

Académie de Montpellier
Université des Sciences et Techniques du Languedoc

Diplome d'Etudes Approfondies
DEA national d'hydrologie
Option: Sciences de l'eau et aménagement

IDENTIFICATION DE LA FONCTION DE TRANSFERT
SUR UN PETIT BASSIN VERSANT GUADELOUPEEN.
ETUDES PRELIMINAIRES.

par François Plociniczak

Soutenu le 13 octobre 1989 devant la commission d'examen

Jury: C.Boquillon
T.Lebel
J.M.Masson
P.Ribstein

Remerciements.

Je tiens à remercier tous les membres du laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM pour m'avoir accueilli au sein de leur unité de recherche afin d'effectuer ce DEA, et plus particulièrement Mr Lebel et Mr Ribstein qui ont assuré l'encadrement de ce travail.

Je tiens également à remercier les membres du jury pour leur présence à la soutenance et la compréhension dont ils ont su faire preuve.

SOMMAIRE

<u>I/PRESENTATION.</u>	p1
<u>I-1/Introduction.</u>	
I-1-1/Objet de l'étude	p1
I-1-2/Généralités	p1
<u>I-2/Les données.</u>	
I-2-1/Présentation du bassin versant.	p1
I-2-2/Les données.	p2
I-2-3/Choix des épisodes.	p3
I-2-4/Protocole d'étude.	p4
<u>II/IDENTIFICATION DE LA FONCTION DE TRANSFERT PAR LA DPFT.</u>	p4
<u>II-1/Présentation de la méthode.</u>	
II-1-1/Formulation mathématique.	p5
<u>II-2/variabilité de la fonction de transfert suivant l'entrée.</u>	
II-2-1/Variabilité suivant la station pluviographique.	p6
II-2-2/Variabilité suivant le nombre d'épisodes.	p9
II-2-3/variabilité suivant le choix des épisodes.	p10
<u>III/IDENTIFICATION DE LA FONCTION DE TRANSFERT PAR ARMAX</u>	p12
<u>III-1/Présentation de la méthode.</u>	
III-1-1/Généralités.	p12
III-1-2/Choix du modèle.	p13
<u>III-2/Variabilité de la fonction de transfert suivant l'entrée.</u>	
III-2-1/Variabilité suivant la station pluviographique.	p13
III-2-2/Variabilité suivant le nombre d'épisodes.	p14
III-2-3/variabilité suivant les épisodes choisis.	p14
III-2-4/variabilité suivant la pluie utilisée(Pb ou Pn)	p14
<u>IV/COMPARAISON DE L'APPROCHE DPFT ET ARMAX.</u>	p16
<u>V/CONCLUSIONS.</u>	p17
Bibliographie.	
Annexes.	

I/PRESENTATION

I-1/INTRODUCTION

I-1-1/Objet de l'étude.

Cette étude doit conduire à l'identification de la fonction de transfert sur un bassin versant Guadeloupéen. Il ne s'agit pas ici de réaliser un modèle pluie débit opérationnel mais simplement de connaître la structure du transfert sur ce type de bassin. Cette identification s'accompagnera d'une étude concernant la stabilité de l'hydrogramme unitaire en fonction de divers paramètres.

Cette étude est la première partie d'une démarche globale devant aboutir ultérieurement à une modélisation plus complète des écoulements sur ce type de bassin.

I-1-2/Généralités.

Un grand nombre de modèles dans la famille des modèles globaux sont fondés sur une démarche où deux étapes distinctes sont utilisées :

1) La première étape transforme la pluie brute (représentant la quantité d'eau reçue par le bassin) en pluie nette (représentant la quantité d'eau participant à l'écoulement rapide). Cette étape constitue la partie non linéaire du modèle. Toute la non-linéarité du modèle pluie-débit est rejetée sur cette transformation.

2) La seconde étape permet l'étalement de la pluie brute dans le temps. Cette partie est appelée fonction de transfert. Par définition (impliqué par 1) cette fonction doit être normée. Il peut s'agir indifféremment d'une fonction continue ou discrète. La fonction définie étant linéaire on travaillera en générale avec une entrée unitaire. Ce type d'approche est alors appelé hydrogramme unitaire.

Cette d'approche du problème de l'identification de la relation pluie débit n'est pas la seule possible mais est très fréquemment employée car elle est assez simple à mettre en oeuvre et donne de bons résultats dès lors que le transfert est dominant sur la production.

Seule la partie transfert du modèle fera l'objet de ce travail.

I-2/ LES DONNEES

I-2-1/ Présentation du bassin versant

Le bassin versant de la grande rivière à Goyaves situé en Guadeloupe et plus précisément à Basse Terre au sud-ouest de Pointe à Pitre est avec une superficie de 37,5 Km² un des plus vaste de l'île. La forme générale du bassin rappelle grossièrement un rectangle orienté nord-sud (voir schéma). Deux rivières principales drainent celui-ci :

- la rivière David.
- la Grande rivière à Goyaves.

Les écoulements principaux sont orientés sud-ouest nord-est. Une multitude de ravines complètent le drainage de ce bassin.

L'altitude moyenne du bassin est peu significative (alt.méd. 410m). En revanche on remarquera l'importance de la pente sur ce bassin. La ligne de crête se situe à plus de 1000 mètres d'altitude et la côte à l'exutoire seulement à 110 mètres cette différence d'altitude importante par rapport à la taille du bassin donne une idée de la pente. Cette pente importante ($I_g = 57$ m/Km, voir tableau n°I) n'est pas rare en Guadeloupe et apparaît même modérée pour la région où de nombreux bassin on des indices de pentes supérieurs à 100 m/km (Max 219 m/Km).

Caractéristiques physiques du bassin versant des Grandes Goyaves

surface	37,5 km ²	Alt. max.	1155 m	I _p	0,273
périmètre	29,9 km	Alt. min.	110 m	I _g	57
Coef. Grav.	1,38	Alt. med.	410 m	D _s	348
Longueur eq.	11,8				

TABLEAU n° I

altitudes en mètres.
longeurs en kilomètres.

$$C = 0,282 P S^{-1/2} \quad \text{Coefficient de Gravelius.}$$

$$L = S^{1/2} C / 1,128 [1 + [1 - [1,128/C]^2]^{1/2}]$$

Longeur du rectangle équivalent (même surface même périmètre)

$$I_p = L^{-1/2} \sum_{i=1}^n (a_i d_i)^{1/2} \quad I_p \text{ à la dimension d'une longueur}$$

a_i superficie entre deux courbes de niveau successives.
 d_i différence d'altitude entre deux courbes de niveau successives.

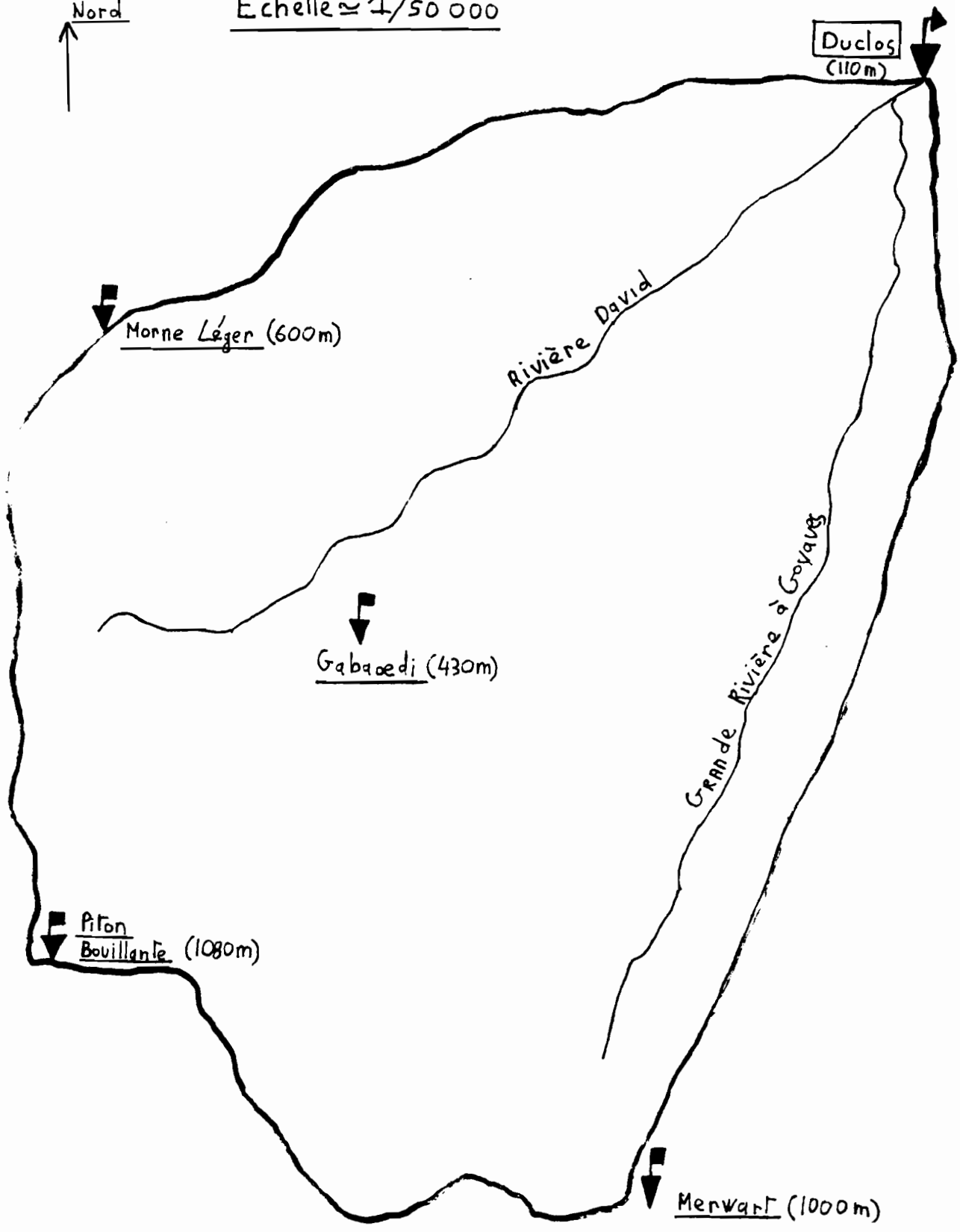
$$I_g = [H_{95\%} - H_{5\%}] / L \quad I_g \text{ est en m/Km}$$

$H_{95\%}$ altitude non dépassée par 95% de la surface du bassin versant.
 $H_{5\%}$ altitude non dépassée par 5% de la surface du bassin versant.

$$D_s = I_g S^{1/2} \quad D_s \text{ est en mètres}$$

Nord
↑

Echelle $\approx 1/50\ 000$



Légende

- ↓ poste pluviographique
- ↓ poste hydrographique

schéma:
Représentation du bassin
versant étudié

Le type de végétation dominant sur ce bassin est la forêt tropicale. Les précipitations importantes et la température élevée facilitent le développement d'une telle forêt.

En résumé ce bassin se présente comme un bassin montagneux fortement arrosé (4900 mm/an à Piton Bouillante) recouvert par la forêt tropicale.

L'ensemble des caractéristiques physiques du bassin versant sont regroupées dans le tableau n°I.

I-2-2/ Les données

Les mesures disponibles sont les suivantes :

- Les mesures de débit à l'exutoire de 1985 à 1987 (altitude 110 m)
- Les mesures de pluie (pluviographe) à Piton Bouillante en 1985 (altitude 1080 m).
- Les mesure de pluie (pluviographe) à Merwart (altitude 1000 m) et à Gabaoedi en 1986 (altitude 430 m).
- Les mesures de pluie à Morne Léger (pluviographe) en 1987 (altitude 600m).

Les valeurs des pluies et des débits utilisées pour ce travail sont les valeurs moyennes sur le pas de temps considéré.

Le pas de temps choisi est de 15 minutes et sera identique pour l'ensemble de l'étude.

Le choix du pas de temps est le résultat d'un compromis entre la nécessité d'avoir un pas de temps assez fin permettant de bien reproduire la monté de l'hydrogramme et suffisant grand pour avoir des temps de calculs acceptables. On considère souvent que le pas de temps doit correspondre à 1/4 ou 1/5 du temps de monté de l'hydrogramme (Nablantis, 1987).

La situation géographique de ces stations est différente. Les stations Piton Bouillante, Merwart, Morne Léger sont situées sur la ligne de crête du bassin alors que Gabaoedi occupe une position centrale. Les informations pluviométriques seront donc par nature différentes. Il sera d'autant plus difficile de comparer ces informations que celles-ci varient à la fois dans le temps et l'espace. Seule les données de l'année 1986 permettront de comparer réellement la stabilité de la fonction de transfert suivant la variation spatiale de l'entrée utilisée.

Les autres informations fourniront une idée globale des variations possibles de la fonction de transfert.

La faiblesse du nombre de postes pluviographiques sera un obstacle majeur à l'estimation correcte de la lame d'eau ruisselée sur le bassin. Ainsi pour une superficie de 3750 ha nous ne possédons que un ou dans le meilleur des cas deux postes sur le bassin. Des simulations numériques (J.E Paturel 1986) on montrés qu'une densité d'un poste pour 200 hectares soit une vingtaine de postes pour ce bassin serait nécessaire afin d'estimer avec une erreur minimum la lame d'eau reçue. Cette densité théorique (rarement atteinte dans la pratique) montre les efforts à réaliser si on désire effectuer une modélisation correcte du bassin.

On minimise les conséquences de cette insuffisance en gardant à l'esprit que le but de ce travail n'est pas la réalisation d'un modèle de prévision mais simplement l'identification de la structure du transfert. On peut supposer que le transfert est identifiable à partir de mesures ponctuelles seule la réalisation d'un modèle de prévision nécessite la connaissance des volumes d'eau réellement reçus par le bassin.

On associera à chaque station pluviométrique une fonction de transfert identifiée avec les pluies mesurées à ces stations. Cette fonction de transfert peut être interprétée de deux façons différentes:

- On peut considérer la fonction de transfert comme une caractéristique du bassin versant ayant une réalité "physique". Dans ce cas la fonction de transfert identifiée doit être indépendante de la méthode d'identification et des données utilisées.

-En revanche si on considère la fonction de transfert comme un simple concept numérique à partir de deux séries d'observations celle-ci peut fluctuer suivant les données et la méthode de d'identification utilisée.

I-2-3/ Choix des épisodes

La saison des pluies ou hivernage s'étale en Guadeloupe de juin à novembre. L'importance des pluies ainsi que leurs répartitions sont variables en fonction de la position du point considéré par rapport au vent dominant.

Ainsi pour ce bassin versant situé 'au vent' les précipitations annuelles sont importantes et possèdent un maximum en octobre.

Si 1985 fut particulièrement riche en épisodes pluvieux tel ne fut pas le cas de 1986 et 1987 relativement secs. A cette rareté relative des crues durant ces trois années s'ajoute la faiblesse des données pluviométriques.

Ainsi du 25 juillet 1985 au 13 novembre 1985 aucune donnée pluviométrique n'est disponible ne permettant pas d'analyser la majorité des crues de l'année.

En 1986 les données pluviométriques sont complètes mais les crues rares.

En 1987 aucune information pluviométrique n'est disponible du 9 avril au 6 juillet période, où se produisirent la majorité des crues de cette année.

L'analyse complète des données disponibles a permis de retenir les événements suivants:

- 1985 7 crues (Cf annexe A1)
- 1986 15 crues (Cf annexe A2)
- 1987 11 crues (Cf annexe A3)

L'étude de ces épisodes (Cf annexes, tableaux n°II, n°III, n°IV, n°V) a permis de distinguer deux types de crues:

- le cas le plus habituel, où la lame d'eau écoulee est inférieure à la pluie mesurée. On peut alors penser que la mesure de la pluie est plus ou moins représentative de la situation sur l'ensemble du bassin.

Rq/ Le calcul de la lame d'eau écoulee observée se fait ainsi:

$$L_{eo} = (d_i Q_i) / S$$

avec d_i durée du pas de temps ici 900 secondes.
 Q_i débit moyen sur le pas de temps (m^3/s).
 S Surface du bassin ici $37,5.10^6 m^2$.

n durée de la crue (en nombre de pas de temps). Cette durée est estimée graphiquement.

-quelques épisodes présentent une lame d'eau écoulee supérieure à la pluie mesurée. Deux raisons au moins permettent d'expliquer ces observations:

-Ces épisodes montre la non représentativité de la pluie mesurée par rapport à la quantité d'eau réellement reçue par le bassin.

-On fixe la fin de la crue trop tard, ainsi on comptabilise dans de crue une partie du débit de base.

Bien que ce bassin versant soit de petite taille la pluie mesurée par un ou deux pluviographes ne peut pas donner une idée exacte de la lame d'eau reçue par le bassin. Ceci est particulièrement vrai en Guadeloupe où les précipitations peuvent être très localisées dans le temps et l'espace.

Ces événements particuliers ne seront pas utilisés pour identifier la fonction de transfert mais seulement pour tester la sensibilité de la méthode d'identification aux erreurs d'entrées du système.

En résumé on peut dire que les données permettront difficilement de tirer des conclusions définitives. Un certain nombre d'hypothèses pourront être émises. La vérification de ces hypothèses se fera ultérieurement lorsque d'autres données seront disponibles. Il serait souhaitable de disposer des mesures fournies par les 4 stations pluviographiques pendant plusieurs années afin d'étudier complètement la stabilité du transfert dans l'espace et dans le temps. Nous ne pourrions ici faire que l'esquisse d'une réponse quant à la stabilité et la nature du transfert.

I-2-4/ Protocole d'étude

Seule la partie transfert a été étudiée au cours de ce travail. Le calage d'une fonction de production n'a été effectué que pour tester l'influence de celle-ci sur le transfert.

Compte tenu des données disponibles, différentes approches ont été retenues.

a) Identification de la fonction de transfert par la technique de la DPFT (Différence Première de la Fonction de Transfert), dont l'intérêt essentiel réside dans l'absence de calage préalable d'une fonction de production.

1) On se propose d'étudier la stabilité

En 1986 pour des épisodes de crue identiques on possède différentes mesures de pluies il sera alors possible d'activer le modèle avec ces entrées et d'analyser la stabilité du transfert identifié.

Les autres informations pluviométriques permettront également de tester la stabilité de la fonction de transfert suivant la répartition spatiale des postes pluviographiques. On gardera à l'esprit que dans ce cas on compare des fonctions de transferts dont les pluies de calages varient à la fois dans l'espace (situation géographique des postes pluviographiques différentes) et dans le temps (année de mesures différentes).

2) On étudiera également la stabilité de la fonction de transfert suivant les épisodes choisis pour le calage. On s'intéressera plus particulièrement aux variations en fonction du nombre des épisodes, de l'importance des épisodes, de la qualité des données d'entrées.

b) Identification de la fonction de transfert en utilisant un modèle de type ARMAX (Auto Regressive Model with moving Average and exogenous variable) calé avec une procédure des moindres carrés récursifs.

Les étapes 1 et 2 seront identiques à l'étude précédente la différence principale étant qu'ici une fonction de production doit être au préalable choisie afin de calculer une série de pluie efficace.

c) Dans une dernière étape on comparera les fonctions de transferts obtenues en utilisant l'approche DPFT et l'approche ARMAX en sachant que ces modèles sont tout à fait équivalents et que seule la technique d'identification est différente.

II/IDENTIFICATION DE LA FONCTION DE TRANSFERT PAR LA DPFT.

II-1/Présentation de la méthode

→ La DPFT (Différence Première de la Fonction de Transfert) (Duband, 1980) est un modèle linéaire de la relation existant entre la pluie et le débit. L'originalité de la démarche est de travailler sur la variation du débit d'un pas de temps à l'autre et non plus sur les débits eux-mêmes. L'avantage d'une telle démarche est la diminution de l'autocorrélation de la variable expliquée, les variations de débit étant beaucoup moins corrélées que les débits. Le fait de travailler sur les variations de débits permet de s'affranchir de la tâche

toujours délicate de séparation des écoulements en débit de base et débit de crue L'idée de travailler sur la variation de débit a deux origines :

- une origine pratique. Il est souvent intéressant de travailler sur l'augmentation des débits d'un pas de temps à l'autre notamment en prévision de crues.

- une origine "théorique" les travaux de Box et Jenkins (1970) ont montrés que pour un processus stochastique ayant des caractéristiques variables dans le temps, les dérivées d'ordre un ou deux fournissent des processus beaucoup plus stables. Il convient ensuite de repasser à l'ordre du phénomène étudié.

II-1-2/Formulation mathématique

Soit

$$Q(j) = A_1 PE(j) + A_2 PE(j-1) + A_3 PE(j-2) + \dots + A_{k-1} PE(j-k+1). \quad (1)$$

$$Q(j-1) = A_1 PE(j-1) + A_2 PE(j-2) + A_3 PE(j-3) + \dots + A_{k-1} PE(j-k+1). \quad (2)$$

Or on peut décomposer $Q(j)$ en $Q_c(j)$ "débit de crue" et $Q_d(j)$ "débit de base".

$$\text{Soit } Q(j) = Q_d(j) + Q_c(j) \quad (3).$$

On soustrait (2) à (1) et on remplace $Q(j)$ par (3), il vient.

$$Q_c(j) - Q_c(j-1) = A_1 PE(j) + (A_2 - A_1) PE(j-1) + \dots + (A_k - A_{k-1}) PE(j-k+1) - A_{k-1} PE(j-k) + Q_d(j) - Q_d(j-1).$$

$$\text{Soit } q(t) = Q_c(j) - Q_c(j-1) \text{ et } a_k = A_k - A_{k-1}$$

alors

$$q(t) = \sum_{k=1}^{\infty} [a_k PE(t-k+1)] + Q_d(t) - Q_d(t-1). \quad (4)$$

On suppose que la variation du débit de base entre deux pas de temps est négligable devant la variation du débit de crue.

(4) devient alors

$$q(t) = \sum_{k=1}^{\infty} a_k PE(t-k+1) \quad (5)$$

(5) est alors une classique équation de convolution discrète.

En pratique on tronque la fonction de transfert à n termes et on prolonge la décroissance par une fonction exponentielle.

Le calcul du débit au temps t est possible de deux manières:

$$- Q(t) = Q(t-1) + \sum_{k=1}^n a_k PE(t-k+1)$$

On utilise le débit au temps $t-1$ et l'accroissement de débit entre $t-1$ et t . Méthode utilisée en prévision.

$$- Q(t) = \sum_{k=1}^n A_k PE(t-i+1) \text{ avec } A_1 = \sum_{j=1}^i a_j$$

On applique alors l'hydrogramme unitaire à l'ensemble de l'épisode pluvieux sans se recalculer sur les débits antérieurs. Méthode utilisée en simulation.

L'identification des coefficients de la fonction de transfert se passe en plusieurs étapes.

L'expression (5) peut se mettre sous une forme matricielle.

$$\text{Soit } q = GxP$$

q = vecteur colonne $[m]$ des différences premières de Q .

P = vecteur colonne $[n]$ des pluies efficaces.

G = la matrice $[n,m]$ des coefficients de la DPFT.

Soit $q = GxP + B$ où B est un vecteur colonne $[m]$ des erreurs sur q .

1) P est initialisé avec les pluies brutes.

$$P = P_{\text{brute}} = P_1$$

2) Soit $q = PxG$ où G est un vecteur colonne des coefficients de la DPFT $[k]$ et P la matrice des pluies $[k,m]$. L'obtention de G par la méthode des moindres carrés conduit à : $G = (P^t P)^{-1} P^t q$.

3) Soit $q = GxP$ avec G calculé précédemment et $P = P_1$ on obtient alors $P_2 = (G^t G)^{-1} G^t q$ (déconvolution directe).

le calcul de P est possible différemment:

$$\text{Soit } [P]^i = [P]^{i-1} + [e]^i \quad (a)$$

$$\text{il vient } [q] = [G]^i [P]^{i-1} + [G]^i [e]^i + B$$

$$\text{On pose } [O]^i = [q]^i - [G]^i [P]^{i-1}$$

$$\text{alors } [O]^i = [G]^i [e]^i + B$$

on obtient $[e]$ par les moindres carrés $[e] = (G^t G)^{-1} G^t O$

on trouve alors la valeur de P avec (a)

Remarque/ Au cours de ce travail on utilisera la technique de déconvolution indirecte lors de l'indentification des coefficients de la DPFT.

4) On recommence l'opération 2 avec $P = P_2$

On poursuit les itérations jusqu'à obtenir la stabilité des coefficients de G . Cet algorithme itératif est équivalent à un algorithme simple du gradient ayant comme critère de convergence la somme des carrés des écarts entre les valeurs observées et les valeurs calculées. (Nalbantis, 1987).

L'avantage de cette méthode de calage est de ne pas supposer de fonction de production a priori. L'identification des pluies nettes se fait simultanément à celle de la DPFT lors du calage du modèle il est possible ainsi ajuster a posteriori une fonction de production.

II-2/Variabilité de la fonction de transfert suivant l'entrée

II-2-1/Variabilité suivant la station pluviographique.

a) Résultats

Le pas de temps choisi est de 15 minutes et sera identique pour l'ensemble de l'étude.

Le choix du pas de temps est le résultat d'un compromis entre la nécessité d'avoir un pas de temps assez fin permettant de bien reproduire la montée de l'hydrogramme et suffisamment grand pour avoir des temps de calcul acceptables. On considère souvent que le pas de temps doit correspondre à 1/4 ou 1/5 du temps de montée de l'hydrogramme (Nalbantis, 1987).

L'ensemble des résultats sont regroupés sur les graphiques n°1, 1bis, 2, 3, 4

On identifie une fonction de transfert à partir de 5 entrées possibles :

- Pluie Piton Bouillante (1985)
(on utilise 5 crues)
- Pluie Gabaoedi (1986)
(on utilise 13 crues)
- Pluie Merwart (1986)
(on utilise 13 crues)
- Pluie moyenne (1986)
- Pluie Morne Léger (1987)
(on utilise 7 crues)

Afin de comparer entre elles les différentes fonctions de transferts on définit trois paramètres:

- To le nombre de pas de temps durant lequel la fonction de transfert est nulle.
- Tmax le nombre de pas de temps entre la première valeur non nulle et la valeur maximum de la fonction de transfert.
- Tf le nombre de pas de temps à partir duquel les coefficients de la fonction de transfert sont définitivement inférieurs à 0,01.

Les graphiques n°1,2 et 3 montre l'aspect de l'hydrogramme unitaire identifié à partir des cinq entrées possibles.

Principales caractéristiques des fonctions de transferts calculées.

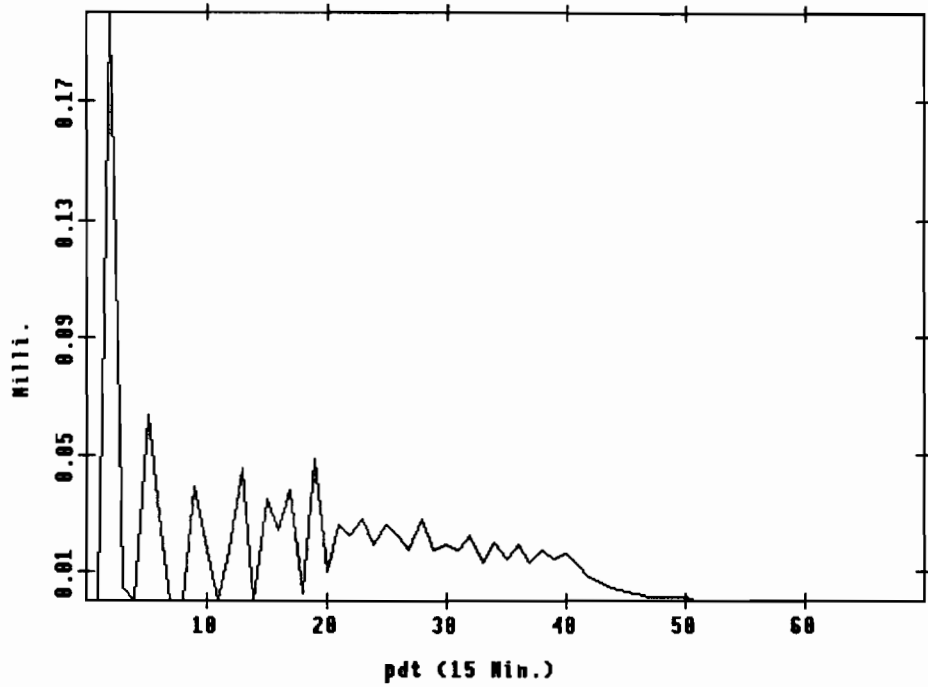
	Pit. Bou. (1985)	Gabaoedi (1986)	Merwart (1986)	moy (1986)	Morne L. (1987)
To	2	4	4	4	"
Tmax	4	8	8	8	"
Tf	22	24	30	24	"
Vmax	0,168	0,174	0,159	0,18	"

1) Aucune fonction de transfert ne peut être identifiée avec les données de l'année 1987. On obtient une suite d'oscillations totalement érratiques que l'on ne peut analyser.

