L'auteur choisit un grand bassin de plus de 1 000 km<sup>2</sup> caractéristique du Sahel africain : des zones à fort ruissellement y côtoient des zones endoréiques, les cours d'eau se dégradent très vite — multiples bras, plaines d'inondation — au-delà de quelques centaines de km<sup>2</sup>.*

*La complexité du milieu physique conduit tout naturellement à la mise en œuvre du modèle à discrétisation spatiale créé en 1972. Son adaptation à l'oued Ghorfa ne s'effectue pas sans mal : l'information requise par maille manque souvent dans ces régions. Il a fallu assez nettement modifier les fonctions de production et de transfert du modèle. La première qui repose sur une structure classique de réservoirs en série est décrite en détail. La seconde doit tenir compte du comportement particulier du réseau hydrographique sahélien : lits démesurés, vides entre les crues, à forte capacité de rétention... Elle est également décrite.*

*Enfin la surface du bassin est telle que l'auteur doit mettre spécialement au point une technique de génération des pluies dans l'espace à partir d'un poste de référence en utilisant une matrice de corrélation des états « pluie » et « non-pluie ».*

*La violence des crues ne peut être bien reproduite que si le modèle est d'abord utilisé et réglé sur un pas de temps horaire. Il sert alors à calculer la crue maximale probable. Le modèle est ensuite utilisé selon un pas de temps journalier pour reconstituer une longue série de modules.*

*Le présent article montre l'intérêt du modèle à discrétisation spatiale pour résoudre tous ces problèmes dans la mesure où les données hydropluviométriques et surtout sur le milieu sont disponibles en quantité suffisante.*

### Mots-clés :

*Modèle matriciel à réservoirs. Régime des zones subarides.*

*Estimation des modules. Propagation des crues. Calcul de la crue de projet. Répartition spatiale des précipitations. Application.*

## ABSTRACT

*The author selected a big basin, greater than 1,000 km<sup>2</sup>, which is strictly characteristic of the Sahelian region : mixing and proximity of zones with strong runoff and of zones without runoff, quick degradation of channel pattern—numerous reaches, flooded areas...—approximately beyond 500 km<sup>2</sup>.*

*The complexity of environment is such as the author had to utilize its original distributed model—organization of space with square grid. The lack of detailed information regarding geomorphology, soils... turns difficult the use of this sophisticated model in such regions—The runoff production and the routing method of the model have strongly been modified. The concept of the runoff equations is represented by a serie of reservoirs simulating the water cycle. The routing equations have to take into consideration the special behaviour of the channel pattern : large beds, empty between floods, with important retention capacity... The two systems of equations are related with details.*

*The generation of rainfall data to be used on a large basin like Ghorfa one needs a special technique. The author describes the statistical procedure and the matrix of « Situations »—rain and no-rain—, he has built to resolved this problem.*

*The Ghorfa River has flash floods, so the model must be firstly fitted on a hourly basis. Such a model is also used to evaluate the design flood. After that, the parameters of the model are slightly modified to permit the run of it on a daily basis. This time, the model supplies a long term serie of annual runoffs.*

This paper pointed out the capability of the « square grid distributed model » to simulate flow (floods and annual runoffs) in arid zones.

But to be efficient this model needs sufficient data regarding rainfall, runoff and environment.

Key-words :

Conceptual and distributed model — hydrological regime of subarid zones.

Estimation of annual runoffs. Flood routing. Calculation of design flood. Spatial variability of rainfall. Application.

La récente sécheresse qui a affecté le Sahel africain a montré qu'il fallait disposer d'informations hydrologiques approfondies si l'on voulait élaborer une stratégie efficace de lutte contre de tels fléaux.

Dans les régions sahéliennes caractérisées par un écoulement temporaire dans des cours d'eau très dégradés, les informations hydrologiques de longue durée en réseau font défaut. On y dispose seulement d'études sur bassins représentatifs couvrant deux à quatre années en règle générale. Jusqu'ici de telles études avaient permis d'estimer les crues de fréquence annuelle et décennale et de se faire une idée de l'apport moyen annuel.

Approfondir ces connaissances, cela veut dire par exemple évaluer l'irrégularité interannuelle des apports et calculer le débit de crue de fréquence très rare. Les modèles hydrologiques dont on dispose aujourd'hui sont aptes à permettre cet approfondissement. Le présent article en est une preuve.

On a pour se faire choisi un ensemble de bassins représentatifs de la Mauritanie, celui de l'oued Ghorfa (voir fig. 1). Situé sous le 16° parallèle Nord, à l'extrémité sud-est de ce pays, et soumis à une pluviosité moyenne annuelle inférieure à 500 mm, cet ensemble de bassins est tout à fait caractéristique du Sahel. Son intérêt est d'autant plus grand qu'il comporte six sous-bassins emboîtés de 40 à 1 120 km<sup>2</sup> ce qui autorise l'analyse de la dégradation des écoulements. Il repose enfin sur des formations très diversifiées, schistes, quartzites et grès dont les manteaux d'altération vont des regs argilo-sableux caillouteux imperméables aux ennoissements sableux dunaires très perméables, toutes unités géomorphologiques caractéristiques également du Sahel.

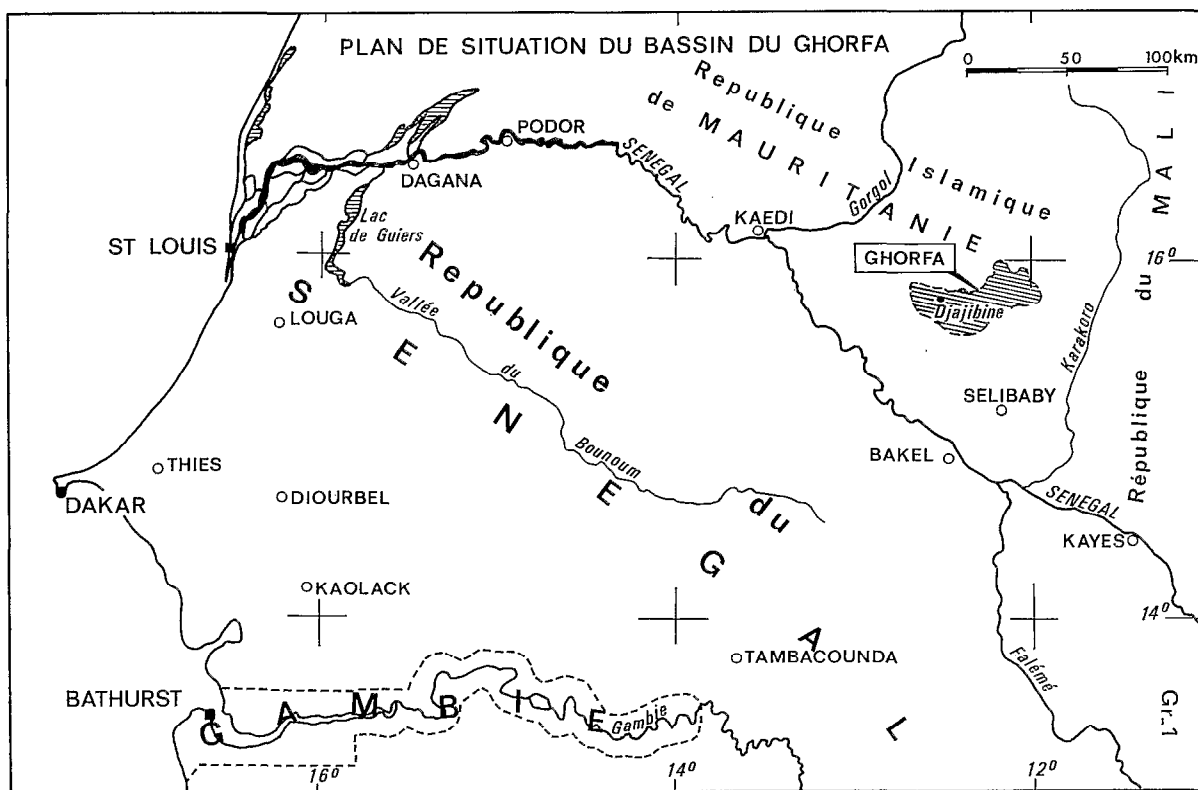


Fig. 1

Le régime hydrologique résultant, tel que l'ont décrit G. JACCON et H. CAMUS (1967) peut être brièvement résumé ainsi : coefficient d'écoulement moyen annuel de 8 à 30% selon les terrains, donc des lames de 40 à 150 mm ; coefficient de ruissellement de l'averse décennale variant pareillement de 18 à 40% et provoquant des crues dont les débits maximaux spécifiques, affectés par la dégradation hydrographique, décroissent de plus de 2 000 à moins de 100 l/s km<sup>2</sup> entre 40 et 1 120 km<sup>2</sup>.

## 1. CONDITIONS D'APPLICATION DES MODÈLES HYDROLOGIQUES AUX PROBLÈMES POSÉS

Lors des premiers travaux méthodologiques sur les modèles hydrologiques, l'effort a porté sur la mise au point des modèles et a comporté deux stades :

— Le premier stade consistait à caler un modèle hydrométéorologique afin de reproduire la séquence des débits journaliers en un certain nombre de stations hydrométriques, et cela à l'aide des précipitations journalières observées à N postes sur l'ensemble du bassin, de toutes les données climatologiques connues et des caractéristiques physiographiques des parties constitutives de ce bassin versant.

— Le second stade consistait à vérifier que le modèle fournissait bien une série hydrologique simulée comparable en tous points à celle effectivement observée et statistiquement bonne sur une longue période d'observation hydrométéorologique complète, à partir bien entendu des données pluviométriques journalières disponibles en plusieurs points.

Actuellement, l'extension envisagée du modèle est de fournir une série hydrologique simulée à partir d'informations pluviométriques journalières de longue durée recueillies à une seule station de référence, l'information hydropluviométrique intensive recueillie en bassin représentatif sur une courte période étant disponible pour le calage du modèle. On notera que l'existence d'une seule station de référence, cause du problème à résoudre, est le cas général dans le Sahel et la plupart des régions tropicales peu développées (faible densité du réseau pluviométrique).

Si la superficie du bassin versant ne dépasse pas quelques dizaines de km<sup>2</sup>, la précipitation journalière observée à la station de référence peut être admise comme étant représentative de la précipitation moyenne journalière pour ce bassin. Pour un bassin de superficie plus grande, il n'en est plus ainsi. En effet, bien que la précipitation totale annuelle sur un plus grand bassin reste identique à la précipitation annuelle ponctuelle, le nombre moyen de jours de précipitation non nulle sur le bassin est supérieur à celui des précipitations non nulles à l'un des postes pris comme référence. Par rapport à la hauteur moyenne des pluies journalières à l'un de ces postes, les précipitations moyennes sur le bassin inférieures à cette valeur sont plus fréquentes, tandis que les précipitations moyennes sur le bassin supérieures à cette valeur sont plus rares que les pluies ponctuelles associées.

