

G. GIRARD*

Étude du ruissellement sur un bassin de 1200 km² et recherche d'un modèle hydro-pluviométrique

(Le BAM-BAM — République Tchadienne)

* Directeur de Recherches de l'O. R. S. T. O. M.

I. — APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET CLIMATOLOGIQUE ÉQUIPEMENT DU BASSIN

1.1. — Le relief et le réseau hydrographique.

Le bassin versant du Bam-Bam, limité à la route reliant Fort-Lamy à Mongo, de forme régulière et ovale, a 1 196 km².

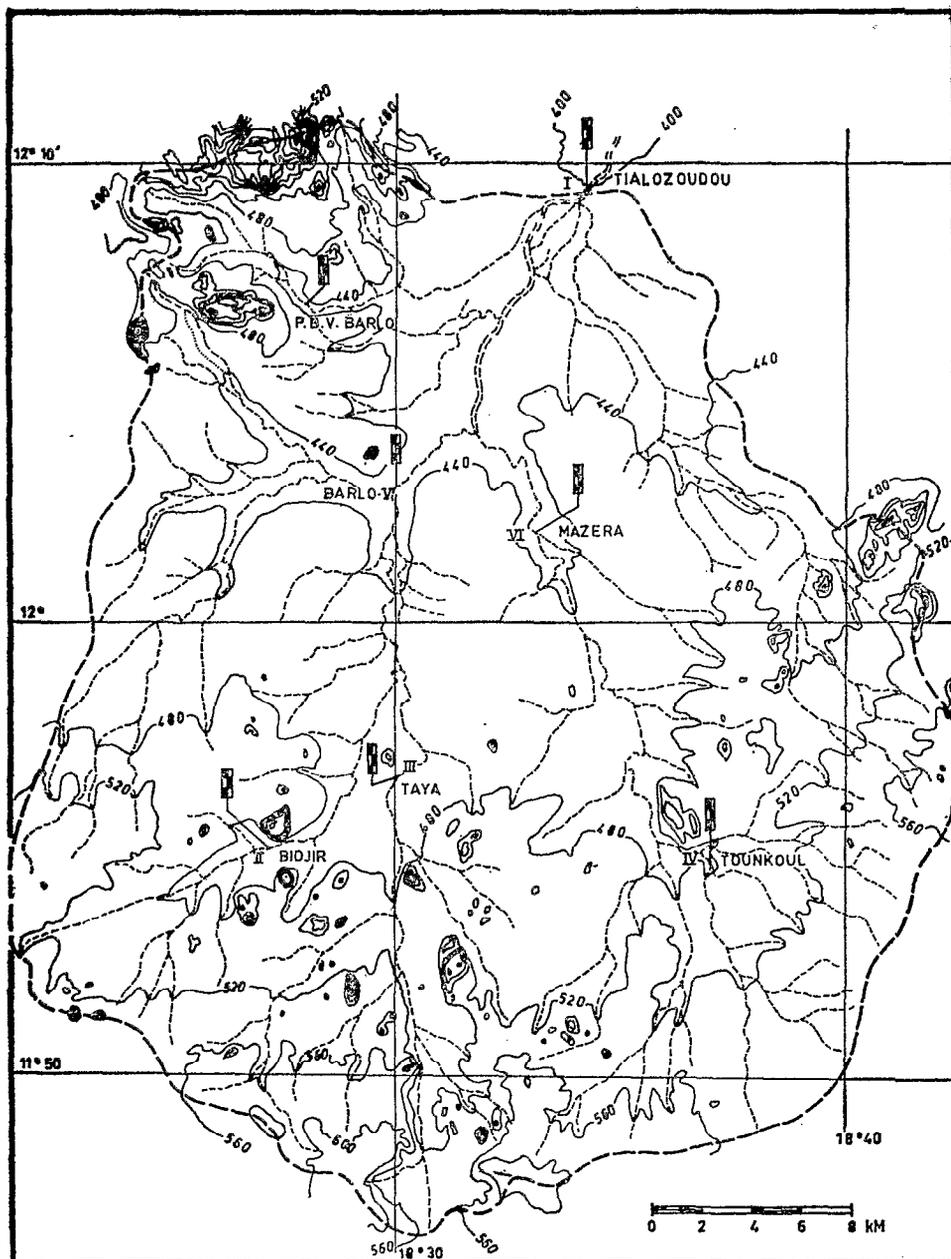


FIG. 1. — Hypsométrie et réseau hydrographique. Bassin versant du Bam-Bam à Tialozoudou.

Plusieurs ensembles de rochers granitiques d'altitude 700 à 800 m pointent dans la partie amont du bassin où l'altitude 600 m est la plus fréquente tandis qu'au nord-ouest, près de Dadouar, se situe le seul massif particulièrement développé, d'altitude 881 m. Les pentes sur l'ensemble du

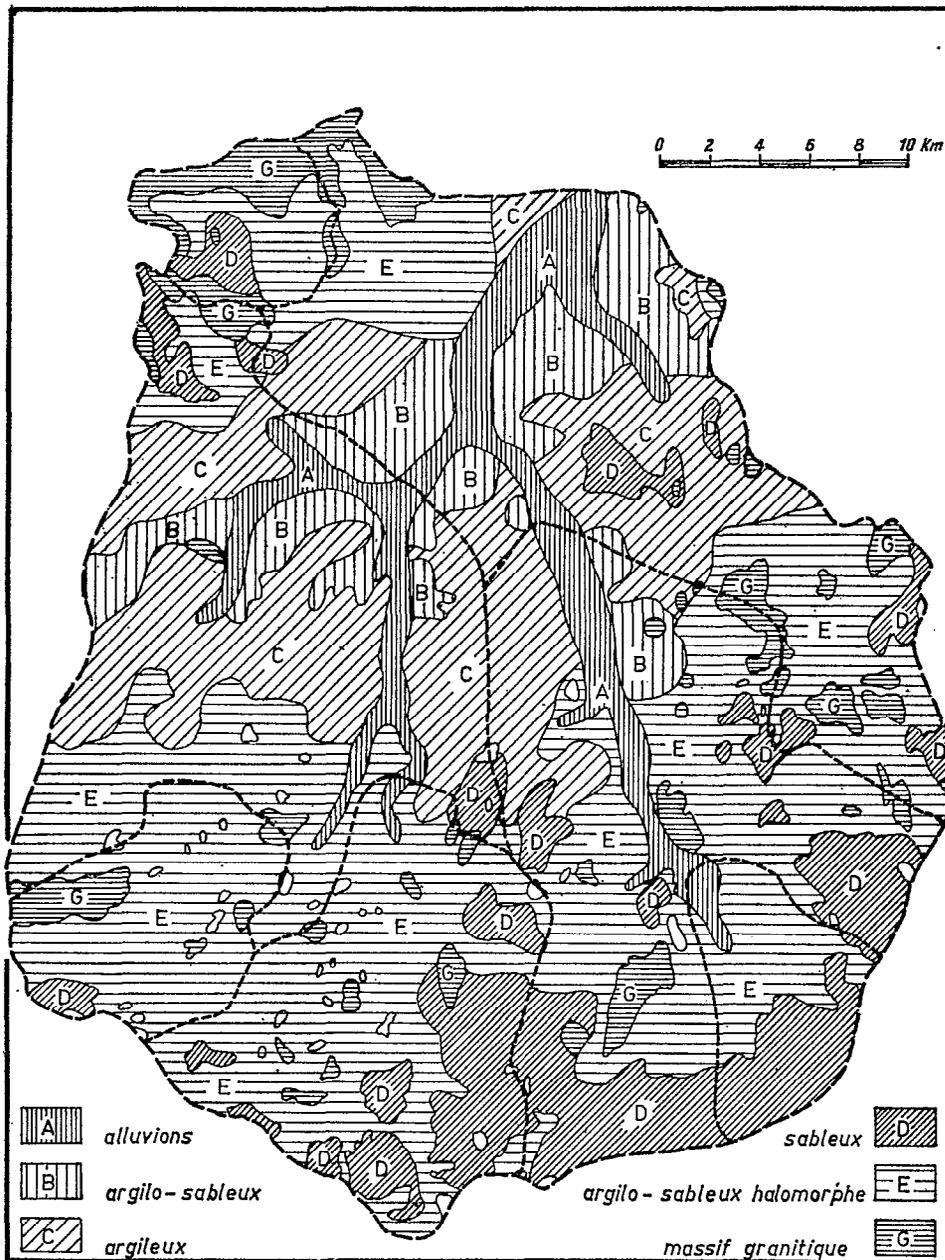


FIG. 2. — Carte Pédologique.

bassin sont relativement homogènes en dehors de ces zones. Les principales caractéristiques topographiques des bassins étudiés sont données par le tableau 1.1. L'hypsométrie est figurée sur la carte de la figure 1.

Le réseau hydrographique à la sortie de ces îlots montagneux est organisé en fonction des fractures de la roche. Il est très dense dans les zones d'arènes et plutôt diffus par suite de l'intensité de l'érosion. En plaine, dès que la pente devient faible, les cours d'eau creusent, dans les argiles, de multiples lits ensablés aux nombreux méandres.

En saison des pluies, par suite des débordements, les bourrelets de berge sont submergés et les plaines argileuses sont inondées. Les gros matériaux déposés dans le fond des lits mineurs contribuent à la formation de défluent lors que survient une crue d'importance exceptionnelle. Il est à remarquer l'existence, en amont de la station principale de Tialozoudou, de trois bras : le cours principal au centre et deux bras latéraux servant à véhiculer les débits des moyennes et fortes crues, en plus de leur fonction évacuatrice des eaux provenant des rivières affluentes. En période de fortes crues, les eaux s'étaient sur près de 3 km, à quelques kilomètres en amont de la route de Fort-Lamy à Mongo.

1.2. — Les types de sol et la végétation.

Six types de sols dominent sur le bassin :

- Sols squelettiques des massifs granitiques : les eaux de ruissellement sur ces îlots sont en partie absorbées par les sols sableux et détritiques des piedmonts.
- Sols sableux : ils sont généralement très graveleux, parsemés d'éboulis de roche et soumis à une forte érosion. L'emménagement des eaux reste toujours fonction de l'épaisseur de ces sols reposant sur les granites.
- Sols sablo-argileux à argilo-sableux de tendance halomorphique ; la présence d'horizons plus ou moins profonds et peu perméables provoque, à la suite de pluies abondantes, un engorgement en eau du sol. La perméabilité de l'horizon supérieur sableux est forte en début de la saison des pluies, puis elle diminue fortement jusqu'à rejoindre, à certaines époques, la faible valeur des couches profondes.
- Sols à faible perméabilité et mauvais drainage : les vertisols. Ils subissent une submersion en saison des pluies soit par les eaux de pluie elles-mêmes, soit par les eaux de ruissellement provenant des surfaces voisines peu perméables. Ils sont capables d'absorber une bonne quantité d'eau avant de n'assurer qu'un mauvais drainage.

Les répartitions de ces divers types de sols sont données pour chacun des bassins versants étudiés dans le tableau 1.2. La carte pédologique est présentée figure 2.

La couverture végétale liée au type de terrain comprend généralement :

- une végétation arborée sur les petits massifs granitiques et les arènes,
- une végétation à base de graminées, où les arbres sont rares, sur le reste du bassin.

1.3. — Données du climat.

Les données recueillies à la station de Mongo et rappelées ci-dessous sont caractéristiques du climat type tropical pur :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Température moyenne en °C	26,9	29,0	32,1	33,6	32,3	30,1	27,3	25,5	26,6	28,3	29,0	27,3
Humidité % à 12 h TU	16	15	18	19	29	41	57	67	59	36	20	18
Précipitation mensuelle en mm	0	0	3,4	15,0	50,5	81,2	186,4	325,8	141,2	32,1	0,4	0

TABLEAU 1.1.

Caractéristiques physiques des bassins versants du Bam-Bam

N° bassin	Bassin	Coordonnées à l'exutoire		Superficie (km ²)	Indice de compacité	Longueur du rectangle équivalent (km)	Indice de pente (Ip)	Indice global de pente IG (m. km ⁻¹)	Altitude (m)			Classe de relief
		Lat.	Long.						Max.	Moy.	Base	
I	Bam-Bam	12° 09'	18° 34'	1 196	1,15	43,6	0,073	3,4	881		402,3	R ₄
V	Barlo V	12° 03'	18° 30'	528	1,26	37,5	0,072	3,5	754	485	(425)	R ₄
VI	Mazera	12° 02'	18° 33'	316	1,21	26,8	0,080	4,3	675	505	(430)	R ₄
IV	Toukoul	11° 55'	18° 37'	55	1,13	8,5		(7,1)	560		(480)	R ₄
III	Taya	11° 57'	18° 30'	167	1,19	18,5	0,091	6,5	754		(460)	R ₄
II	Bidjir	11° 55'	18° 27'	81	1,18	12,6		(8,0)	754		(470)	R ₄
VII	B.V.E. Barlo	12° 08'	18° 25'	36,6	1,22	9,3	0,167	22,0	825	502	435	R ₅

TABLEAU 1.2.