2) Pour l'année 1986 quelque soit le poste retenu les caractéristiques de la fonction de transfert sont identiques. To=4 Tmax=8

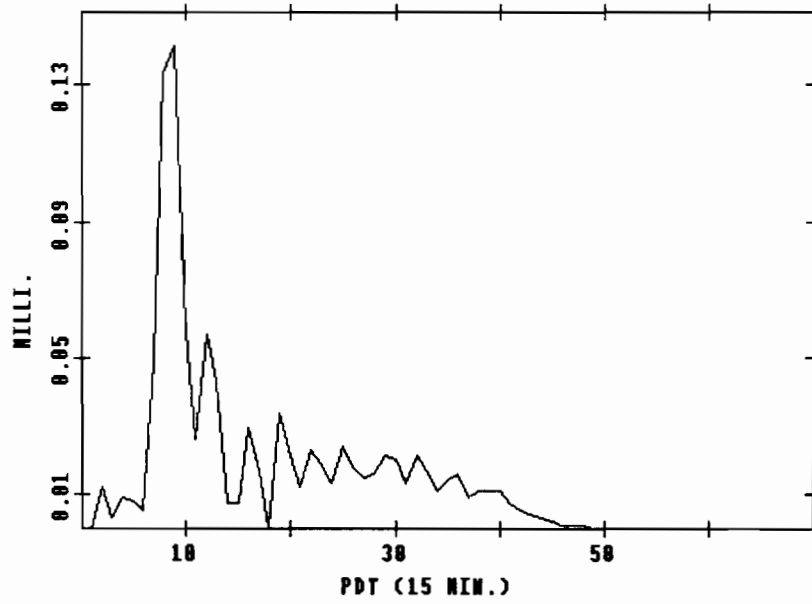
Les valeurs maximales sont voisines pour les 3 essais.
 Gabaoedi=0,174 Merwart=0,159 Moyenne=0,183

FONCTION DE TRANSFERT (DPFT)



1 ————— FT, DPFT, PLUIE NORNE L. (7 cruves)

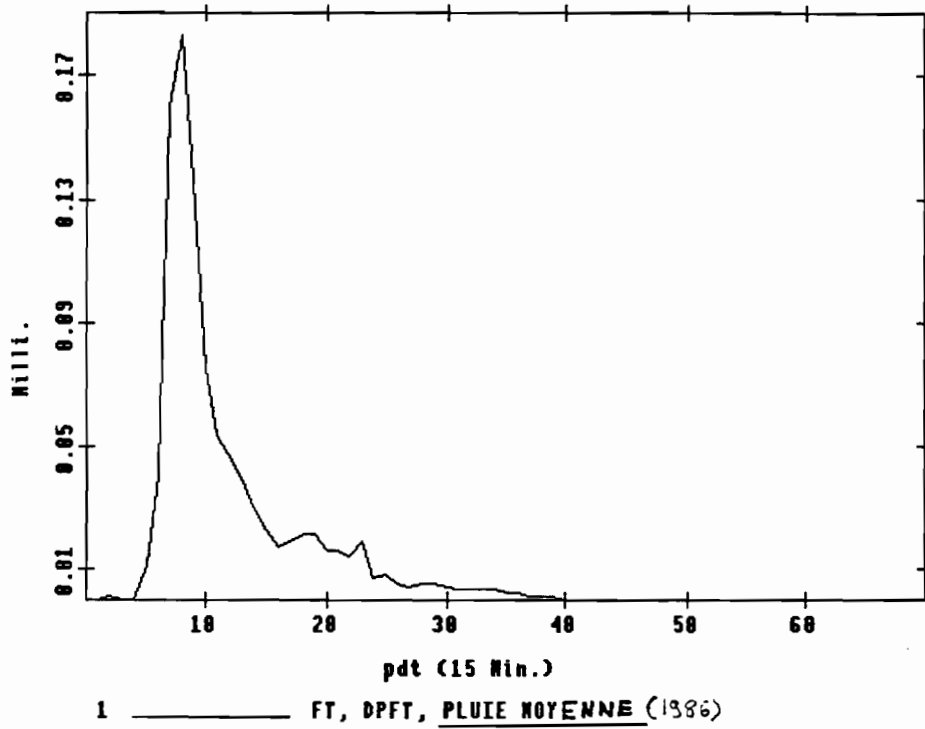
FONCTION DE TRANSFERT (DPFT)



1 ————— PLUIE NORNE L. (5 CRUES)

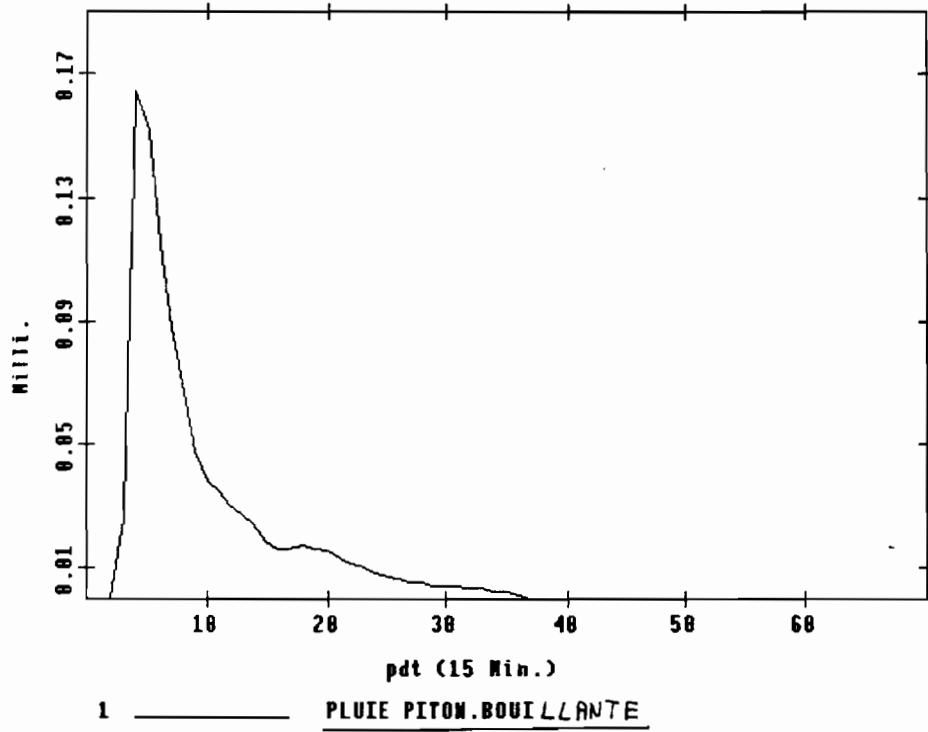
GRAPHIQUE N°1
Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction
de la station pluviographique.

FONCTION DE TRANSFERT (DPFT)



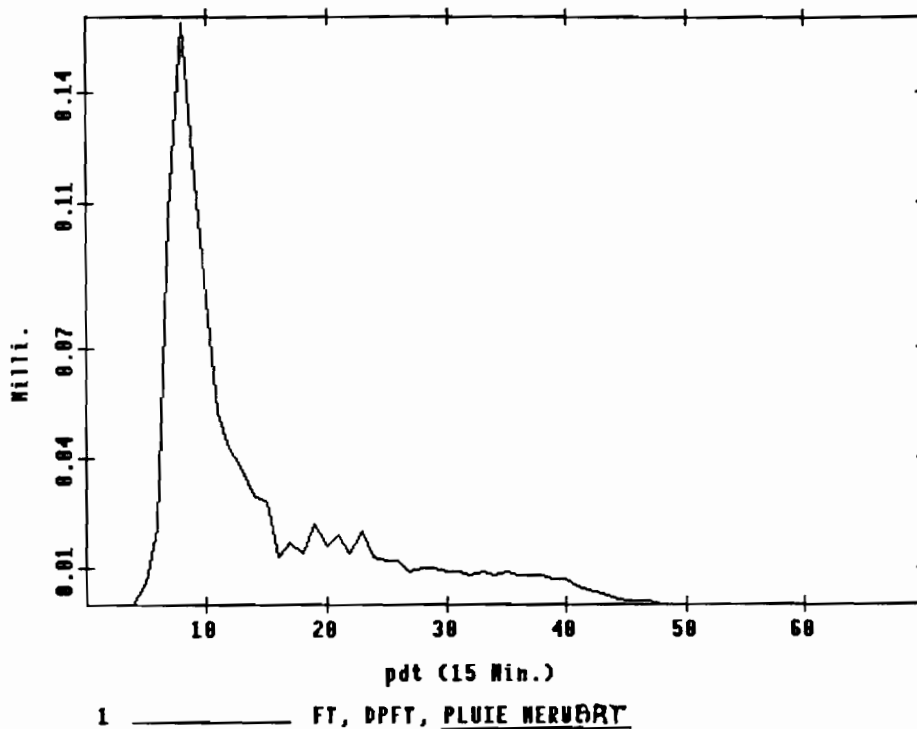
GRAPHIQUE N°1 bis
Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction
de la station pluviographique.

FONCTION DE TRANSFERT (DPFT)

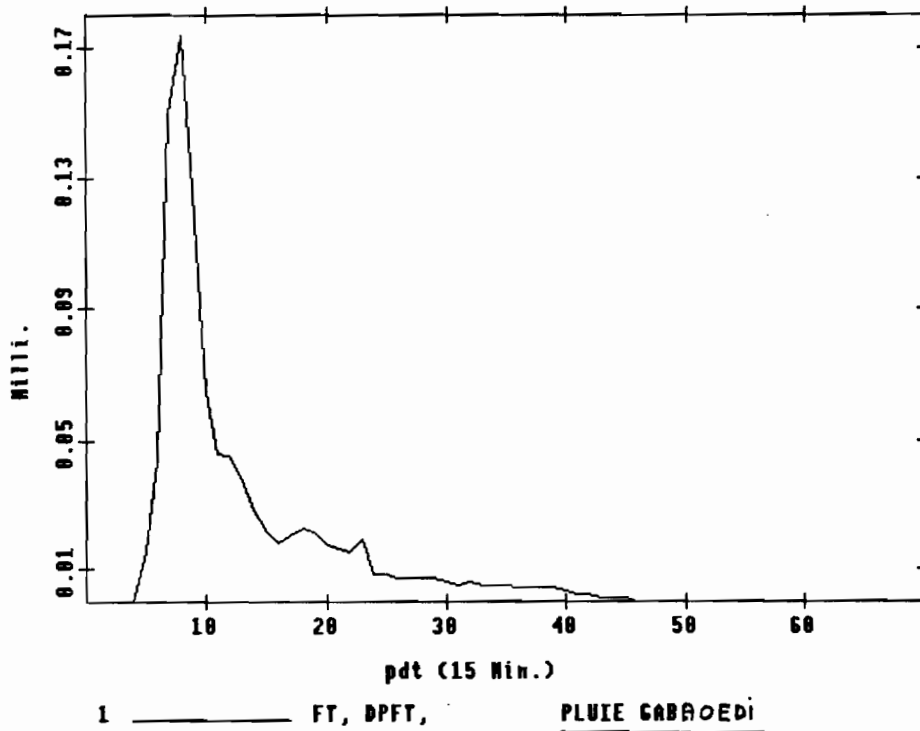


GRAPHIQUE N°2
Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction
de la station pluviographique.

FONCTION DE TRANSFERT (DPFT)

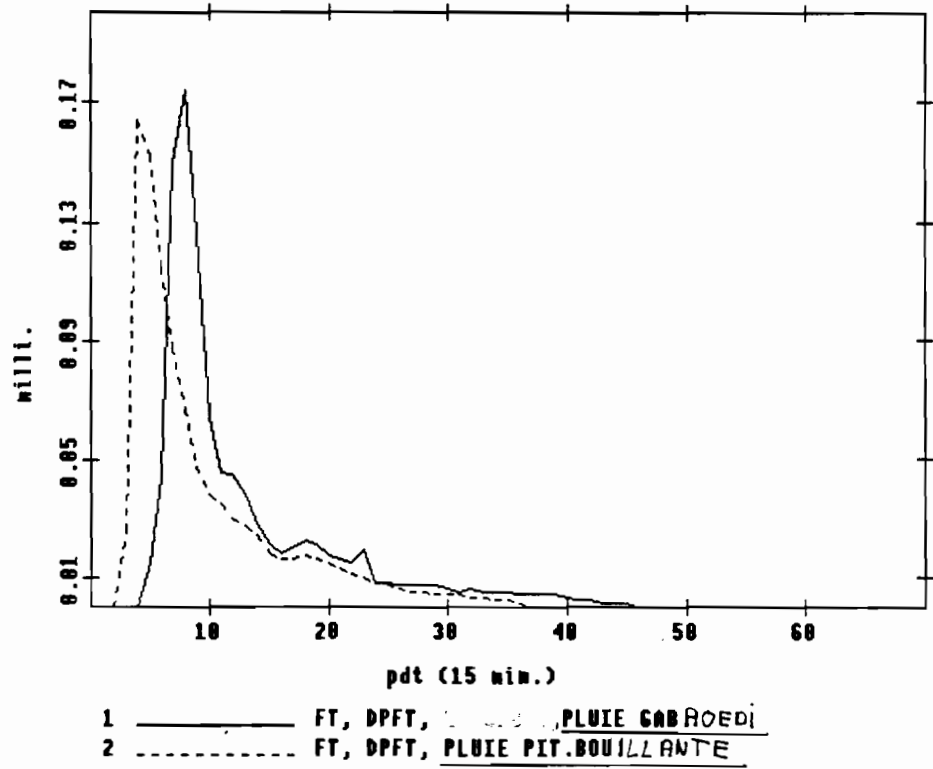


FONCTION DE TRANSFERT (DPFT)

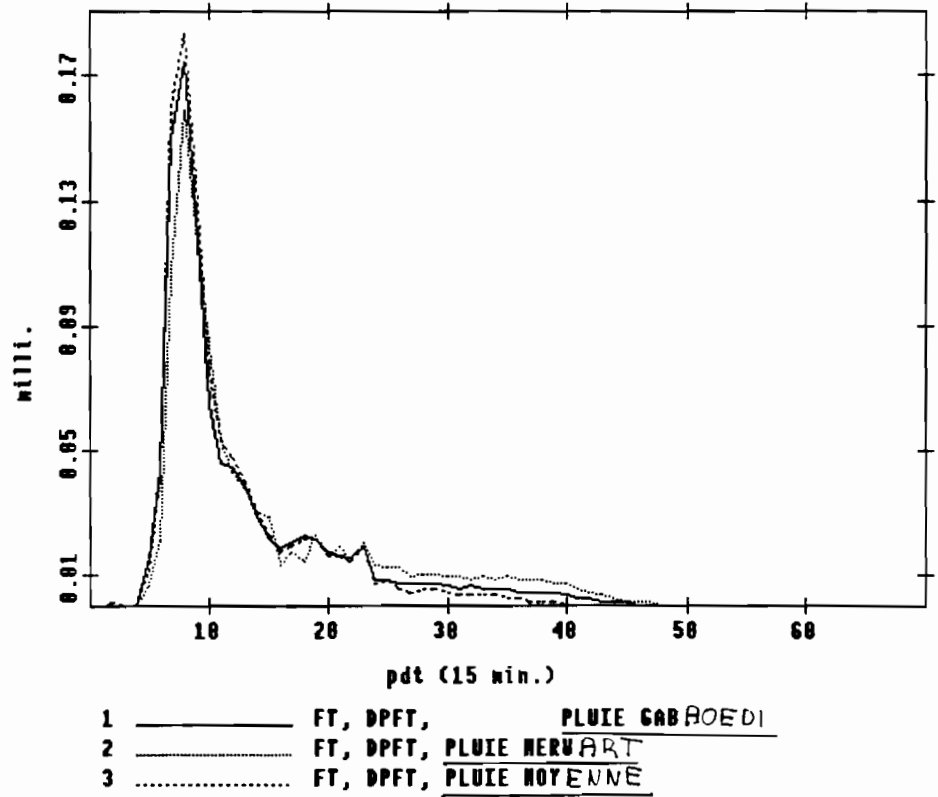


GRAPHIQUE N°3
Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction
de la station pluviographique.

comparaison FT calees avec differentes stations pluvio.



comparaison FT calees avec differentes stations pluvio.



GRAPHIQUE N°4
Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction de la station pluviographique.

En revanche on observe un étalement plus important de la fonction de transfert calée sur les pluies Merwart.

Tf Gabaoedi = 24

Tf Merwart = 30

3) Si on compare les fonctions de transferts obtenues en 1985 et 1986 on peut observer une différence importante. La fonction de transfert obtenue avec les données de 1985 est en avance de 2 pas de temps sur la fonction de transfert obtenue en 1986 ($T_{o1985}=2$ $T_{o1986}=4$). On observe également un monté plus rapide en 1985 ($(T_{max}-T_o)_{1985}=2$ $(T_{max}-T_o)_{1986}=4$). La valeur maximum atteinte est voisine (max: 0,164).

4) La longueur de la fonction de transfert définie par (Tf-To) est variable sur les trois essais.

1985: Pit.Bou.	22
1986: Gabaoedi	20
1986: Merwart	26

b) Commentaires.

1) Il apparaît tout à fait impossible d'identifier une fonction de transfert sur les événements de 1987 et cela quel que soit le nombre d'épisodes de crue pris en compte. Sur le graphique n°1 on porte la fonction identifiée en utilisant 7 épisodes de crue. L'instabilité de la fonction de transfert est encore importante si on utilise seulement 5 épisodes pour le calage (Cf graphique 1 bis).

Il était possible de prévoir cette réaction en observant les épisodes choisis. Souvent les pluies se produisent durant la décrue. On remarque facilement que le signal de pluie ne correspond pas réellement à la réponse en débit du système.

On précisera que les 11 événements retenus étaient les meilleurs possibles de la série.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées:

-/Le fonctionnement de l'appareillage n'est pas satisfaisant et les enregistrements ne sont pas représentatifs des événements.

-/Les mesures sont correctes mais la situation géographique du poste ne permet pas d'obtenir des mesures représentatives de la pluie sur le bassin. Cette non représentativité est essentiellement temporelle. La situation particulière du poste à l'Est du bassin explique peut-être ce phénomène. Les autres postes se trouvent grossièrement dans l'alignement de l'exutoire sur une direction Sud, Sud-Est. On suppose que les noyaux de précipitations se déplacent globalement dans une direction Sud-Est, Nord-Est à cette période de l'année (direction des vents dominants, monographie ORSTOM, 1985). Si cette hypothèse s'avère exacte les précipitations affectant le bassin parviennent à Morne Léger avec un temps de retard après avoir couvert l'ensemble de la surface de celui-ci et donc provoquer la crue. Il suffit pour cela que le temps de déplacement de l'averse soit supérieur au temps de concentration du bassin. On enregistre alors le passage de la crue avant les pluies mesurées à Morne Léger.

2) La fonction de transfert identifiée sur les données de l'année 1986 apparaît étonnamment stable quel que soit le poste pluviographique retenu. L'utilisation de la pluie moyenne n'apporte pas de changement notable.

Les principales caractéristiques de la fonction de transfert sont un temps de 'latence' de une heure et de monté de deux heures. Entre le début de la pluie et la pointe de l'hydrogramme trois heures sont nécessaires. Dans ce cas le pas de temps choisi est presque trop fin un pas de temps 1/2 heure ou de 3/4 d'heure aurait suffi.

La constance de la fonction de transfert peut avoir deux origines:

1/ Cette constance peut traduire le fait que l'on a identifié la structure du transfert sur le bassin. Cette structure ayant une réalité physique n'est pas variable avec l'entrée du système.

2/ L'identification du transfert se fait au moyen d'un algorithme itératif utilisant la régression des moindres carrés. La sortie du système (les variations de débit q) intervient dans cette régression, on peut alors penser que la sortie contraint suffisamment le système pour que celui-ci fournisse des valeurs voisines de coefficients de l'hydrogramme quelque soit l'entrée.

Afin de trancher il est nécessaire d'identifier le transfert à partir d'autres données de pluies et de débits (autres stations et autres années).

3/ On observe entre les années 1985 et 1986 une translation de la fonction de transfert dans le temps. Cette translation est positive et de deux pas de temps. Tout se passe comme si le système réagissait plus vite (T_0 diminue ainsi que $T_{max}-T_0$) en 1985.

Soit l'écriture matricielle $q = G \times P$

et $G = (P^t P)^{-1} P^t q$ l'identification de G par la méthode des moindres carrés.

Les premiers termes de G seront nuls dans deux cas:

- les premières valeurs de q sont nulles. Cela signifie que la crue n'a pas débuté
- les premières valeurs de P sont nulles.

Pour les épisodes choisis l'origine des temps est en générale prise un pas de temps avant le début de la pluie. Les premiers termes de la fonction de transfert s'annuleront uniquement si les premières valeurs de q sont nulles. Ainsi une pluie tombée au temps t à Piton Bouillante (1985) provoque une variation de débit à l'exutoire au temps $t+3$, une pluie tombée à Merwart (1986) ou à Gabaoedi (1986) provoque une variation de débit au temps $t+5$.

Il n'est pas possible d'interpréter le décalage de la fonction de transfert par la situation géographique des postes pluviographiques. On pourrait en effet imaginer trouver un temps de retard entre les pluies mesurées sur la ligne de crête et la variation de débits à exutoire. Ce temps de retard peut être mesuré par T_0 . On devrait alors obtenir des valeurs de T_0 voisines pour les stations de crête (Merwart et Piton Bouillante) ce qui n'est pas le cas. Les variations de T_0 sont uniquement liées à l'année de mesure et non à la position géographique de la station. On ne peut donc pas conclure à une origine "physique" de ce retard celui-ci ne s'observant pas sur les hydrogrammes calculés avec ARMAX.

Il n'est donc pas possible de donner une explication plausible à l'origine de ce décalage dans le temps observé entre les deux fonctions de transferts..

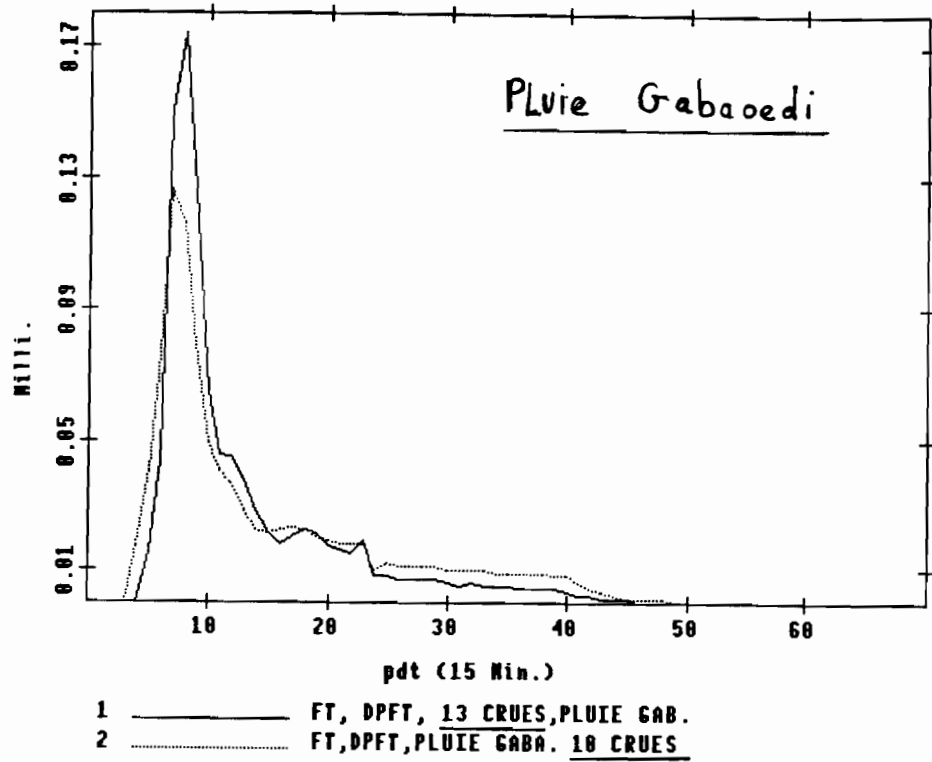
4/ L'augmentation de T_f peut être interprétée par la situation géographique des postes pluviographiques. T_f représente le temps à partir duquel une pluie tombée au temps t n'a plus d'influence significative sur le débit. On conçoit alors facilement que plus une station sera éloignée de l'exutoire plus ce temps sera important.

Il convient d'être prudent et ne pas lier T_f uniquement à l'éloignement de l'exutoire si tel était le cas on devrait obtenir une valeur T_f sur Piton Bouillante supérieur à la valeur de T_f sur Gabaoedi, ce qui n'est pas le cas.

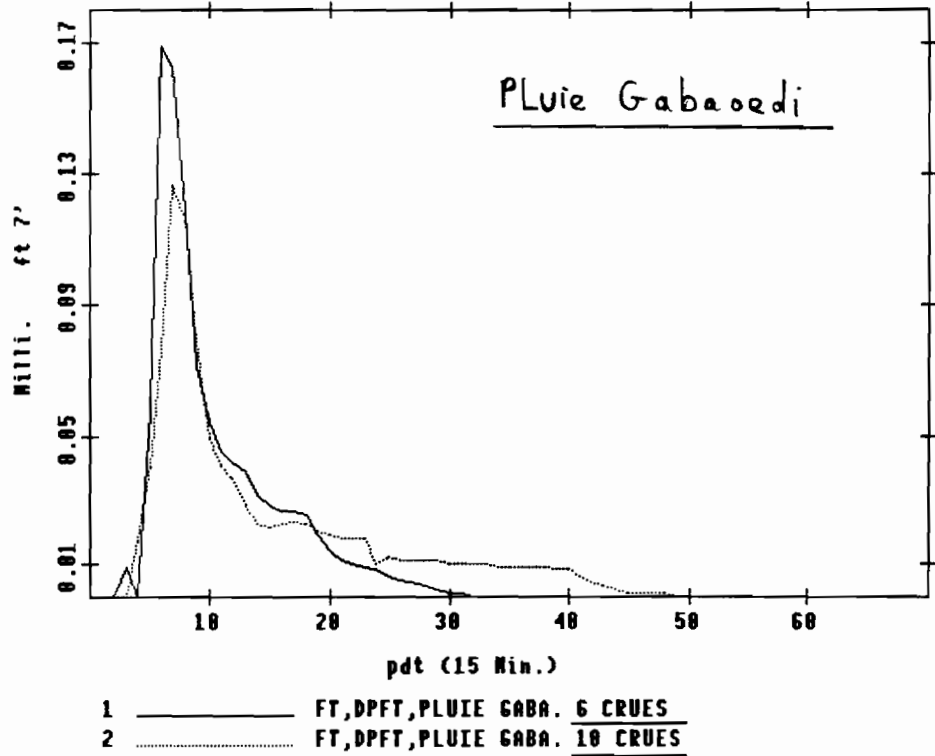
II-2-2/ Variabilité suivant le nombre d'épisodes.

a) Résultats.