Le problème peut être résolu de deux manières :

— Soit déterminer le nombre de stations pluviométriques situées sur le bassin et considérées comme indépendantes en hauteur d'eau journalière, de sorte que les pluies moyennes journalières calculées à partir de ces stations indépendantes présentent les mêmes caractéristiques statistiques que celles qui ont été observées pendant les quelques années de mesures hydrométéorologiques intensives.

— Soit rechercher la corrélation entre les précipitations journalières à des postes situés à une distance donnée d'un poste pris comme poste de référence. Cette corrélation obtenue à partir des observations intensives serait caractéristique d'une zone pluviométrique homogène et permettrait ensuite le calcul des pluies moyennes sur le bassin versant.

Pour la mise en œuvre de ces deux solutions, il convient d'étudier tout d'abord la concomitance des états dits « jour sec » ou « jour avec pluie » pour chaque couple de stations pluviométriques éloignées de distances comparables, afin d'assurer la simulation statistique de l'état à la station conjointe pour un jour donné en fonction de l'état ce même jour à la station prise comme référence, et des états à ces stations au jour antérieur. Il convient ensuite d'évaluer la hauteur d'eau :

— Dans le premier cas, à partir de la connaissance de la distribution des pluies journalières aux postes de référence.

— Dans le deuxième cas, à partir de la matrice de probabilité conditionnelle donnant la probabilité d'avoir une précipitation de hauteur définie à l'un des postes, étant donné celle enregistrée au poste de référence.

La résolution de ce problème est traitée au chapitre 2.

En outre, il y a une seconde condition d'application des modèles liée, celle-ci, aux caractéristiques hydrologiques propres aux régions sahéliennes : pertes en eau par débordement dans les lits majeurs par alimentation de zones totalement endoréiques des parties amont des bassins et infiltrations souterraines importantes. Ces effets interviennent soit au niveau de la fonction de production (zone endoréique), soit au niveau de la fonction de transfert de l'eau dans le réseau de l'amont à l'aval du bassin. L'adaptation des modèles existant à cette situation est développée au chapitre 3.

## 2. UTILISATION DES LIAISONS ENTRE PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES VOISINES A LA SIMULATION DE LONGUES SÉRIES

Les 42 postes pluviométriques exploités au cours de la saison des pluies sur le bassin versant du Ghorfa de superficie 1 120 km<sup>2</sup>, ont permis d'établir, pour des tranches de 2 en 2 km de distance entre deux stations, les valeurs de la covariance entre les hauteurs de précipitation journalière et du coefficient de corrélation entre les hauteurs à ces stations. (Nombre de cas compris entre 2 000 et 8 000).

### 2.1. VARIANCE DES PLUIES MOYENNES

En considérant des surfaces circulaires concentriques, dont les rayons croissent comme l'équidistance des tranches précédemment définies, et en admettant que la covariance des précipitations sur chaque couronne ainsi définie est uniforme, liée seulement au rayon, on peut calculer la variance des précipitations moyennes successives sur chaque cercle complet. En supposant le premier cercle suffisamment petit pour que la variance de la pluie moyenne  $X (S_1)$  puisse y être supposée égale à celle de la pluie ponctuelle  $V (Pp)$ , on peut calculer la variance des cercles concentriques de surface plus grande. Par exemple pour  $S_3$  tel que :

$$S_3 = S_2 + dS, \alpha_1 = \frac{S_2}{S_3} \text{ et } \alpha_2 = \frac{dS}{S_3}$$

$$\text{Var} = \left( \frac{S_2}{S_3} + \frac{dS}{S_3} \right) = \alpha_1^2 \text{Var} (S_2) + \alpha_2^2 \text{Var} (Pc) + \alpha_1 \alpha_2 \text{Covar} S_2 \cdot Pc$$

Sur le graphique 2 sont portés :

- en fonction de la distance  $d$  entre poste, le coefficient de corrélation  $P(d)$  entre pluies journalières ponctuelles;
- en fonction de la surface  $S$  des cercles concentriques, la valeur des variances des pluies moyennes sur des cercles concentriques. (Les précipitations ponctuelles étant normées, leur variance est égale à 1 pour  $S = 0 \text{ km}^2$ .)

B.V. du GHORFA

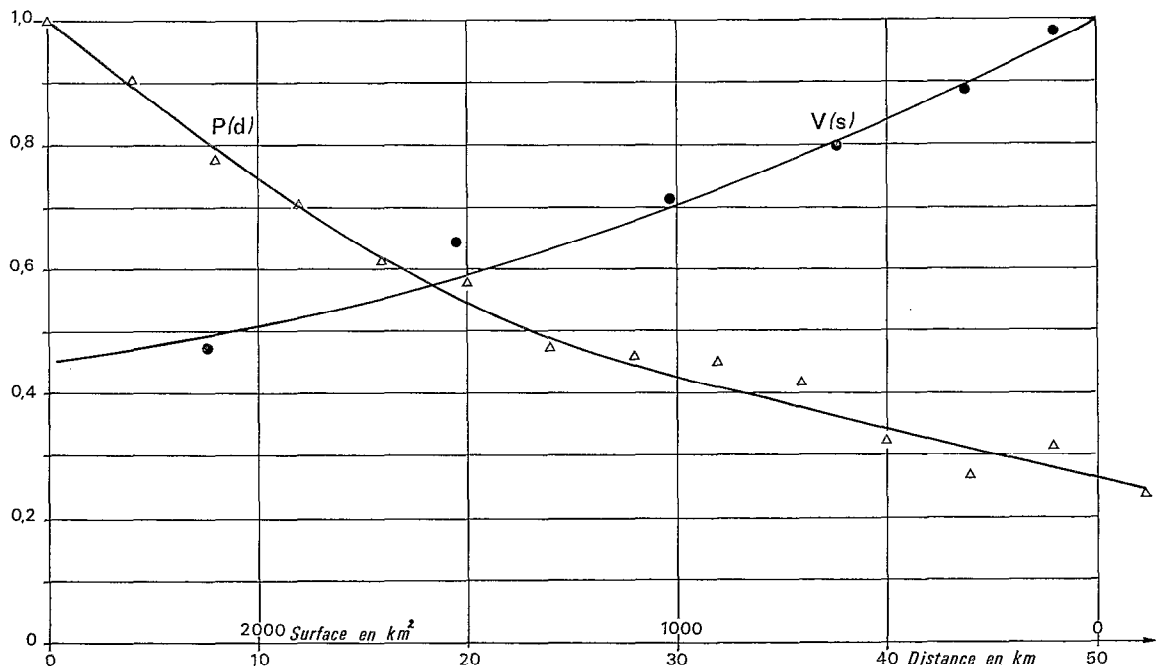


Fig. 2. — Corrélation des pluies journalières selon la distance et variance des pluies moyennes en fonction de la surface

Pour une surface de 2 000 km<sup>2</sup>, une variance de la pluie moyenne de 0,5 indique que la pluie moyenne sur cette surface a la même distribution en hauteur journalière que la moyenne de deux postes pluviométriques indépendants.

## 2.2. CONCOMITANCE DES ÉTATS A DEUX POSTES

Elle est étudiée pour tous les couples de postes distants d'environ 12 km : ainsi pour les couples de points présentant cette caractéristique la matrice de transition des états « sec-sec », « humide-humide », « sec-humide » et « humide-sec » aux deux stations du jour J au jour J + 1 fut établie pour des couples de mois choisis (tableau I).

TABLEAU I

MATRICE DE PROBABILITÉ DE TRANSITION DES ÉTATS E 1 A E 4 POUR DES POSTES SITUÉS A 12 KM

		Etat au jour J + 1							
		E 1		E 2		E 3		E 4	
		S 1	S 2	S 1	P 2	P 1	S 2	P 1	P 2
MOIS DE MAI-JUIN									
Etat au jour J	E 1	S 1	S 2	0,8288	0,0203	0,0377	0,1132		
	E 2	S 1	P 2	0,8000	0,0	0,0	0,2000		
	E 3	P 1	S 2	0,8000	0,0	0,0	0,2000		
	E 4	P 1	P 2	0,5345	0,0	0,0	0,4655		
MOIS DE JUILLET-AOUT									
Etat au jour J	E 1	S 1	S 2	0,7278	0,0425	0,0192	0,2105		
	E 2	S 1	P 2	0,9023	0,0326	0,0046	0,0605		
	E 3	P 1	S 2	0,7931	0,0276	0,0276	0,1517		
	E 4	P 1	P 2	0,7222	0,0525	0,0525	0,1728		
MOIS DE SEPTEMBRE-OCTOBRE									
Etat au jour J	E 1	S 1	S 2	0,6906	0,0379	0,0557	0,2158		
	E 2	S 1	P 2	0,4538	0,1385	0,1615	0,2462		
	E 3	P 1	S 2	0,6694	0,1653	0,0496	0,1157		
	E 4	P 1	P 2	0,3853	0,0881	0,0512	0,4754		

E 1 ou S 1 S 2 = Jour sans pluie à la station 1 et à la station 2

E 2 ou S 1 P 2 = Jour sans pluie à la station 1 et pluie à la station 2

E 3 ou P 1 S 2 = Pluie à la station 1 et jour sans pluie à la station 2

E 4 ou P 1 P 2 = Pluie à la station 1 et à la station 2

## 2.3. DISTRIBUTION DES PLUIES JOURNALIÈRES AU POSTE DE RÉFÉRENCE

Les travaux de Y. BRUNET-MORET (1964) sur les statistiques des pluviométries ponctuelles journalières régionales donnent comme paramètres de la loi gaussio-logarithmique, les valeurs suivantes :

$$\frac{F_1(x)}{F_1(0)} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_u^{+\infty} e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

$$\text{avec } u = \frac{\log x - \overline{\log x}}{s}$$

$x$  est la hauteur de pluie d'un jour pluvieux ( $x$  positif non nul)  $\overline{\log x}$  est la moyenne de toutes les valeurs de  $\log x$ .  
 $s$  est l'écart type de  $\log x$

$F_1(0)$  est la probabilité que la hauteur ne soit pas nulle

$F_1(x)$  est la probabilité que la hauteur soit supérieure ou égale à  $x$ .

En appliquant cette loi à la station de référence choisie de M'Bout on obtient les paramètres suivants :

$$F_1(0) = 0,0490$$

$$\overline{\log x} = 1,237$$

$$s = 0,290$$

#### 2.4. SIMULATION DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES A LA STATION INDÉPENDANTE EN HAUTEUR

La matrice de transition des états du jour  $J$  au jour  $J + 1$  pour une période donnée, nous donne par un tirage au hasard l'état « sec » ou « humide » à la station indépendante, connaissant les deux états au jour  $J$  et l'état au jour  $J + 1$  à la station de référence. Pour un état « humide » un second tirage au hasard de  $u$  permet de calculer la hauteur de la précipitation journalière à ce poste.