Type de sols du bassin du Bam-Bam exprimé en % du bassin

Nom du bassin	Sol A	Sol B	Sol C	Sol D	Sol E	Sol G	Superficie du bassin (km ²)
	Alluvions récentes	Vertisols argilo-sableux	Vertisols argileux	Sableux et peu profond	Argilo-sableux à tendance halomorphique	Massif granitique	
Bidjir				4,1	82,5	13,4	81
Taya	0,7		0,9	27,5	66,5	4,4	167
Toukoul	6,0			41,4	51,9	0,7	55
Mazera	8,2	3,8	11,5	26,6	44,0	5,9	316
Barlo V	5,5	6,4	22,2	11,1	49,7	5,1	524
Tialozoudou (1)	7,7	8,9	19,4	13,8	42,7	7,4	1 196
B.V.E. Barlo				14,8	42,6	42,6	36,6

(1) +0,1 % de sol H (sableux à sablo-argileux).

L'évaporation journalière mesurée à l'évaporomètre Piche varie de 2 mm/j en août à 15 mm/j en mars. L'évaporation annuelle atteint 3 150 mm. Mesurée sur bac évaporatoire du type Colorado, l'évaporation moyenne journalière des mois de juillet à septembre varie de 3 à 5,5 mm/j. Début juillet, on enregistre des maximums journaliers de 8 mm.

1.4. — Données pluviométriques.

Dix-sept années de relevés pluviométriques journaliers au poste de Mongo permettent de tirer les renseignements suivants :

- nombre de jours de pluie par an : 64,
- hauteur moyenne annuelle : 836 mm,
- hauteur maximale annuelle : 1 172 mm (année 1964),
- hauteur minimale annuelle : 635 mm (année 1965).

Période de retour des précipitations journalières :

- 1 an : 62 mm,
- 5 ans : 91 mm,

- 10 ans : 103 mm,
- 20 ans : 116 mm,
- 50 ans : 132 mm.

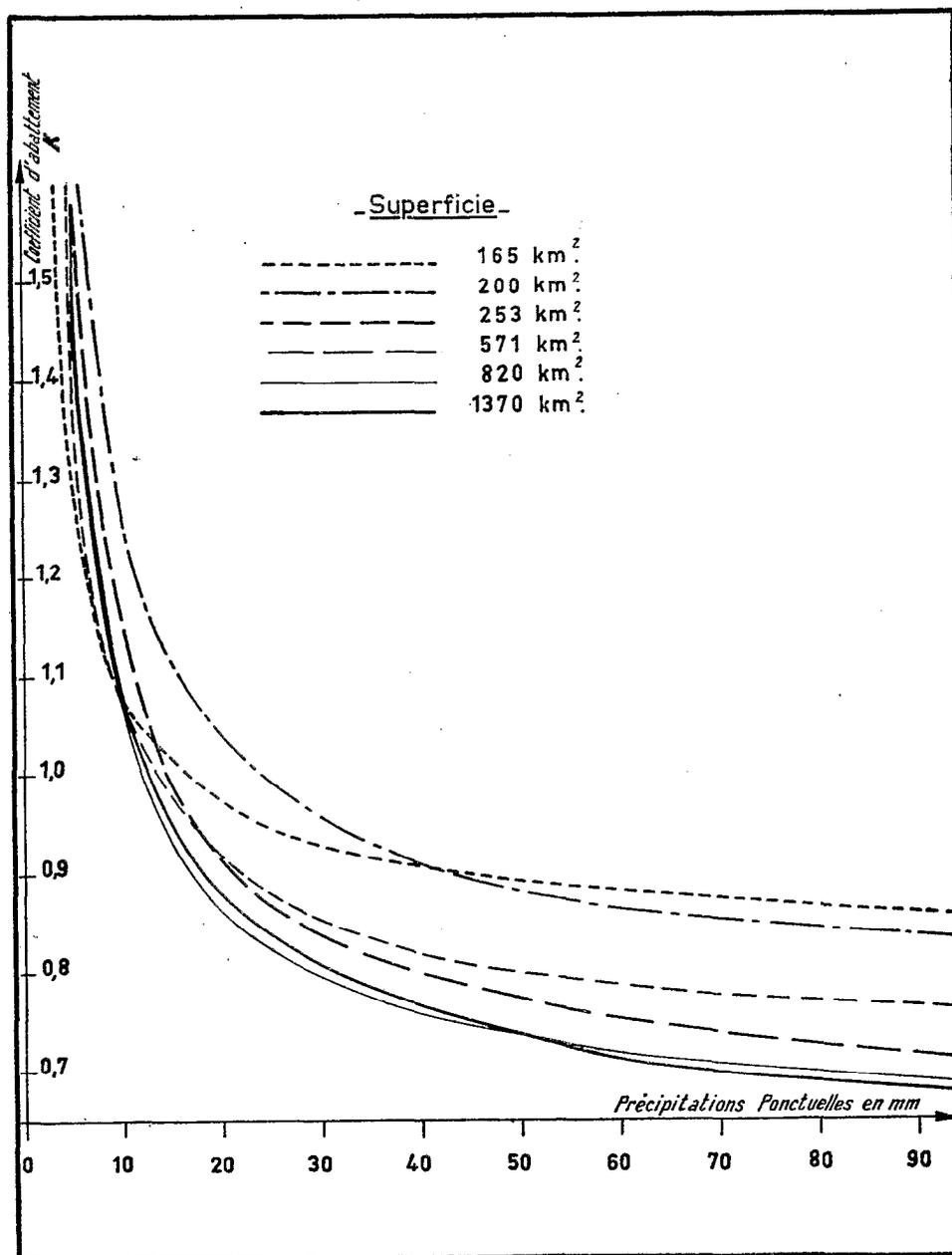


FIG. 3. — Variation du coefficient d'abattement des précipitations ponctuelles avec la superficie.

Quatre années de relevés pluviométriques journaliers en trente points du bassin versant, au cours des mois de juillet à septembre, ont permis la détermination du coefficient d'abattement des pluies (rapport de la pluie moyenne de fréquence donnée sur une surface donnée à la pluie ponc-

tuelle de même fréquence) en utilisant la méthodologie mise au point par MM. Roche et Brunet-Moret.

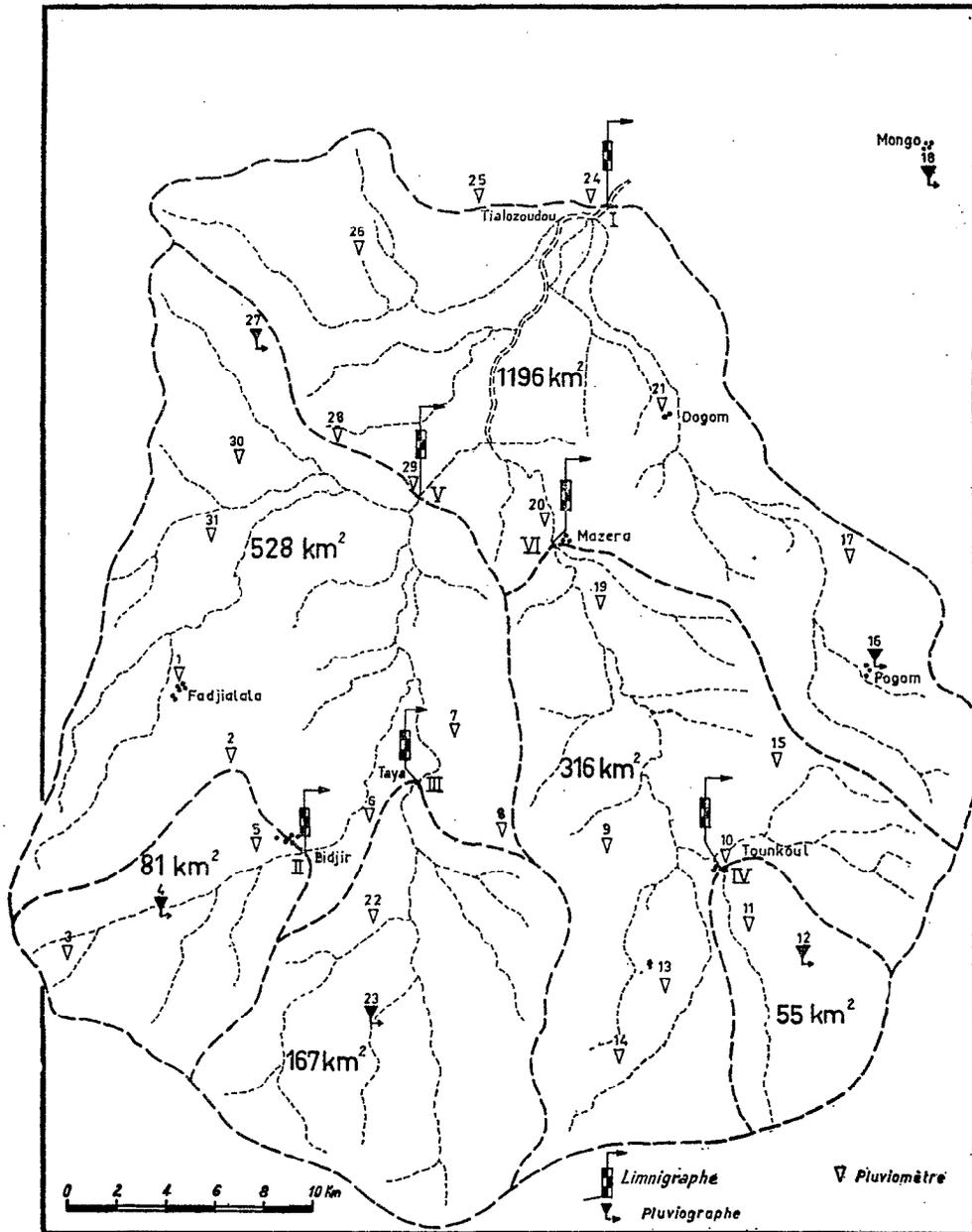


FIG. 4. — Bassin versant du Bam-Bam. Équipement hydrologique.

Au préalable, il a été vérifié que les précipitations journalières de diverses fréquences, établies à partir de trois mois du cœur de la saison des pluies, sont identiques à celles qu'on peut déduire des observations pour l'année entière.

Pour diverses superficies retenues, le graphique de la figure 3 représente la variation du coefficient d'abattement des précipitations ponctuelles avec la superficie.

1.5. — Équipement du bassin.

L'équipement hydrométéorologique du bassin, présenté sur la carte de la figure 4 comprend :

- 30 stations pluviométriques journalières dont 5 équipées de pluviographes à augets basculeurs à déroulement journalier.

Nous verrons, lors de l'étude du modèle, que cette densité de postes, 1 par 40 km² de bassin versant, reste encore insuffisante pour les types d'averses rencontrés dans ce climat.

- 2 stations climatologiques : Mongo, station ancienne de référence, et Bidjir.
- 6 stations hydrométriques équipées de limnigraphes à mouvement journalier pour les stations de Bidjir (81 km²), de Taya (167 km²), de Tounkoul (55 km²) et de Tialozoudou (1 196 km²) et de limnigraphes longue durée aux stations de Barlo (528 km²) et de Mazera (316 km²). Toutes sont étalonnées très correctement sauf, pour les hautes eaux, les stations de Mazera et Taya en raison de leur inaccessibilité.

Les trois premières stations, implantées en tête du réseau hydrographiques, détectent le début du ruissellement ; les stations intermédiaires de Barlo et Mazera suivent le passage des crues entre la tête du réseau et l'exutoire.

II. — RECHERCHE DES HYDROGRAMMES TYPES ET STANDARDS DE RUISSELLEMENT SUR LES BASSINS DE SUPERFICIE RÉDUITE

2.1. — Bassin de Bidjir : 81 km².

Il est bien délicat de définir directement la valeur du temps de réponse de ce bassin aux dimensions respectables. Ce temps varie de 2 heures à 8 heures avec une valeur médiane de 4 heures ; il peut être entaché d'erreurs provenant de dérèglages des pluviographes et des limnigraphes et il varie avec l'état du développement de la végétation pour les faibles crues ; un temps de réponse caractéristique du bassin a finalement été obtenu en examinant les diverses valeurs observées pour les crues classées par valeur décroissante du débit maximal. Il est de l'ordre de 2 h 30 à ± 30 minutes.

Le temps de montée est parfaitement défini mais extrêmement variable : de 0 h 10 pour la crue de 24 m³/s du 3 août 1964 à 4 h 30 pour la crue de 8,6 m³/s du 11 septembre 1964.

Notons que, pour les crues du début de la saison des pluies et de débit assez élevé, supérieur à 5 ou 10 m³/s, le temps de montée est très court. Il en est de même pour les faibles crues se produisant isolément. Ceci résulte du fait que les volumes ruisselant sur les parties situées à l'aval du bassin versant n'ont pas atteint la station de mesure puisqu'ils ont été utilisés au remplissage des nombreuses mouilles du réseau hydrographique. Lorsque le flot de crue provenant des parties « amont » du bassin s'associe à celui des parties centrales, l'ensemble se déplace vers l'aval sous forme d'un front d'onde d'autant plus raide que ce flot est important. C'est le cas de la crue du 3 août 1964 où l'on remarque déjà qu'un volume important d'eau de ruissellement a été utilisé pour remplir le réseau hydrographique.