STABILITE DE LA FT SUIVANT LE NBR D'EPISODE

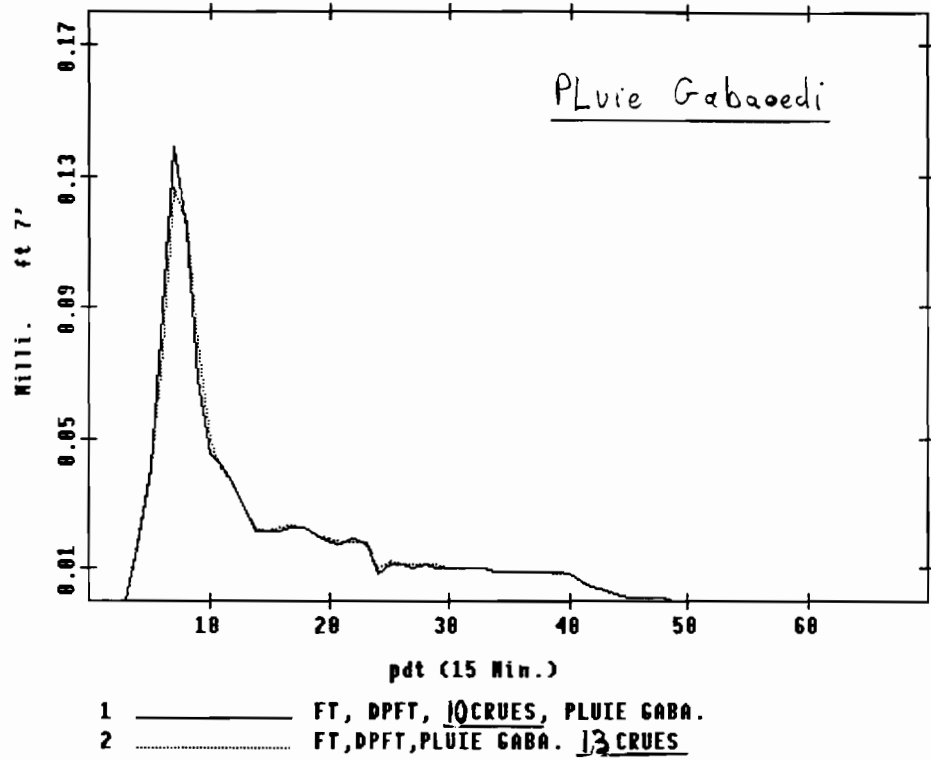


STABILITE DE LA FT SUIVANT LE NBR D'EPISODE

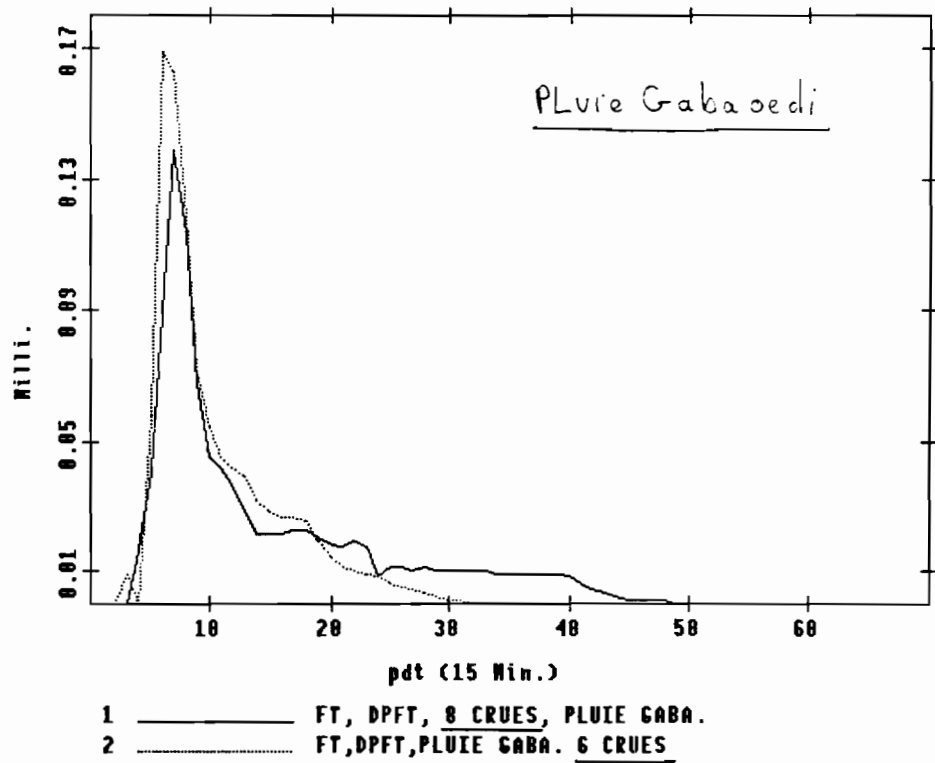


GRAPHIQUE N°5
 Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction
 du nombre d'épisodes choisis.

STABILITE DE LA FT SUIVANT LE NBR D'EPISODE



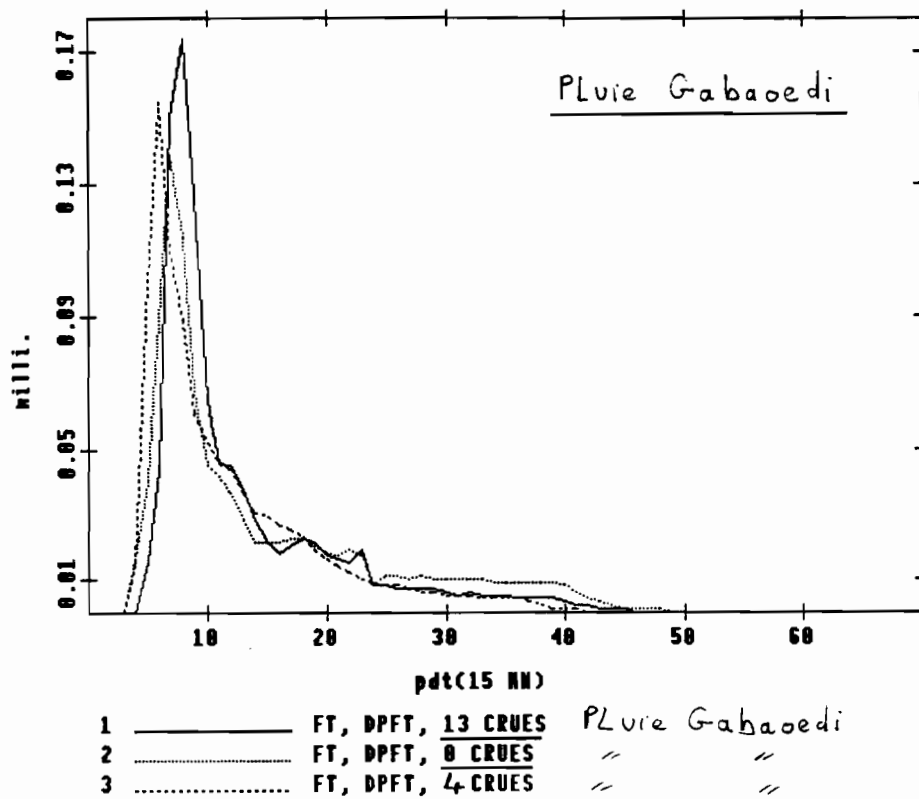
STABILITE DE LA FT SUIVANT LE NBR D'EPISODE



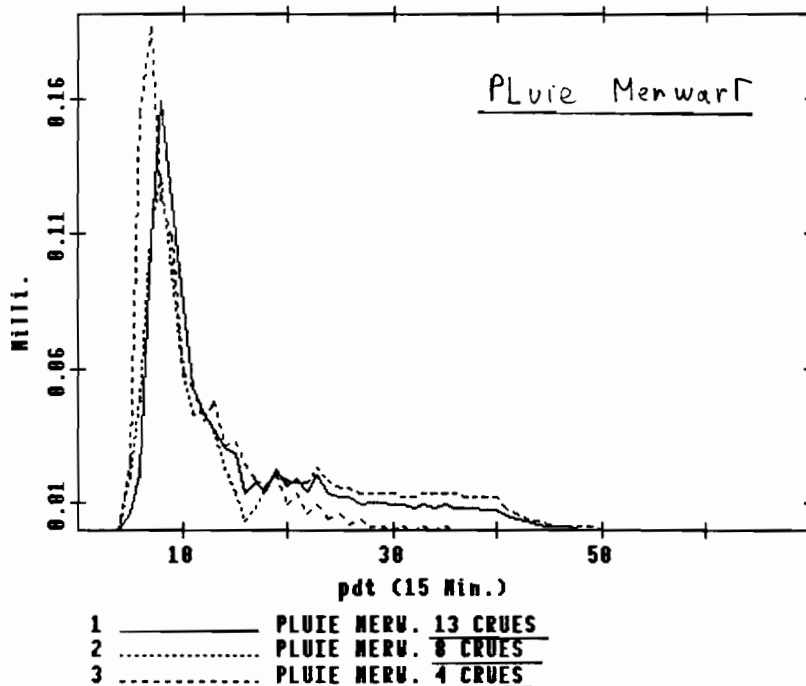
GRAPHIQUE N°6

Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction du nombre d'episodes choisis.

STABILITE DE LA FT SUIVANT LE NOMBRE DE CRUE



STABILITE DE LA FT (DPFT) SUIVANT LE NOMBRE DE CRUES



GRAPHIQUE N°7

Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction du nombre d'episodes choisis.

L'ensemble des résultats sont regroupés sur les graphiques n°5, 6, 7.
Les essais ont été effectués sur les données de 1986, la pluie étant mesurée à Gabaoedi.

Cinq essais ont été effectués :

- essai n°1 = 13 crues
- essai n°2 = 10 crues
- essai n°3 = 8 crues
- essai n°4 = 6 crues
- essai n°5 = 5 crues

Si on observe une assez bonne stabilité de la fonction de transfert, il existe néanmoins quelques différences.

Ainsi entre l'essai n°1 et n°4 on observe une différence relativement importante. Les maximums sont différents et la pointe de l'hydrogramme n°4 légèrement en retard. Le même type de différence est observable entre l'essai n°3 et n°4. En revanche on observe aucune différence entre l'essai n°3 et n°2 ce qui laisse penser que la stabilité est atteinte. Les différences notables entre l'essai n°1 et l'essai n°2 rappellent l'importance du poids des événements dans la méthode de la DPFT.

Si on choisit des crues de type voisines on peut penser que la stabilité est atteinte à partir de l'utilisation de dix événements. On retrouve ici les résultats obtenus par simulation numérique (Nalbantis, 1987).

II-2-3/Variabilité suivant le choix des épisodes.

a) Résultats.

Deux types d'essais distincts ont été effectués:

1/ Un essai testant l'influence de la qualité des données d'entrées. On utilisera ici seulement les crues où on observe une lame d'eau écoulée supérieure à la pluie totale mesurée.

2/ Deux essais testants l'influence du poids des événements.

- Un essai consistant à ajouter successivement des crues et à observer les variations de la fonction de transfert

- un essai où on cale une fonction de transfert sur des crues séparées en deux lots selon un critère d'importance.

Les résultats sont regroupés sur les graphiques n°8, 9, 10, 11, 12.

b) Commentaires.

Il apparaît clairement que l'influence des crues où les mesures de pluie ne sont pas représentatives, est assez faible. La fonction de transfert n'est pas modifiée si parmi un ensemble d'événements quelques un ne sont pas représentatifs.

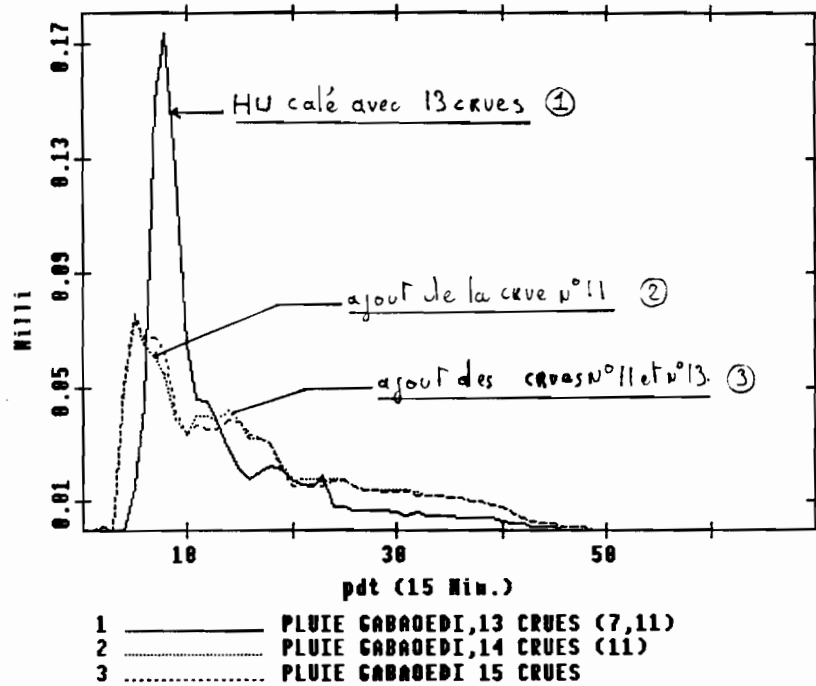
En revanche l'ajout d'une crue importante ($Q_p=400$ m³/s) parmi quatorze autres crues suffit à modifier complètement la forme de l'hydrogramme unitaire.

L'explication de l'importance prise par les forts épisodes peut être la suivante.

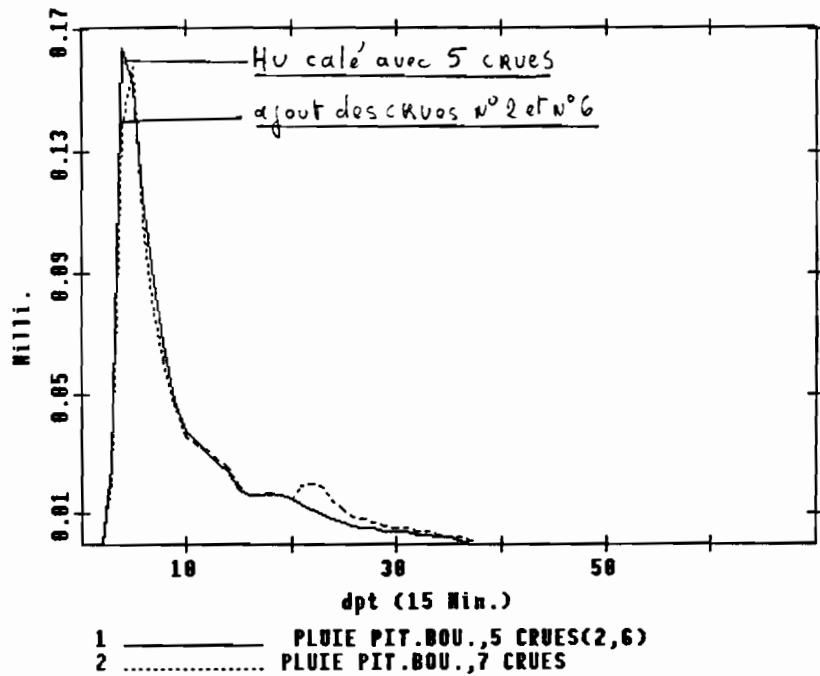
Le type d'algorithme utilisé pour le calage de la DPFT fait appel à une régression de type moindres carrés minimisant la somme des carrés des écarts entre les valeurs observées et les valeurs calculées. Ce type de critère privilégie obligatoirement les fortes valeurs de la série. Afin de compenser cette tendance il conviendrait de pondérer ce critère par une fonction inverse du poids de la crue.

La stabilité de la fonction de transfert est fortement influencée par le poids des crues rajoutées à la série. Ainsi entre les essais n°2 et n°3 on observe pas de différence. Les deux crues ajoutées étaient une faible

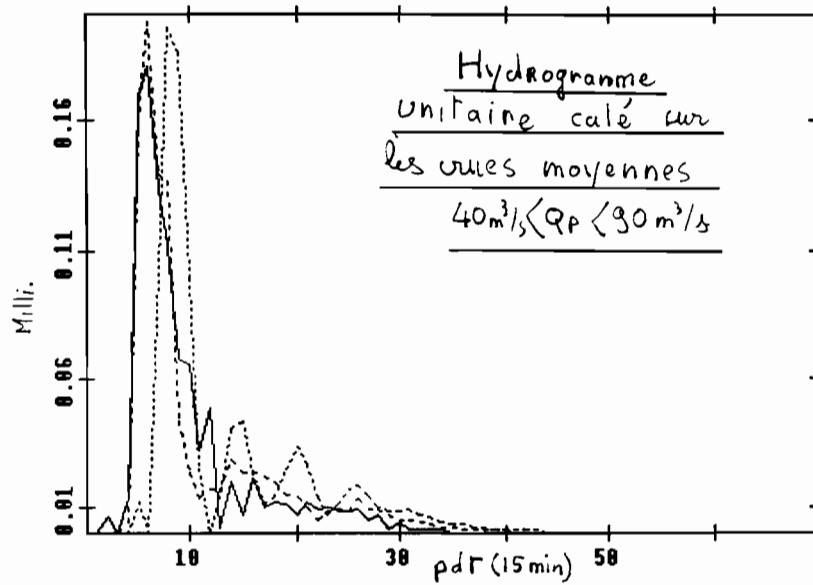
IMPORTANCE DU POIDS DE CERTAINES CRUES SUR FT (DPFT)



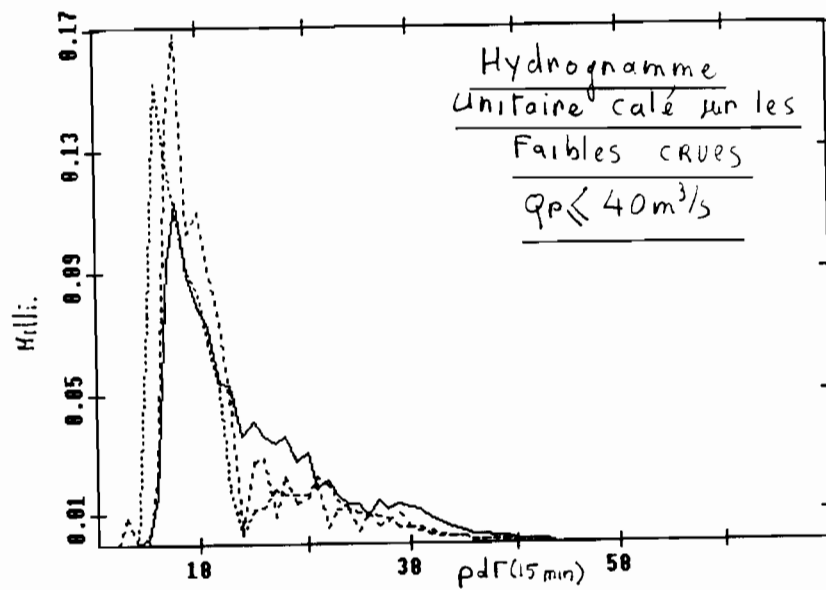
INFLUENCE DE LA QUALITE DES DONNEES SUR LA FT (DPFT)



GRAPHIQUE N°8
 Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction
 des épisodes choisis.

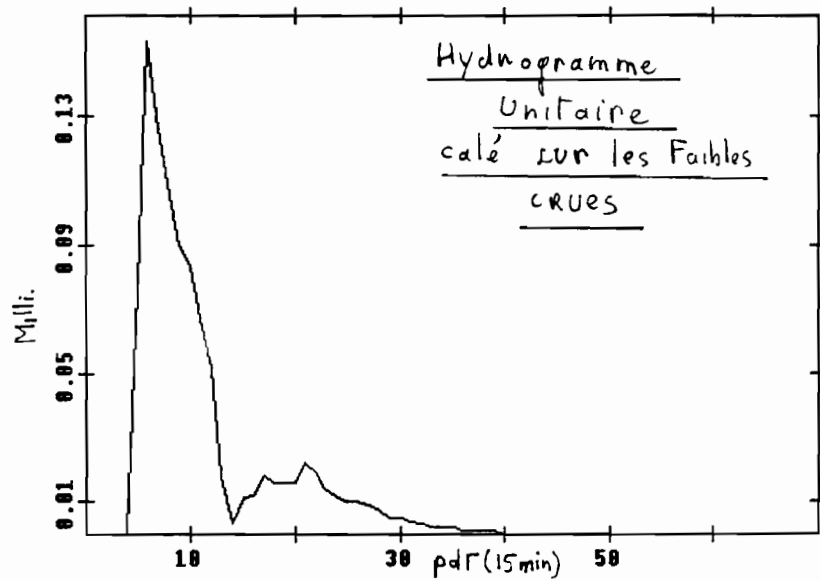


- 1 ——— CRUES MOYENNES PLUIE GABOEDI
- 2 - - - - - CRUES MOYENNES PLUIE MERVART
- 3 - - - - - CRUES MOYENNES PLUIES MOYENNES

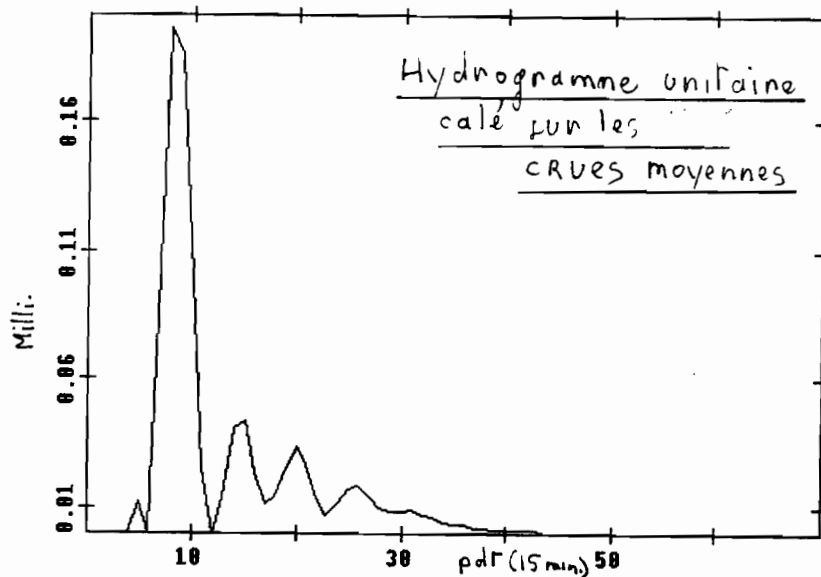


- 1 ——— PLUIE GABOEDI FAIBLES CRUES
- 2 - - - - - PLUIE MERVART FAIBLES CRUES
- 3 - - - - - PLUIE MOYENNES FAIBLES CRUES

GRAPHIQUE N°9
Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction des épisodes choisis.

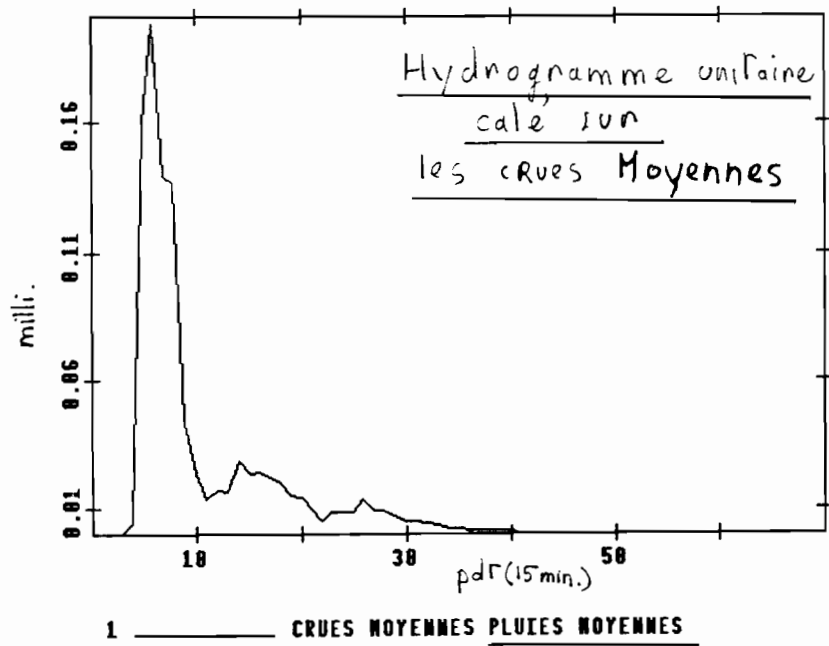
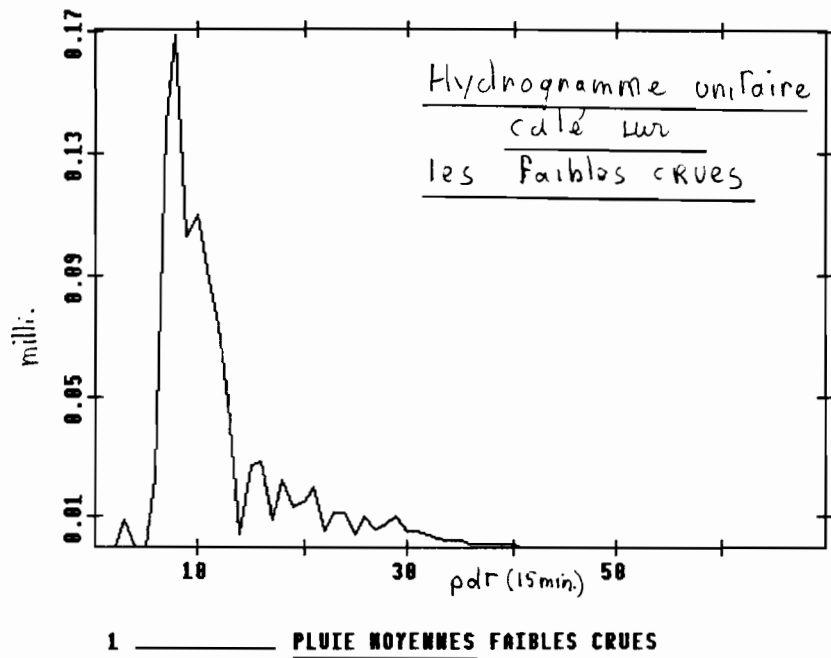


1 ——— PLUIE NERVART FAIBLES CRUES ($Q_p < 40 \text{ m}^3/\text{s}$)

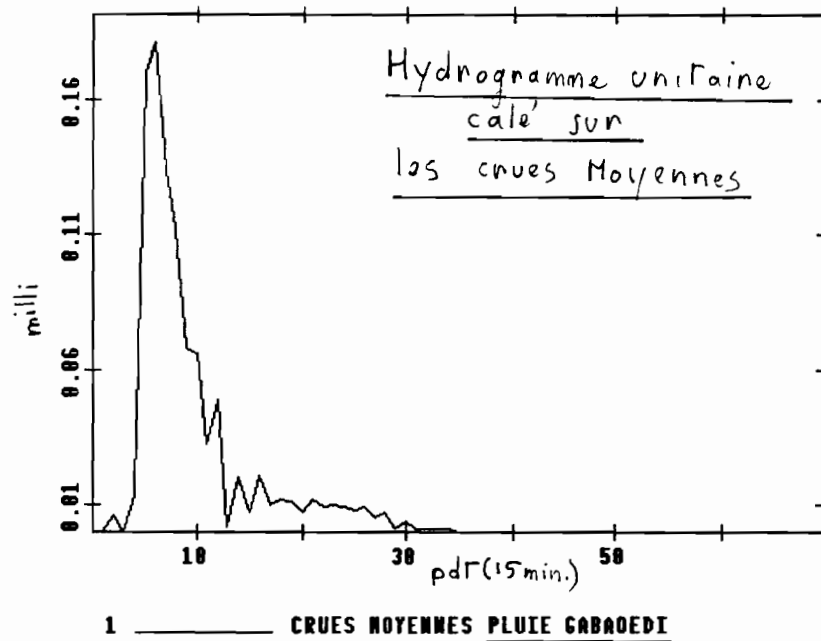
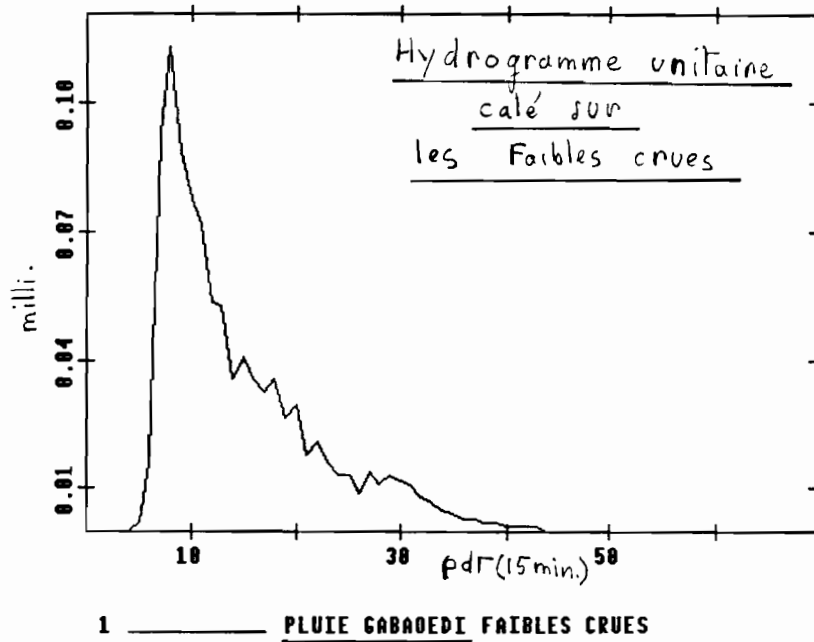


1 ——— CRUES MOYENNES PLUIES NERVART
($40 < Q_p < 90 \text{ m}^3/\text{s}$)

GRAPHIQUE N°10
Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction de des épisodes choisis.