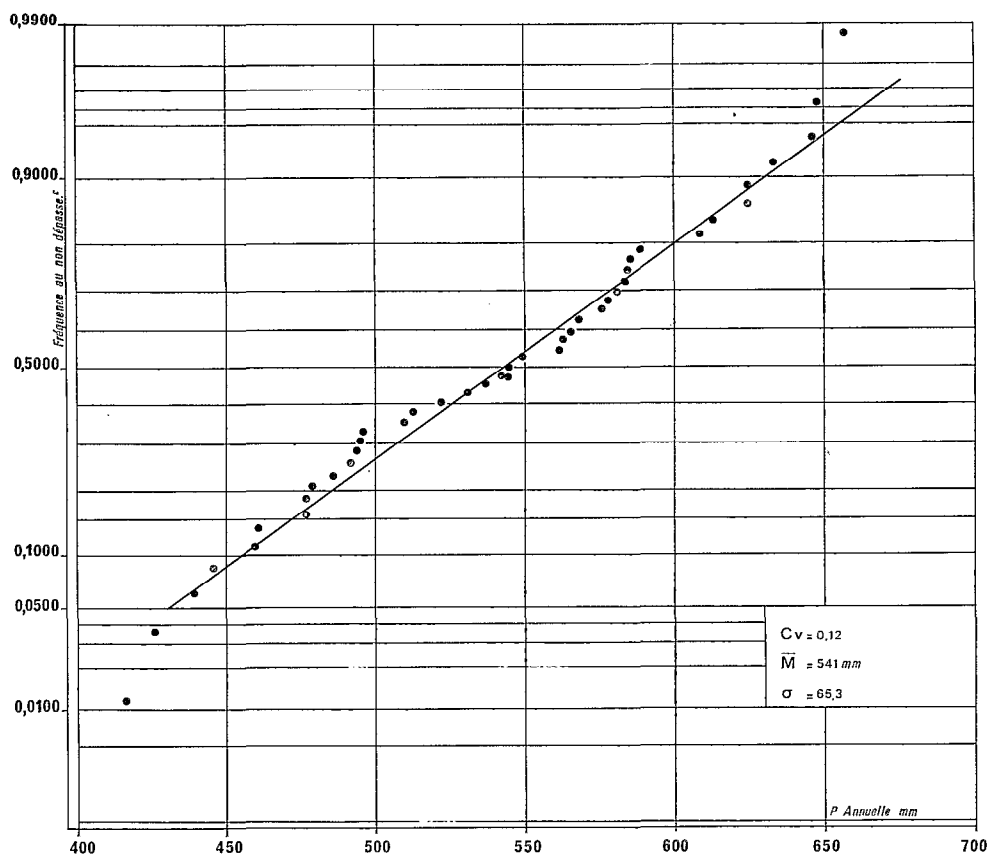


Fig. 3. — Distribution des pluies annuelles de 1967 sur le bassin versant du Ghorfa

Cette simulation des précipitations journalières, à partir des observations du poste de référence utilisé, doit être contrôlée à l'échelle annuelle. En effet, la distribution des précipitations annuelles ainsi obtenues doit présenter les mêmes caractéristiques que celle des valeurs annuelles du poste de référence. De plus, dans 68% des cas, la valeur absolue des écarts annuels entre les précipitations simulées et celles à la station de référence doit être inférieure à l'écart type des pluviométries annuelles observées à l'ensemble des postes installés sur le bassin versant du Ghorfa (sur la figure 3, relative à 1967, cet écart type est de 65 mm).

Nous avons fait un essai de simulation sur plus de vingt années à partir des données à un poste de référence. Cela nous fournit une série de hauteurs journalières dont le total annuel moyen s'écarte de plus de 20% de sa valeur normale au poste de référence. Il semble que la loi de distribution des pluies ponctuelles journalières soit en défaut, et que l'on ne puisse pas retenir cette méthode basée sur l'indépendance des hauteurs aux deux postes.

## 2.5. SIMULATION DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES A DES POSTES LIÉS EN HAUTEUR

Au paragraphe 2.2., les matrices de probabilité de transition des états E 1 à E 4 à des postes distants de 12 km, ont été établies pour six périodes de deux mois à partir des données obtenues en 1967. On recherche maintenant la matrice de probabilité conditionnelle des hauteurs de pluie journalière à une station étant donné la hauteur enregistrée à la station de référence. Pour une région donnée, par suite de l'isotropie admise de la précipitation, cette matrice doit être symétrique. Ne l'étant pas, nous avons obtenu une seconde matrice symétrique en tenant compte des hauteurs d'eau aux couples inversés des stations équidistantes. Les essais de simulation des hauteurs de pluie ont montré que cette seconde matrice permettait d'obtenir pour les séries pluviométriques la conservation des caractéristiques de la série pluviométrique origine. La matrice brute ne donnait qu'une estimation de la valeur annuelle de la précipitation comprise entre -4 et -15%, la valeur moyenne étant de -8%.

A l'aide de ces deux matrices de probabilités nous avons simulé pour seize postes équidistants de 12 km, seize séries journalières dont les totaux annuels varient de +10 à -20% entre eux en moyenne pour chacune des trente-neuf années simulées.

Cette méthode s'avérant meilleure que la précédente, nous l'utiliserons lors de l'extension des séries hydrologiques à partir d'une seule série de pluies journalières à un poste de référence.

## 3. ADAPTATION DU MODÈLE A DISCRÉTISATION SPATIALE AU RÉGIME SAHÉLIEN

Le principe de ce modèle exposé antérieurement par G. GIRARD *et als* (1972) repose sur une subdivision du bassin versant en une multitude de parcelles élémentaires de même superficie, dont les caractéristiques physiographiques servent à étendre rationnellement les données météorologiques mesurées. Cette subdivision permet de saisir à une petite échelle la formation « in situ » de la lame d'eau disponible pour l'écoulement selon le type de couvert végétal, la nature et la caractéristique des sols et du sous-sol. Ces caractéristiques physiographiques interviennent aussi au niveau de la fonction de transfert entre parcelles, c'est-à-dire sur la propagation des apports (présence de lac, marais, zone absorbante, etc.).

De par sa conception, le modèle présente l'avantage de pouvoir suivre aussi bien dans le temps que dans l'espace la formation et l'évolution des écoulements réels résultant des conditions météorologiques et du comportement hydrologique variable du bassin.

La figure 4 représente le découpage du bassin du Ghorfa en parcelles élémentaires. Depuis l'élaboration de ce modèle, nous avons évolué dans notre conception de la fonction de production des écoulements sur chaque parcelle afin de prendre en compte, aussi simplement que possible, la complexité des phénomènes physiques essentiels. Evidemment des difficultés sont apparues ; elles proviennent d'une part du manque relatif de renseignements quantitatifs sur ces phénomènes physiques, d'autre part de l'effet d'échelle et de l'influence du pas de temps adopté. Notre tendance actuelle s'orienterait vers l'utilisation d'un ensemble de fonctions de production, chacune étant adaptée à des conditions hydrométéorologiques nettement différentes.

Dans le cas particulier de l'étude du Ghorfa, l'expérience acquise lors de l'étude des bassins versants représentatifs par G. JACCON et H. CAMUS (1967) facilite la structuration de la fonction de production, mais une difficulté demeure au niveau de la mesure et de la paramétrisation des facteurs influents. Nous disposons en effet seulement des données suivantes :

- une carte topographique au 1/200 000, donnant la forme du réseau hydrographique et l'importance en extension des zones d'inondation le long du cours d'eau principal,
- des photographies aériennes au 1/45 000, dont une interprétation appuyée sur l'examen du relief et des teintes différentes de la surface du sol, permet d'estimer les pourcentages de superficie des zones à fort ruissellement, à faible ruissellement et à ruissellement nul,

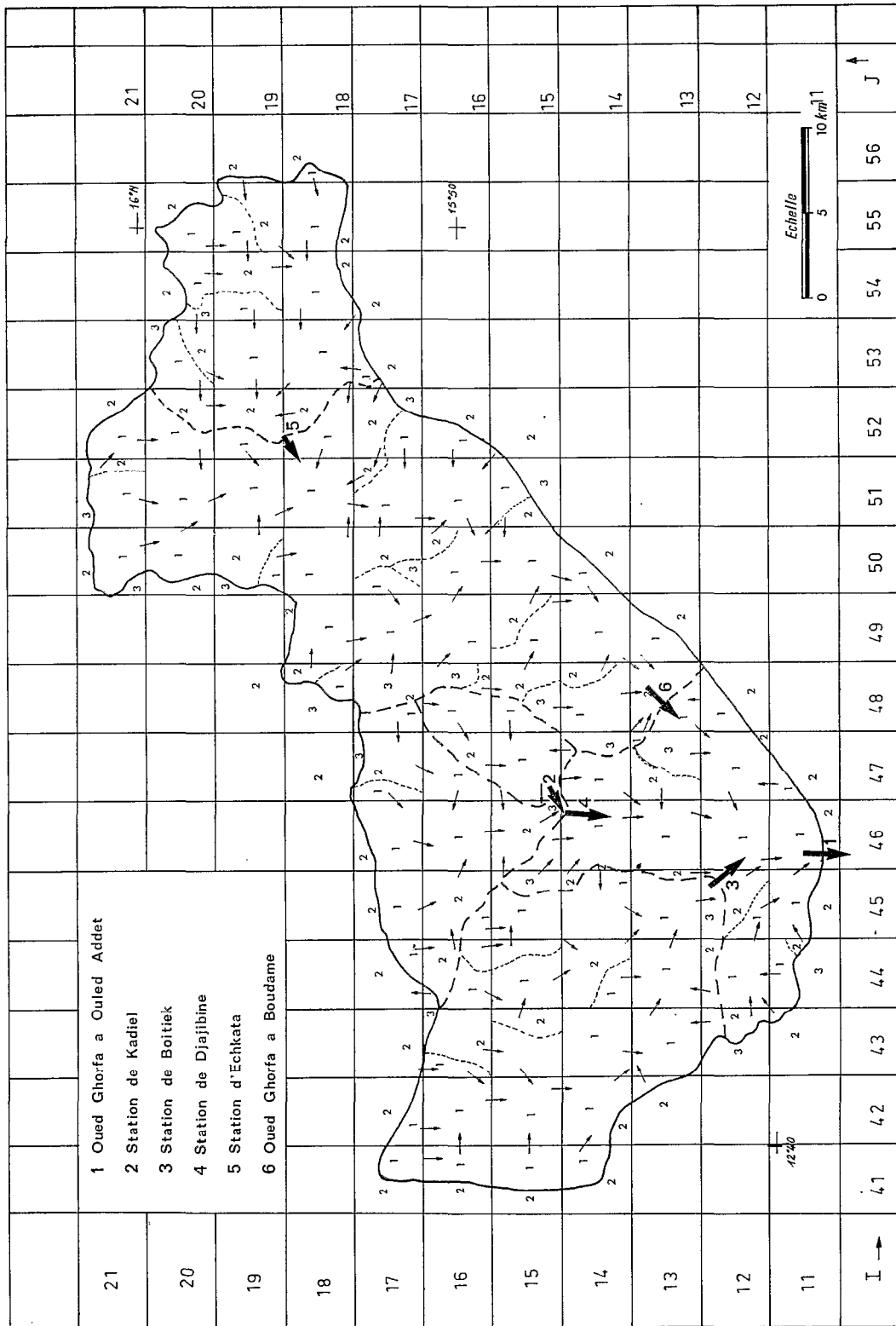


Fig. 4. — Réseau de drainage et maillage du bassin du Ghorfa



- une esquisse géologique au 1/320 000 de la région,
- un rapport hydrogéologique indiquant l'épaisseur des alluvions dans les zones de vallées propices à l'implantation de puits pour saison sèche,
- un mémoire donnant une estimation possible de la qualité physique des éléments superficiels du sol, établi à l'aide de tous les renseignements de nature géologique relatifs à la décomposition des roches.