Lorsque le réseau est en eau et pour des crues moyennes à fortes, le temps de montée est du même ordre de grandeur que le temps de réponse. Il croît pour des crues moyennes à faibles au cours de la saison des pluies tout comme le temps de réponse. Les variations constatées témoignent, en fait, des faibles vitesses de propagation des eaux dans le réseau hydrographique lorsque les volumes de la crue sont moyens ou faibles.

A fortes impulsions de ruissellement, nous retrouvons des caractéristiques identiques et constantes.

Le temps de base du ruissellement est obtenu après séparation de l'écoulement total en ruissellement et écoulement de base pour des crues généralisées, c'est-à-dire provenant d'averses assez fortes et suffisamment homogènes sur le bassin. Il est de l'ordre de 8 heures.

Les caractéristiques de l'hydrogramme-type du bassin de Bidjir défini pour une lame ruisselée de 10 mm sont :

- volume ruisselé : 810 000 m³,
- débit maximal de ruissellement : 103 m³/s,
- temps de montée : 3 heures,
- temps de base : 8 heures.

Les caractéristiques de l'hydrogramme standard établi selon la méthode mise au point par M. ROCHE se résument à :

- temps de montée t_m : 2 heures,
- temps de base t_b : 8 heures.
- α (Rapport du débit maximal au débit moyen rapporté au temps de base) : 2,7.

Cette méthode consiste à assimiler la courbe de montée de la crue (ou courbe de concentration) à une droite et la courbe de décrue à une exponentielle. Pour cela, tous les hydrogrammes de crue observés sont décomposés de la façon suivante :

- Élimination des ruissellements préliminaires en prolongeant linéairement la courbe de montée jusqu'à l'intersection avec l'écoulement de base initial.
- Recherche du point d'intersection en coordonnées semi-logarithmiques des prolongements de la droite représentative de l'écoulement de base après la crue et de la droite représentative de la décroissance du ruissellement.
- L'hydrogramme délimité par la droite joignant ces deux points et les courbes de concentration et de décrue, définit l'hydrogramme standard de ruissellement.

L'équation de la décrue à forme exponentielle de cet hydrogramme standard est représentée ici par :

$$q = Q_M (1,1. e^{-2,4u} - 0,1) \text{ avec } u = \frac{t}{t_b - t_m}$$

2.2. — Bassin de Toumkoul : 55 km².

Les caractéristiques de l'hydrogramme-type et standard, déduites de la même façon sont :

Hydrogramme standard : temps de montée : t_m 2 h,
 temps de base : t_b 8 h,
 α : 2,3

avec, comme équation de décrue de l'hydrogramme :

$$q = Q_M (1,5. e^{-1,1u} - 0,5) \text{ et } u = \frac{t}{t_b - t_m}$$

Hydrogramme-type défini pour une lame ruisselée de 10 mm :

- volume de ruissellement : 550 000 m³,
- débit maximal de ruissellement : 49 m³/s,
- temps de montée t_m : 3 heures,
- temps de base t_b : 9 h 30.

2.3. — Bassin de Taya : 167 km².

Le temps de réponse pour ce bassin plus important varie de 1 h 10, lorsque l'averse est localisée sur la partie « aval » du bassin, à plus de 10 heures pour les averses faibles et localisées sur la partie amont. Relativement homogène pour les différentes crues de 1964, le temps de réponse est de l'ordre de 8 heures.

Les temps de montée varient de 0 h 30 à 10 heures suivant la position du centre de l'averse par rapport au bassin versant. Pour des crues moyennes ou fortes (Q maximal supérieur à 15 m³/s), le temps de montée reste compris entre 7 et 9 heures.

Notons que les crues isolées, de débit maximal faible mais non négligeable (> 1 ou 2 m³/s), dues à des averses ayant une bonne répartition dans l'espace ($K > 0,70$) (1), sont caractérisées par un temps de montée relativement court de l'ordre de 1 h 30.

En négligeant les petites intumescences préliminaires de certaines crues, le temps de montée de la pointe de crue varie de 1 h 15 à 1 h 50.

(1) K : rapport de la précipitation moyenne sur le bassin à la précipitation ponctuelle la plus forte.

Ainsi, pour des temps de réponse semblables, les faibles crues (maximum 15 m³/s) ont, lorsqu'elles sont éloignées les unes des autres, des temps de montée très courts comparés aux temps de montée des fortes crues. L'explication de ces constatations est délicate. Le peu de pluviomètres et de pluviographes ne permet pas d'éclairer le phénomène. L'influence du remplissage initial du réseau hydrographique sur les temps de montée n'est plus en cause.

Mais, pour les cas où le réseau est en eau, les parties centrales ou amont du bassin peuvent donner, sous certaines conditions, ces impulsions si rapides de débits que nous enregistrons à la station de mesures. Il semble que ces impulsions correspondent à l'arrivée du ruissellement provenant d'une zone limitée particulièrement apte à ruisseler.

Pour les fortes crues, les zones d'inondations assurent un freinage important de la transmission de l'onde de crue et une régularisation de ces impulsions de telle sorte que la crue devient très régulière.

Les caractéristiques de l'hydrogramme-type du bassin de Taya définies sous les conditions suivantes : réseau hydrographique en eau, averse homogène dans l'espace, sont, pour une lame ruisselée de 10 mm :

- volume de ruissellement : 1 670 000 m³,
- débit maximal de ruissellement : 63,3 m³/s,
- temps de montée t_m : 8 heures,
- temps de base t_b : 15 heures.

L'hydrogramme standard caractérisé par les paramètres :

- temps de montée t_m : 6 h 30,
- temps de base t_b : 13 heures,
- α : 1,9,

a pratiquement la forme d'un triangle pour le bassin de Taya.

III. — ÉTUDE DU COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT

3.1. — Ruissellement annuel.

Le coefficient de ruissellement annuel, en 1964, malgré l'abondance des précipitations, n'atteint que 6,4 % à Tounkoul, 7,6 % à Bidjir et 4,3 % à Taya.

En 1965, il n'est que de 2,5 % à Tounkoul, 0,2 % à Bidjir et 0,4 % à Taya.

En 1966, on a respectivement 1,5 %, 1,2 % et 0,4 %.

Pour ces bassins, on peut donc compter sur des ruissellements de l'ordre de :

- 0,5 % à Taya,
- 1 % à Bidjir,
- 2 % à Tounkoul,

pour une année où la hauteur annuelle des précipitations est voisine de la médiane.

3.2. — Ruissellement de crue.

Dans certaines circonstances, sol préalablement imbibé d'eau et chutes importantes de pluies favorables aux crues exceptionnelles, le coefficient de ruissellement, pour une averse donnée, peut devenir très important. En 1964, on a observé des valeurs de 43,6 % à Bidjir, 33 et 34 % à Taya, 30 % à Tounkoul.

L'observation simultanée des précipitations et des débits aux trois bassins de Bidjir (81 km²), Tounkoul (55 km²) et Taya (167 km²) a permis de dresser le tableau des caractéristiques des averses et crues observées.

Voici, par exemple, quelques données types extraites du tableau de Bidjir.

Sur 142 averses observées au cours des trois mois de juillet, août, septembre pour quatre années, 49 ont donné lieu à une crue.

- 1963 : 32 averses, 8 crues dont la plus forte a un débit maximal de 4,1 m³/s,
- 1964 : 42 averses, 28 crues dont 7 ont un débit de pointe supérieur à 20 m³/s, l'une d'entre elles atteignant 168 m³/s,
- 1965 : 28 averses, 5 crues dont la plus forte a un débit maximal de 2,2 m³/s,
- 1966 : 38 averses, 8 crues dont la plus forte a un débit de pointe de 24 m³/s.

Ce décompte et ces quelques valeurs montrent bien que, seules, la campagne 1964 et à un degré moindre, celle de 1966 favorisent l'étude détaillée du coefficient de ruissellement.

Le coefficient de ruissellement, extrêmement variable d'une averse à l'autre, dépend des caractéristiques de l'averse (hauteur et intensité), des caractéristiques physiques permanentes du bassin et de l'état de saturation du terrain.

Cet état de saturation, ou d'humidification, ou d'humectation du bassin n'est pas défini d'une manière rigoureuse par des données directement mesurables ; aussi a-t-on recours actuellement à des indices d'humidité basés sur les précipitations antérieures, tels que :

$$I_H(J) = \sum \frac{P_a}{1 + t_a}$$

t_a étant la durée en jours qui sépare l'averse du jour J de la pluie antérieure P_a .

Cet indice n'étant fonction que des précipitations et des temps qui les séparent, a l'avantage d'être facilement calculable à l'aide des observations pluviométriques journalières, mais présente l'inconvénient de ne pouvoir caractériser l'état d'humectation vrai du Bassin compte tenu des divers types de sols.

Cependant, en attendant mieux, il permet d'améliorer la corrélation entre le coefficient de ruissellement et la précipitation moyenne en faisant intervenir une correction basée sur la valeur de l'indice d'humidité défini juste avant l'averse étudiée.

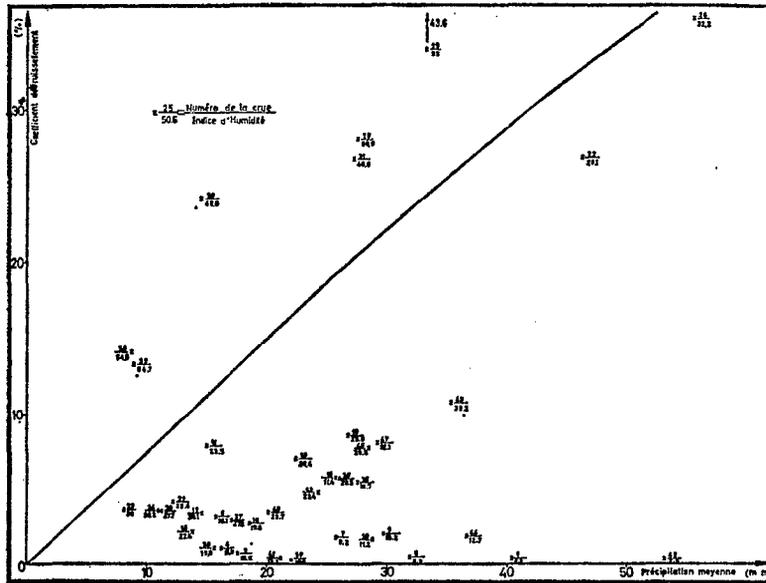


FIG. 5. — Bassin versant de Bidjir.
Coefficient de ruissellement en fonction de la précipitation moyenne.

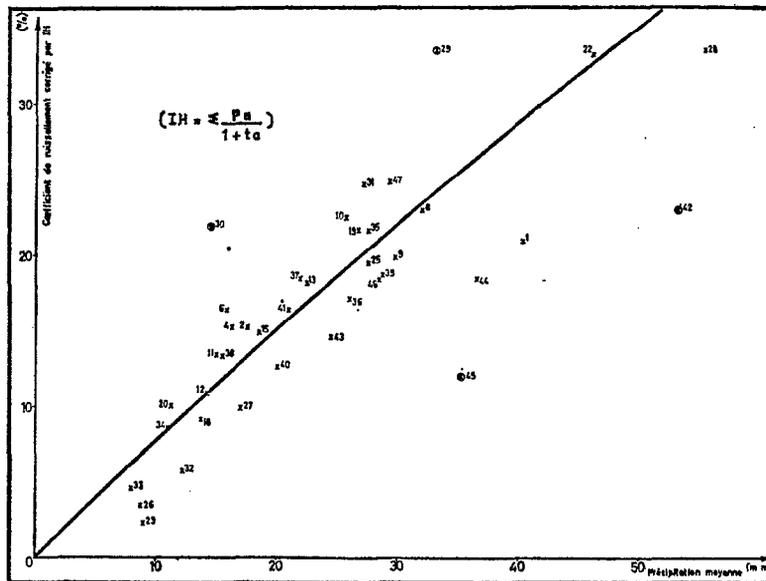


FIG. 6. — Bassin versant de Bidjir.
Coefficient de ruissellement corrigé par l'indice d'humidité.

Les figures 5 à 7 montrent ce qu'il en est pour le bassin de Bidjir.