GRAPHIQUE N°11
Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction de des épisodes choisis.



GRAPHIQUE N°12
Variations de l'hydrogramme unitaire (DPFT) en fonction des épisodes choisis.

($Q_p=20 \text{ m}^3/\text{s}$) et forte ($Q_p=120\text{m}^3/\text{s}$). En revanche entre l'essai n°1 et n°2 on observe des différences importantes. Sur les trois crues ajoutées une était fortes ($Q_p=145 \text{ m}^3/\text{s}$) et deux moyennes ($Q_p=60 \text{ m}^3/\text{s}$).

Ainsi donc la stabilité de la fonction de transfert est fortement affectée par le poids des crues, les fortes crues étant privilégiées pour des raisons mathématiques.

L'instabilité peut avoir une autre origine en choisissant les épisodes de crues sans tenir compte de leurs poids on introduit certainement une instabilité ayant des origines physiques. Il est en effet peu probable que la structure du transfert régissant une crue de $20 \text{ m}^3/\text{s}$ et une crue de $200 \text{ m}^3/\text{s}$ soit identique.

Il faudrait tenir compte de ce phénomène si on réalise un modèle de prévision. En identifiant le transfert sur un ensemble d'épisodes renfermant sans distinction faibles et fortes crues on risque d'identifier un transfert correspondant aux fortes crues et ne permettant plus de traiter et de prévoir correctement les faibles événements.

Afin de répondre partiellement à la question concernant la variation de la structure du transfert un essai simple a été effectué. Pour l'année 1986 et avec l'ensemble des informations pluviométriques disponibles nous avons séparé les crues en deux lots:

Les faibles crues: $Q_p < 40\text{m}^3/\text{s}$

Les crues moyennes: $40\text{m}^3/\text{s} < Q_p < 90 \text{ m}^3/\text{s}$

Cette division arbitraire s'avérait commode et était assez significative de l'importance des crues. Une classe forte crues ($Q_p > 90 \text{ m}^3/\text{s}$) n'était pas envisageable, trop peu d'épisodes étaient disponibles (seulement 3 possibles).

Les résultats sont portés sur les graphiques n°9, 10, 11, 12.

Cet essai porte sur trop peu de crues pour tirer des conclusions définitives mais on remarque tout de même une différence dans la forme des l'hydrogrammes obtenus. Cette différence est particulièrement sensible avec les pluies Gabaoedi

- Pour les faibles crues l'hydrogramme Merwart est en avance sur Gabaoedi. La situation est inverse pour les crues moyennes.

- On remarquera que le calcul de l'hydrogramme avec les pluies moyennes ne donne pas d'informations supplémentaires et semble simplement être un compromis entre Gabaoedi et Merwart, avec cependant des valeurs maximum de l'hydrogramme constamment supérieur.

- On observe sur les deux stations une différence importante de l'hydrogramme unitaire. Dans les deux cas la réponse du système aux crues moyennes semble plus impulsionnelle. La fonction de transfert est moins étalée temps. Le temps de montée de l'hydrogramme est assez peu affecté, la différence est essentiellement liée à une diminution plus lente des coefficients ($Tf_1=32 \quad Tf_2=13$). Ce comportement est surprenant car on pourrait penser que le transfert d'une masse d'eau importante se traduise par un étalement dans le temps plus long.

Il existe également un décalage des fonctions de transfert dans le temps. Ce décalage n'est pas le même suivant les stations:

- Sur les données de Gabaoedi entre les crues moyennes et les faibles crues on observe une légère avance de la fonction de transfert. Le système répond plus rapidement lors événements importants.

- Sur les données Merwart on remarque un retard entre l'hydrogramme calé sur les crues moyennes et sur les faibles crues. Le système paraît répondre plus lentement lors d'évènements importants.

On peut constater que la structure du transfert est différente si on cale un hydrogramme avec des crues d'importance différente. Il est difficile, au vu des informations disponibles actuellement, de donner une explication définitive. On supposera que les crues sont de nature différente. Les fortes crues sont générées par des averses violentes durant lesquelles le ruissellement est intense, l'eau s'évacue rapidement. Les faibles crues sont générées par des pluies plus faibles imbibant le sol et étant plus

facilement retenues et stockées par la végétation. Le résuillage du bassin est alors plus long ce qui se traduit par une diminution plus lente de la fonction de transfert.

c) Remarques.

La queue de la fonction de transfert relativement constante que l'on observe à partir du trentième pas de temps est un artefact de la méthode. Ayant choisi une longueur de fonction de transfert un peu longue l'ajustement crée un ensemble de valcurs non nulles afin de compenser l'absence de pluie correspondant aux écoulements.

Le choix de la longueur est en quelque sorte un paramètre du système. Le choix n'est pas toujours facile, ainsi si une longueur de 40 pas de temps convient parfaitement aux 6 premiers épisodes celle-ci s'avère trop longue par la suite.

III/IDENTIFICATION DE LA FONCTION DE TRANSFERT PAR ARMAX.

III-1/Présentation de la méthode.

III-1-1/ Généralités.

Le modèle ARMAX (Bastin) [?] est un modèle linéaire fondé sur le calcul d'une régression multiple entre le débit au temps t et un ensemble de variables antérieures. Ces paramètres peuvent être :

- Les débits au temps t-1,t-2,t-3,.....,t-n.
- Les pluies au temps t-1,t-2,.....,t-m.
- Une moyenne mobile sur les débits.
- Un modèle d'erreur sur les débits.

Remarque/ n et m peuvent être considérés comme la mémoire du système.

On utilisera ici un modèle ARMAX à deux paramètres.

Soit : $Q(t) + A_i Q(t-i) = B_i PE(t-i) \quad (6)$

On définit l'opérateur délai ainsi: $Z^{-1}X(t) = X(t-1)$
 $ZX(t) = X(t+1)$

(6) devient alors $[1 + AZ^{-1}]Q(t) = BZ^{-1}PE(t) \quad (2)$

avec $AZ^{-1} = a_1z^{-1} + a_2z^{-2} + \dots + a_nz^{-n}$
 et $BZ^{-1} = b_1z^{-1} + b_2z^{-2} + \dots + a_mz^{-m}$

(2) = => $Q(t) = [(BZ^{-1}) / (1 + AZ^{-1})]PE(t)$

on obtient alors $Q(t) = HZ^{-1}PE(t)$

HZ^{-1} étant le résultat de la division polynomiale de BZ^{-1} par $1 + AZ^{-1}$.

Si $PE(t)$ est une pluie unitaire HZ^{-1} correspond alors à l'hydrogramme unitaire. Le débit au temps T apparait comme une combinaison infinie des pluies antérieures. Dans la pratique on tronque l'hydrogramme à partir d'un certains nombre de pas de temps k.

L'approche ARMAX apparait donc absolument équivalente à l'approche de type DPFT seule la technique d'identification de le fonction de transfert est différente.

III-1-2/ Choix du modèle.

Afin de choisir l'ordre du modèle un certain nombre d'essais ont été réalisés. Deux critères guident le choix du modèle:

- Un critère reflétant la complexité du modèle.
- Un critère traduisant la qualité de l'ajustement obtenue

Il s'agit bien sûr, d'obtenir un d'ajustement optimum pour une complexité du modèle minimum.

Le critère d'ajustement choisi est : La somme des carrés des écarts entre les valeurs observées et les valeurs calculées pris pour l'ensemble des épisodes (ECT).

Le critère de complexité du modèle est : Le nombre totale de paramètre du modèle (n + m).

Le tableau N°VI(annexe A4) regroupe les résultats obtenus.

Les essais ont été réalisés sur les données de l'année 1986 en utilisant les pluies mesurées à Gabaoedi. On peut supposer obtenir des résultats voisins sur les autres stations.

Ces essais ont permis de choisir un modèle ARMAX de type (3,3) c'est à dire utilisant les pluies et les débits mesurés au cours les trois pas de temps précédent la prévision, sans modèle d'erreur.

III-2/ Variabilité de la fonction transfert suivant l'entrée.

III-2-1/ Variabilité suivant la station pluviographique.

Les résultats sont regroupés sur le graphique n°13

On remarque assez peu de différence entre les hydrogrammes unitaires quelque soit l'année et la station utilisée. Ceux-ci apparaissent relativement constants, seules les valeurs du maximum varient notablement.

Résumé des principales caractéristiques des fonctions de transferts calculées.

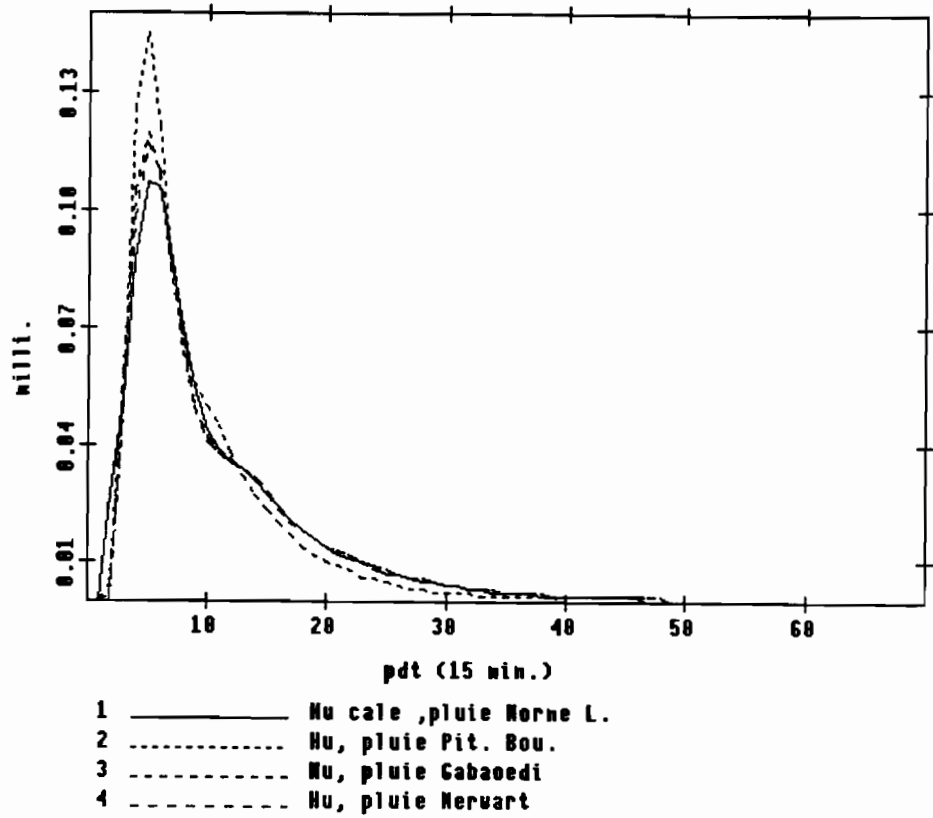
	1985 Piton Bou.	1986 Gaba.	1986 Merw.	1987 Morne L.
To	2	1	1	"
Tmax	5	5	5	4
Tf	20	23	24	22
Vmax	0,145	0,120	0,117	0,102

Comme on peut le voir la variabilité de la fonction de transfert est assez faible d'une station à l'autre et cela quelque soit l'année. Ces résultats appellent cependant plusieurs commentaires.

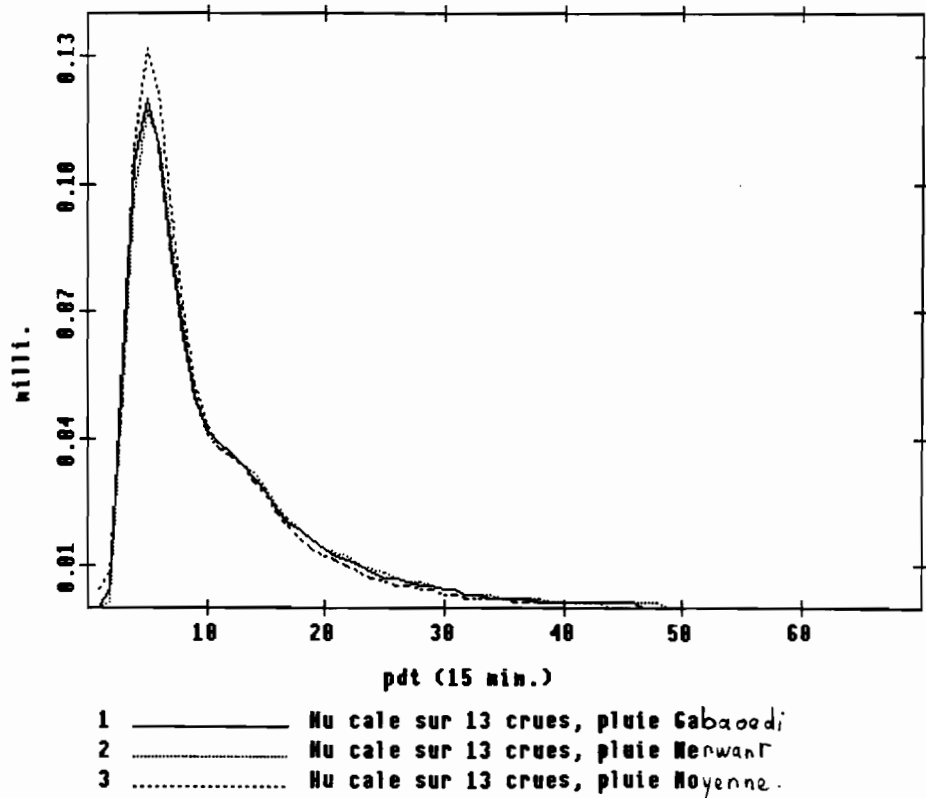
1) Sur la station Morne Léger To n'existe pas le premiers terme de l'hydrogramme n'est pas nul(0,037) ce qui signifie que la bassin répond de façon quasi instantanée à une stimulation par la pluie(ce qui est peu probable). On doit plutôt chercher l'origine de ce phénomène dans la situation géographique de la station et conclure que les précipitations atteignent cette station avec un temps de retard lorsque la crue a déjà débutée(cela confirme l'hypothèse faite en II-2-1).

2) Il est possible d'identifier un Hydrogramme sur les données de Morne Léger ce que ne permettait pas la DPFT. IL convient tout de même d'être prudent les deux

variation de NU en fonction de la pluie de calage (station)



variation de NU en fonction de la pluie de calage (station)



GRAPHIQUE N°13
Variations de l'hydrogramme unitaire (ARMAX) en fonction la station pluviographique.

techniques bien que équivalentes ne procèdent pas de la même manière. La modélisation de type ARMAX calcul une régression entre les débits pris au temps T et un ensemble de variables explicatives. Une partie de ces variables sont les débits pris à des temps T' ($T' < T$). L'autocorrélation des débits est relativement importante ce qui contraint la relation et fait perdre de l'importance aux pluies. Ainsi une fonction de transfert paraît toujours identifiable (pour des raisons mathématiques) mais celle-ci ne traduit peut-être plus une réalité physique sous jacente et demande à être validée sur d'autres données.

III-2-2/ Variabilité suivant le nombre d'épisode.

Le test de la variabilité de l'hydrogramme unitaire suivant le nombre d'épisode choisis est effectué sur les données de l'année 1986 et la pluie mesurée à Gabaoedi.

Les résultats sont regroupés sur les graphiques n°14, 15, 16.

L'hydrogramme unitaire identifié apparaît rapidement stable. On observe d'importantes variations de la fonction de transfert calée avec 4 crues et 8 crues. Mais au delà de 8 crues la fonction paraît stable. On observe peu de différence si on utilise 8 ou 13 crues. La méthode paraît donc se stabiliser plus rapidement que la DPFT. Si cela était confirmé cette méthode serait à préconiser lorsque peu de données sont disponibles.

III-2-3/ Variabilité suivant les épisodes choisis.

Le graphique n°17 regroupe les résultats obtenus.

On observe avec ARMAX les mêmes variations de la fonction de transfert que les variations observées avec la DPFT.

Le poids des épisodes est déterminant dans la structure du transfert identifié. Ainsi l'ajout d'une crue importante (Ex. n°11 1986) parmi 14 autres crues modifie totalement la forme de l'hydrogramme unitaire. En revanche l'utilisation des épisodes où, la pluie mesurée n'est pas représentative de la lame d'eau reçue par le bassin, modifie peu la fonction de transfert si se n'est en diminuant légèrement la valeur du maximum (voir graphique n°15).

La stabilité plus grande que l'on observe en général au cours de ces 3 essais peut s'expliquer par le faible degré de liberté du modèle utilisé. Le modèle ARMAX utilisé ne possède que 6 degrés de liberté contre 40 pour la DPFT choisie. On obtient obligatoirement des courbes plus lissées avec un modèle ARMAX moins sensibles aux variations des valeurs d'entrées.

III-2-4/ Variabilité suivant la pluie utilisée (P_b ou P_n).

On étudie ici l'influence d'une fonction de production sur la fonction de transfert.

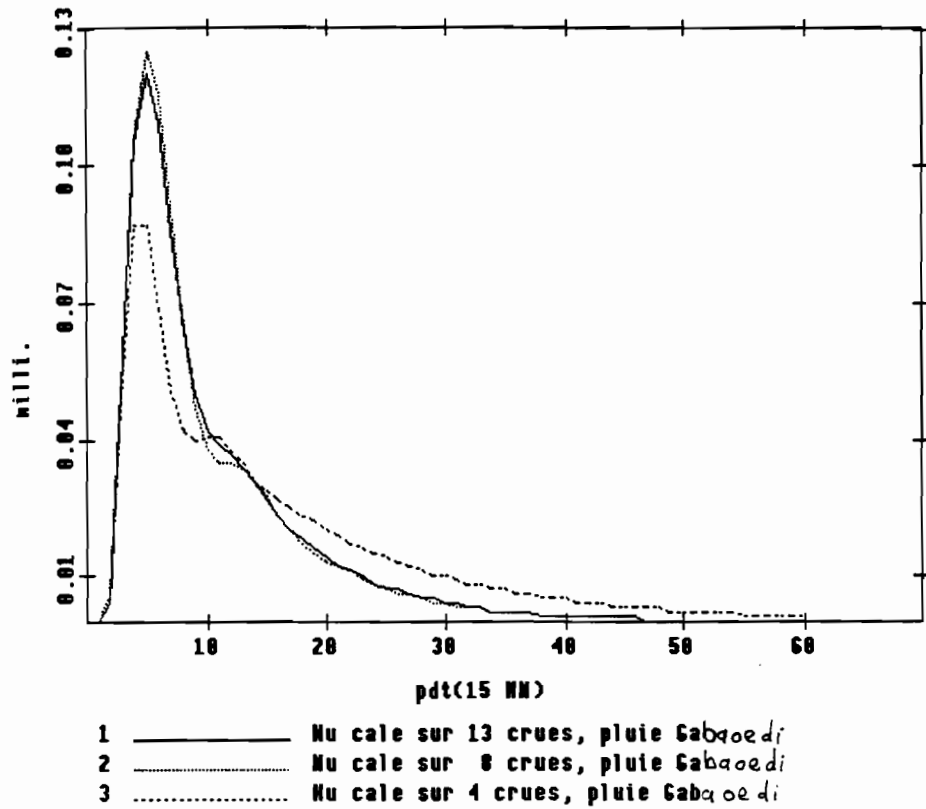
On procédera comme suit :

Après avoir calé une fonction de production sur les données des différentes stations pluviographiques nous transformerons les pluies brutes en pluies nettes et ensuite nous comparerons l'hydrogramme obtenu avec ces pluies nettes et l'hydrogramme obtenu avec les pluies brutes initiales.

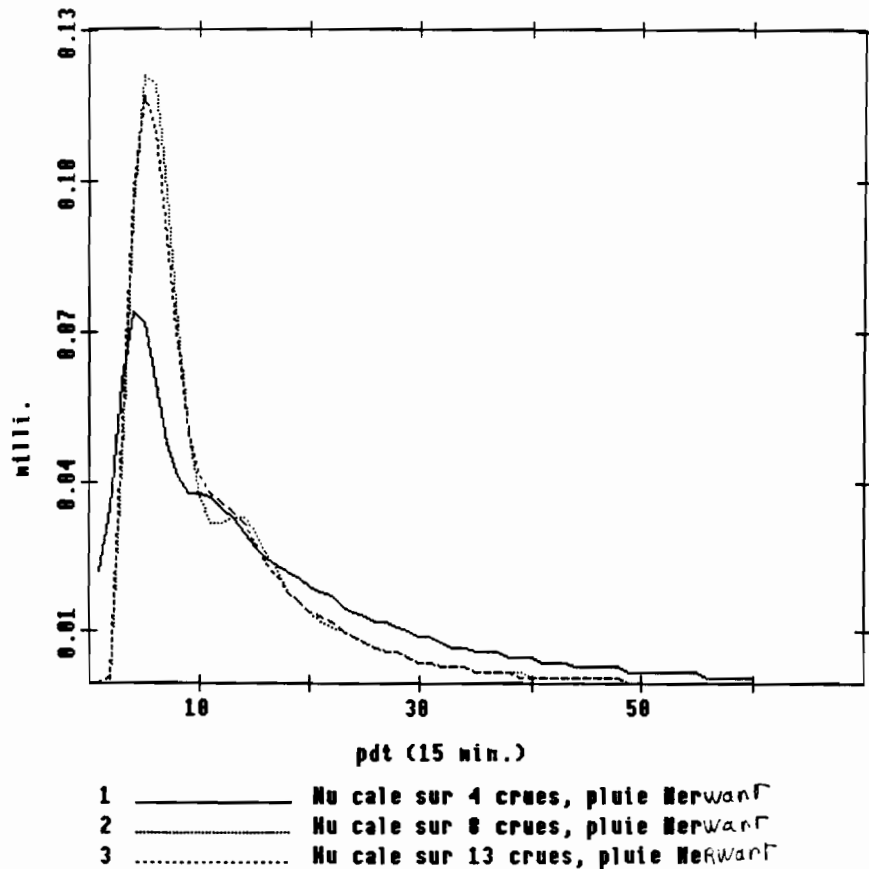
a) La fonction de production.

La fonction de production retenue est la fonction de production du Soil Conservation Service à deux paramètres. Nous avons retenu cette fonction de production en raison de la

STABILITE DE LA FT SUIVANT LE NOMBRE DE CRUE



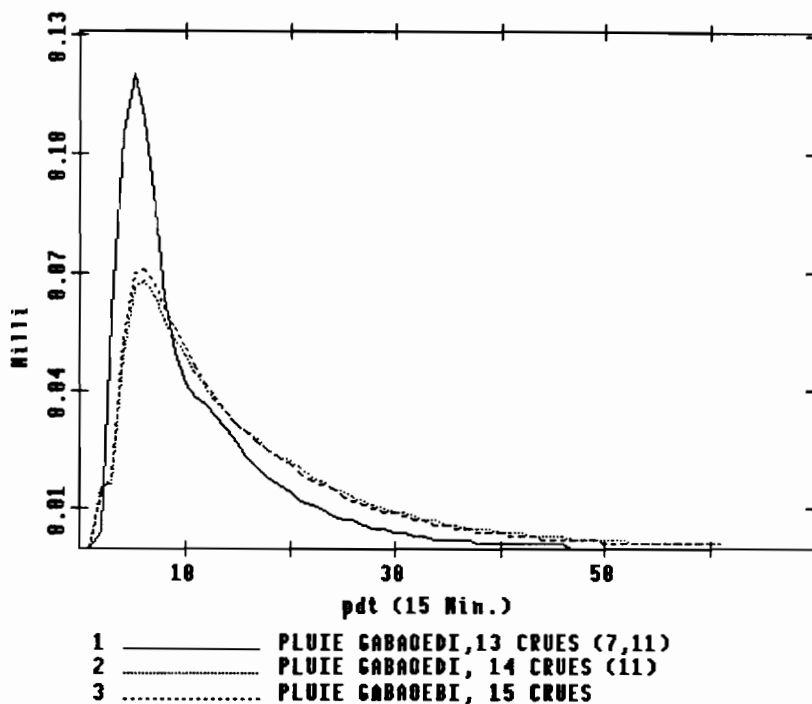
variation de NU en fonction du nombre d'épisode



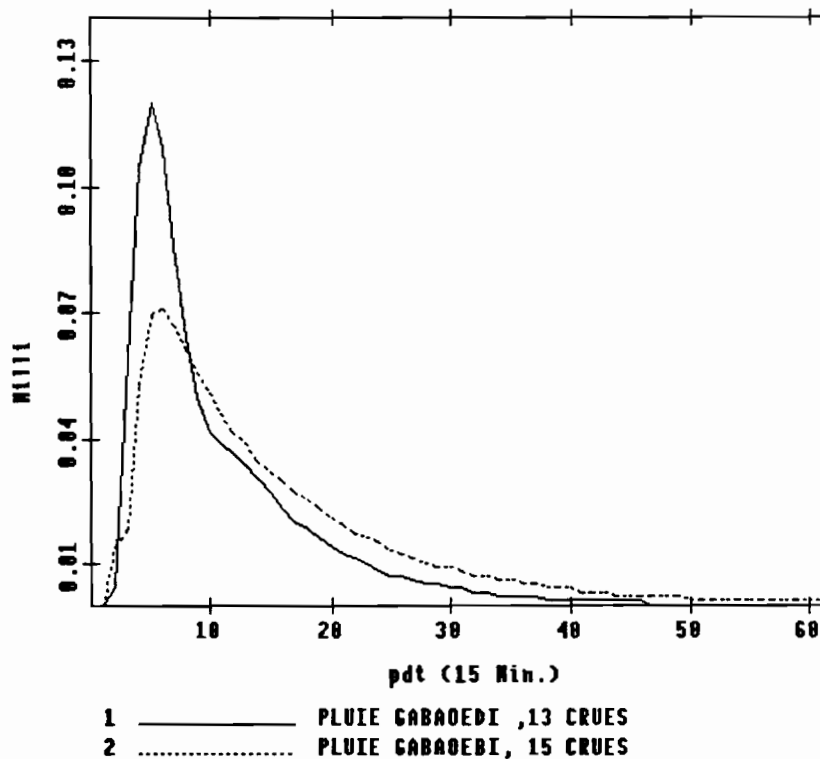
GRAPHIQUE N°14

Variations de l'hydrogramme unitaire (ARMAX) en fonction du nombre d'épisodes choisis.