Ces renseignements ne nous permettent toutefois pas de retrouver les raisons de pertes en eau atteignant 1 500 000 m<sup>3</sup> mesurées lors d'une crue annuelle s'étant produites dans un bief d'environ 10 km le long du thalweg principal. La prise en compte de tels phénomènes et le calage des paramètres les caractérisant relèvent d'un empirisme nécessaire, à condition toutefois que cet empirisme soit aussi proche que possible de la réalité physique supposée.

Nous décrivons maintenant la fonction de production et la fonction de transfert utilisée, en remarquant qu'une autre fonction de production, plus simple de conception, pourrait être avantageusement utilisée.

### 3.1. FONCTION DE PRODUCTION (GHORFA HORAIRE)

Cette fonction de production ne s'appuie pas directement sur l'une quelconque des théories connues de l'infiltration, de l'évaporation et de l'écoulement en milieu non saturé ou saturé ; elle n'est que la traduction mathématique de schémas conceptuels supposés représenter simplement la physique des processus hydrologiques complexes. Certains algorithmes de calcul pourraient être modifiés, si l'on adoptait des concepts plus efficaces. Rappelons que certaines valeurs introduites comme paramètres doivent pouvoir être effectivement mesurées ou présumées représentatives d'un phénomène connu.

#### 3.1.1. Définition des symboles utilisés

OH = contenu maximal instantané en eau du sol.

$\frac{OH}{2}$  = contenu de la réserve en eau mobilisable au taux de l'évapotranspiration potentielle, valeur liée logiquement à la nature de la végétation, à la profondeur du sol et à ses caractéristiques physiques. Ici, seule l'aptitude au ruissellement des sols a été retenue ; c'est après plusieurs essais que le coefficient 1/2 a été retenu comme le meilleur.

SH = contenu actuel de cette réserve,

XIN = hauteur infiltrée maximale possible d'alimentation de la nappe profonde,

XINF = hauteur infiltrée pour les conditions immédiatement antérieures,

QNU (1,7) = réserve actuelle en eau dans la nappe profonde qui alimente le débit de base,

QNU (1,3) = coefficient linéaire de vidange lente de l'eau retenue dans le sol (entre OH/2 et OH/4),

QNU (1,4) = coefficient linéaire de vidange rapide de l'eau excédentaire à l'eau mobilisable (par ETP) OH/2.

L'organigramme de cette fonction de production, présenté sur la figure 5, reprend les symboles utilisés ci-dessus.

#### 3.1.2. L'infiltration profonde

L'eau d'alimentation de la nappe par infiltration profonde devrait se calculer après être passée par tous les stades de transit de l'eau, depuis la surface jusqu'à l'entrée vers la nappe à la fin du pas de temps utilisé. La détermination de l'eau d'alimentation s'effectue au début du pas de temps suivant, mais à partir des valeurs des variables identiques à celles définies en fin du pas de temps précédent.

Pour qu'il y ait infiltration profonde, il est nécessaire que la réserve en eau mobilisable du sol soit entièrement reconstituée au pas de temps présent. Ce qui se traduit par :

$$XINF = 0 \text{ si } SH < \frac{OH}{2}$$

L'infiltration profonde est donc une fonction croissante de la quantité d'eau excédentaire à  $\frac{OH}{2}$ . Cependant, compte tenu des considérations à venir sur les autres processus, l'alimentation profonde est toujours limitée à l'infiltration maximale.

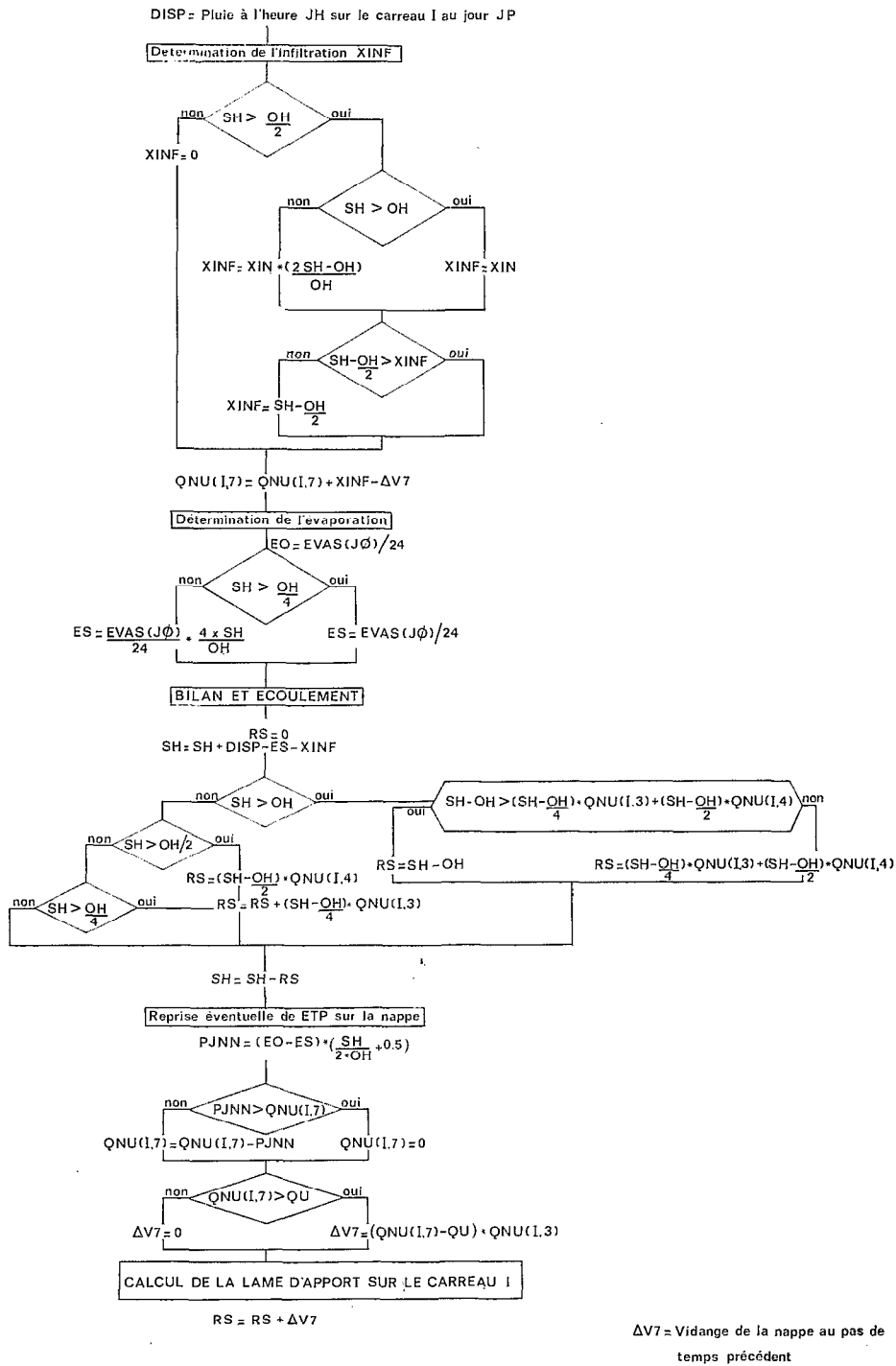


Fig. 5. — Fonction horaire de production (oued Ghorfa)

### 3.1.3. L'évapotranspiration

On admet que l'évapotranspiration journalière du sol, quand les conditions d'humidité du sol sont excellentes,  $\left( SH > \frac{OH}{4} \right)$  est égale à l'évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle EO. Cette simplification se trouve justifiée, mais il ne serait pas impossible de prendre, par exemple, comme valeur d'évapotranspiration potentielle journalière, celle calculée par la formule de PÉNMAN.

Quand les conditions d'humidité sont moins bonnes  $\left( SH < \frac{OH}{4} \right)$ , l'évapotranspiration réelle ES est admise comme proportionnelle au contenu en eau SH telle que :

$$ES = EO \cdot \frac{SH \times 4}{OH}$$

Un complément d'évapotranspiration peut être fourni par la nappe dans certaines conditions (cf. 3.1.5).

### 3.1.4. L'écoulement superficiel

L'écoulement total comprend l'écoulement superficiel et l'écoulement de base.

La fonction d'écoulement superficiel RS groupant très grossièrement le ruissellement, l'écoulement retardé et l'écoulement des nappes phréatiques superficielles est liée aux conditions antérieures du contenu en eau du réservoir sol et à l'importance de l'averse.

Au contenu initial en eau du réservoir sol SH on ajoute la valeur de la précipitation et l'on retranche les quantités d'eau infiltrée et évapotranspirée calculées précédemment (par. 3.1.2 et 3.1.3).

C'est à partir du nouveau niveau SH ainsi obtenu que l'on détermine les divers écoulements :

- le ruissellement est l'eau excédentaire à la capacité maximale OH du réservoir sol,
- l'écoulement retardé est l'eau excédentaire à la réserve en eau mobilisable OH/2,
- l'écoulement de ressuyage est l'eau provenant d'un écoulement des nappes perchées, ou des zones d'égouttement des sols, considérée comme excédentaire à OH/4.

### 3.1.5. L'eau d'écoulement de la nappe profonde

L'alimentation de la nappe profonde, calculée au paragraphe 3.1.2, comporte la mise en réserve d'une assez grande quantité d'eau qui sera utilisée pour alimenter l'écoulement de base, mais également l'évapotranspiration différée dans le temps. Cette évapotranspiration différée (PJNN dans la figure 6) est d'autant plus faible que le contenu en eau du réservoir nappe QNU (1,7) est plus faible.

Les premières alimentations de cette nappe ne donnent pas lieu à une vidange immédiate dans le cours d'eau ; en effet, il est nécessaire que le niveau de cette nappe atteigne une certaine limite QU pour qu'un écoulement puisse se produire. La vidange complète de cette nappe s'effectue au-dessous de cette limite uniquement par évapotranspiration réduite.