Pour de très fortes précipitations, cette correction, mise en évidence, généralement par une méthode de déviations résiduelles, a tendance à surestimer les ruissellements si le sol est parfaite-

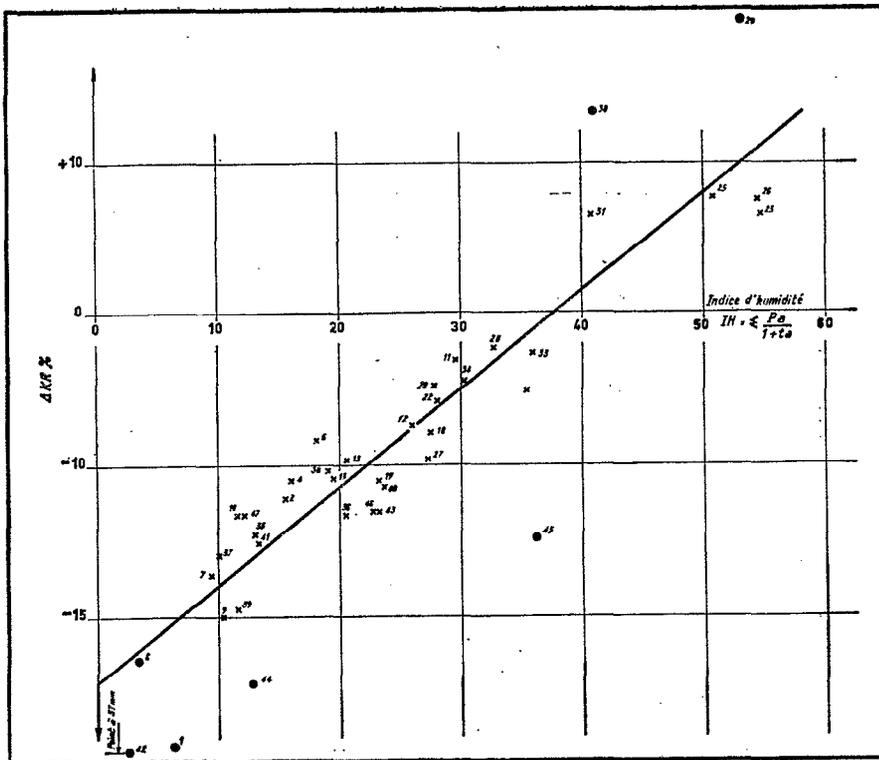


FIG. 7 — Bassin versant du Bam-Bam. Influence de l'état d'humectation sur le ruissellement.

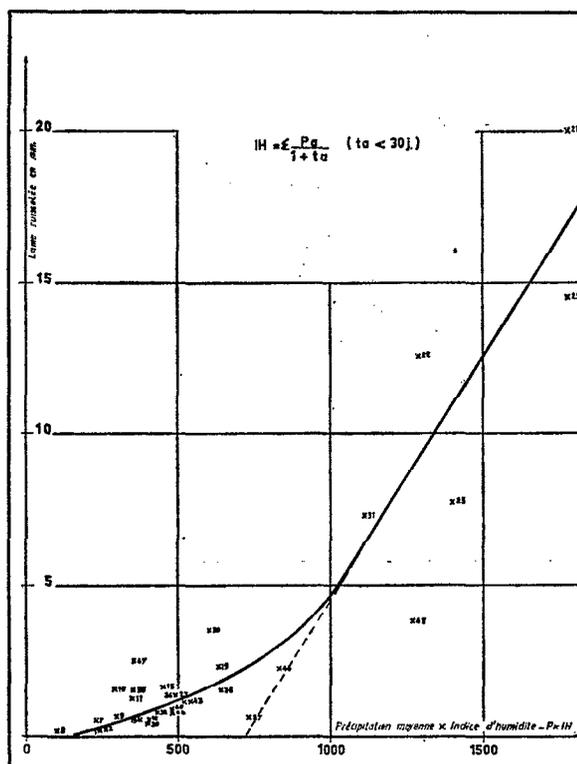


FIG. 8. — Bassin versant de Bidjir. Lame ruisselée en fonction du produit : Précipitation - indice d'humidité.

ment sec ou humecté insuffisamment par une averse préliminaire, tandis qu'elle sous-estime les ruissellements si le sol est particulièrement détrempé. Néanmoins, elle reste assez bien représentative pour des crues dues à des averses tombant dans des conditions moyennes sur un bassin qui n'est ni entièrement sec ni totalement saturé. Remarquons que les relations sont parfois différentes pour des bassins proches les uns des autres, sans raison apparente.

Comme la lame ruisselée est fonction de la précipitation moyenne et de l'état d'humectation du bassin caractérisé par l'indice d'humidité du jour, elle est donc liée à une composition non linéaire de ces deux variables : P exprimé en mm et I_H exprimé en mm/jour ; on a choisi leur produit. Cette remarque fournit une autre méthode pour aborder le problème de la régression entre les pluies et les lames ruisselées.

En portant sur un graphique $P \cdot I_H$ en abscisse et la lame ruisselée l_r (mm) en ordonnée, on note pour chacun des bassins :

- 1° une dispersion des points représentatifs de chaque couple averse-crue défini par $P \cdot I_H$ et l_r . Cette dispersion résulte de cas particuliers : averse non homogène sur le bassin centrée sur diverses zones du bassin plus ou moins aptes au ruissellement pour lesquelles l'état de saturation est plus ou moins avancé.
- 2° un net regroupement des points lorsque le produit est supérieur à 1 000 sur une droite indiquant un accroissement de l_r de 16 mm pour une augmentation de $P \cdot I_H$ de 1 000 aussi bien pour le bassin de Bidjir que celui de Tounkoul et un accroissement de l_r de 11 mm dans les mêmes conditions pour le bassin de Taya. La pente de ces droites indiquerait l'aptitude au ruissellement de ces bassins.
- 3° une abscisse à l'origine égale à 700, commune pour ces droites, laissant apparaître l'existence d'un seuil commun à partir duquel on commencerait à enregistrer un ruissellement généralisé sur l'ensemble de ces bassins.

La figure 8 montre l'application de la méthode au bassin de Bidjir.

L'indice d'humidité choisi $I_H = \Sigma \frac{P_a}{1 + t_a}$ ne peut représenter qu'approximativement l'état d'humectation du sol puisqu'il ne tient pas compte de la variabilité des propriétés hydrodynamiques intrinsèques des sols constituant le bassin. Cependant, dans le second essai d'évaluation du ruissellement, la relation de proportionnalité entre la lame ruisselée et le produit $P \cdot I_H$ indique un effacement de l'hétérogénéité des bassins à mesure que les conditions deviennent plus favorables au ruissellement.

IV. — BILAN HYDROLOGIQUE DES QUATRE ANNÉES SUR L'ENSEMBLE DES BASSINS

Le bassin versant de Taya donne, à précipitation égale, le plus faible écoulement annuel que l'on puisse observer dans la région.

Par suite du ruissellement plus élevé sur le bassin de Tounkoul et sur les zones plus dénudées, le bassin de Mazera donne un écoulement légèrement plus fort que celui du bassin de Taya. Ainsi, la partie centrale du bassin de Mazera présente un écoulement probablement comparable à celui du bassin de Taya.

Le bassin de Barlo présente un écoulement élevé pour chaque année observée, et cela malgré la faible valeur des écoulements sur le bassin de Taya et à un degré moindre sur celui de Bidjir, ce qui indique que la partie du bassin versant intermédiaire comprise entre les stations de Barlo, Bidjir et Taya donne l'écoulement maximal qu'il est possible d'observer sur tout le bassin du Bam-Bam.

Notons que pour des faibles précipitations annuelles les écarts entre coefficients d'écoulements, 1 à 5, sont énormes. Ces écarts se réduisent lorsque les précipitations annuelles augmentent, pour n'être que dans le rapport de 1 à 2 lors des années décennales fortes.

Le tableau 4.1. montre les résultats obtenus sur les différents bassins pour les quatre années d'observations.

TABLEAU 4.1.
Bilans hydrologiques

Bassin de BIDJIR B.V. : 81 km ²				Bassin de TAYA B.V. : 167 km ²			
	Précipitation (mm)	Coefficient d'écoulement (%)	Lame écoulée (mm)		Précipitation (mm)	Coefficient d'écoulement (%)	Lame écoulée (mm)
1963	684	0,32	2,2	1963	631	0,1	0,6
1964	1 079	12,0	129,4	1964	1 078	7,9	85,6
1965	750	0,34	2,5	1965	800	0,8	6,5
1966	752	1,8	13,3	1966	726	0,7	5,3
Bassin de TOUNKOUL B.V. : 55 km ²				Bassin de TIALOZOUDOU 1 196 km ²			
	Précipitation (mm)	Coefficient d'écoulement (%)	Lame écoulée (mm)		Précipitation (mm)	Coefficient d'écoulement (%)	Lame écoulée (mm)
1963	666	0,5	3,5	1963	690	1,3	8,7
1964	951	17,2	163,5	1964	995	9,5	94,3
1965	829	6,6	51,5	1965	716	1,1	8,1
1966	655	2,8	18,4	1966	723	1,9	14,0
Bassin de BARLO 528 km ²				Bassin de MAZERA 316 km ²			
	Précipitation (mm)	Coefficient d'écoulement (%)	Lame écoulée (mm)		Précipitation (mm)	Coefficient d'écoulement (%)	Lame écoulée (mm)
1963	680	1,56	10,8	1963	647	0,87	1,7
1964	1 025			1964	865	10,6	91,8
1965	735			1965	778		
1966	724	2,6	19,9	1966	705	1,5	10,6

V. — ÉTUDE DES GRANDS BASSINS

5.1. — Détermination des pertes en eau dans le réseau hydrographique.

Les lits mineurs de toutes les parties du réseau restent à sec neuf mois par an et pendant les trois autres mois de l'année, ils sont fréquemment sans eau.

Après une période sans pluie, l'écoulement n'apparaît en un point donné du cours d'eau, que lorsque la totalité des eaux de ruissellement d'une partie ou de tout le bassin ainsi délimité est supérieure à la capacité d'emmagasinement de toutes les mouilles du réseau en amont de ce point.

A mesure qu'on avance dans la saison des pluies, ces pertes diminuent. Elles deviennent nulles lorsque le réseau hydrographique est en eau et qu'un écoulement permanent s'observe à la station principale.

Grâce aux six stations hydrologiques et en admettant que le ruissellement intermédiaire entre chaque groupe de stations est nul, le déficit d'écoulement en volume de l'amont vers l'aval représente la perte d'eau minimale pour cette section du réseau hydrographique.

De proche en proche, il est possible d'obtenir l'ordre de grandeur des pertes minimales que l'on peut chiffrer approximativement à 1 000 000 de m³ pour l'ensemble du réseau. Pour préciser la valeur réelle des pertes totales dans le réseau hydrographique, il est nécessaire de mesurer en de nombreux points les débits entrant dans le collecteur et de suivre la variation de ceux-ci le long du réseau.

Ces pertes sont dues :

- au remplissage initial des mouilles du réseau hydrographique,
- aux infiltrations dans le réseau hydrographique, l'évaporation ou l'évapotranspiration étant négligeables.

5.2. — Coefficients de ruissellement sur les grands bassins.

Les liaisons entre coefficients de ruissellement et précipitations moyennes, corrigées par l'indice d'humidité et mises en évidence au cours de l'étude du ruissellement des petits bassins, ne se retrouvent pas pour les grands bassins.

Il a été possible de trouver, sur le diagramme (coefficient de ruissellement, indice d'humidité), une enveloppe linéaire de tous les points représentatifs de l'échantillon assez restreint dont on dispose. Pour un indice d'humidité donné du bassin versant, il est bien rare que le coefficient de ruissellement d'une averse quelconque soit supérieur à la valeur correspondante qui lui est impartie par la droite enveloppe.

L'influence de l'état de saturation du bassin de Tialozoudou est nettement mise en évidence par le diagramme de la figure 9. Sur ce dernier, les points voisins de la droite limite sont représentatifs des crues produites par une averse centrée sur la partie la plus favorable au ruissellement et, les points éloignés de cette droite des crues dues à des averses très localisées.

L'hétérogénéité du ruissellement sur le bassin de Barlo est également mise en évidence par ce type de graphique. Les sols constitutifs de la zone aval du bassin du Barlo sont, pour un indice d'humidité donné, plus aptes à ruisseler que les sols de la partie amont du bassin (Taya par exemple) quelle que soit la valeur de la précipitation.

La recherche, pour les petits bassins versants, de l'existence d'une telle droite limite ne la met pas en évidence de façon aussi nette ; la dispersion semble due à l'influence de l'intensité de la précipitation origine, elle est donc en rapport avec la hauteur utile de l'averse.

Pour le bassin du Bam-Bam, l'indice d'humidité devient le premier facteur conditionnel du coefficient de ruissellement, le second facteur étant le développement de l'averse sur le bassin versant : hauteur et intensité.

5.3. — Perméabilité et comportement des sols.

Le classement par perméabilité croissante de chacune des zones soumises à l'influence des pluviomètres peut être obtenu par la méthode de M. РОСНЁ en utilisant les précipitations à chacun des postes, la précipitation moyenne et les coefficients de ruissellement observés.

Toutes les averses tombant sur un sol ayant un indice d'humidité élevé et donnant lieu à une crue ont été retenues pour déterminer cet ordre de classement qui est en bon accord avec ce qu'il a été possible de déceler par l'étude des crues. Signalons que cet ordre est sensiblement modifié si l'on prend en compte toutes les averses qui ont donné lieu à une crue.