SENSIBILITE DE NU A LA QUALITE DES DONNEES

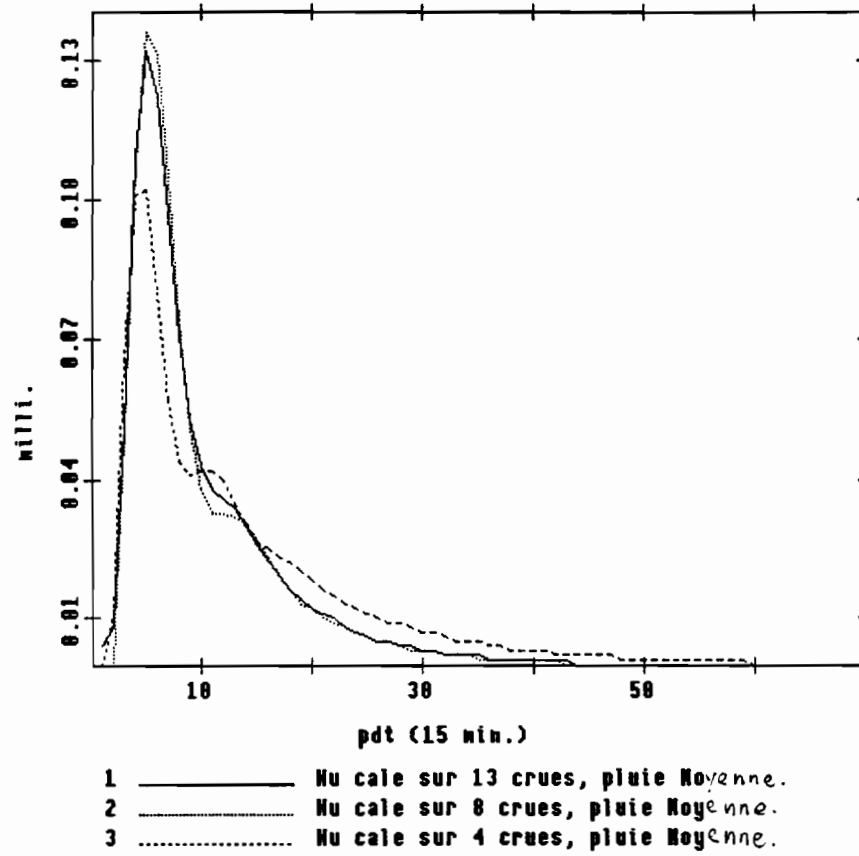


SENSIBILITE DE NU A LA QUALITE DES DONNEES



GRAPHIQUE N°15
 Variations de l'hydrogramme unitaire (ARMAX) en fonction
 du nombre d'épisodes choisis.

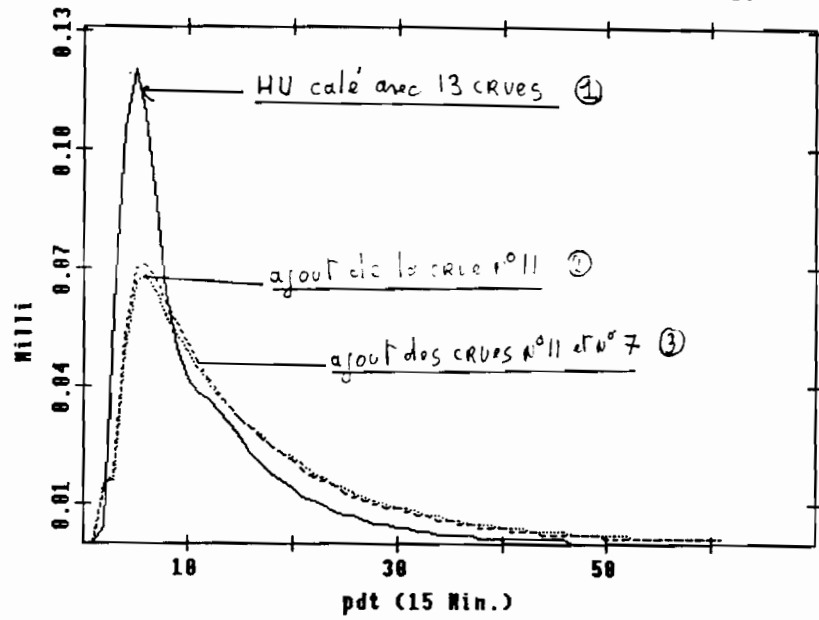
variation de NU en fonction du nombre d'épisode



Variations de l'hydrogramme unitaire (ARMAX) en fonction du nombre d'épisodes choisis.

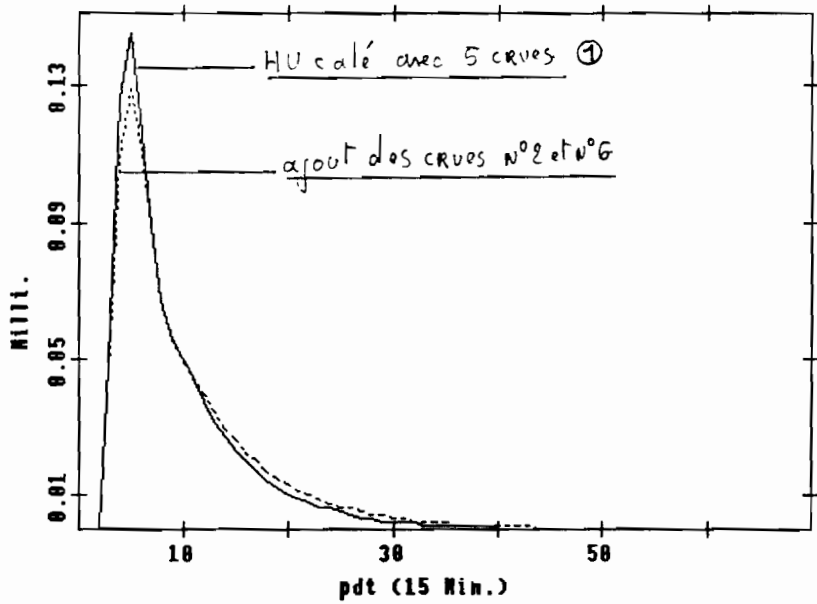
GRAPHIQUE N°16

IMPORTANCE DU POIDS DE CERTAINES CRUES SUR HU [ARMAX]



- 1 ——— PLUIE GABOEDI, 13 CRUES (7,11)
- 2 PLUIE GABOEDI, 14 CRUES (11)
- 3 -.-.-.- PLUIE GABOEDI, 15 CRUES

INFLUENCE DE LA QUALITE DES DONNEES SUR LA FT [ARMAX]



- 1 ——— PLUIE PIT. BOU., 5 CRUES (2,6)
- 2 PLUIE PIT. BOU., 7 CRUES

GRAPHIQUE N°17
Variations de l'hydrogramme unitaire (ARMAX) en fonction des épisodes choisis.

simplicité (2 paramètres) et de sa robustesse. Bien que très simple cette fonction de production a très souvent été utilisée et a montré de grande facilité d'adaptation.

b) Formulation.

La formulation de base est :

$$Pe = (Pb - Ia) / (Pb - Ia + Id) \quad (7)$$

- où
- Pe représente la somme des pluies nettes entre 0 et T.
 - Pb représente la somme des pluies brutes entre 0 et T.
 - Ia représente "l'absorption initiale du bassin".
 - Id représente "l'absorption potentielle du bassin".

La relation (7) n'a pas de justification théorique et n'est issue que des travaux expérimentaux du SCS.

Généralement on pose

$$Ia = xId \text{ avec } 0 < x < 1$$

x représente "le pourcentage d'absorption par rapport à l'absorption potentielle".

On obtient finalement la relation :

$$Pe = (Pb - xId) / (Pb + Id(1-x))$$

où Id et x sont les deux paramètres du modèle.

c) Calage du modèle.

On utilise pour le calage de ce modèle un algorithme de Rosenbrook. Le paramètre d'ajustement est :

$$Cr = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (LRO_i - LRC_i)^2}{(LRO_i - LRO_{(moy)})^2}$$

- LRO: lame ruisselée observée.
- LRO_(moy): lame Ruisselée observée moyenne.
- LRC: lame ruisselée calculée.
- n : Nombre d'épisode.

Remarque/ Pour le calage de ce modèle, on retiendra uniquement les crues dont le coefficient de ruissellement est inférieur à un.

Les résultats du calage sont les suivants :

	Id(mm)	x	Cr
Pluie Gabaoedi	37,15	0,000	-0,155
Pluie Merwart	51,71	0,096	-0,716
Pluie Pit. Bou.	15,36	0,000	+0,7
Pluie Morne L.	53,22	0,005	-0,07

On remarquera que cette fonction de production semble assez peu adaptée. Dans trois cas sur quatre C_r est négatif ce qui signifie simplement que le choix de la lame d'eau moyenne fournirait de meilleurs résultats que la fonction de production calée sur ces données.

On notera tout de même que sur les pluies mesurées à Piton Bouillante la fonction de production s'ajuste relativement bien. Il est intéressant de remarquer que les événements étudiés en 1985 sont des événements où coefficient de ruissellement moyen est important (0,67, tableau n°II, annexe A2) ce qui se traduit au niveau de la fonction de production par une faible valeur de I_d .

Une autre fonction de production (Lorrent) a été calée sur ces données sans obtenir d'amélioration significative du critère d'ajustement.

d) Résultats.

L'ensemble des résultats sont portés sur les graphiques n°18, 19, 20.

On observe deux cas distincts :

1) La fonction de transfert n'est pas modifiée par l'utilisation d'une fonction de production sur les pluies brutes. Cela est le cas pour les données de Piton Bouillante. On notera que se sont sur ces données qu'on réalise le meilleur calage de la fonction de production. Ce résultat est obtenu quelque soit la fonction de production utilisée (Cf graphique n°20).

2) Pour les données des 1986 et 1987 on observe une modification de la fonction de transfert cette modification étant plus importante sur les données 1986. Cette modification est de deux ordres:

- Variation dans le temps on observe une translation positive de la fonction de transfert calculée avec les pluies nettes (cas observé sur les données de Gabaoedi et Morne léger).

- Augmentation de la valeur du maximum de l'hydrogramme unitaire calée avec les pluies nettes. Cette augmentation est importante sur Merwart et faible sur Gabaoedi et Piton Bouillante. En revanche sur les données Morne Léger on notera une diminution de la valeur du maximum.

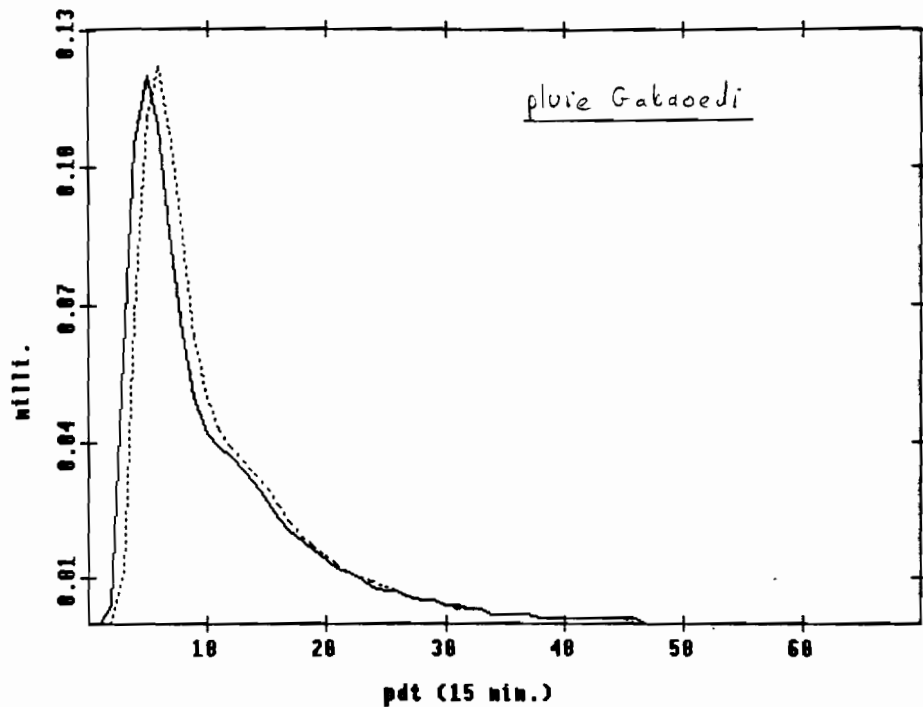
L'action d'une fonction de production sur la fonction de transfert n'est pas constante suivant les stations pluviographiques il est alors très difficile d'interpréter les résultats obtenus. Il est cependant possible d'émettre quelques hypothèses qui demanderont une confirmation ultérieure.

- Si on utilise un ensemble d'épisodes où le transfert a une part prépondérante(1985) on n'observe pas de variation de l'hydrogramme unitaire après l'ajout d'une fonction de production. La quantité d'eau disponible varie mais cela ne modifie pas la structure du transfert correctement identifié avec les pluies brutes. En effet dans les modèles pluie débit utilisés on distingue deux étapes la production et le transfert (Cf: I-1-2) si le coefficient de ruissellement tend vers 1 les incertitudes sur la production diminuent, permettant une identification du transfert plus aisée.

- L'augmentation de la valeur maximum peut s'expliquer ainsi. En introduisant une fonction de production on diminue la lame d'eau disponible pour le ruissellement. Afin de compenser cette diminution il convient d'augmenter la valeur des coefficients de l'hydrogramme. Cette augmentation permet d'obtenir une sortie (les débits) identique pour une entrée plus faible. Cette augmentation existe uniquement dans la première partie de la fonction de transfert lorsque la différence entre pluies nettes et pluies brutes est significative.

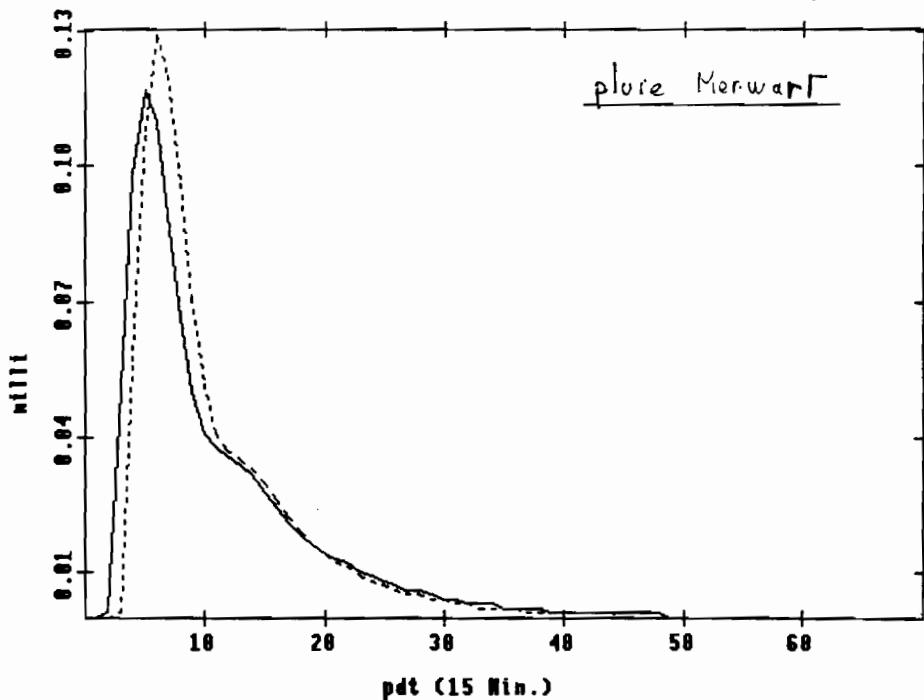
IV/ COMPARAISON DE L'APPROCHE DPFT ET ARMAX.

variation de NU en fonction de la pluie de calage (pluie nette, pluie brut)



- 1 ————— Nu cale sur 13 crues, pluie Gabaoedi, sans fonction de
 2 Nu, 13 crues, Gaba, EProduction

variation de Nu en fonction de la pluie de calage (pluie nette, pluie brute)

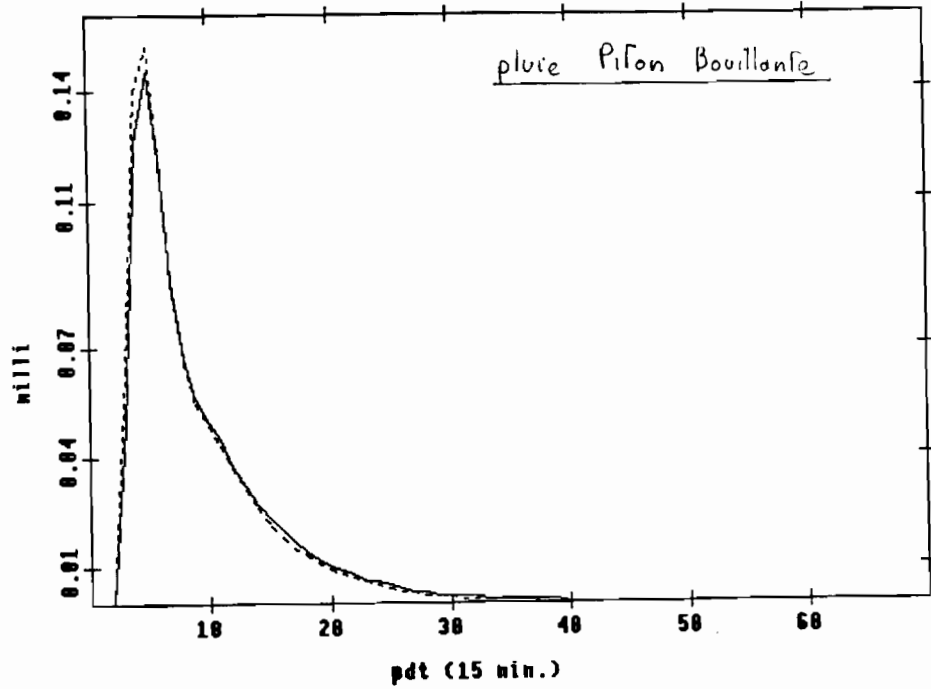


- 1 ————— Nu, pluie Merwart, sans fonction de production
 2 Nu, pluie Merwart, avec fonction de production

GRAPHIQUE N°18

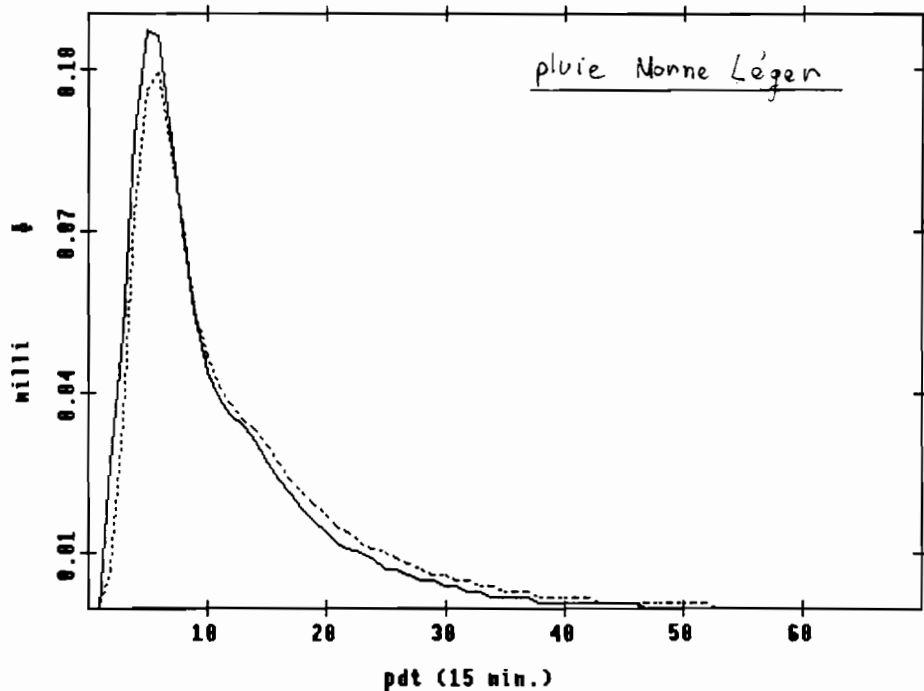
Effets d'une fonction de production sur le calage d'une fonction de transfert (ARMAX).

variation de NU en fonction de la pluie de calage (pluie nette, pluie brute)



1 ——— Nu, pluie Pit. Bou., sans Fonction de production.
 2 - - - - - Nu, pluie Pit. Bou., avec Fonction de production

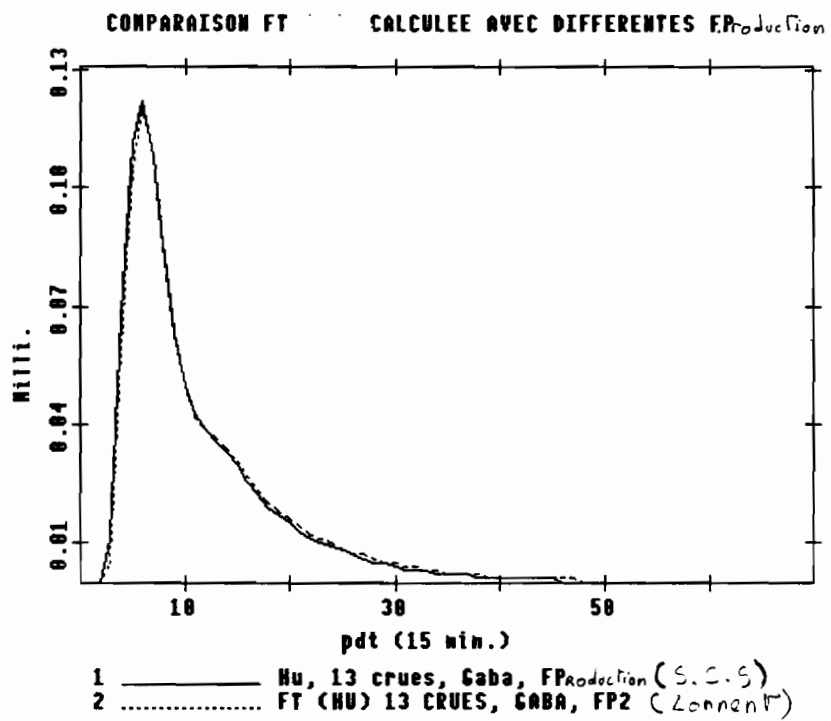
variation de NU en fonction de la pluie de calage (pluie nette, pluie brute)



1 ——— Nu cale ,pluie Morne L., sans Fonction de Production
 2 Nu pluie Morne L., avec Fonction de Production

GRAPHIQUE N°19

Effets d'une fonction de production sur le calage d'une fonction de transfert (ARMAX).



GRAPHIQUE N°20
 Effets d'une fonction de production sur le calage d'une
 fonction de transfert (ARMAX).

Les techniques DPFT et ARMAX sont totalement équivalentes dans l'approche de la relation pluie débit. Dans les deux cas le modèle de transfert de la pluie nette est un modèle linéaire et normé. La non linéarité de la relation pluie débit est totalement rejetée sur la fonction de production. La différence entre les deux méthodes est la technique de calcul permettant l'identification des coefficients de l'hydrogramme.

Les graphiques n°21, 22, 23 regroupent l'ensemble des résultats.

Tableau de comparaison des approche DPFT et ARMAX

	1985		1986		
	DPFT	ARMAX	DPFT	ARMAX	
To	2	2	4	1	
Tmax	4	5	8	5	
Tf	22	20	24 30	23 24	(Gaba.) (Merw.)

- Le cas de Piton Bouillante fait exception les fonctions de transferts sont très voisines quelque soit la méthode employée pour le calage. Cette fonction de transfert paraît remarquablement stable. Elle ne semble pas influencée par l'utilisation d'une fonction de production et reste constante quelque soit la méthode d'identification choisie. On peut penser avoir dans ce cas identifier la structure réelle du transfert.

- On remarquera que les différences entre les l'hydrogrammes identifiés par la DPFT et par ARMAX sont constantes. On observe toujours une valeur maximum plus faible et un retard de trois pas de temps de l'hydrogramme ARMAX sur l'hydrogramme DPFT.

- l'introduction d'une fonction de production c'est à dire d'une composante non linéaire diminue de décalage des fonctions de transfert (le décalage n'est plus que d'un pas de temps) sans changer la valeur des maximum.

En résumé on peut dire que l'identification correcte d'une fonction de transfert est possible si on dispose d'un ensemble d'épisodes pluies-crues où le transfert est l'élément dominant de la relation pluie-débit (cas de l'année 1985).

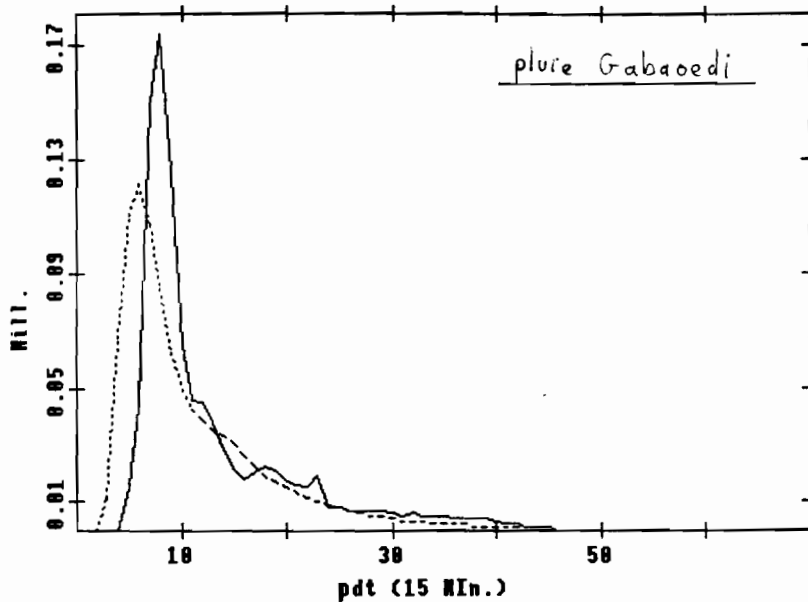
Pour les autres années l'identification du transfert pose problème celui-ci étant parfois impossible (Cf, 1987 DPFT) ou différent selon la méthode choisie. Si la structure du transfert change avec la méthode d'identification on ne peut pas interpréter la fonction de transfert comme une "signature" du bassin versant. La fonction de transfert doit être considérée comme un simple calage numérique entre des valeurs de pluies et de débits.