## 3.2. LA FONCTION DE TRANSFERT

La fonction de transfert utilisée dans la première version du modèle à discrétisation spatiale en 1972 considérait un amortissement très faible dans le réseau hydrographique, et un amortissement très important dans les lacs et marais (cas du QUEBEC). Mais du point de vue perte en eau et amortissement dans les zones d'inondation caractéristiques des cours d'eau sahéliens et tropicaux, cette fonction de transfert ne convenait plus. Elle fut modifiée pour représenter au mieux ces nouveaux phénomènes.

En effet, dans le cas de l'oued Ghorfa, pour un lit mineur très étroit dans lequel transite en phase de débordement un débit de 10 à 20 m<sup>3</sup>/s, le lit majeur, de 600 à 1 400 m de large, véhicule 80 à 100 m<sup>3</sup>/s. Il existe donc un amortissement indépendant de la surface amont du bassin versant, mais lié à l'importance du débit de crue et de la surface d'inondation. Laminage et pertes sont importants lors des premières crues ou à la montée de celles-ci et sont réduits quand l'ensemble de la zone d'inondation est bien pourvue en eau.

L'organigramme (fig. 6) présente le fonctionnement de cette fonction de transfert adaptée aux cas où les pertes par inondation sont importantes et où l'amortissement de l'onde de crue est très variable selon l'état de remplissage du réseau hydrographique.

Schématiquement contigu au réservoir contenant le volume d'eau IENT transitoirement stocké dans le

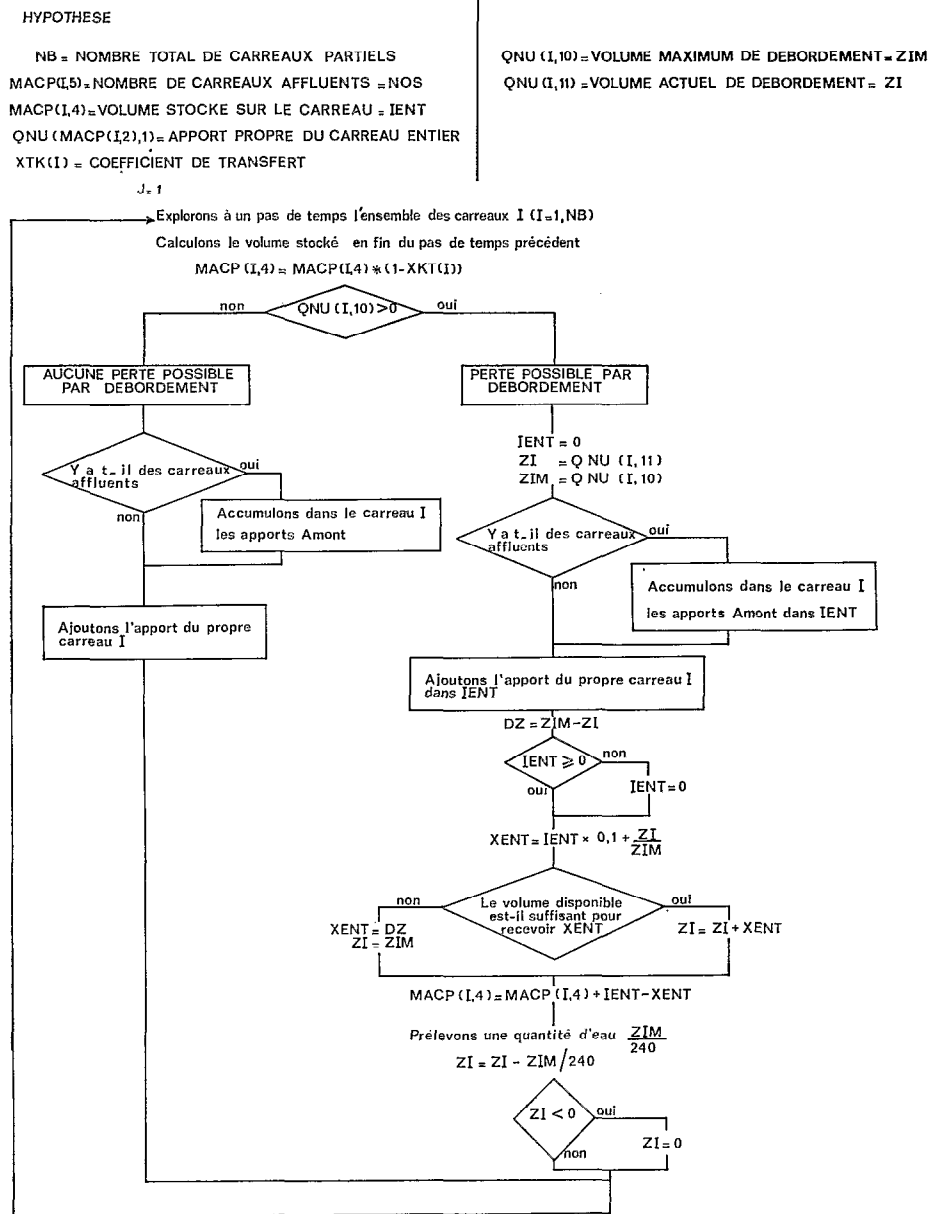


Fig. 6. — Transfert avec perte par débordement (subroutine TRANSF)

carreau partiel, on crée un réservoir tampon vers lequel est dérivée une quantité d'eau variable XENT, dont une partie constante s'élimine définitivement par infiltration profonde. L'eau subsistant dans ce réservoir tampon, ZI, sature les sols inondés et alimente la nappe phréatique liée au niveau du cours d'eau, et est nécessaire à la mise en circulation de l'eau dans les plaines d'inondation ; mais elle sera généralement reprise par évapotranspiration différée dans le temps. Ce réservoir tampon stocke un pourcentage de l'eau d'écoulement croissant avec le volume d'eau en transit. Mais à partir d'un certain taux de remplissage, ce pourcentage diminue et va tendre vers une limite inférieure juste égale aux pertes profondes ( $ZIM/240$ ).

En l'absence de toutes mesures propres à étudier ce phénomène physique classique, le schéma utilisé devrait objectivement le représenter.

Le stock d'eau maximal du réservoir tampon ZIM est estimé à partir de la superficie maximale d'inondation dans chaque carreau, de la superficie du carreau partiel et en admettant que la tranche de sol inondée devrait atteindre 2 m en moyenne avec une porosité efficace de 5%. Notons que ces valeurs ont été estimées à partir de quelques mesures recueillies dans les rapports hydrogéologiques et que ce stock tampon ne représente pas le volume d'eau total transitoirement stocké en surface dans ce même carreau.

Le stock maximal de tous les réservoirs « tampon » atteint 3 800 000 m<sup>3</sup> pour le bassin total, mais la perte totale est fonction de la durée de la crue et peut atteindre 5 300 000 m<sup>3</sup> pour une crue de durée cinq jours.

### 3.3. CHOIX DU PAS DE TEMPS

Les premiers essais réalisés au pas de temps journalier pour l'ensemble des six bassins de 40 à 1 120 km<sup>2</sup> du Ghorfa furent décevants parce que dans ce climat sahélien les averses sont très mal représentées par la hauteur totale de pluie journalière et parce que pour des bassins de cette gamme de superficie ces averses violentes engendrent des crues très rapides également mal représentées par le débit moyen journalier. En outre les paramètres de la fonction de production liés aux caractéristiques des sols et, les paramètres de remplissage du réservoir tampon sont très difficiles à choisir. Dans de telles conditions le réglage du modèle sur le pas de temps journalier est très difficile. De plus comme les réponses des bassins de même superficie étaient très différentes, les calages posaient de très gros problèmes. En conséquence il s'est avéré nécessaire de travailler avec un pas de temps nettement plus court, l'heure par exemple, afin de saisir les différences et effectuer les corrections.

La mise en œuvre du modèle à discrétisation pour un pas de temps horaire demande que soient fournis certains éléments supplémentaires (fig. 7) dont, pour chaque journée avec pluie, la répartition horaire des précipitations non nulles enregistrée à chacun des pluviographes. Notons que la correspondance entre données pluviométriques journalières et totaux pluviométriques horaires doit être parfaite, afin de pouvoir répartir dans le temps la précipitation journalière à un totalisateur selon la répartition horaire du pluviographe situé le plus près. Les " débits limnigraphiques intégraux " doivent être également introduits pour la détermination des débits horaires observés.

Quel que soit le pas de temps, les fonctions de production et de transfert gardent la même structure. Mais les coefficients de vidange doivent être modifiés en fonction du pas de temps et d'autres paramètres (infiltration maximale possible, par exemple) doivent être également modifiés.

La mise en évidence au pas de temps horaire des imperfections du modèle journalier fut extrêmement nette, et les corrections devinrent très rapides. Nous en reparlerons au chapitre suivant.

## 4. RÉGLAGE DES MODÈLES

Le modèle à pas de temps journalier a été réglé à partir des observations des années 1966 et 1967 ; le modèle à pas de temps horaire à partir des seules données de 1967.

### 4.1. RÉGLAGE DU MODÈLE AU PAS DU TEMPS HORAIRE

Il a été effectué sur la période du 16 août 1967 au 30 septembre 1967. La comparaison entre les débits simulés et les débits observés a été faite en retenant une valeur horaire toutes les trois heures.

Pour chaque épisode pluvieux, nous avons comparé les débits moyens horaires maximaux observés et ceux calculés.

Aucune modification n'a été apportée aux caractéristiques physiographiques de chacun des carreaux, seuls des réglages sur leurs influences quantitatives respectives sur l'écoulement ont été réalisés. Rappelons que nous avons dû abandonner les caractéristiques du sol en surface, déduites des considérations géologiques, au profit d'une classification de l'aptitude au ruissellement des zones tirée de l'examen des photographies aériennes.

Les réglages les plus délicats proviennent de la méconnaissance du mécanisme de transformation des précipitations en volume d'eau disponible pour l'écoulement, ou plutôt du manque d'information en ce qui concerne les paramètres du milieu physique. Ainsi pour le bassin versant d'Echkata, le réglage n'est pas satisfaisant pour les raisons suivantes :

- l'influence des zones d'inondation est relativement moins importante sur cette partie du bassin que sur les autres parties ; (elle serait due à une moindre épaisseur des zones alluviales ?),
- le laminage des crues pour ce bassin de 150 km<sup>2</sup> est beaucoup moins important que celui du bassin de Boitiek de 250 km<sup>2</sup>,
- il en résulte une certaine discordance entre débits calculés et débits observés sauf durant quelques périodes (du 20 au 26 août 1967 par exemple).