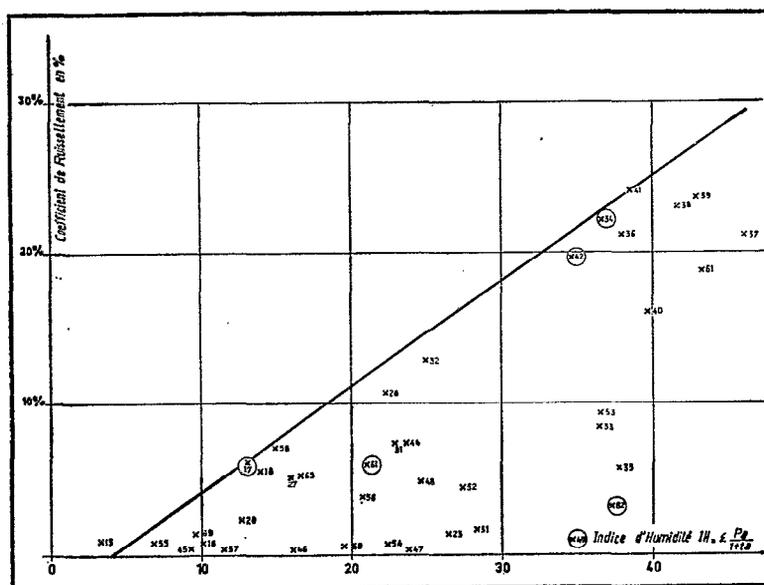


FIG. 9. — Bassin versant du Dam-Bam à Tialozoudou.
Relation coefficient de ruissellement - indice d'humidité.

L'étude des régimes hydriques de trois types de sol en vue de définir leurs comportements hydrologiques, réalisée par G. CLAUD en 1966, permet de constater une bonne correspondance entre les observations ponctuelles assorties des conclusions obtenues, et les résultats intégrés sur une surface totale de l'ordre de 100 km².

a) *Solod à action de nappe* : ces sols lessivés de piedmonts, qui ne ruissellent que complètement saturés, constituent une sorte de réservoir pour les eaux ruisselées des inselbergs situés en amont. Les eaux ainsi stockées momentanément sont restituées au réseau hydrographique au bout d'un temps plus ou moins long.

On peut ainsi expliquer d'une part la faiblesse de l'écoulement global annuel du bassin versant de Taya où ce type de sol est assez courant et, d'autre part, le fait que si cet effet de stockage devient limité (le niveau de la nappe atteint la surface) tout nouveau ruissellement des zones situées au-dessus de ces sols rejoindra directement le réseau hydrographique.

b) *Solonetz solodisés* : en dessous de 30 cm de profondeur, l'humidité du sol ne varie pas. Le bilan hydrique montre qu'un excédent d'eau fort important a participé au ruissellement au cours de la même période d'observation. La quantité d'eau nécessaire pour saturer ces sols est de l'ordre de 40 mm.

c) *Vertisols* : quand les fentes sont entièrement refermées par quelques pluies préliminaires, ces sols sont favorables au ruissellement. Une faible quantité d'eau suffit pour refermer les fentes de retrait qui apparaissent dans les huit jours après la cessation des pluies, et pour réhumecter

les couches superficielles. Le ruissellement apparaît alors par suite de l'imperméabilité superficielle.

Les zones cartographiées en vertisols et solonetz solodisés, et comprises entre les bassins de Taya ou Bidjir et Barlo sont favorables à un bon ruissellement d'après ces données. Nous avons effectivement obtenu, au cours des quatre années d'études, des résultats confirmant ces constatations.

Le véritable problème réside donc en la détermination des fonctions de ruissellement de ces divers sols, compte tenu des facteurs climatiques et des séries de précipitations. Elle ne peut être approchée qu'à l'aide de petits bassins, représentatifs de ces zones, sur lesquels doivent être observés simultanément les précipitations et les écoulements ainsi que les variations d'humidité des sols et les mouvements des nappes phréatiques.

5.4. — Caractéristiques des crues observées sur le bassin de Tialozoudou.

5.4.1. — Temps de réponse ou intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie efficace de la pointe de l'hydrogramme observé à l'exutoire.

Il dépend, pour ce grand bassin versant, du centrage de l'averse en cause sur le bassin et parfois d'autres facteurs tels que l'importance de la crue résultante. Généralement, on enregistre des temps de réponse de 9 à 10 heures pour des averses centrées à l'aval, de 12 à 13 heures pour des averses homogènes, de 16 à 18 heures pour des averses centrées à l'amont. Par contre, lorsque les débits maximaux instantanés atteignent ou dépassent 100-120 m³/s, le temps de réponse se trouve allongé à plus de 20 ou 24 heures par suite des débordements dans la zone inférieure.

5.4.2. — Temps de montée ou durée qui s'écoule entre l'instant d'arrivée du ruissellement apparent à l'exutoire et l'instant du maximum de ruissellement.

Ce temps de montée varie selon la taille des averses sur ce bassin et l'importance de la crue. Il ne semble pas dépendre de la localisation du point d'impact d'une précipitation de même étendue aux effets comparables.

Pour des tornades tropicales classiques, les temps de montée sont extrêmement brefs. 3 h 30 : crue n° 17 du 24 juillet 1964, crue n° 40 du 1^{er} septembre 1964, crue n° 41 du 2 septembre 1964, crue n° 51 du 30 août 1965.

Cette constance des temps de montée, pour des crues assez importantes produites par des averses d'étendues relativement comparables ayant des points d'impacts différents, reflète une caractéristique du réseau hydrographique dans la transmission de l'onde de crue de sa zone de formation à l'exutoire.

5.4.3. — Temps de base ou durée totale du ruissellement.

Le temps de base varie de 22 heures pour une crue produite par une averse localisée à 54 heures pour une crue produite par une averse complexe. Il serait de l'ordre de 34 heures pour une crue résultant d'une averse homogène du type unitaire.

5.4.4. — Temps de concentration ou temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée de l'exutoire pour parvenir à celui-ci.

Pour une averse centrée à l'amont du bassin nous avons enregistré un début d'accroissement des débits à l'exutoire 20 heures après la fin de l'averse et une fin de ruissellement 34 à 38 heures après l'averse.

Ce début d'accroissement du débit est très net sur l'hydrogramme, tandis que la fin du ruissellement nécessite une interprétation personnelle dans la séparation des écoulements de base et de ruissellement.

Nous devons, pour éviter certaines confusions, préciser que le temps de concentration d'un bassin est défini comme l'intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie efficace tombée sur la zone hydrauliquement la plus éloignée du bassin, de la pointe de l'hydrogramme de crue résultant du ruissellement sur cette zone.

La détermination du temps de concentration ainsi défini reste assez délicate dans le cas où l'on ne dispose pas d'observations sur une pluie concentrée à l'amont du bassin et sur les débits de la crue résultante. Il est cependant possible de prendre comme valeur la limite maximale du

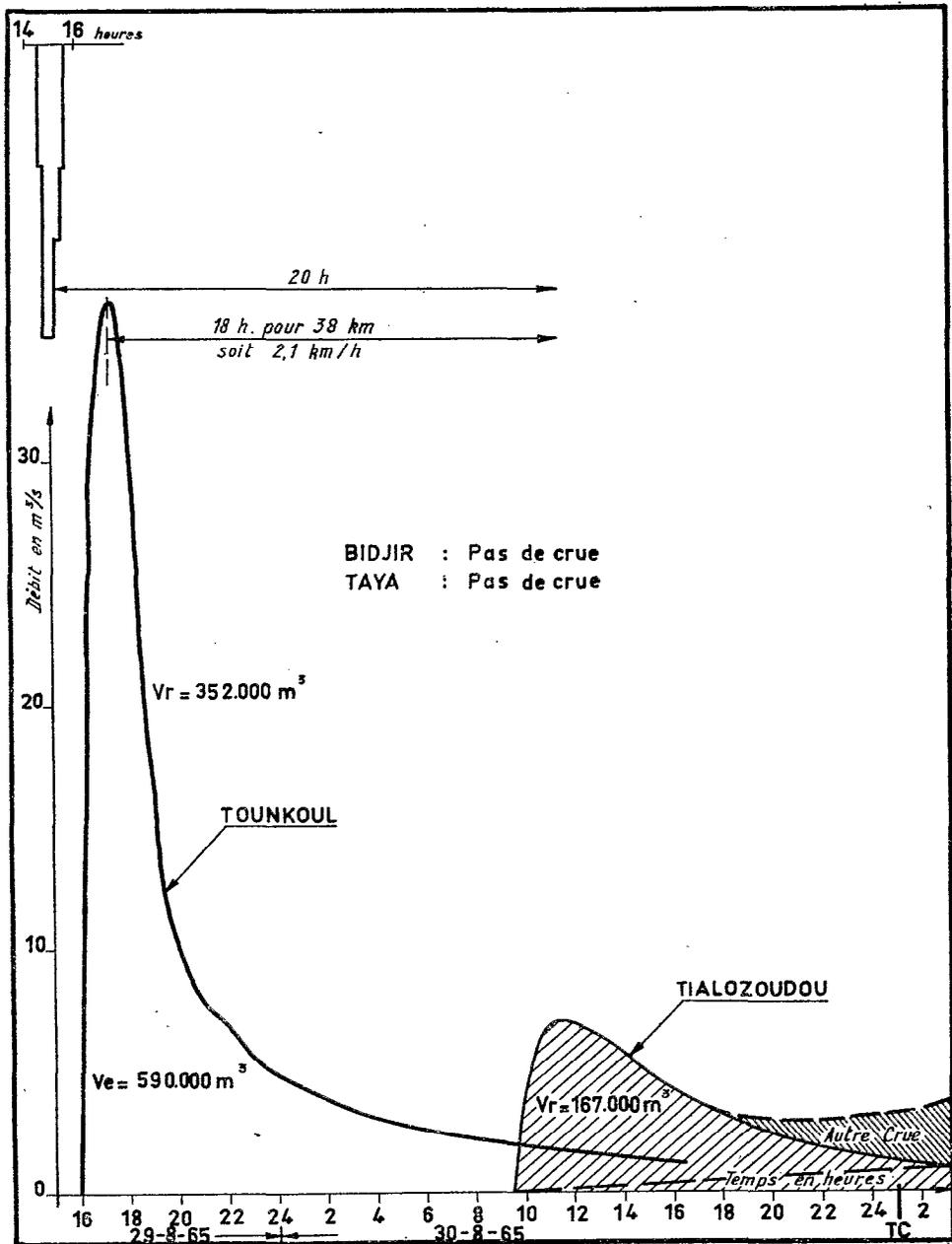


FIG. 10. — Bassin versant du Bam-Bam. Déplacement des ondes de crue.

temps de réponse du bassin de toutes les crues ou bien, à défaut de limite nettement marquée, la différence de temps entre le moment de cessation de la pluie efficace et celui où l'on constate le 1^{er} point d'inflexion sur la courbe de décrue de l'hydrogramme. Ce point d'inflexion indiquerait

le commencement de la vidange du réseau hydrographique c'est-à-dire, approximativement, le moment auquel on assiste à la cessation d'apports supplémentaires.

Le temps qui s'écoule entre le point d'inflexion et la cassure de l'hydrogramme de crue mesure la durée de la vidange du réseau hydrographique.

Le temps de concentration serait de 20 heures dans ce cas et non pas de 34 ou 38 heures comme on serait tenté de le croire. Il représente en quelque sorte le temps de transport ou temps de parcours dans le réseau hydrographique de l'onde de crue provenant de la partie la plus éloignée hydrauliquement du bassin. Nous admettons que ce temps de concentration est de 20 heures pour le bassin.

La figure 10 présente le cheminement de la crue produite par une averse importante concentrée à l'amont du bassin.

5.4.5. — Vitesse de parcours de l'onde dans le réseau.

Dans la partie aval du réseau hydrographique, il est possible d'évaluer la vitesse de parcours de l'onde de crue provenant du centre ou de l'amont du bassin. En prenant le centre de gravité des divers hydrogrammes de crue, le temps de déplacement de ces centres est de 5 h entre les stations de Barlo et de Tialozoudou distantes de 16 km soit une vitesse de déplacement de 3,2 km/h, c'est-à-dire de 0,9 m/s environ. La vitesse du front de l'onde est de l'ordre de 4 km/h.

Sur ce même parcours, lorsque la somme des débits instantanés aux stations de Barlo et de Mazera (représentant l'hydrogramme fictif probable au début du parcours sur le 1/3 aval du Bam-Bam) dépasse 100 m³/s, on observe une déformation de l'onde de crue avec retardement de plus de 4 heures du maximum de l'onde.

Sur l'ensemble du réseau hydrographique, une des vitesses de déplacement de l'onde était de 2,1 km/h sur 38 km, soit 0,56 m/s.

5.4.6. — Phase « décrue » des hydrogrammes.

Toutes les crues de débit maximal supérieur à 140 m³/s présentent une décrue extrêmement rapide du maximum jusqu'à un débit de 80-70 m³/s ; puis, au-dessous de cette valeur, la décrue devient identique à celle de toutes crues.

Le graphique 11 montre les décrues caractéristiques des fortes crues (A, D), ainsi que celles des autres crues (B). Les éléments de droite (A) et (D), rigoureusement parallèles, traduisent la phase vidange du lit mineur qu'il y ait eu ou non débordement.

La décrue (E) de la crue du 17-18 août 1966, parfaitement observée, permet d'émettre quelques hypothèses sur le processus de la décrue.