V/CONCLUSIONS

Cette étude a permis d'obtenir un certains nombre d'idées sur la stabilité de la fonction de transfert. Les principales sont les suivantes :

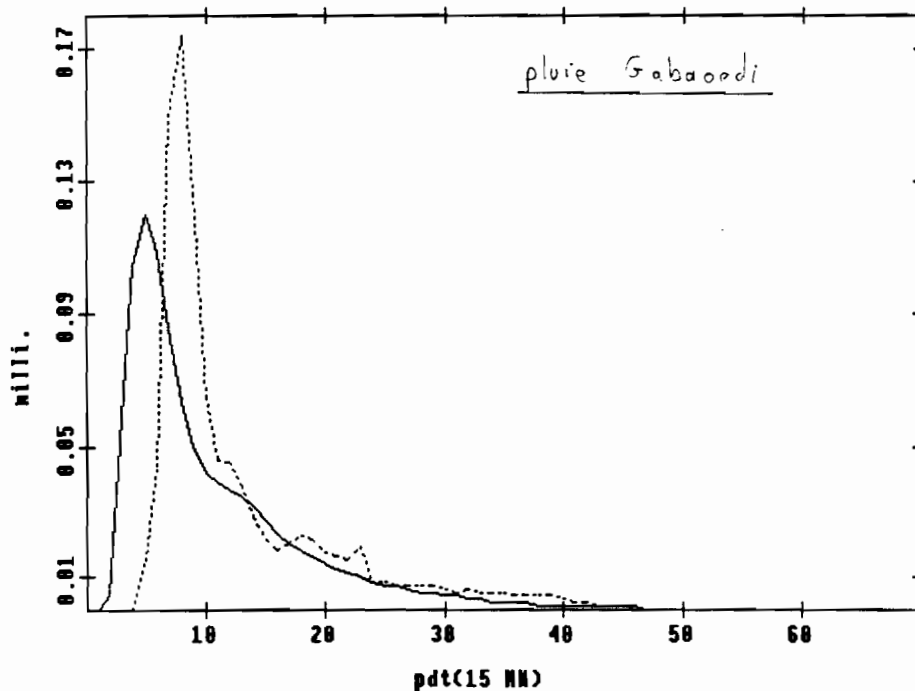
- quelque soit la méthode d'identification employée la fonction de transfert est fortement influencée par les fortes crues. L'hydrogramme unitaire se cale sur l'épisode le plus important (Cf crue n°11 1986). La raison de ce calage sur les fortes crues est mathématique, le critère de calage est toujours une

COMPARAISON FT(DPFT) ET FT [ARMAX]



1 ————— FT, DPFT, 13 CRUES, PLUIE GAB.
 2 Nu, 13 crues, Gaba, FProduction, [ARMAX]

COMPARAISON FT [ARMAX] ET FT (DPFT)

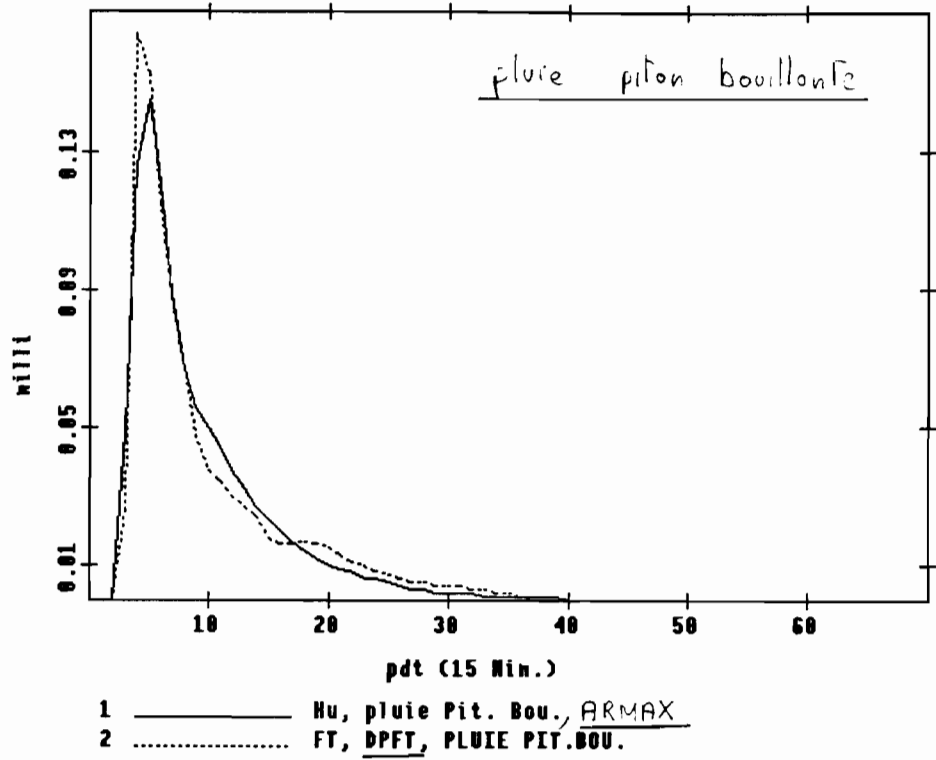


1 ————— Nu cale sur 13 crues, pluie Gaboedi [ARMAX]
 2 FT, DPFT, 13 CRUES,

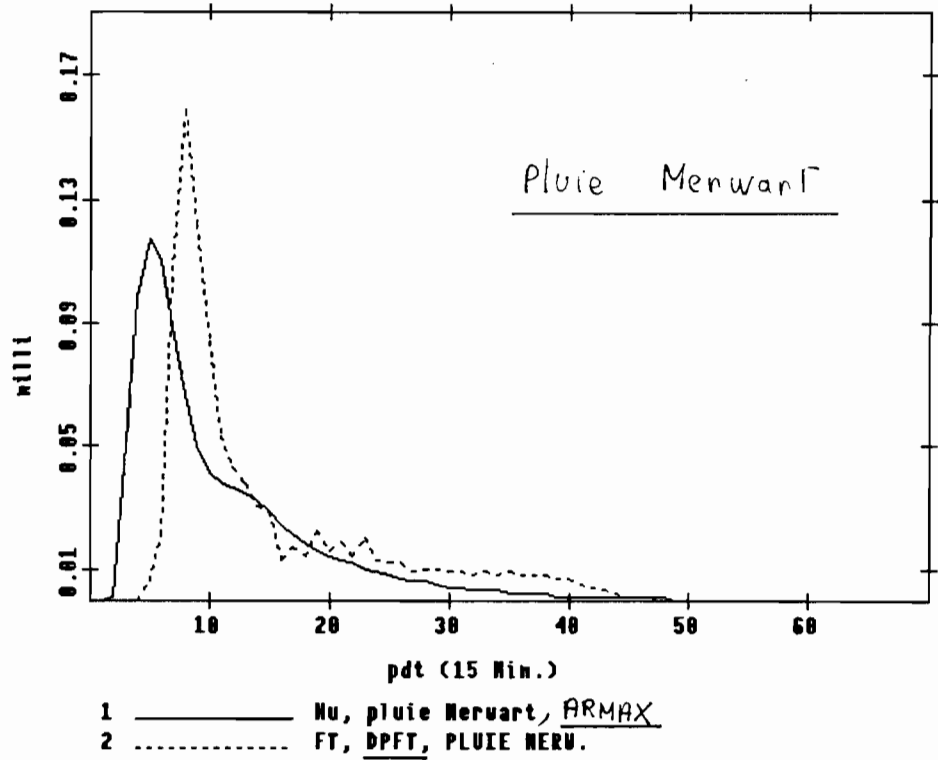
GRAPHIQUE N°21

Comparaison de l'approche ARMAX-DPFT.

comparaison FT [ARMAX] FT (DPFT)

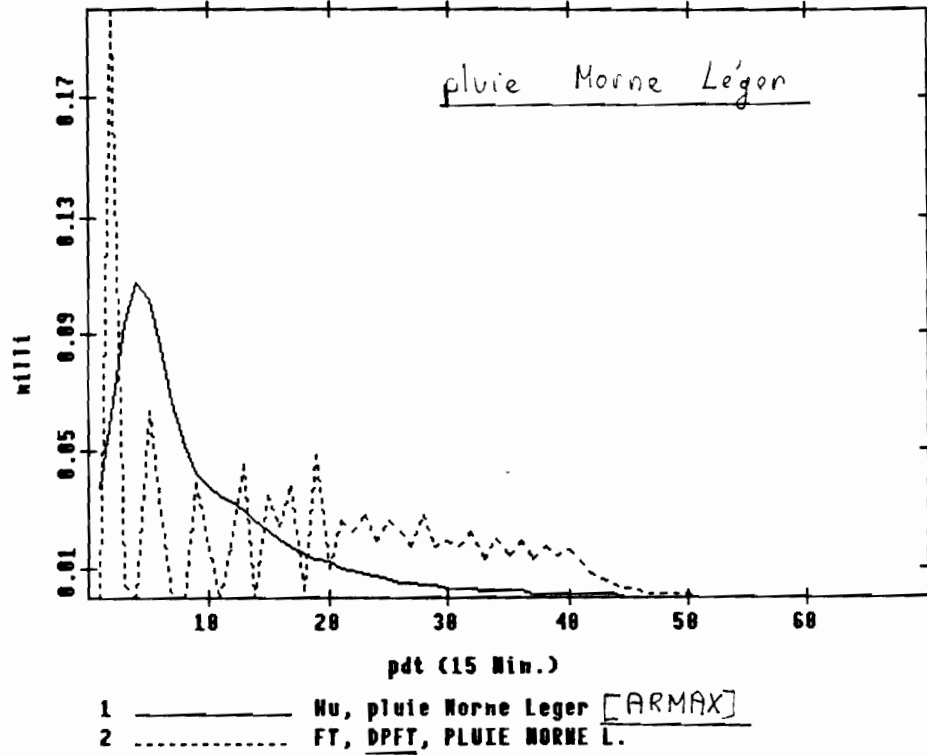


comparaison FT [ARMAX] FT (DPFT)

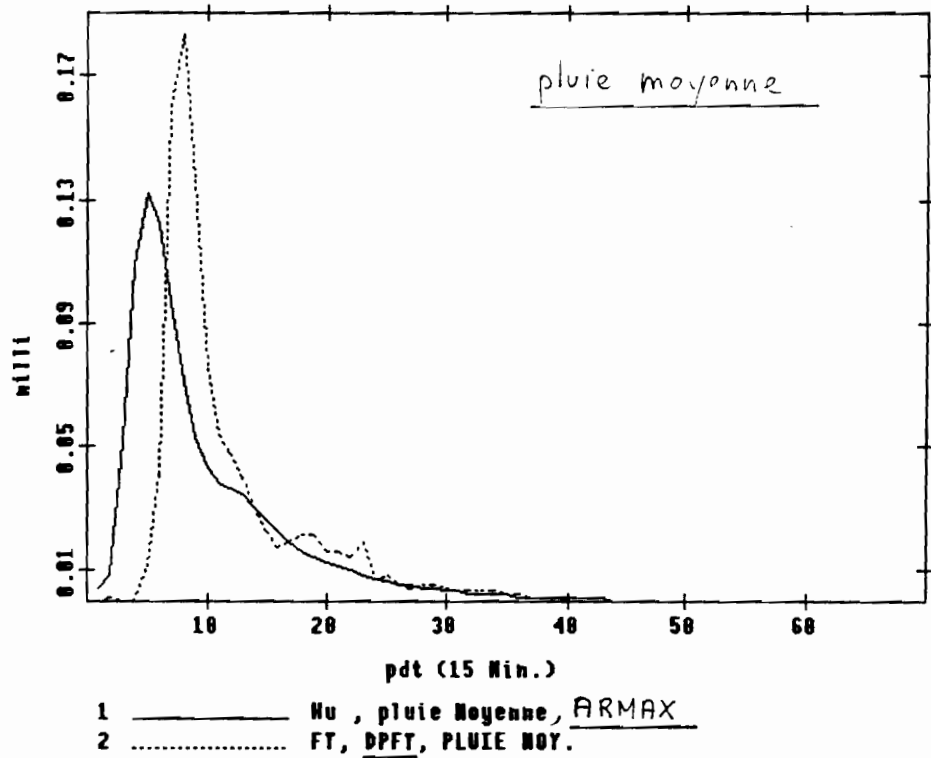


GRAPHIQUE N°22
 Comparaison de l'approche ARMAX-DPFT.

comparaison FT [ARMAX], FT (DPFT)



comparaison FT [ARMAX], FT (DPFT)



GRAPHIQUE N°23
Comparaison de l'approche ARMAX-DPFT.

somme de carré des écarts (critère pour la DPFT, coef de Regr. pour ARMAX) ce type de critère favorise obligatoirement les fortes valeurs de la série.

- quelque soit la méthode l'identification, la fonction de transfert est assez peu influencée par l'introduction d'événements où les mesures de pluies ne sont pas représentatives de la lame d'eau écoulée sur le bassin.

- L'influence d'une fonction de production est variable et dépend de l'importance de la production dans les événements pluies-débits étudiés. Plus la part de la production est importante plus l'introduction d'une fonction de production introduira des modifications sur le transfert.

- Afin de pouvoir identifier correctement une fonction de transfert il est préférable d'utiliser un ensemble d'épisodes où le transfert est l'élément dominant de la relation pluie-débit c'est à dire un ensemble d'épisode à fort coefficient de ruissellement (Cf 1985). En utilisant ce type d'épisode l'hydrogramme identifié paraît beaucoup plus stable.

- L'hydrogramme calé avec une méthode est assez peu variable d'une station à l'autre si les stations fournissent des informations représentatives de la situation sur le bassin.

- On ne peut pas espérer identifier une fonction de transfert unique pour les faibles et fortes crues. Le calage d'une fonction de production générant les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement ne permet pas de résoudre ce problème car la structure du transfert paraît différente.

- La méthode d'indentation conduit à des différences significatives de l'hydrogramme unitaire. Ces différences sont à prendre en compte si on utilise ce type de modèle en prévision.

On ne peut modéliser correctement le fonctionnement d'un bassin versant sans posséder des données adéquates. Les données sont à la base de toute la démarche, il serait illusoire de penser modéliser sans auparavant s'assurer de la qualité des données. En effet les modèles utilisés sont en général des modèles statistiques, les données permettent le calage et n'interviennent pas uniquement en validation du modèle.

En revanche la réalisation d'un modèle permet de mettre en lumière les carences sur les données.

Cette étude ne permet pas de conclure sur l'ensemble des questions soulevées. Ainsi par exemple l'étude de l'impact d'une fonction de production sur l'hydrogramme unitaire reste à préciser. L'étude de la fonction de transfert liée aux fortes crues est également incomplète faute de données.

L'étude réalisée n'apporte pas de solutions générales aux difficultés rencontrées lors de l'identification de la fonction mais permet de prendre conscience des problèmes et pose de nouvelles questions auxquelles il sera nécessaire de répondre si on désire modéliser de manière plus complète les relations pluies débits sur ce type de bassin.

ANNEXE A1

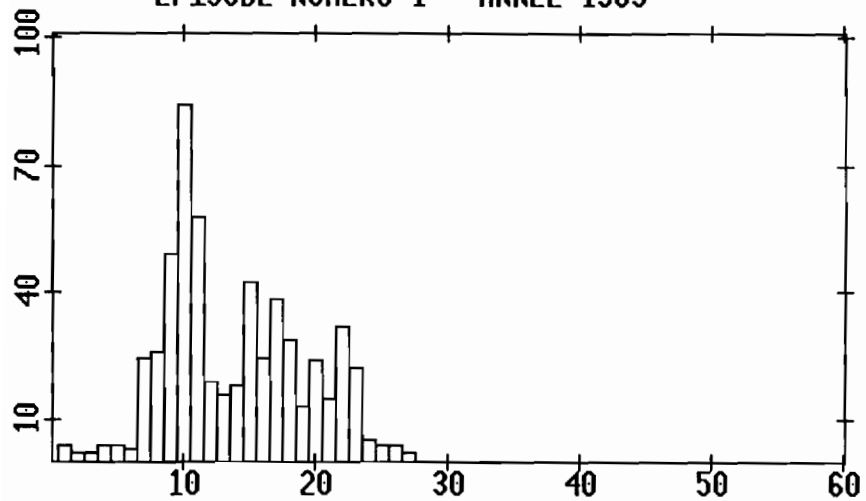
Episodes pluies-crues année 1985.

Caractéristiques des épisodes pluies-crues (1985)

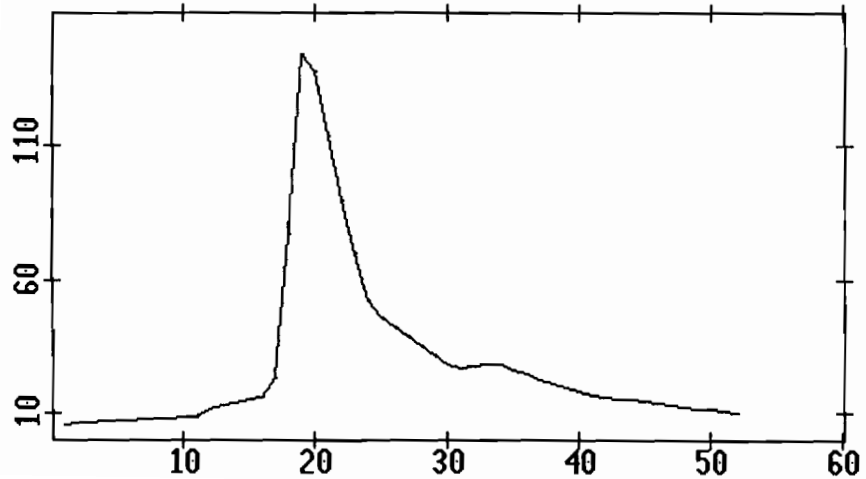
n° épisode	pluie totale observée(mm)	pluie max obs (1pdt)	Qmax (m3/s)	lame totale écoulée (mm)	alpha
1	56,9	8,4	145	34,86	0,612
2	17,7	4	40,4	19,43	1,09
3	27,5	9,1	44,7	18,72	0,68
4	35	11,9	100	20,21	0,66
5	20,5	7,9	34,7	16,37	0,8
6	23,4	3,7	106	41,23	1,76
7	34,5	6,3	44,7	21	0,608
moyenne	33,98				0,672