Comparaison des crues horaires calculées et observées sur les bassins de BOITIEK (250 km<sup>2</sup>) et DJAJIBINE (148 km<sup>2</sup>)

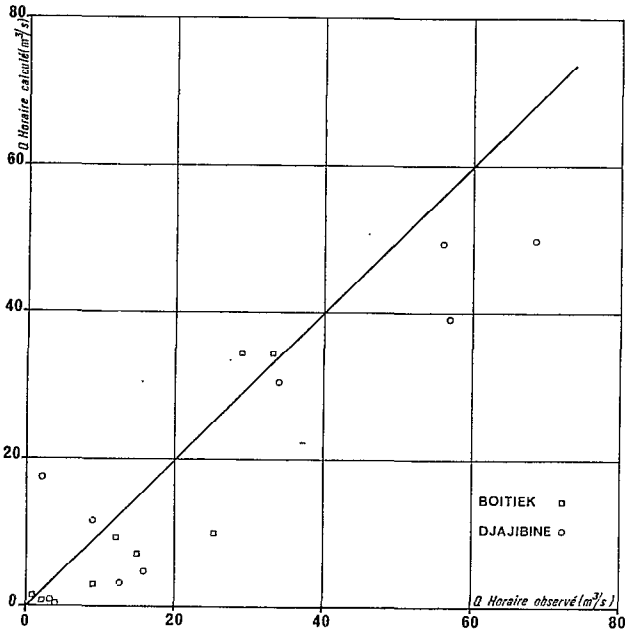


Fig. 8

Comparaison des crues horaires calculées et observées sur les bassins de OULED-ADDET (1129 km<sup>2</sup>) et BOUDAME (562 km<sup>2</sup>)

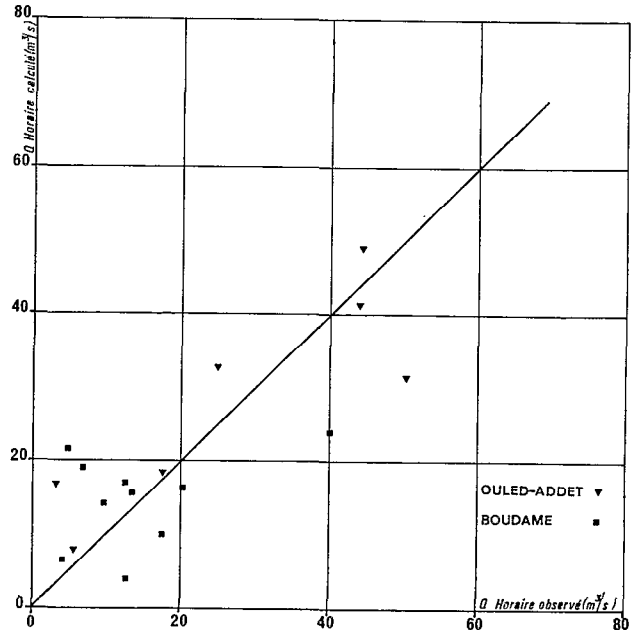


Fig. 9

Comparaison lames calculées-Lames observées mensuelles  
 2<sup>e</sup> quinzaine Août et Septembre 1967

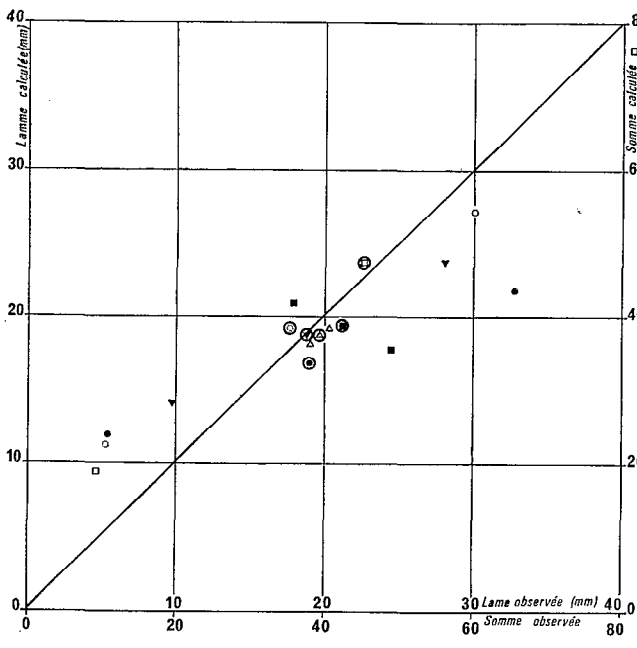


Fig. 10

B.V. DE GHORFA (MAURITANIE) Modèle journalier

Comparaison des lames mensuelles calculées-observées

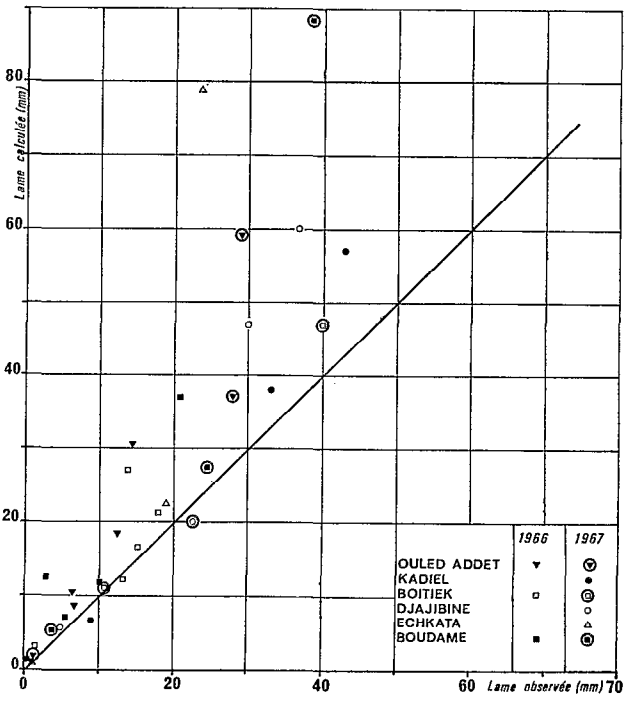


Fig. 11

#### 4.2. LES RÉSULTATS

L'examen de la figure 8 nous montre l'influence des caractéristiques physiographiques des bassins et le début de dégradation du réseau hydrographique. Bien que n'ayant que 148 km<sup>2</sup> comme superficie, le bassin de Djajibine a des crues très nettement supérieures à celles du bassin de Boitiek (250 km<sup>2</sup>). En contrepartie les durées des écoulements de crue sont extrêmement plus brèves.

De plus, la présence de zones d'inondation sur le bassin de Boitiek influence nettement la déformation de l'onde de crue et les pertes totales.

De même, la comparaison des crues maximales horaires pour les grands bassins de Boudame (562 km<sup>2</sup>) et Ouled-Addet (1 129 km<sup>2</sup>) montre une dispersion encore notoire (fig. 9). L'effet de dégradation du réseau hydrographique, joint à celui des temps de réponse différents pour les bassins soumis à des précipitations extrêmement variables dans l'espace, est responsable de la faiblesse des débits maximaux sur les grands bassins par rapport à ceux plus élevés des bassins versants de plus faible superficie.

On notera cependant, ce qui est réconfortant, qu'à l'échelle d'une crue importante, le modèle reproduit assez bien la réalité. L'exemple d'Ouled-Addet (fig. 13) en est une preuve.

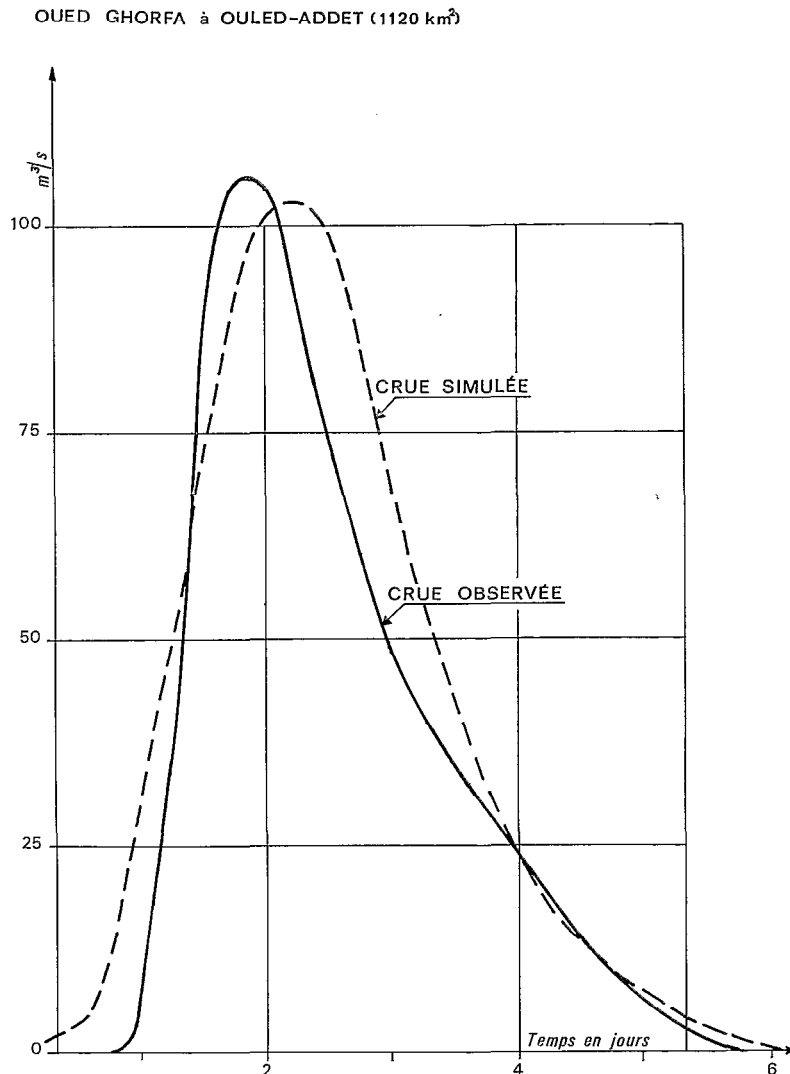


Fig. 12. — Comparaison des formes de crue simulées et observées



Les lames écoulées, au cours de la deuxième quinzaine d'août et au mois de septembre 1967 comparées à celles calculées (fig. 10), font ressortir une dispersion notable. Cette dispersion est nettement atténuée pour la somme de ces lames de 1967, l'écart étant inférieur à 10%.

#### 4.3. CRITIQUES DU MODÈLE ET DES RÉSULTATS

Même à l'échelle du pas de temps horaire, la fonction de production de l'eau d'écoulement proposée ne donne qu'une satisfaction relative. Ceci est dû d'un côté à la variabilité extrême des précipitations horaires, de l'autre à la méconnaissance partielle des caractéristiques hydrodynamiques des sols et des terrains géologiques. Les facteurs déterminants : la perméabilité des sols en surface et sa variabilité, l'épaisseur des zones de stockage temporaires ou endoréiques des eaux souterraines sur les petits bassins, les immenses zones d'épandage du flot de crue, s'ils ont été sentis, n'ont pu être déterminés numériquement avec précision.