En (E1) et (E2) on retrouve les éléments (D) et (A) représentatifs de la vidange brutale des zones d'inondations et de la vidange du lit. L'écart de temps entre (E2) et (E4), voisin de 4 heures, représenterait un retard dans la vidange du réseau hydrographique par suite des débordements. Cet écart serait nul pour une crue sans débordement. Le tronçon (E3) doit se rapporter à une phase secondaire et complémentaire de la vidange du lit : le réseau hydrographique amont s'est progressivement vidé, et nous assistons ensuite à une décrue plus rapide pour atteindre l'écoulement de base que nous aurions de toute façon observé si le phénomène débordement n'avait pas eu lieu.

5.4.7. — Évaluation des volumes d'eau stockée.

On peut envisager deux approches différentes de la détermination du volume d'eau stockée dans les plaines d'inondations pour pallier les manques d'information : la première consiste à comparer l'hydrogramme observé à l'hydrogramme reconstitué en tenant compte de l'apport du bassin versant intermédiaire et du temps de déplacement de l'onde de crue normale ; la seconde consiste à mesurer, comme sur la figure 11, le volume correspondant à l'aire hachurée.

Ces évaluations, appliquées à de plus fortes crues, ont permis d'estimer les volumes considérables d'eau stockée (1 200 000 m³).

Si ces zones emmagasinent un volume d'eau extrêmement important, elles jouent également le rôle de réseau de drainage temporaire concurremment avec les deux ou trois bras qui constituent

le réseau hydrographique permanent en amont de Tialozoudou. Les anciens lits plus ou moins comblés, où se développe une végétation arbustive, deviennent, si la hauteur dépasse la végétation herbacée, de véritables drains ou même des cours d'eau puisque la pente moyenne générale est très forte (1 m par km).

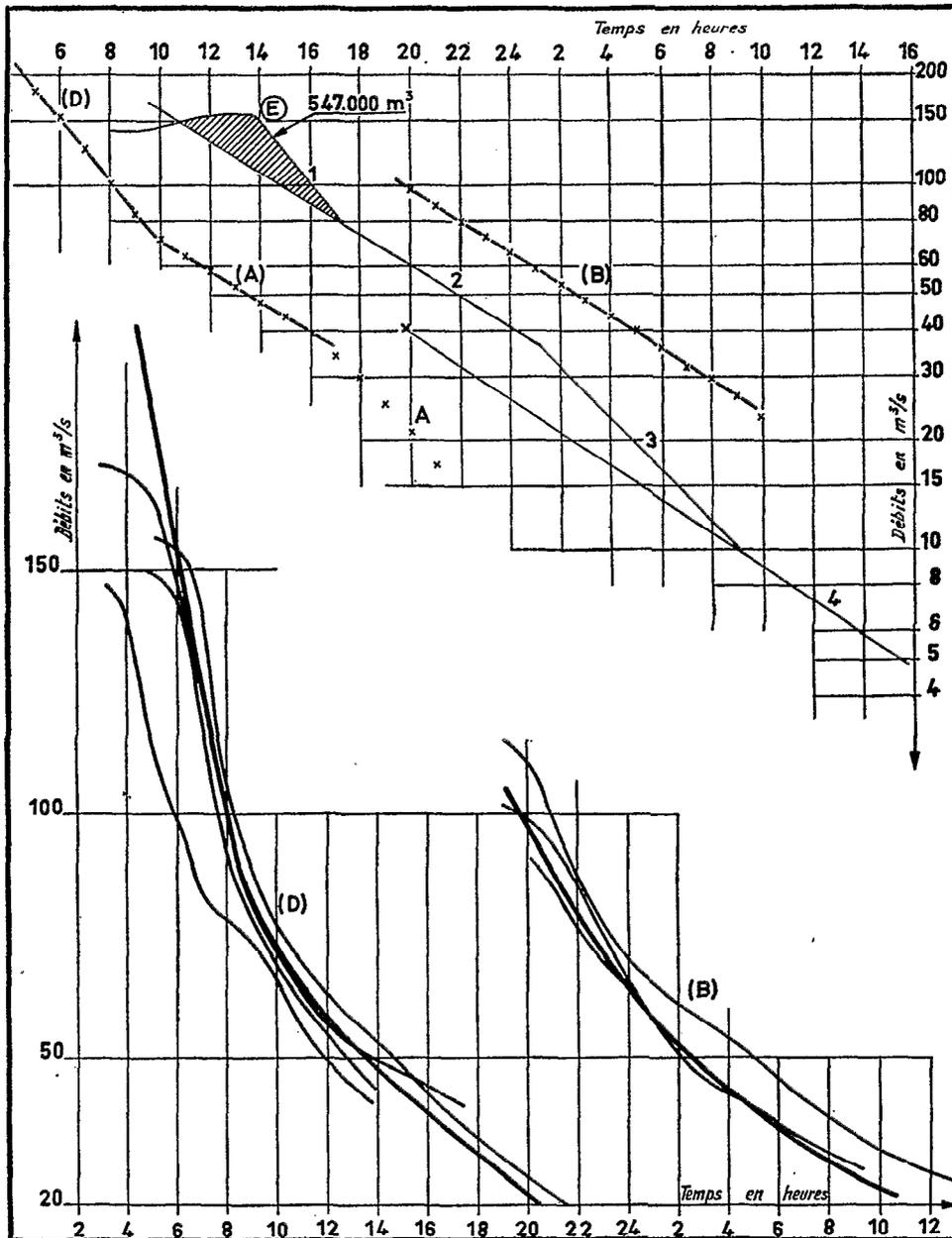


FIG. 11. — Bassin versant du Bam-Bam à Tialozoudou. Décrues caractéristiques.

On peut aisément concevoir qu'après avoir freiné la progression de la crue pour des cotes 1,50 à 2,00 m, ces anciens bras du cours d'eau reprennent leur fonction antérieure pour assurer un passage plus rapide de la crue.

5.5. — Mise au point d'un modèle mathématique de synthèse de crue.

5.5.1. — Introduction.

Pour les bassins de Bidjir et de Tounkoul, voire pour celui de Taya, il a été possible de définir un hydrogramme-type de ruissellement à partir de l'échantillon de crues observées. A partir des précipitations et sous certaines conditions, cet hydrogramme-type permet de reconstituer les crues de diverses fréquences, en admettant en particulier que les caractéristiques physiques ou dynamiques de ces bassins restent identiques à elles-mêmes quand varie l'importance de la crue (homogénéité de l'averse et du ruissellement, homogénéité et constance du transport des eaux dans le réseau hydrographique). Nous avons affaire à un modèle global.

Pour les 1 196 km² du bassin du Bam-Bam le schéma global ne peut être admis. La pluviométrie est souvent hétérogène dans l'espace. La perméabilité du sol est variable dans l'espace et dans le temps puisque dépendante de l'importance des précipitations antérieures et de leur cadence.

C'est cet ensemble de faits qui nous oblige à étudier les crues importantes non plus à l'aide de l'opérateur global qu'est l'hydrogramme unitaire, mais à l'aide d'un opérateur matriciel qui puisse intégrer toutes les particularités du bassin versant.

La méthode de l'opérateur matriciel de transformation pluie-débit consiste à diviser le bassin en bandes isochrones et en zones de surface d'influence de chaque pluviomètre, puis à calculer, pour chaque partie élémentaire du bassin, le volume de ruissellement correspondant à une précipitation dans chaque intervalle de temps, puis à faire la sommation dans le temps de ces volumes de ruissellement sur chaque bande avant de procéder au transport à l'exutoire de chacun des volumes totalisés, après avoir appliqué à ceux-ci une fonction d'étalement pour tenir compte de la forme de l'onde à l'origine et des déformations de cette onde lors du transport dans le réseau hydrographique.

La recherche de l'opérateur matriciel pluie-débit a été facilitée par l'observation d'un nombre assez important de couples averses-débits. Les pertes en eau dans le réseau hydrographique, soit par évaporation soit par infiltration, n'ont pas été prises en compte.

5.5.2. — Recherche d'un opérateur pluie-débit.

5.5.2.1. — Réseau de zones isochrones.

Le temps de concentration T_c , comparable au temps de transport défini au paragraphe 5.1 permet de choisir l'intervalle de temps de transport d'une ligne isochrone à l'autre. T_c étant de 20 heures, nous choisirons un intervalle de temps égal à 2 heures. Le nombre de bandes isochrones sera de 10 et le nombre de lignes isochrones de 11. La ligne n° 1 passe à l'exutoire et la ligne n° 11 au point le plus éloigné hydrauliquement du bassin.

Ayant remarqué que la vitesse de transport de l'onde dans le réseau hydrographique était plus rapide dans le tronçon aval (Barlo-Tialozoudou), le découpage du bassin s'effectuera de manière que cette vitesse décroisse de 3,2 km/h à l'aval à 1,5 km/h à l'amont du bassin. Les lignes isochrones sont donc plus serrées en tête des divers bassins versants élémentaires (figure 12).

5.5.2.2. — Fonction d'étalement.

Le volume de ruissellement ne se transporte pas en bloc de la zone isochrone à l'exutoire dans l'intervalle de temps défini par le numéro de la ligne isochrone. En plus de l'étalement à l'origine, avant l'entrée dans le réseau hydrographique, il y a un laminage dû au stockage dans le lit et une déformation due aux obstacles rencontrés le long du parcours dans le réseau hydrographique. La fonction d'étalement rend compte, avant transport, de ces déformations.

Nous avons adopté, pour cette fonction, la forme $\lambda(t) = 2\mu t e^{-\mu t^2}$, préconisée par MM. ROCHÉ et SLIVITZKY et pour laquelle on trouvera toutes indications utiles dans [4]. On l'exprime en réalité sous forme d'un histogramme représenté par un vecteur dont le terme λ_i est l'intégrale de $\lambda(t)$ prise entre les temps $(i-1)\Delta T$ et $i\Delta T$. ΔT est un pas de temps égal à celui qui a été adopté pour le découpage isochronique du bassin.

L'ajustement sur crues inférieures à $100 \text{ m}^3/\text{s}$ conduit à adopter $\mu = 0,0235$ et les valeurs de λ_i suivantes :

— $\lambda_1 = 0,093$	— $\lambda_2 = 0,226$	— $\lambda_3 = 0,256$	— $\lambda_4 = 0,204$
— $\lambda_5 = 0,126$	— $\lambda_6 = 0,062$	— $\lambda_7 = 0,025$	— $\lambda_8 = 0,008$

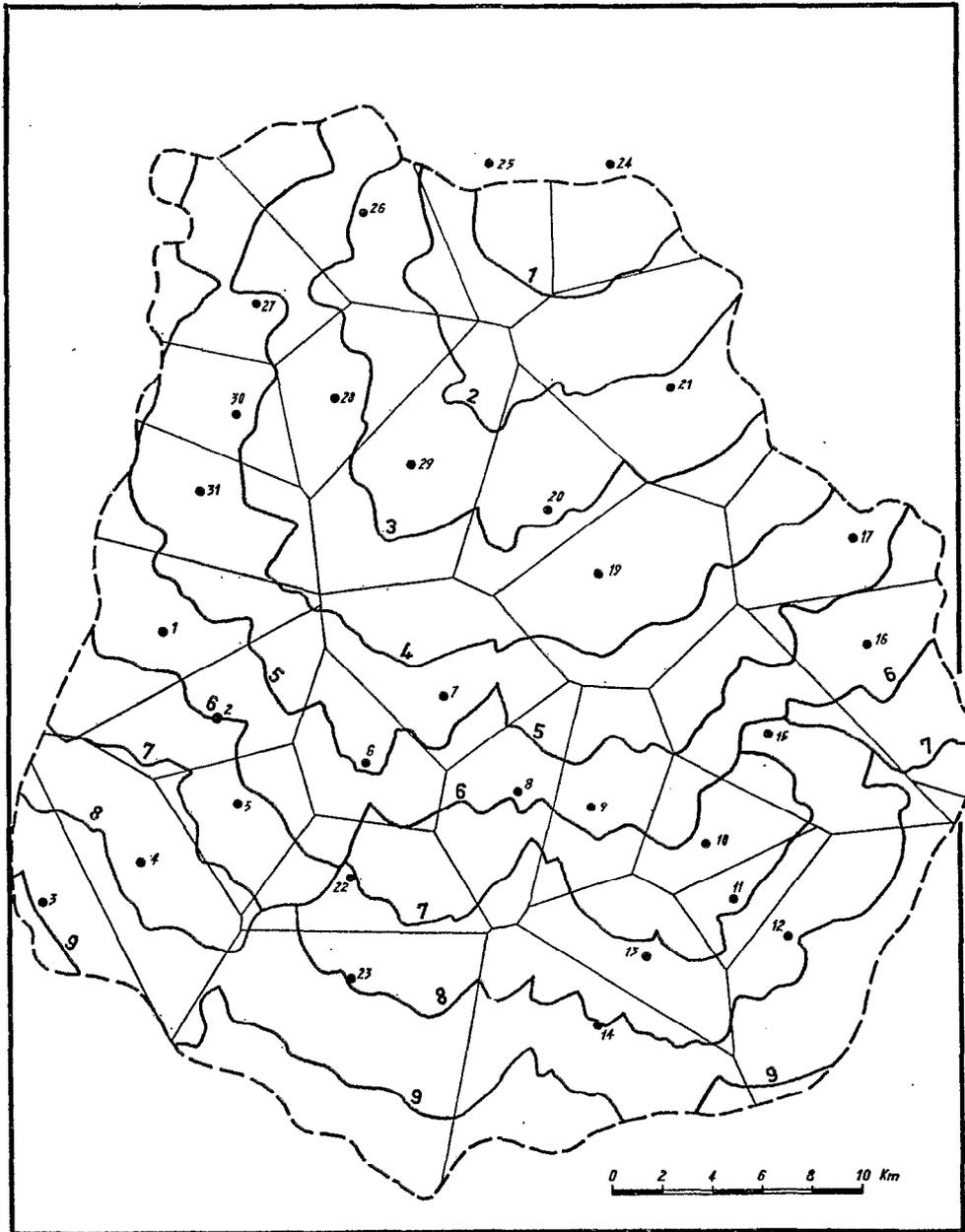


FIG. 12. — Bassin versant du Bam-Bam. Zones isochrones et aires d'influence des pluviomètres.