TABLEAU n° II

EPISODE NUMERO 1 ANNEE 1985

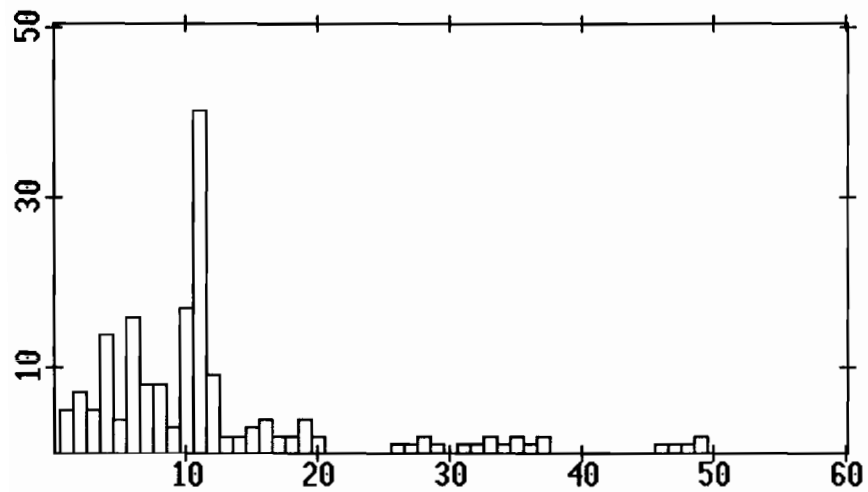


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

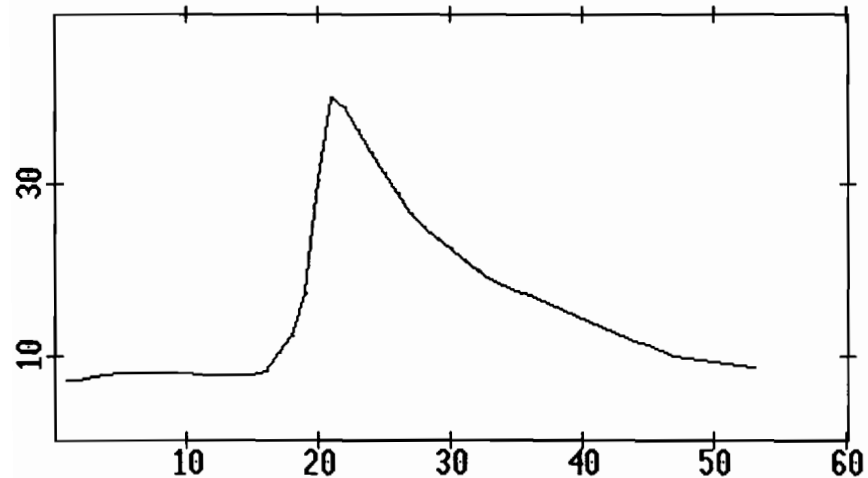


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISODE NUMERO 2 ANNEE 1985

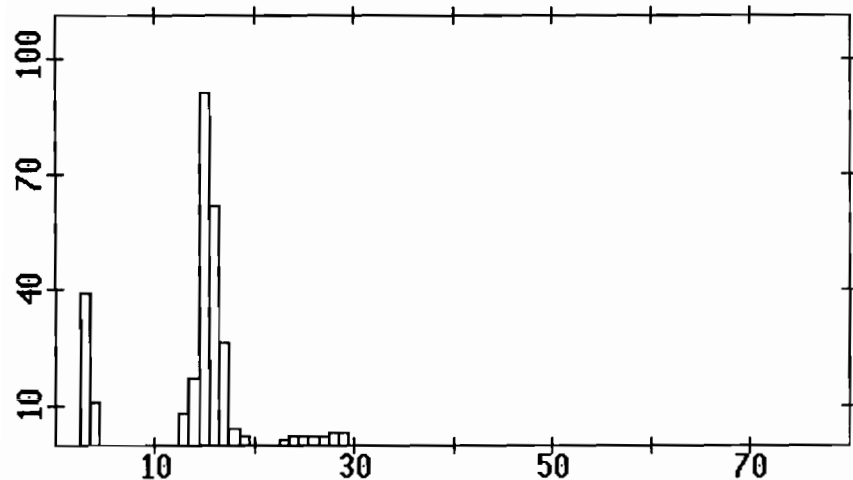


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

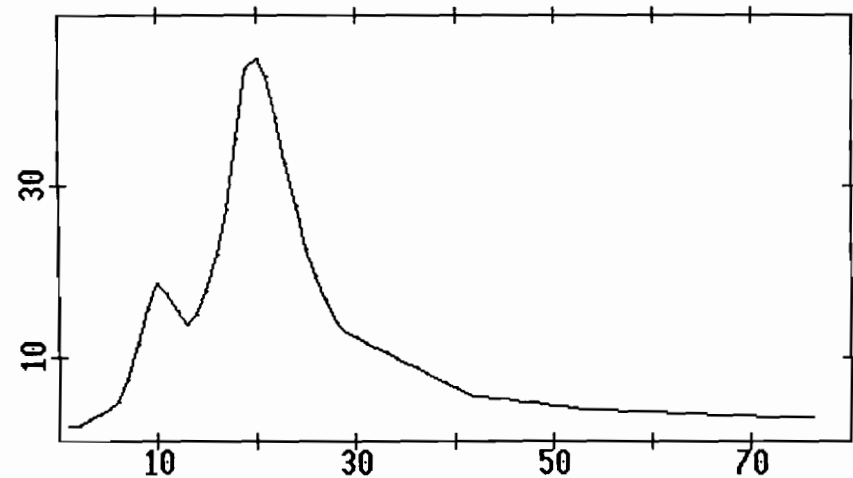


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISODE NUMERO 3 ANNEE 1985

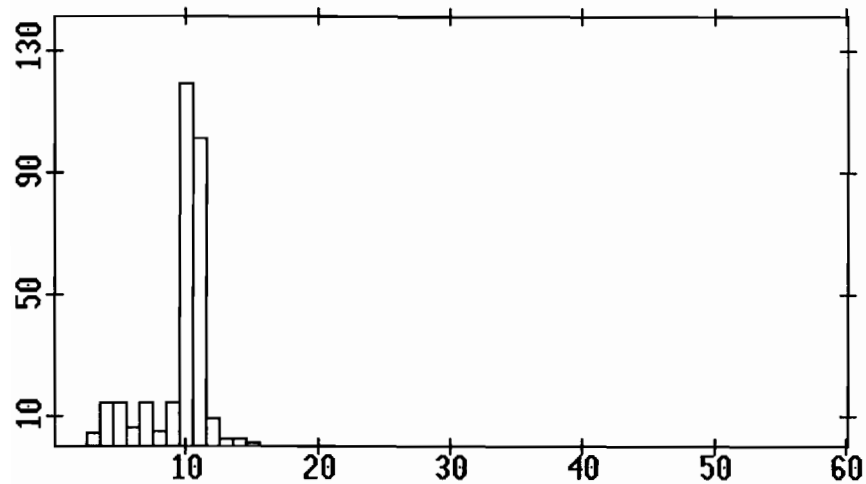


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

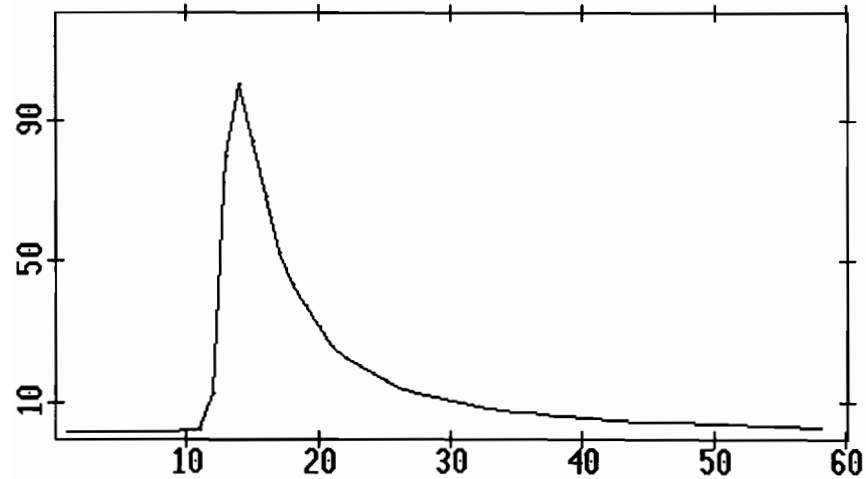


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISODE NUMERO 4 ANNEE 1985

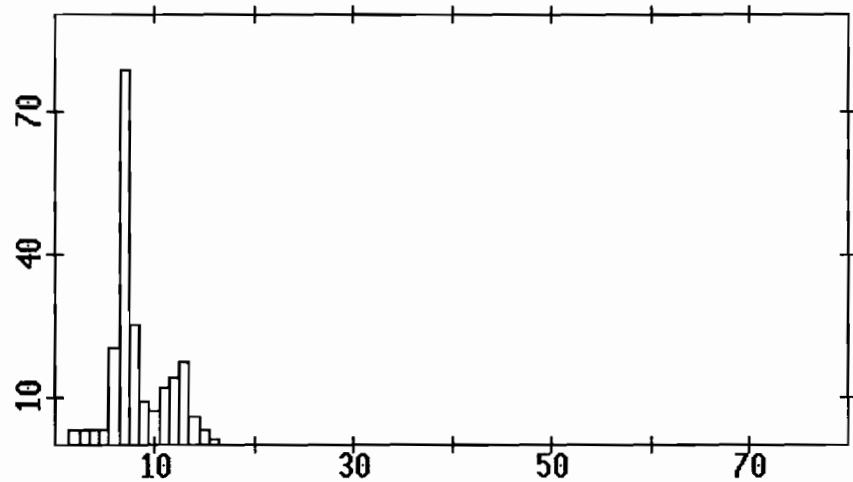


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

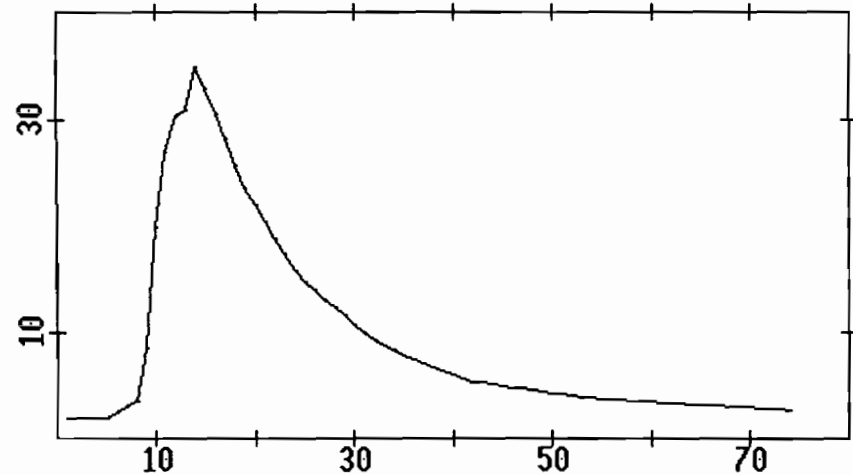


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISODE NUMERO 5 ANNEE 1985

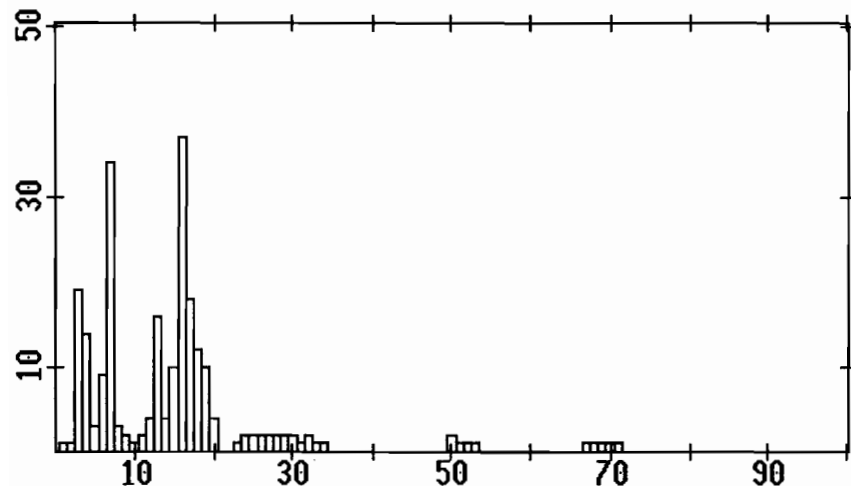


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

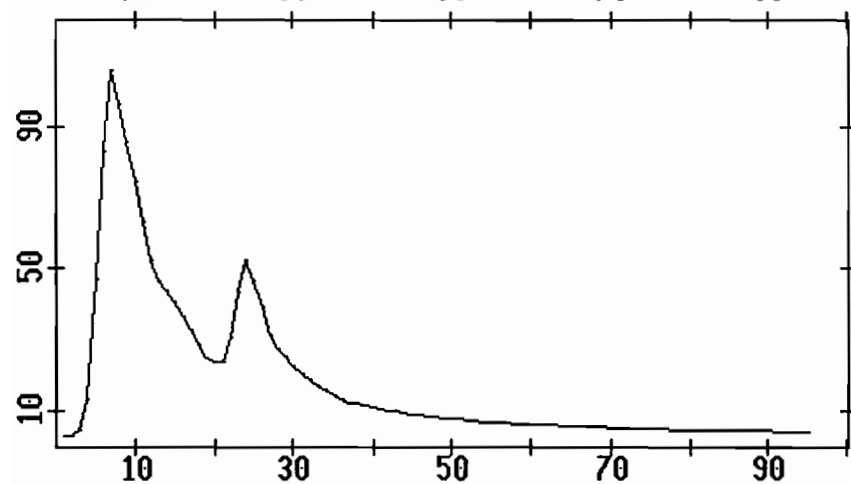


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISEDE NUMERO 6 ANNEE 1985

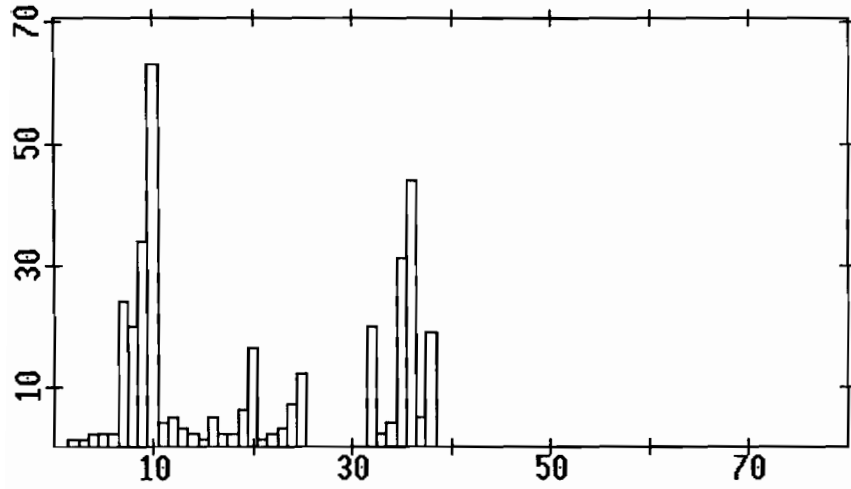


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

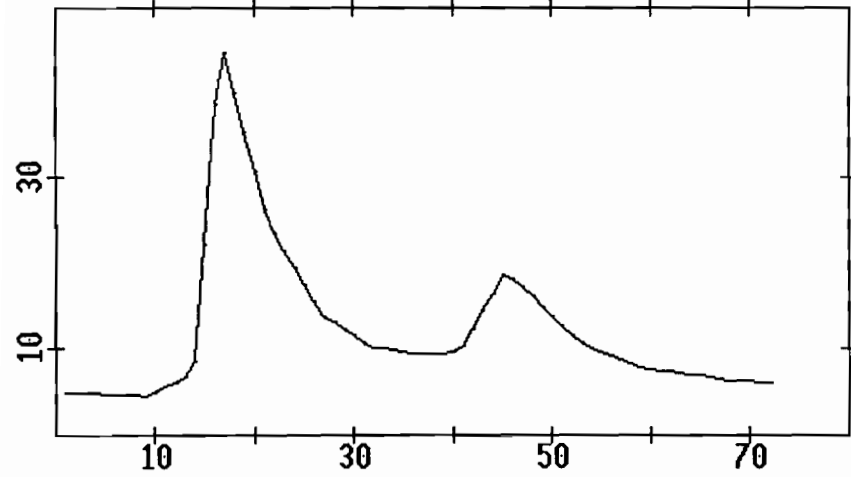


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISODE NUMERO 7 ANNEE 1985



PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm



DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

ANNEXE A2

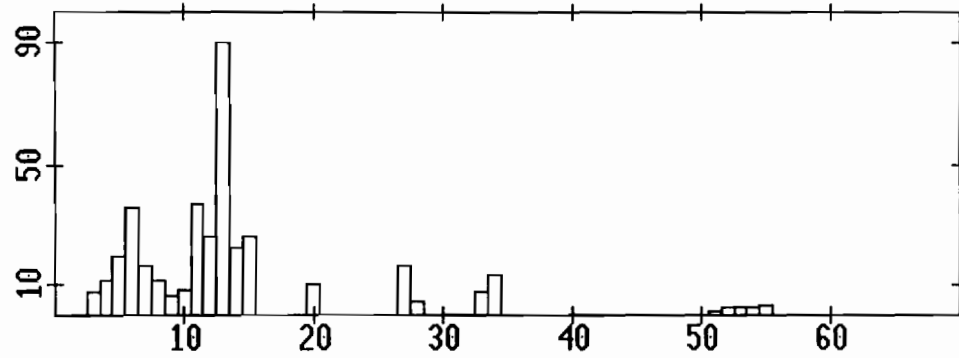
Episodes pluies-crués année 1986.

Caractéristiques des épisodes pluies-crués (1986)

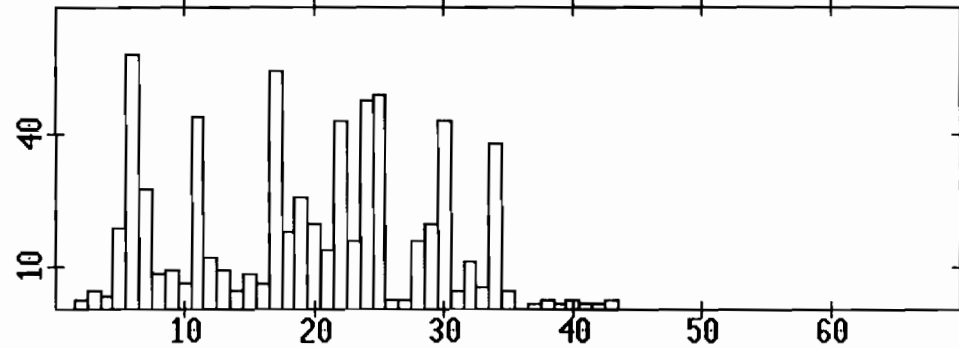
n° épisode	P Gaba. (mm)	P Merw. (mm)	P max Gaba (mm)	P max Merw. (mm)	Q max (m3/s)	Lame éc. obs.	alpha G.	alpha M.
1	37,5	66,5	9	5,9	62,2	20,15	0,54	0,3
2	49,5	50	17,5	7,6	70,8	16,14	0,33	0,32
3	37,5	10	12,7	1,7	65,2	14,46	0,38	1,45
4	42,5	71,4	6,6	7	24,6	18,03	0,424	0,25
5	18,5	34	5,6	11,7	36,2	14,15	0,76	0,417
6	46	20,9	15,6	9,1	42,9	15,09	0,33	0,72
7	27,5	29	7,3	5,9	175	36,23	1,317	1,25
8	65	55,5	24,6	14,7	206	29,55	0,455	0,53
9	34	53,9	11,1	18,6	66,9	24,38	0,72	0,45
10	41,5	54	11,4	7,7	67,8	27,19	0,65	0,5
11	209	262,5	21	28,3	460	270,33	1,3	1,03
12	6,5	32,5	2,4	9,3	18,1	3,76	0,58	0,115
13	29	42	11,1	10,4	68,8	13,16	0,45	0,31
14	16	31,9	7,7	10	25,8	11,71	0,73	0,367
15	26	60,5	4,5	5,6	21,7	17,16	0,66	0,28
moyenne	34,57	47,76					0,54	0,38

TABLEAU n° III

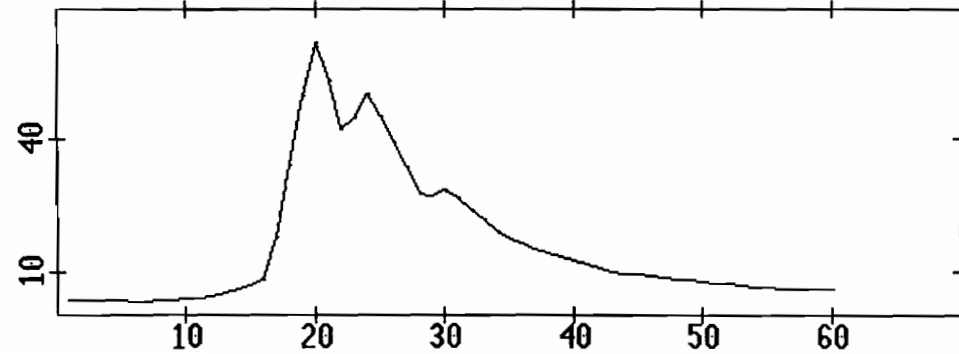
Episode numero 1 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

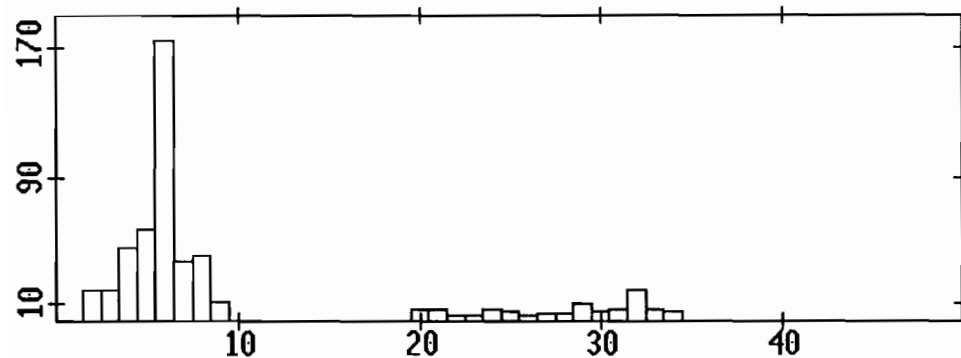


pluie Merwart (1/10 mm)

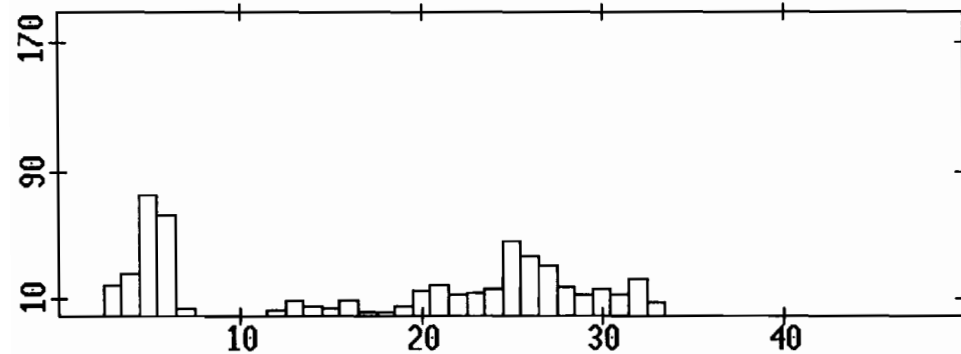


debits observes (m3/s)

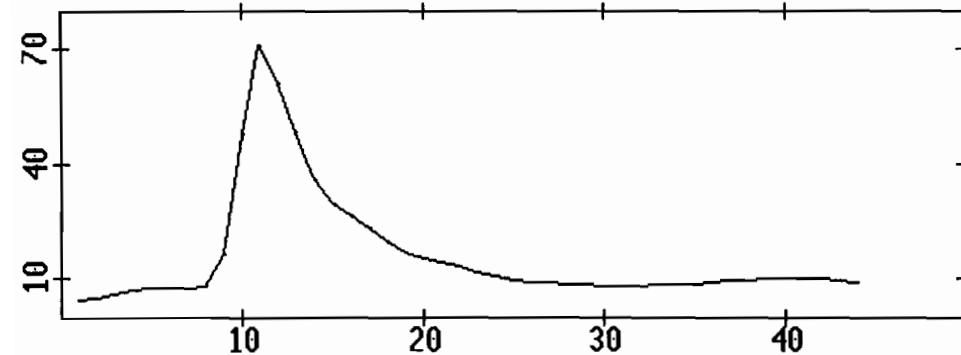
Episode numero 2 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

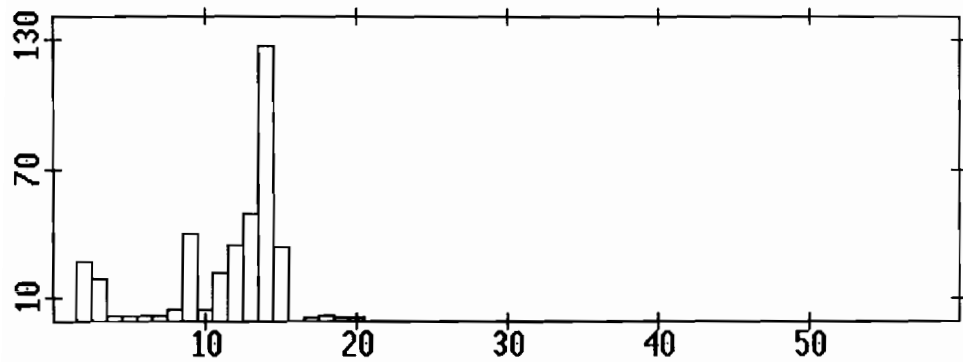


pluie Merwart (1/10 mm)

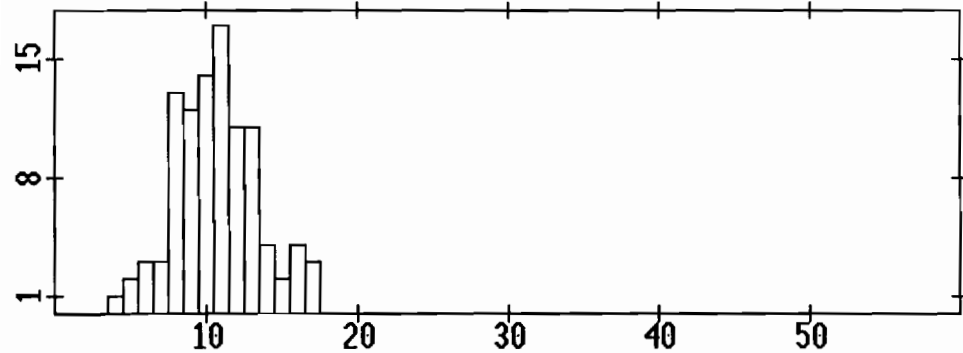


debit observes (m3/s)

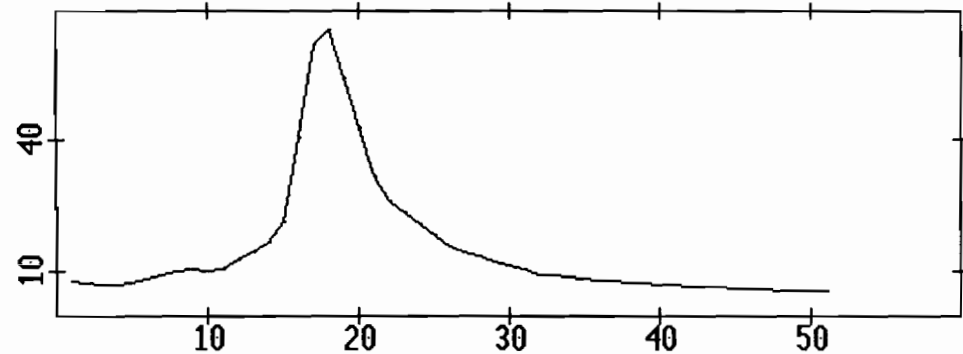
Episode numero 3 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

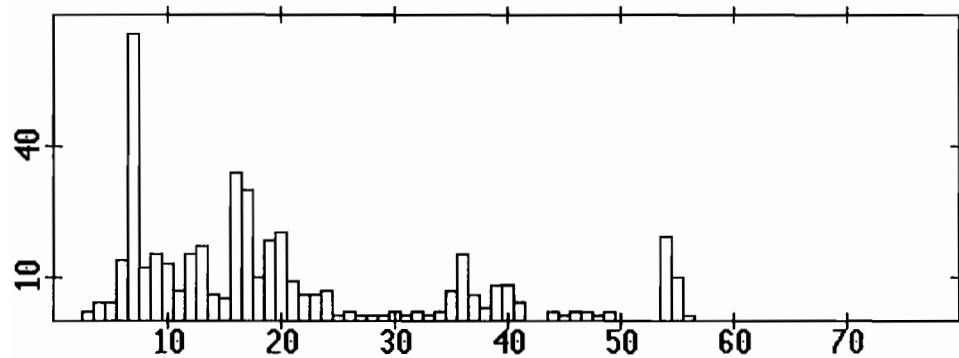


pluie Merwart (1/10 mm)

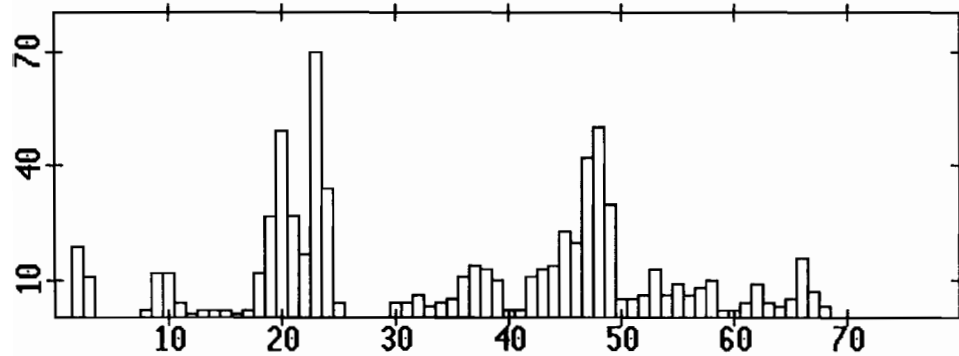


debit observes (m3/s)

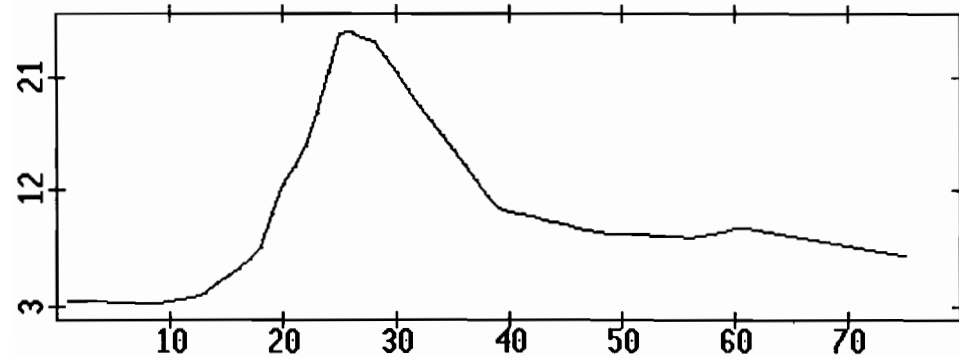
Episode numero 4 annee 1986



pluie Gaboedi (1/10 mm)

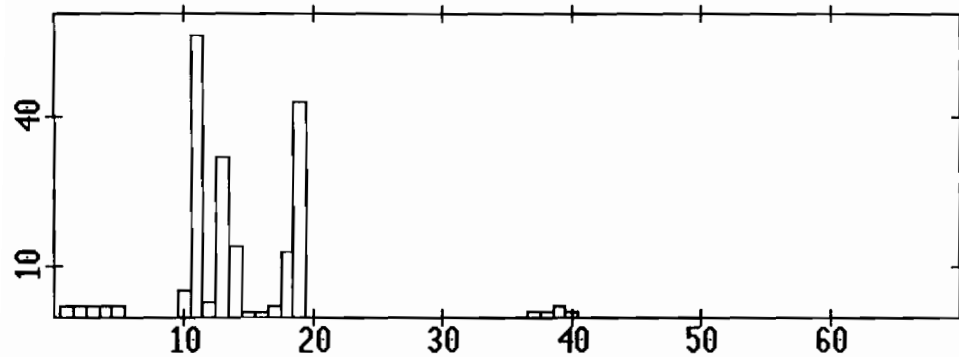


pluie Merwart (1/10 mm)

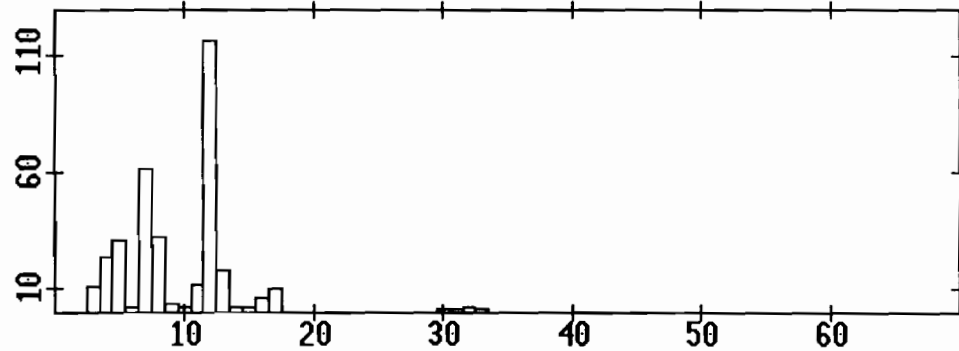


debit observes (m3/s)

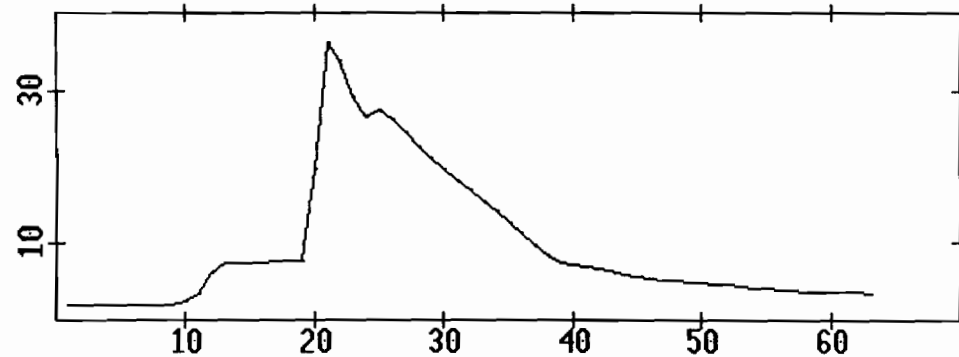
Episode numero 5 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

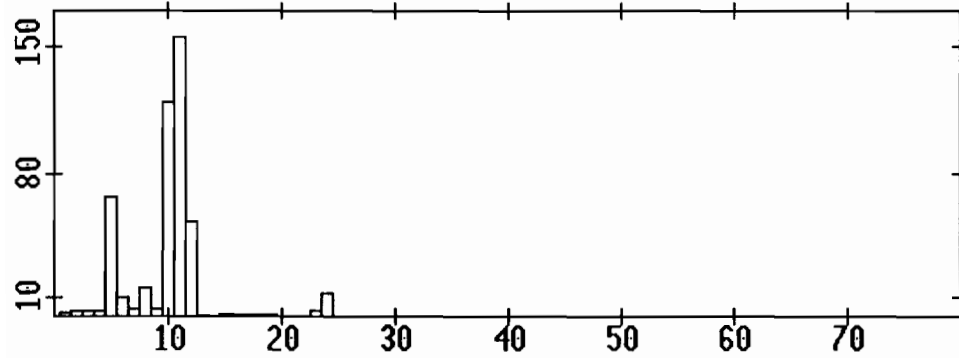


pluie Merwart (1/10 mm)

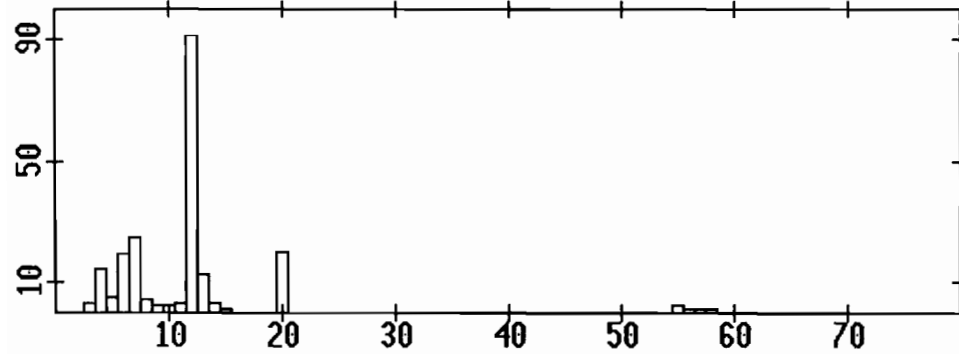


debit observes (m3/s)

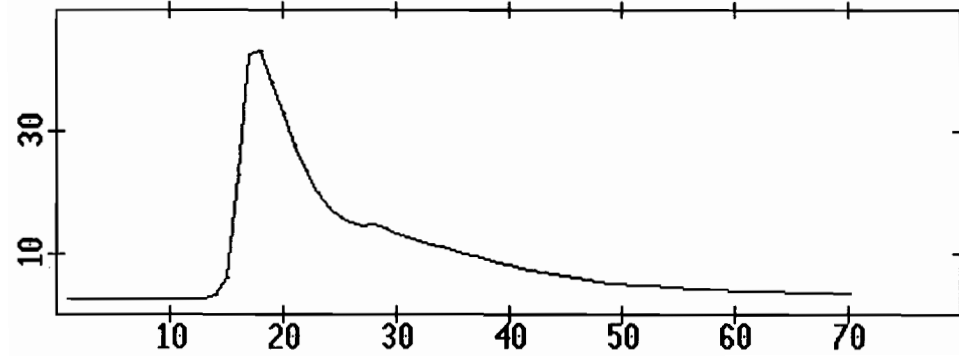
Episode numero 6 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

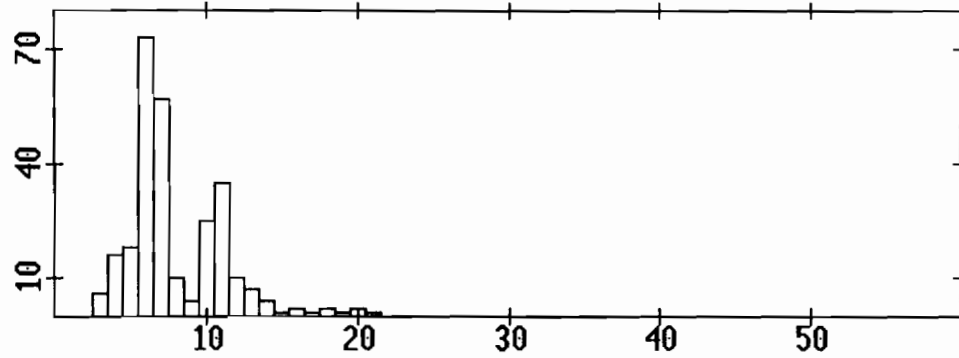


pluie Merwart (1/10 mm)