Pour la transposition d'un tel modèle à un bassin quelconque de régime sahélien, en l'état actuel des choses, l'effort n'est pas à porter sur l'accroissement des mesures hydrométéorologiques, mais sur la meilleure connaissance du rôle du sol et du sous-sol dans l'espace et dans le temps, et bien entendu sur la paramétrisation de ces rôles vis-à-vis des réactions hydrologiques.

#### 4.4. RÉGLAGE DU MODÈLE JOURNALIER

Le retour au modèle journalier, à partir du modèle horaire réglé, s'est réalisé facilement en modifiant seulement les coefficients de vidange des réservoirs, et le paramètre « hauteur d'infiltration maximale », au niveau de la fonction de production.

Le modèle utilisé pour les deux années 1966 et 1967 donne des valeurs concordantes au niveau des lames mensuelles et annuelles, avec cependant quelques écarts pour des mois très abondants aux stations d'Echkata et de Boudame (fig. 11).

On n'a pas voulu optimiser les réglages de ces deux modèles, considérant que l'information pour le choix des paramètres caractéristiques du milieu physique était nettement insuffisante.

### 5. APPLICATIONS DES MODÈLES

#### 5.1. GENÈSE D'UNE LONGUE SÉRIE D'ÉCOULEMENT

Dans les deux premiers chapitres, nous avons vu comment on pouvait exploiter les informations pluviométriques ponctuelles, afin de simuler des séries hydrologiques de longue durée pour des bassins versants de diverses superficies. Le modèle a été réglé au pas de temps journalier sur les données de 1966-1967 (chapitre 4).

Un programme complet a été réalisé pour exploiter ce modèle sur une période complète de quarante et une années d'observations pluviométriques journalières ponctuelles à la station de référence de M'Bout.

Le dépouillement de l'exploitation du modèle, convenablement calé sur cette période de quarante et une années, nous a fourni les séries hydrologiques journalières à chacune des sous-stations de ce bassin versant et donc toutes les variables hydrologiques nécessaires à toute utilisation. Il nous permet de dresser les diagrammes de distribution des lames écoulées annuellement pour chacun des sous-bassins versants de l'oued Ghorfa.

Les figures 13 et 14 donnent cette distribution pour la station de Ouled-Addet (1 120 km<sup>2</sup>) au cours de deux périodes 1921-1955 et 1921-1972. Durant cette dernière période, on note les valeurs remarquables suivantes :

— la lame médiane écoulée est de 48 mm, celle décennale sèche de 13 mm, celle décennale humide de 92 mm. Le coefficient de variation de ces lames atteint 0,67, alors que celui des pluies annuelles est de 0,29.

— Les diagrammes de distribution du débit journalier maximal annuel à cette station sont donnés dans les graphiques 14 et 15. La figure 15 donne cette distribution pour le bassin versant de Djajibine 148 km<sup>2</sup> (période 1921-1972).

On remarquera les résultats obtenus pour les années très sèches de la période et surtout lors de la sécheresse récente (1972).

La loi de distribution des maximums n'est pas altérée à Djajibine, station à fort ruissellement mais l'est nettement à Ouled-Addet où la dégradation hydrographique joue un rôle important.

Ce rôle paraît même plus accusé au niveau des écoulements annuels.

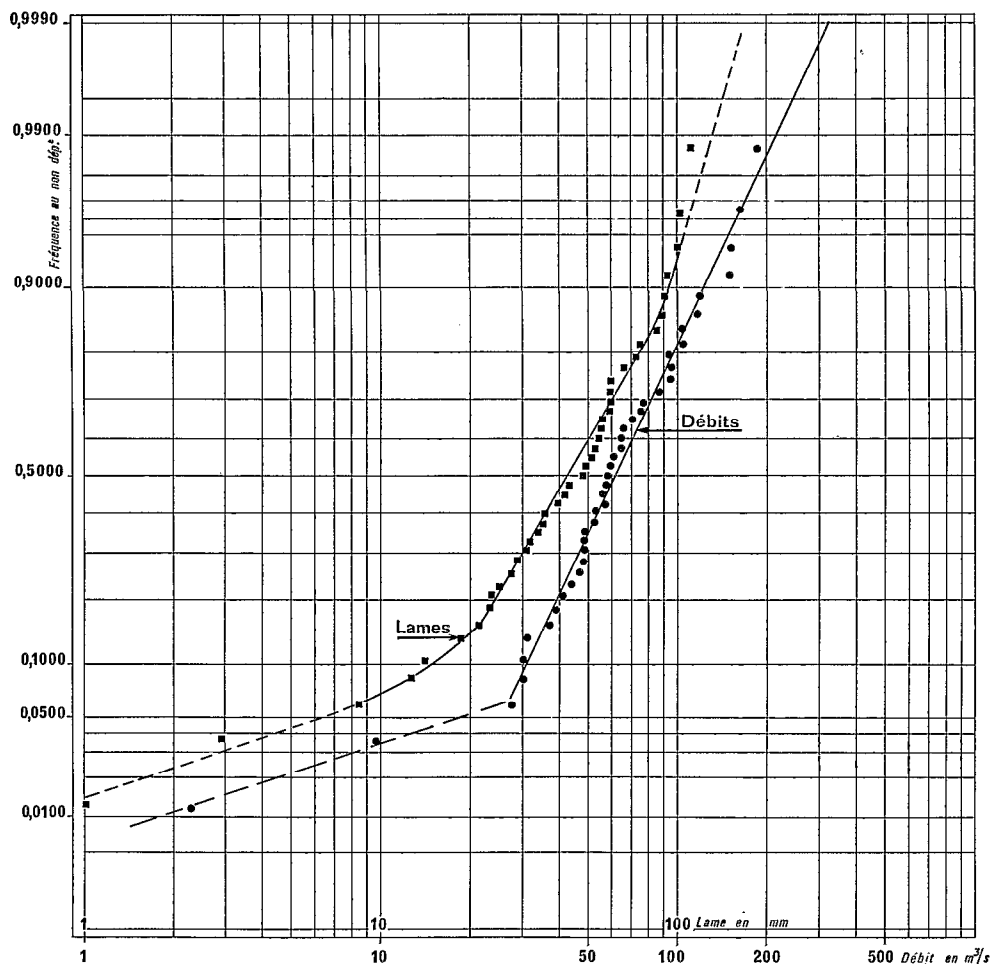


Fig. 13. — Distribution des débits journaliers maximaux annuels et des lames annuelles simulées de l'oued Ghorfa à Ouled-Addet (1 120 km<sup>2</sup>) à partir de la série pluviométrique de M'Bout

5.2. ESSAI D'ESTIMATION DES CRUES DUES A DES PHÉNOMÈNES MÉTÉOROLOGIQUES EXCEPTIONNELS A L'AIDE DU MODÈLE AU PAS DE TEMPS HORAIRE

De nombreux documents météorologiques doivent être étudiés pour évaluer les averses exceptionnelles qui peuvent être observées sur ces bassins versants de Mauritanie.

De telles études exhaustives ne sont pas disponibles actuellement. On a utilisé les informations d'études ne fournissant que certains éléments de réponse :

- le hyétogramme classé des averses décennale et centennale ponctuelles,
- l'abattement de la précipitation journalière ponctuelle sur un bassin versant.

D'après Y. BRUNET-MORET (1965), la hauteur ponctuelle journalière de récurrence 1 000 ans serait de 234 mm. En prenant l'enveloppe des intensités maximales observées autour de l'intensité centrale, on peut escompter une séquence de trois heures avec la répartition horaire de 68, 123 et 43 mm.

Ces éléments caractérisent l'averse ponctuelle de projet. Il faut ensuite déterminer les valeurs de précipitations correspondantes à des postes donnés voisins, plus ou moins éloignés.

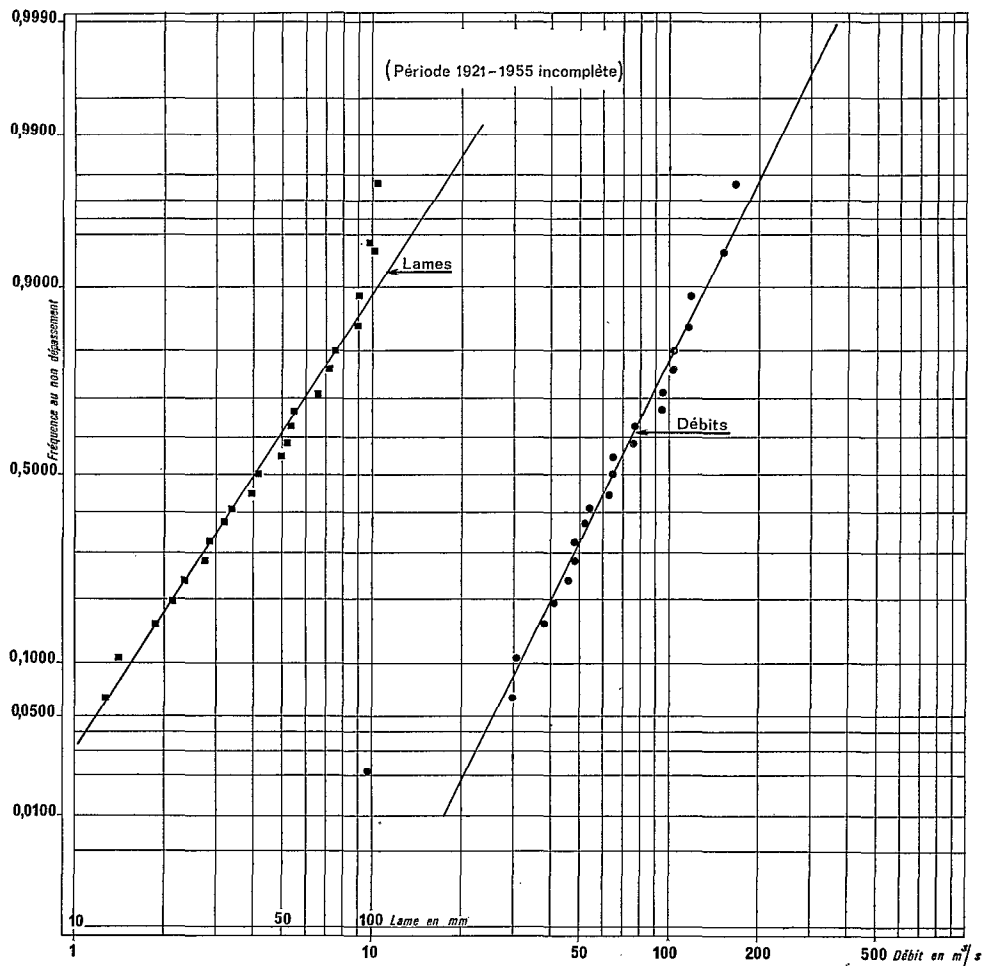


Fig. 14. — Distribution des débits journaliers maximaux annuels et des lames annuelles simulées de l'oued Ghorfa à Ouled-Addet (1 120 km<sup>2</sup>)

D'après G. VUILLAUME (1974), pour une pluie décennale ponctuelle de 93 mm, les coefficients d'abattements CA auraient comme valeurs :

S = 150 km <sup>2</sup>	CA = 0,67
S = 250 km <sup>2</sup>	CA = 0,64
S = 560 km <sup>2</sup>	CA = 0,59
S = 1 120 km <sup>2</sup>	CA = 0,54

On en a déduit les valeurs de précipitations exceptionnelles (voir fig. 16) en un nombre de postes (ayant des aires d'influence égale) croissant de 2 à 11, de sorte que l'abatement soit vérifié.