5.5.2.3. — Découpage en aires d'influence des pluviomètres et fonction de ruissellement.

Ce découpage est présenté dans la figure 12. Pour les 10 zones isochrones et les 30 pluviomètres nous obtenons 98 zones élémentaires.

Pour des raisons de commodité de calcul à la main, nous nous sommes ralliés à un indice d'humidité de même forme que celui de Kohler :

$$I_H = \Sigma (P_a - I_r) e^{-kt_a}$$

Il est basé sur l'importance des précipitations qui se sont infiltrées et de l'espace de temps qui les sépare de l'averse étudiée.

A l'aide des données obtenues sur les bassins de Tounkoul et de Bidjir, nous avons exprimé, en fonction de la précipitation et de l'indice d'humidité, la valeur du coefficient de ruissellement pour des averses entières.

$$K_R = \frac{1,6}{\pi} \cdot \arctg 0,0122 \bar{P} + \frac{27}{78} (I_H - 78)$$

L'indice d'humidité est calculé avec $k = 0,18$.

Notre modèle nous oblige à prendre en compte, sur chaque aire élémentaire, une précipitation de durée de 2 heures, durée que nous nous sommes fixée lors du choix du nombre de lignes isochrones. Ce découpage des précipitations de 2 heures en 2 heures peut parfois décomposer en deux une averse unique. Il en résulte une modification des résultats pour la fonction de ruissellement choisie.

Cependant, si l'on observe une phase pluvieuse continue et d'intensité constante sur 4 heures, il est tout à fait concevable de penser que la crue résultante aura un coefficient de ruissellement beaucoup plus faible que celui d'une même chute d'eau s'étant produite en 2 heures. Dans ce cas, le découpage de l'averse en deux fractions peut se justifier.

5.5.3. — Essais et résultats

Pour « caler » le modèle, on doit vérifier si toutes les crues reproduites ont un volume de ruissellement identique à celui qui a été effectivement observé sur chacun des bassins.

Pour tous les essais à la main, l'indice d'humidité a été déterminé graphiquement, pour tous les pluviomètres, soit par jour, soit par période de 2 heures lors des séquences pluvieuses.

On ne présentera pas tous les essais réalisés, les résultats obtenus ni les diverses modifications apportées au cours des premiers réglages, mais seulement un résumé succinct sur les crues suivantes :

- A — du 24 juillet 1964.
- B — du 17 au 22 août 1964.
- C — du 25 au 31 août 1964.
- D — du 11 septembre 1964.
- E — du 15 au 19 août 1966.

A — L'essai sur la crue du 24 juillet a montré la nécessité d'accroître la fonction de ruissellement aux stations pluviométriques du bassin intermédiaire et de constater qu'une fonction d'étalement de la forme :

$$\lambda_n = \int_{(n-1)}^{(n)} \frac{1}{W^2} e^{-1/W} dW$$

où

$$W = \alpha t^\beta$$

$$\text{avec } \alpha = 0,184 \text{ et } \beta = 1,44$$

ne modifiait que très peu la forme de l'hydrogramme de crue.

B — L'essai sur la crue du 17 au 22 août 1964, réalisé avec les mêmes fonctions de ruissellement, confirme la nécessité d'accroître cette fonction aux mêmes stations pluviométriques.

La pointe de l'hydrogramme de crue reconstituée était de 250 à 280 m³/s selon la fonction d'étalement choisie pour un débit maximal de ruissellement observé de 170 m³/s.

La méthode utilisée ne tient pas compte de l'effet des zones de débordement sur la partie aval du réseau hydrographique.

Deux solutions sont possibles :

- Reconstituer la crue du bassin versant à la confluence des affluents Barlo et Mazera ainsi que celle du bassin intermédiaire et ajuster un modèle mathématique pour réaliser le transport de l'onde de crue de ce point de confluence à la station de Tialozoudou en connaissant les zones de débordements, les lois $Q(h)$ en deux ou trois stations et les caractéristiques hydrauliques du lit mineur et des zones de débordements.
- Reconstituer graphiquement et d'une manière approximative le débit maximal compte tenu des observations effectuées en nous basant sur le fait que, pour une crue à pointe unique, la croissance des débits devient linéaire en fonction du temps à partir de 100 m³/s.

La pente de cette droite est déterminée en fonction du volume stocké et de la relation entre volume stocké et débit observé 6 heures après la décrue.

C — L'essai sur la crue du 25 au 31 août 1964 a également confirmé la nécessité d'accroître la fonction de ruissellement aux mêmes pluviomètres.

Une autre fonction de ruissellement de la forme $K_R = \frac{41,6}{100} \cdot (I_H + P - 46,5)$ a donné des résultats acceptables. Elle a l'avantage de diminuer l'influence du découpage de la précipitation en tranche de 2 heures sur la valeur du coefficient de ruissellement.

D — L'essai sur la crue du 11 septembre 1964 présente un cas particulièrement intéressant.

La fonction de ruissellement adoptée à la suite des essais A, B, C, a la forme

$$K_R = \frac{2}{\pi} \operatorname{arctg} 0,0122 P + \frac{27}{78} (I_H - b),$$

b variant de 60 à 78 pour certains pluviomètres.

Le tableau ci-dessous indique les volumes ruisselés obtenus :

En 10 ³ m ³	Bidjir	Taya	Toukoul	Mazera	Barlo	Tialozoudou
Observés	117,7	522	123,8	2 015	5 148	7 819
Calculés	211,1	1 226	115,9	2 195	2 971	5 935

Sur les petits bassins, la concordance entre volumes observés et calculés est satisfaisante. Elle est bonne pour Mazera. Par contre, pour Barlo et, par suite, Tialozoudou, il manque un volume de 2 000 000 de m³ au volume calculé, et cela malgré les apports excédentaires de Taya et Bidjir.

Le modèle n'est pas responsable. Le tracé des isohyètes de cette averse laisse apparaître ou plutôt deviner un maximum pluviométrique ponctuel peut-être très important entre les pluviomètres 1, 2, 6, 7, 20, 31.

Ce maximum ponctuel de l'ordre de 90 mm donnerait, pour I_H voisin de 40, une lame ruisselée de 37 mm presque suffisante pour trouver les 2 000 000 de m³ manquants.

En effet, le plus grand cercle que l'on peut tracer sans englober de pluviomètres a une superficie de 100 km².

Au vu de ce cas, il paraît souhaitable que les pluviomètres soient placés, au plus, à 5 km les uns des autres de telle sorte que, sur une surface de 20 km², l'on trouve au moins un pluviomètre. Ceci amènerait à doubler le nombre de ces appareils.

Notons que les deux pluviographes les plus proches n'ont enregistré que deux faibles averses à 3 heures d'intervalle sans indiquer l'heure de la chute maximale. Il semble donc nécessaire de placer des pluviographes à 10 km les uns des autres.

Remarquons enfin que la crue reconstituée est remarquablement identique à l'hydrogramme fictif somme des hydrogrammes de Mazera et de Barlo décalés de + 4 heures. Comme le bassin

intermédiaire, peu arrosé, n'a pas donné de ruissellement, il est encourageant de constater que la méthode reste satisfaisante en dehors des effets dus aux zones de débordements.

E - L'essai sur la crue du 12 au 19 août 1966 ne donne pas toute satisfaction. Les écarts sur les volumes sont de 20 % pour la seconde crue mais la fonction de ruissellement définitivement adoptée n'a pas été utilisée.

5.5.4. - Réglage du modèle.

Compte tenu des résultats portant sur de nombreux essais réalisés à la main, il apparaît que le meilleur réglage serait obtenu en adoptant comme fonction de ruissellement :

$$a) K_R = \frac{2}{\pi} \operatorname{arctg} 0,0122 P + \frac{27}{78} (I_H - 60) \text{ pour les pluviomètres 9, 14, 15, 19, 20.}$$

$$b) K_R = \frac{2}{\pi} \operatorname{arctg} 0,0152 P + \frac{27}{78} (I_H - 78) \text{ pour les pluviomètres 1, 2, 7, 29.}$$

$$c) K_R = \frac{2}{\pi} \operatorname{arctg} 0,0122 P + \frac{27}{78} (I_H - 78) \text{ pour tous les autres.}$$

Cette fonction, de la forme $K_R = \frac{2}{\pi} \operatorname{arctg} \alpha P + \beta (I_H - \gamma)$ présente trois paramètres de réglage α , β et γ qui traduisent respectivement l'aptitude au ruissellement de l'ensemble du bassin, l'influence de l'humidité du sol et les caractéristiques du sol.

Les divers essais ont montré qu'il serait préférable d'utiliser « l'heure » comme intervalle de temps pour tous les calculs.

Une nouvelle étude demanderait :

- un découpage des précipitations par heure ;
- un dédoublement des bandes isochrones.

Le nombre de zones isochrones devrait être porté à 22 en choisissant l'heure comme intervalle de temps et le tracé des nouvelles lignes ne devrait être que peu modifié pour tenir compte des vitesses de propagation de l'onde de crue différentes de l'amont à l'aval du réseau hydrographique.

Débits maximaux et forme des crues.

Le modèle permet, dans son état actuel, de reconstituer directement les hydrogrammes de crues dont le débit maximal est inférieur à 100 m³/s avec une assez bonne approximation.

Pour les crues plus importantes et par suite des phénomènes de débordements dans la partie aval du bassin, nous devons faire appel à une opération particulière pour déterminer seulement la valeur du débit maximal, la forme de la crue n'étant pas définie.

En exemple, les résultats suivants ont été obtenus :

Date de la crue	Débit observé en m ³ /s	Débit déterminé en m ³ /s
21 août 1964	185	197
27 août 1964	147	163 à 183
12 septembre 1964	150	154 à 167
17 août 1966	156	165

VI. — DÉTERMINATION DES CRUES ANNUELLES ET DÉCENNALES

6.1. — Bassins de superficie inférieure à 200 km².

Ne pouvant estimer la loi de distribution statistique des crues en raison du manque d'informations, nous attribuerons au terme « crue annuelle » et au terme « crue décennale » les crues que nous déterminerons à partir des précipitations journalières, de fréquence annuelle et décennale, recherchant sur le bassin des conditions médianes de saturation des terrains.

La liaison existante entre la valeur de la lame ruisselée et le produit de l'indice d'humidité par la précipitation, permet, à partir seulement des données des précipitations journalières, de rechercher une loi de distribution du produit $I_H \cdot P$, c'est-à-dire, en fait, des lames ruisselées donc des crues engendrées et, ainsi, de lever une certaine ambiguïté sur la détermination du I_H lié à la valeur de la précipitation dans la définition des crues annuelles et décennales que nous venons de donner.

Malheureusement, les calculs de I_H et de $P \cdot I_H$, pour chaque précipitation journalière sur une longue période, ne peuvent se faire, dans un temps acceptable, qu'à l'aide d'une calculatrice.

TABLEAU 6.1.