Si l'on envisage la détermination de la crue exceptionnelle due à une telle situation météorologique, dans des conditions hydrologiques données, le modèle à pas de temps horaire, convenablement calé, fournit immédiatement les réponses.

La crue la plus défavorable étant celle résultante d'une averse exceptionnelle centrée sur la région de Djajibine, la plus favorable au ruissellement, nous adopterons cette hypothèse.

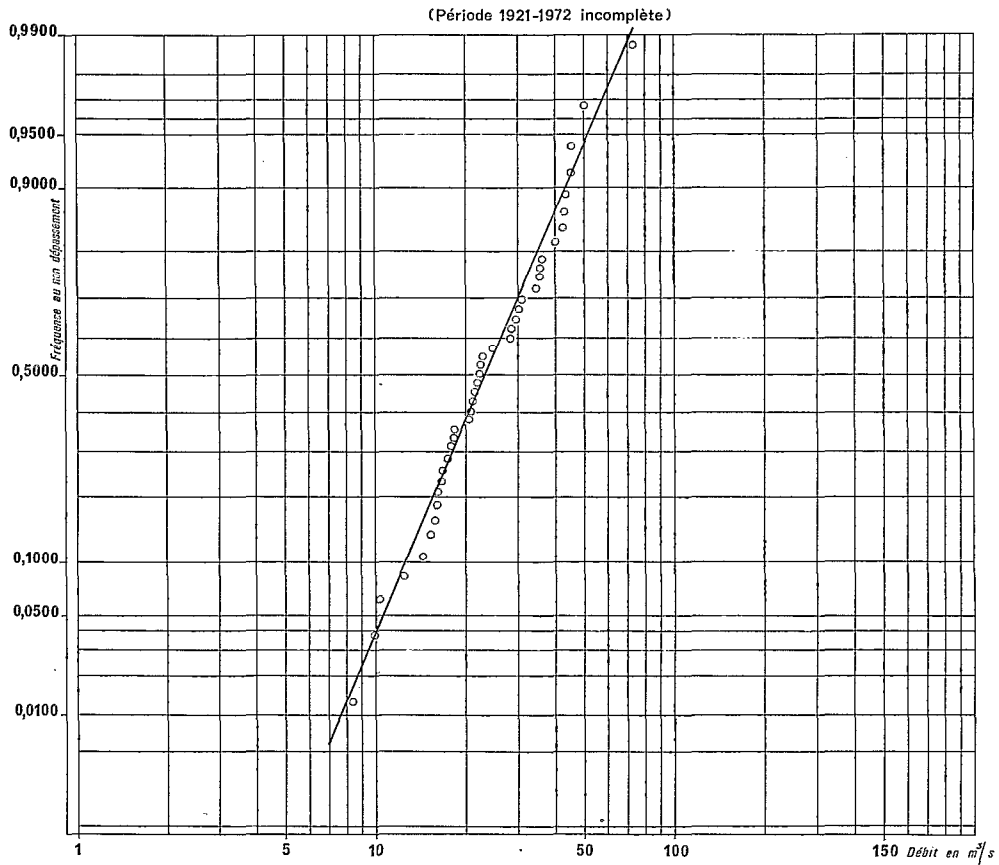


Fig. 15. — Distribution des débits journaliers maximaux annuels simulés à la station de Djajibine (148 km<sup>2</sup>)

Nous obtenons comme débits moyens horaire maximum et journalier les valeurs suivantes :

Stations	Surface (km <sup>2</sup> )	Q <sub>max</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Q <sub>j</sub> (m <sup>3</sup> /s)
Ouled-Addet	1 120	420	332
Kadiel	39	443	55
Djajibine	148	1 084	99,5

Le modèle devient un outil capable de simuler le débit pour des conditions météorologiques différentes, compte tenu des réactions spécifiques des diverses parties du bassin versant.

### 5.3. CONCORDANCE DES RÉSULTATS DE SIMULATION

L'application du modèle au pas de temps horaire à la série pluviométrique horaire de période de retour de 1 000 ans, déduite des études pluviographiques et pluviométriques, nous a donné comme débit de pointe horaire à la station d'Ouled-Addet 420 m<sup>3</sup>/s, et comme débit moyen journalier 332 m<sup>3</sup>/s.

L'extrapolation graphique de la courbe de distribution du débit journalier maximal annuel obtenue par application du modèle journalier (fig. 14) permet d'estimer à 320 m<sup>3</sup>/s le débit journalier de période de retour 1 000 ans.

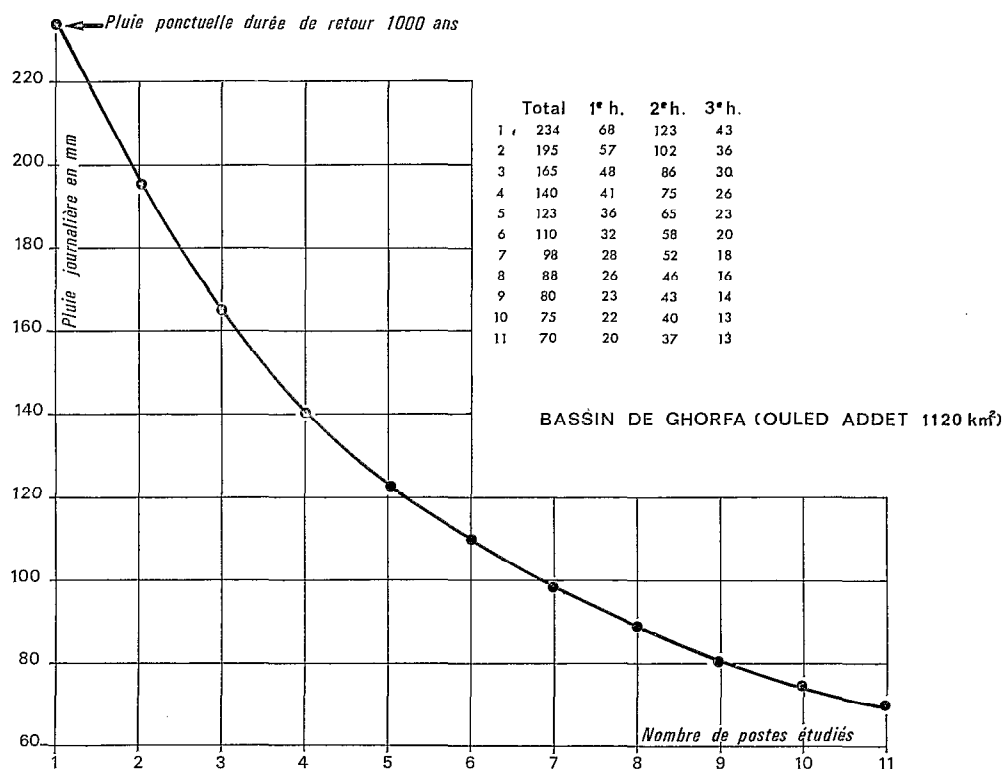


Fig. 16. — Estimation des pluies journalières exceptionnelles aux postes du bassin

Pour le sous-bassin de Djajibine, le débit moyen journalier de durée de retour 1 000 ans est estimé d'après l'extrapolation faite au graphique 16 à 104 m<sup>3</sup>/s, celui calculé à partir du modèle horaire donne une valeur de 99,5 m<sup>3</sup>/s.

En l'état actuel du développement de ce modèle, et au vu des parfaites concordances dans l'estimation de ces crues exceptionnelles par deux méthodes très différentes, nous ne pouvons qu'être satisfaits de la confirmation ainsi fournie de l'intérêt des modèles hydrologiques.

## 6. CONCLUSION

Au cours de la présentation de la fonction de production du modèle au pas de temps horaire ou journalier, paragraphe 3.1, nous nous sommes délibérément abstenus de fournir des bases mathématiques liées à des théories bien établies et vérifiées en laboratoire. Cette abstention est motivée par le fait que les intervalles de temps utilisés, l'heure ou la journée, ne permettent pas d'appliquer, dans la majorité des cas traités par l'hydrologue, des théories nécessitant le recours à des intervalles de temps très nettement plus faibles. De plus, la paramétrisation de tous les facteurs physiques hydrologiquement importants aux stades de la production des eaux d'écoulement et du cheminement des eaux, n'étant que difficilement réalisable dans l'état actuel de nos moyens d'investigations, il était souhaitable d'utiliser au mieux l'information disponible et de rester très simple au niveau des concepts de base.

Notons combien sont utiles à l'hydrologue les indications si possible quantifiées sur la géomorphologie du bassin versant, sur la perméabilité moyenne des unités de sol sur l'extension et les caractéristiques des zones souterraines d'emmagasinement pour réaliser un modèle hydrologique acceptable. Peut-être obtiendra-t-on de la télédétection, pour des petites parcelles bien définies, des informations suffisantes sur les caractéristiques présentant une constante dans le temps (géomorphologie, occupation des sols, etc.) ou bien une variabilité dans le temps (variation spatiale et temporelle de l'état du couvert végétal et de son albédo, état de l'humidité du sol en surface, extension des zones d'inondations, température superficielle, etc.).

De telles informations pourraient permettre de définir les conditions optimales de transposition d'un modèle comme celui-ci calé sur le bassin de l'oued Ghorfa, à un bassin versant quelconque de la région sahélienne.

#### BIBLIOGRAPHIE

- [1] GIRARD (G.), MORIN (G.), CHARBONNEAU (R.) - 1972 - « Modèle précipitations - débits à discrétisation spatiale ». *Cahier ORSTOM série Hydrologie*, Vol. IX n° 4.
- [2] BRUNET-MORET (Y.) - 1964 - « Etude générale des averses exceptionnelles en Afrique Occidentale. République islamique de Mauritanie », multigr. *ORSTOM Hydrologie et C.I.E.H.*
- [3] VUILLAUME (G.) - 1974 - « L'abattement des pluies journalières en Afrique intertropicale variabilité et sensibilité ». *Cahier ORSTOM série Hydrologie*, Vol. XI n° 3.
- [4] JACCON (G.), CAMUS (H.) - 1967 - « Etude hydrologique des oueds Ghorfa et Niorde et des Oualos en amont de Kaedi ». *Ed. ORSTOM Hydrologie* - multigr. 127 p. + ann. - étude pour le Ministère de l'Economie rurale, R.I. de Mauritanie).