Bassin de BIDJIR
Superficie : 81 km²

Tableau A

Période de retour	1 an	10 ans	50 ans
Pluie ponctuelle en mm	60	99	126
Abattement %	93,5	90,0	88
Pluie moyenne en mm	56,1	89,0	110,8
K_r %	38,2	54	63,6
I_H en mm = $\sum (P_a - h)e^{-K_t a}$	30	30	30
ΔK_R %	— 20,5	— 20,5	— 20,5
K_R %	17,7	33,5	43,1
l_r mm	9,91	29,8	47,7
V_r m ³	792 000	2 410 000	3 860 000
Débit maximal m ³ /s	102	306	490
Débit spécifique de crue l/s/km ²	1 260	3 800	6 050

Tableau B

Période de retour	1 an	10 ans	50 ans
$I_H = \sum \frac{P_a}{1 + t_a}$	25	25	25
$P \times I_H$	1 400	2 225	2 770
l_r mm	11,0	28,6	46,0
K_r %	19,6	32,1	41,5
V_r en m ³	891 000	2 316 000	3 726 000
Débit maximal m ³ /s	113	294	472
Débit spécifique de crue l/s/km ²	1 390	3 630	5 970

TABLEAU 6.2
Bassin de TOUNKOUL
 Superficie : 55 km²

Tableau A

Période de retour	1 an	10 ans	50 ans
Pluie ponctuelle en mm	60	99	126
Abattement %	95,0	93	92
Pluie moyenne en mm	57,0	92,0	116,0
K_r %	31,0	45,2	50,6
I_H en mm = $\sum (P_a - h)e^{-K_r t a}$	30	30	30
ΔK_R %	— 20	— 20	— 20
K_R %	11,0	25,2	30,6
l_r mm	6,27	23,2	36,5
V_r m ³	345 000	1 275 000	2 010 000
Débit maximal en m ³ /s	30,5	113	175
Débit spécifique de crue l/s/km ²	555	2 060	3 200

Tableau B

Période de retour	1 an	10 ans	50 ans
$I_H = \sum \frac{P_a}{1 + t^a}$	25	25	25
$P \times I_H$	1 425	2 300	2 900
l_r mm	11,4	25,4	35,0
K_r %	20	27,6	30,2
V_r en m ³	626 000	1 400 000	1 925 000
Débit maximal en m ³ /s	55,5	124	171
Débit spécifique de crue l/s/km ²	1 000	2 250	3 100

Pour définir les crues caractéristiques nous utiliserons :

- les averses annuelles et décennales déterminées à partir des relevés pluviométriques anciens ;
- le passage de ces averses ponctuelles aux averses moyennes sur le bassin par le coefficient d'abattement ;
- la fonction de ruissellement mise au point précédemment pour définir le volume de ruissellement à partir de l'indice d'humidité moyen ;
- les hydrogrammes-types des bassins ;

et nous vérifierons que le temps de montée de ces hydrogrammes est bien supérieur au double de la durée des averses.

Nous utiliserons deux approches pour le calcul des crues annuelles et décennales présentées ci-dessous ; la première (A) à partir des coefficients de ruissellements corrigés par l'indice d'humidité, la seconde (B) à partir de la lame ruisselée fonction du produit précipitation \times indice d'humidité (tableaux 6-1 à 3).

La seconde méthode utilisant la loi de variation de la lame ruisselée en fonction du produit I_H par P serait mieux adaptée pour déterminer les crues sur de plus grands bassins (Taya par exemple) que l'autre méthode qui sous-estime les débits des crues à courtes périodes de retour et surestime ceux des crues de faible fréquence.

TABLEAU 6.3.

Bassin de TAYASuperficie : 167 km²

Tableau A

Période de retour	1 an	10 ans	50 ans
Pluie ponctuelle en mm	60	99	126
Abattement en %	0,87	0,83	0,81
Pluie moyenne en mm	52,2	82,2	102,0
K_r %	28,9	41,5	49,0
I_H mm = $\sum (P_a - h) e^{-K_r t}$	30	30	30
ΔK_r %	— 20	— 20	— 20
K_R %	8,9	21,5	29,0
l_r mm	4,65	17,7	29,6
V_r m ³	776 000	2 960 000	4 950 000
Débit maximal m ³ /s	29,5	112	188
Débit spécifique de crue l/s.km ²	177	670	1 130

Tableau B

Période de retour	1 an	10 ans	50 ans
$I_H = \sum \frac{P_a}{1 + t_a}$	25	25	25
$P \times I_H$	1 305	2 055	2 550
l_r mm	6,9	15,2	20,7
K_r %	13,3	18,4	20,3
V_r en m ³	1 152 000	2 538 000	3 457 000
Débit maximal en m ³ /s	43,6	96,0	131,8
Débit spécifique de crue l/s.km ²	261	575	785

Quand la surface du bassin versant augmente, l'état d'humectation prend une influence prépondérante dans la détermination de la lame ruisselée. Ramenés à des bassins de 25 km², les débits spécifiques de crues décennales correspondraient à 5 600 l/s.km² pour Bidjir et à 3 000 l/s.km² pour Tounkoul.

6.2. — Bassin versant du Bam-Bam à Tialozoudou.

A l'aide de l'opérateur pluie-débit proposé, nous avons essayé d'estimer les crues annuelles et décennales en nous fixant un indice d'humidité uniforme sur tout le bassin, cela afin de réduire la part d'arbitraire du choix de cet indice, et bien qu'au cours de nos essais les indices d'humidité à chaque poste pluviométrique ne fussent même pas comparables.

a). La crue annuelle correspondant à une pluie fictive de fréquence annuelle répartie sur l'ensemble du bassin selon les abattements en fonction de la surface a été calculée pour des centrages différents de l'averse.

Le débit de pointe reconstitué, c'est-à-dire théoriquement obtenu sans l'influence des débordements, est maximal lorsque l'averse est centrée sur le milieu du bassin et minimal pour la même averse centrée sur l'aval du bassin.

Pour une précipitation maximale ponctuelle de 60,5 mm de valeur moyenne sur le bassin égale à 42,9 mm, on obtient une crue de volume de ruissellement : 7 311 000 m³ ($K_R = 6,1 \%$), et un débit de pointe de : 140 m³/s.

b) La crue décennale, calculée à partir d'une précipitation maximale ponctuelle de 98 mm, de valeur moyenne 65,6 mm, pour les conditions d'humidité suivantes, est définie par :

	$I_H = 10$ (centrages sur le milieu)	$I_H = 30$ (centrages aval)
Valeur de ruissellement	15 926 000 m ³	20 710 000 m ³
Coefficient de ruissellement	20,2 %	26,4 %
Qmax théorique en m ³ /s	374	342
Qmax reconstitué en m ³ /s	220	246
Débit l/s.km ²	184	206

Notons qu'un essai de détermination de la crue produite par l'averse annuelle tombant sur un sol saturé ($I_H = 90$) a donné comme résultat :

V_r	20 999 000 m ³
l_r	17,5 mm
K_r	40,8 %
Qmax théorique	364 m ³ /s

c'est-à-dire un débit comparable à la crue dite « décennale » précédemment calculée, ce qui paraît tout à fait invraisemblable.

Par rapport à la crue du 20 août 1964 :

$$H_{\max} = 1,89 \text{ m} \quad \text{et} \quad Q_{\max} = 185 \text{ m}^3/\text{s},$$

la tranche d'eau additionnelle à la station est de 36 cm pour que le débit passe de 185 m³/s à 246 m³/s (valeur de la crue décennale admise). Le stockage additionnel représente 6 100 000 m³ correspondant à une superficie moyenne inondée de 17 000 000 m² sous forme d'un rectangle de 15 km de long sur 1 000 à 1 500 m de large.

La déformation de l'onde de crue dans le tiers aval du réseau hydrographique doit être traitée par un modèle hydraulique à partir des données de notre modèle et des caractéristiques hydrauliques de cette portion du réseau.

Malgré les incertitudes pesant sur la reconstitution, le débit décennal du Bam-Bam à Tialzoudou est de l'ordre de 250 m³/s soit 210 l/s.km².

c) La crue centenaire, calculée à partir d'une précipitation maximale de 137 mm, et de valeur moyenne 89 mm pour les conditions d'humidité suivantes, est définie par :

	$I_H = 10$ (centrage sur le milieu)	$I_H = 30$ (centrage amont)
Volume de ruissellement	32 640 000 m ³ /s	37 376 000 m ³ /s
Lame ruisselée	27,3 mm	31,2 mm
Coefficient de ruissellement	30,7 %	35 %
Qmax théorique	750 m ³ /s	653 m ³ /s

Les valeurs des débits maximaux de la crue centenaire (maximum 650 à 750 m³/s) n'ont pas été reconstituées en tenant compte du phénomène de débordement.

Notre méthode graphique très primaire donnerait, comme débit maximal, seulement 340 m³/s avec un stockage énorme extrêmement imprécis (50 % du volume de la crue).

Or, cette méthode ne tient pas compte du fait que les anciens bras morts et les zones d'inondations, par suite des énormes volumes mis en jeu et de la pente longitudinale (1 m/km) peuvent véhiculer des débits importants.

Nous voyons que les volumes des crues de faible fréquence et les débits maximaux peuvent être appréciés par le modèle lorsque les effets du débordement deviennent secondaires.

Les observations de hauteur d'eau faites à la station de Tialozoudou indiquent qu'un débit maximal de 600 à 700 m³/s a été observé en 1958 ainsi que des débits de 400 m³/s en 1961 et 250 m³/s en 1959.

Elles confirment bien la représentativité de notre modèle pour la reproduction des crues de faible fréquence quand les effets de débordement s'atténuent.

Conclusion

En ce qui concerne la conduite de l'étude des crues sur un bassin versant de recherches de 1 000 à 5 000 km², nous sommes conduits à proposer les améliorations suivantes :

- déterminer avec une bonne précision les précipitations dans l'espace et dans le temps. Le nombre de pluviomètres par 100 km² doit être constant et ne dépendre que de la taille des averses localisées. La distance de 5 km entre chaque pluviomètre semblerait être la distance optimale pour cette région. Le nombre de pluviographes doit être le 1/5 du nombre de pluviomètres ;
- déterminer la fonction de ruissellement en plusieurs zones homogènes sur des bassins versants dont la superficie est identique à l'aire d'influence des pluviomètres. Cette recherche nécessiterait l'exploitation de trois ou quatre bassins représentatifs situés sur des reliefs différents, partie amont du réseau et partie centrale à plus faible pente ;
- déterminer les caractéristiques d'écoulement des ondes de crue dans le réseau hydrographique, temps de transmission de l'onde des différents points du réseau à l'aval, temps de concentration sur différents bassins et bien entendu contrôle des débits sur ces derniers pour être assurés de la parfaite reconstitution des volumes ruisselés à partir de la fonction de ruissellement ;
- rechercher le meilleur tracé des lignes isochrones et la fonction d'étalement ou les fonctions d'étalement permettant de reconstituer la majeure partie des crues. Dans le cas où les zones de débordement sont importantes, l'étude hydraulique doit être entreprise et demande la connaissance des sections mouillées le long du cours d'eau et la loi de variation des vitesses dans ces sections.

Il est certain que le bassin du Bam-Bam, bien que simple parmi les divers bassins sahéliens, cumule presque toutes les difficultés que l'on peut rencontrer sur les bassins de « 1 000 km² ». Nous citerons les principales :

- pertes en eau dans le réseau hydrographique, importantes lors des premières crues et existantes mais faibles et constantes aux périodes d'écoulement ;
- débordement dans les plaines d'inondation avec un plan d'eau qui n'a de plan que de nom ;
- fonction de ruissellement complexe sur des bassins ni très perméables, ni très imperméables, exigeant des réglages hasardeux longs et difficiles. Ceci imposerait par exemple de travailler avec des intervalles de temps de 1 heure, alors que tous nos premiers essais avaient été exécutés avec un intervalle de temps de trois heures, intervalle abandonné pour celui de 2 heures ;
- impraticabilité des pistes conduisant à une densité insuffisante des pluviomètres et des stations de jaugeages intermédiaires.

Les premiers résultats sont assez décevants ; quelques erreurs sur l'heure de la chute de pluie et le tracé de la crue se trouve largement modifié. Une averse isolée provoque une onde de crue effilée ; une averse importante et généralisée provoque une onde de crue plus ramassée. Bien souvent l'effet des débordements qui a été abordé dans l'étude masque la réalité. Cet effet est aussi variable dans le temps en fonction de l'importance des volumes d'eau en transit.

Cependant, les applications du modèle même mal réglé donnent des ordres de grandeurs tout à fait compatibles avec ceux des observations, surtout en ce qui concerne les fréquences décennales. Au point de vue méthodologique, il semble que le modèle matriciel puisse convenir mais avec de sérieuses retouches pour tenir compte de l'influence des zones de débordement.

Il est pratiquement impossible d'arriver à un réglage satisfaisant du modèle par des calculs manuels de durée admissible. L'emploi d'ordinateur permettrait certainement d'arriver à un réglage convenable sous réserve d'une sérieuse étude de terrain concernant les débordements et les temps de propagation, ce qui exige notamment l'aménagement de stations intermédiaires. Mais ceci ne conduirait pas à un changement notable des résultats quantitatifs trouvés pour les crues décennales.

On notera l'importance primordiale de l'étude des relations pluies-débits et en particulier de la forme de l'indice d'humidité et de son influence sur le ruissellement. Ceci doit être fait sur petits bassins représentatifs de 20 km² environ qui, en définitive, sont plus utiles qu'on ne le pensait pour les recherches sur bassins de 1 000 km².

BIBLIOGRAPHIE

- [1] GIRARD (G.) et LE GUILLOU (J.-L.). — Étude des crues du bassin versant du Bam-Bam à Tialozoudou (République du Tchad). Rapport définitif (1963-1966). Ronéotypé. O.R.S.T.O.M. - Paris. 1968.
- [2] ROCHE (Marcel). — Recherche d'un hydrogramme standard in Cahier O.R.S.T.O.M.-Hydrologie, Volume IV, n° 1, 1967. Pages 27 à 44.
- [3] ROCHE (Marcel). — Essai de définition d'un hydrogramme standard in « comptes rendus du Colloque de Fort-Collins », 1967. Pages 66 à 85. Colorado State University - Fort-Collins - Colorado. U.S.A.
- [4] ROCHE (Marcel) et SLIVITZKY (Michel). — Modèle mathématique pour une crue de fonte de neige, in Cahier O.R.S.T.O.M.-Hydrologie, Volume IV, n° 1, 1967. Pages 45 à 77.