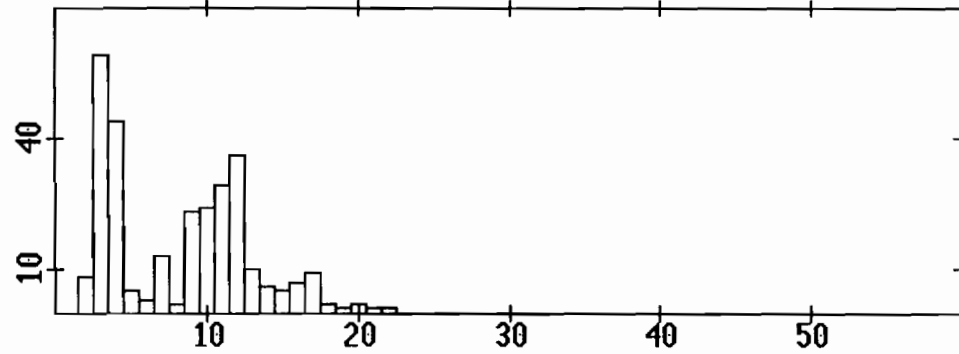


debit observes (m3/s)

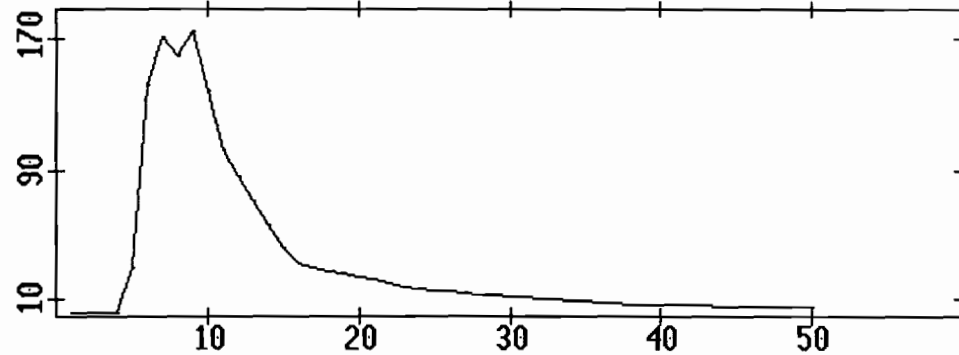
Episode numero 7 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

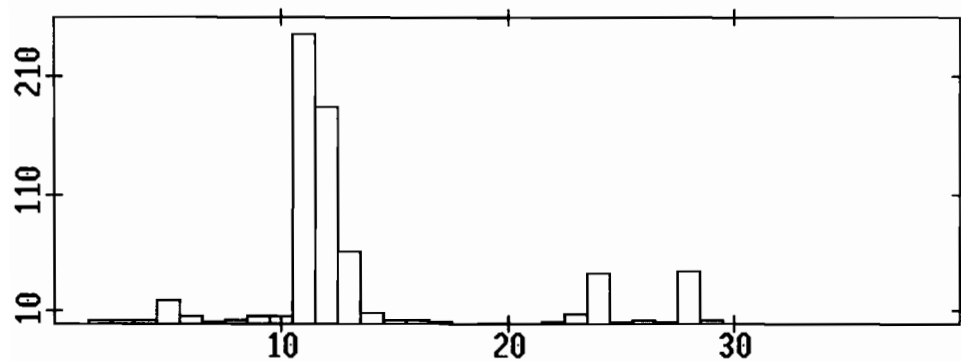


pluie Merwart (1/10 mm)

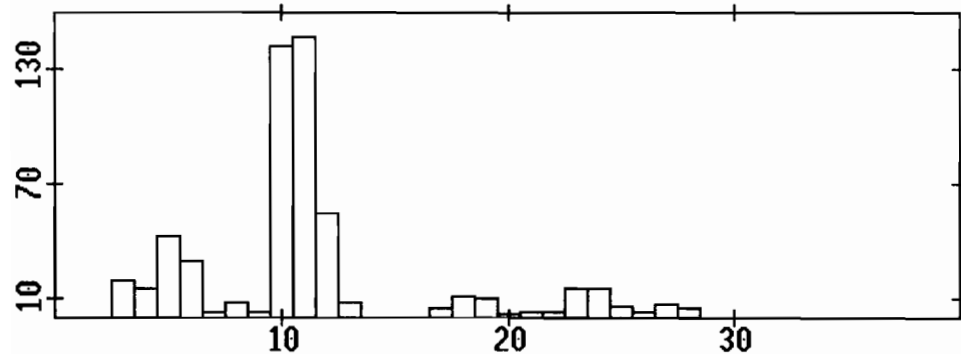


debit observes (m3/s)

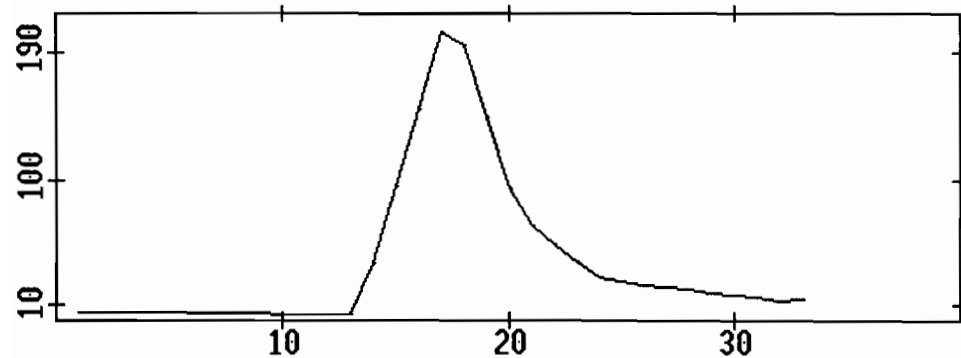
Episode numero 8 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

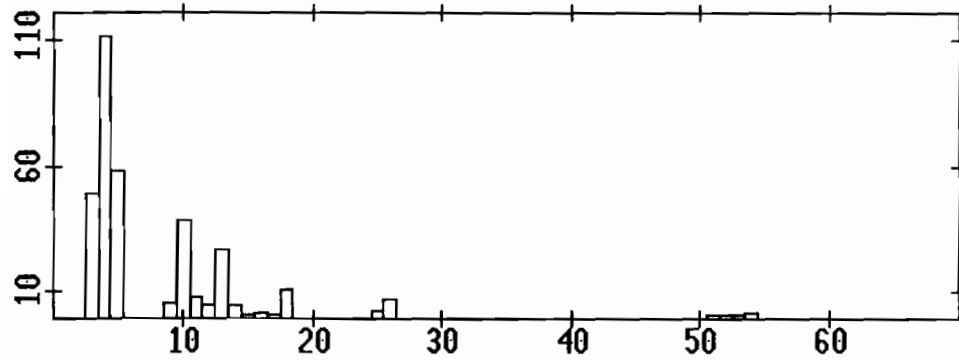


pluie Merwart (1/10 mm)

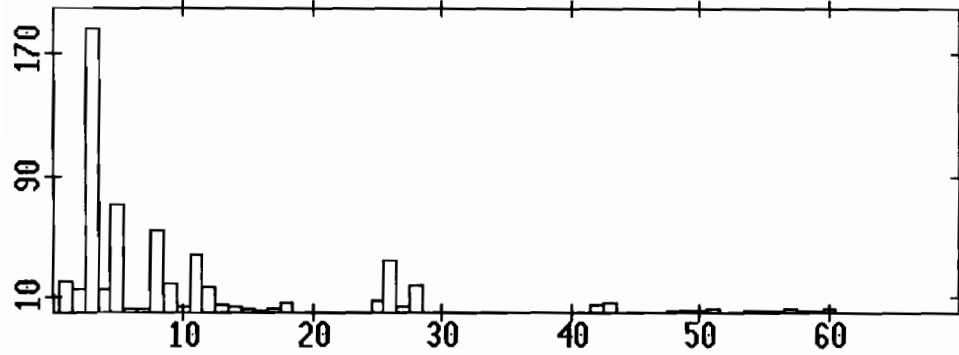


debit observes (m3/s)

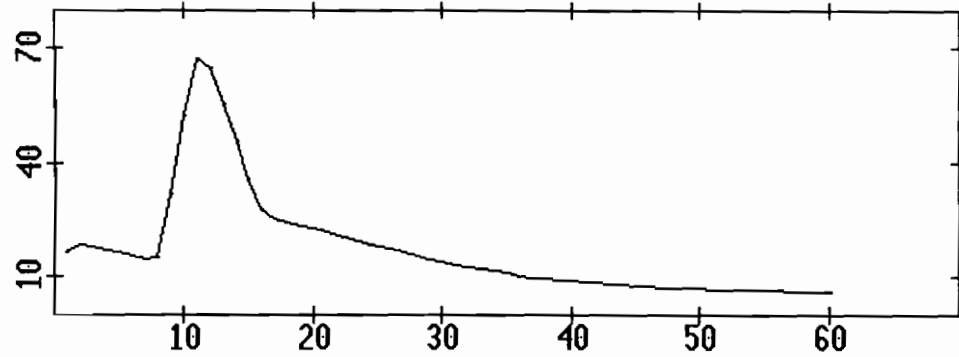
Episode numero 9 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

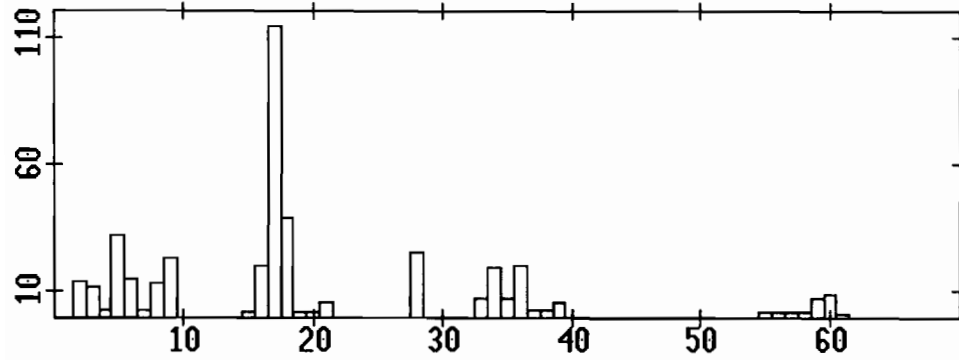


pluie Merwart (1/10 mm)

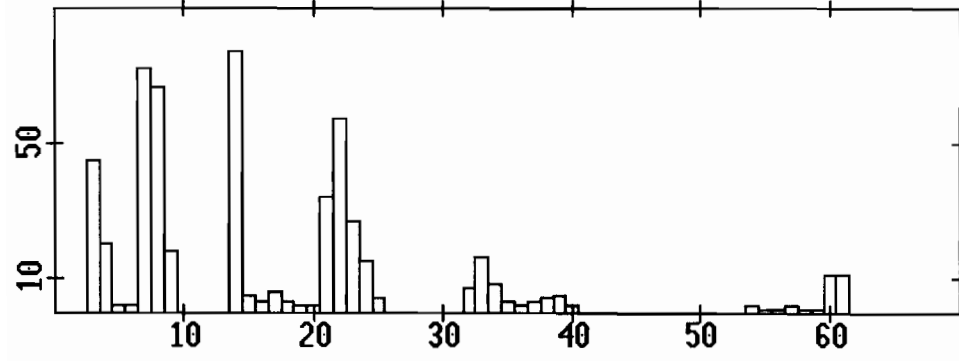


debit observes (m3/s)

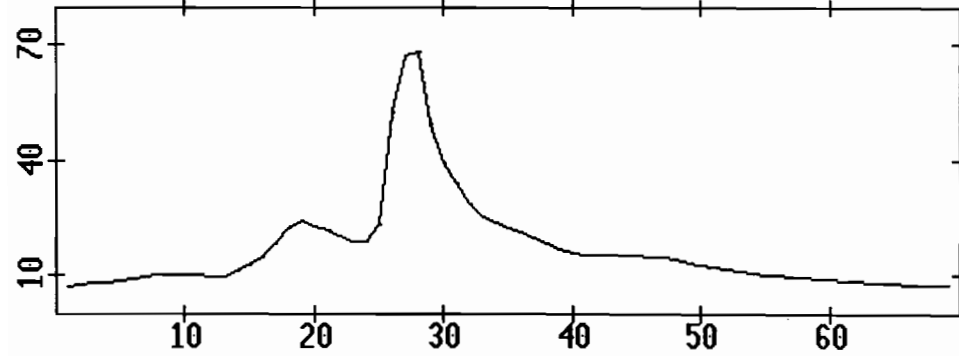
Episode numero 10 annee 1986



pluie Gaboedi (1/10 mm)

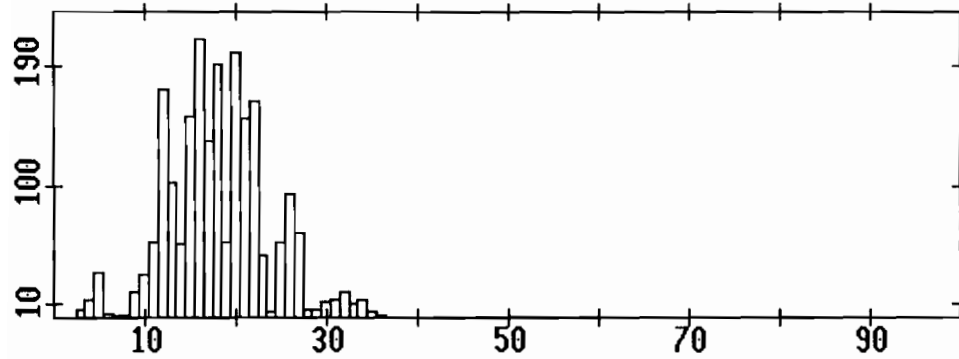


pluie Merwart (1/10 mm)

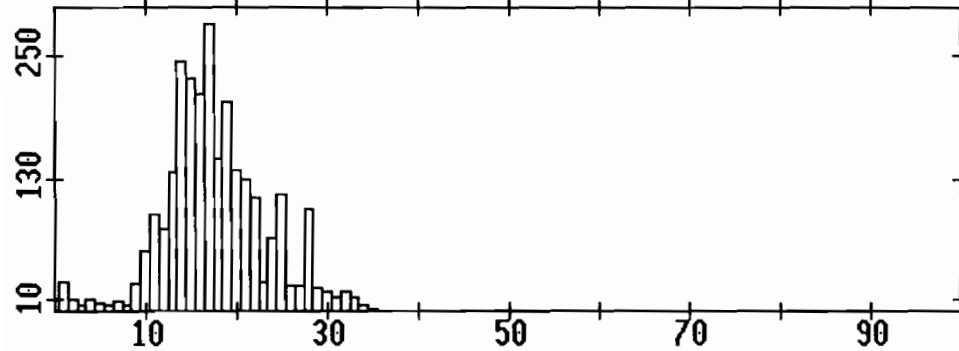


debit observes (m3/s)

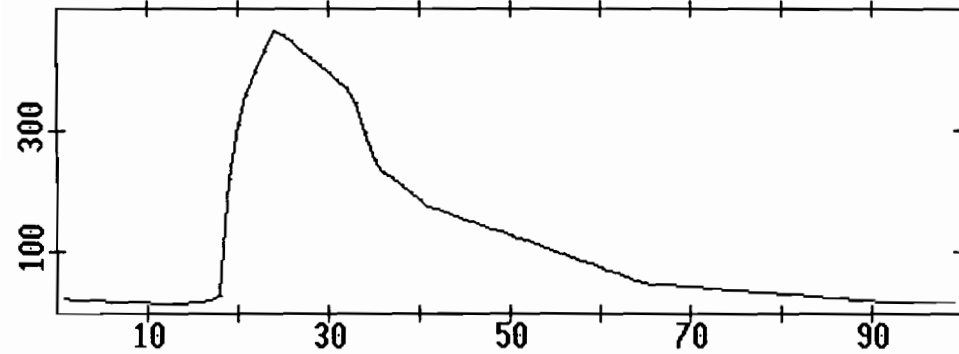
Episode numero 11 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

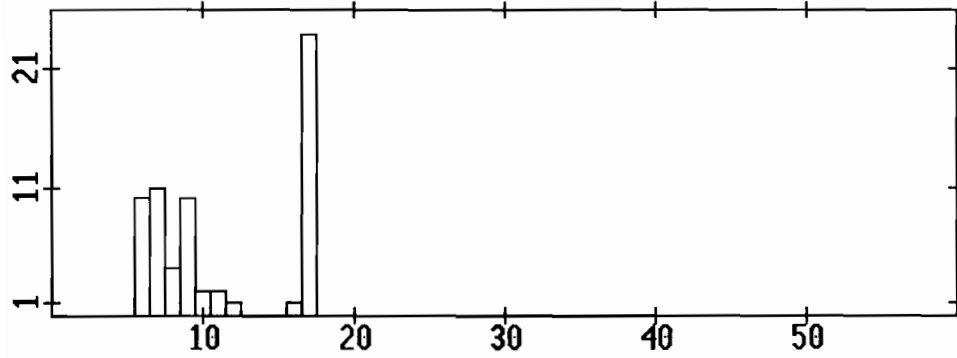


pluie Merwart (1/10 mm)

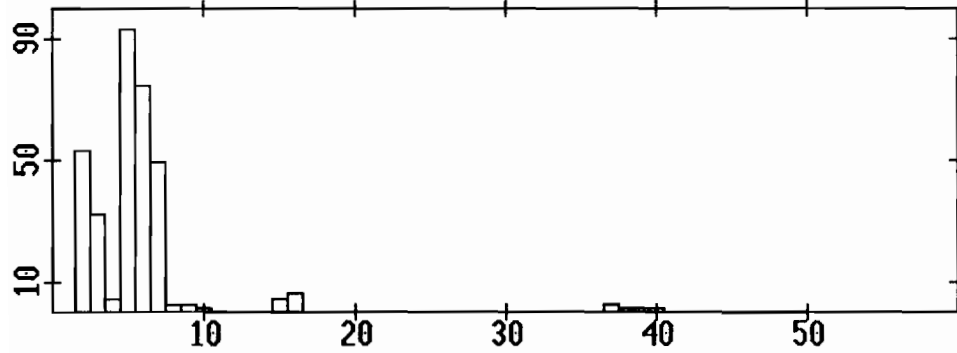


debit observes (m³/s)

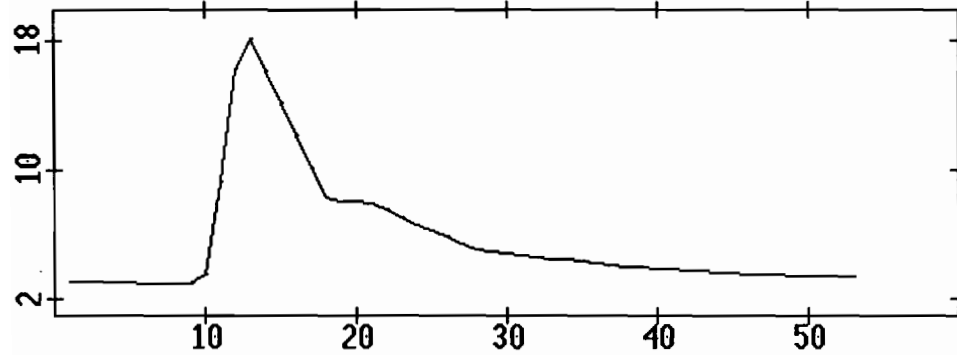
Episode numero 12 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

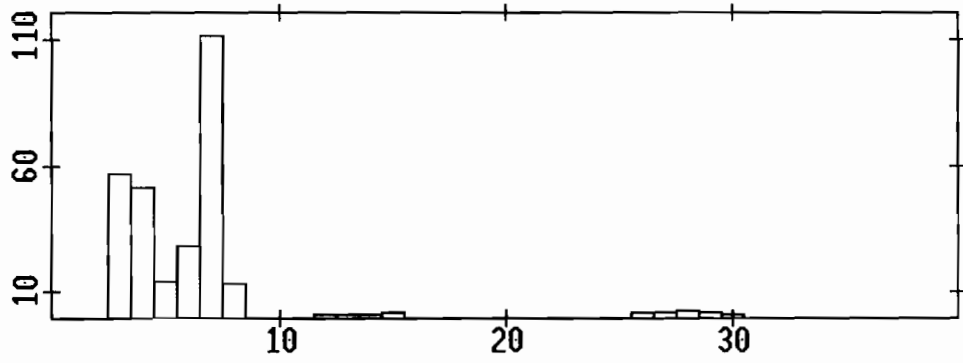


pluie Merwart (1/10 mm)

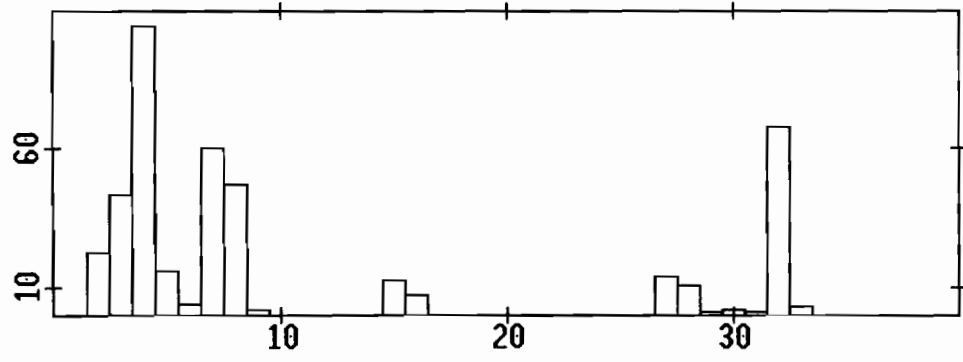


debit observes (m3/s)

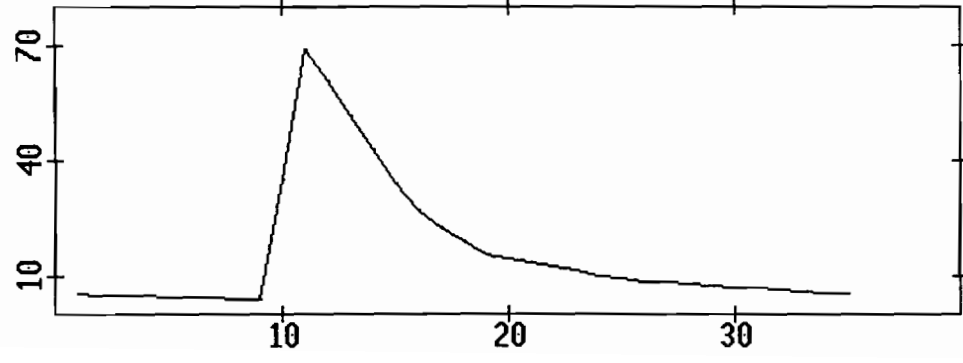
Episode numero 13 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

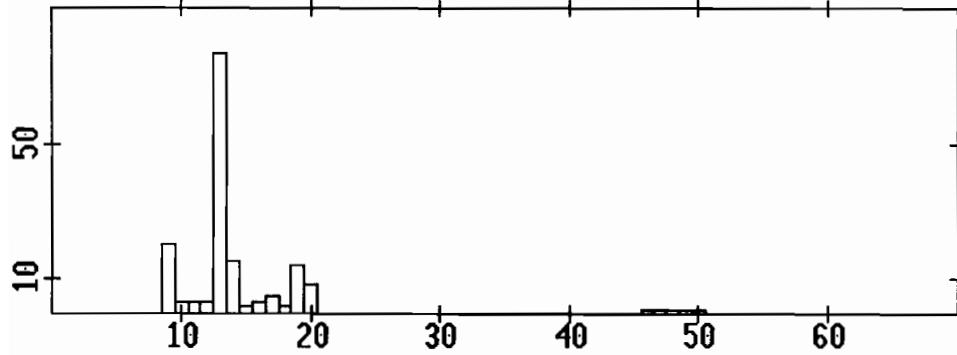


pluie Merwart (1/10 mm)

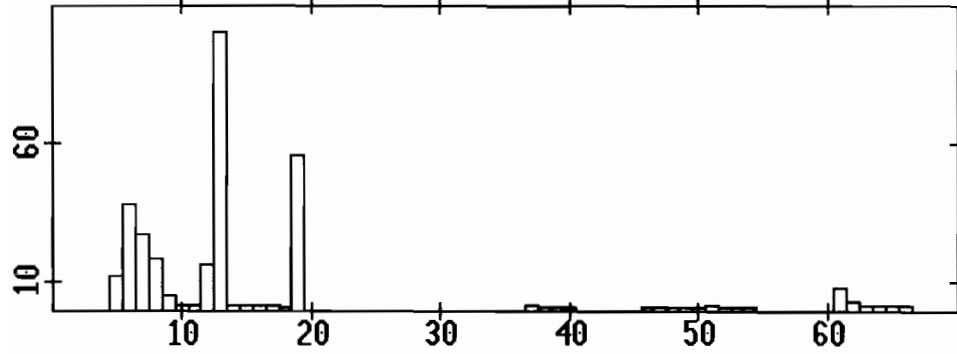


debit observes (m3/s)

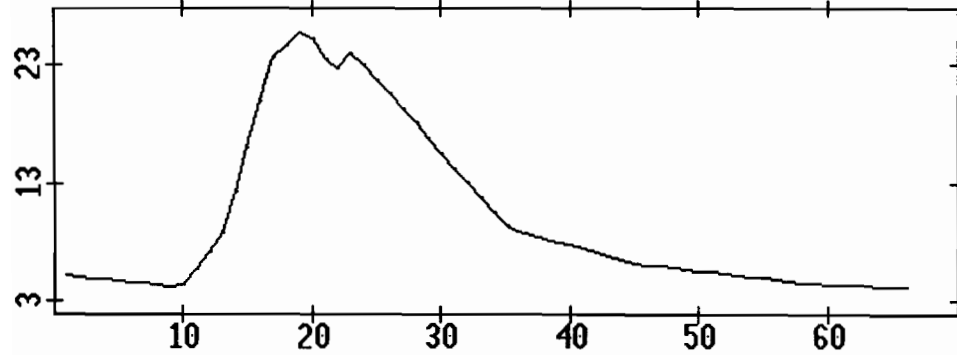
Episode numero 14 annee 1986



pluie Gabaoedi (1/10 mm)

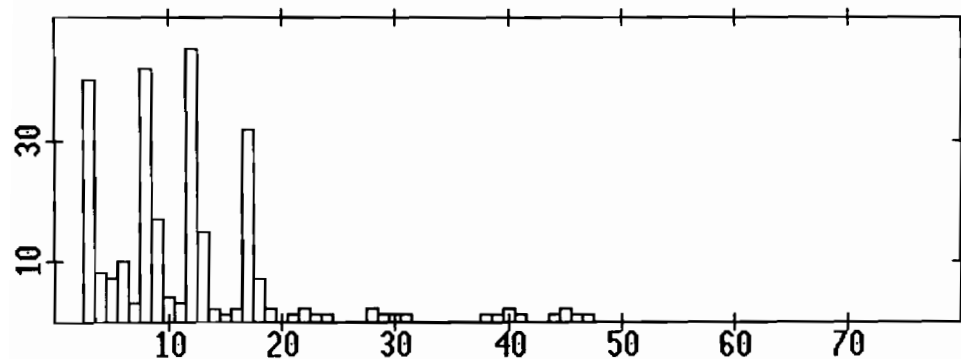


pluie Merwart (1/10 mm)

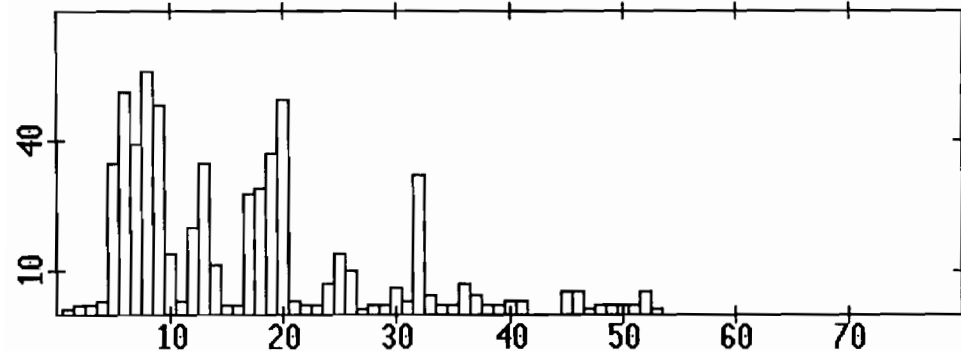


debit observes (m³/s)

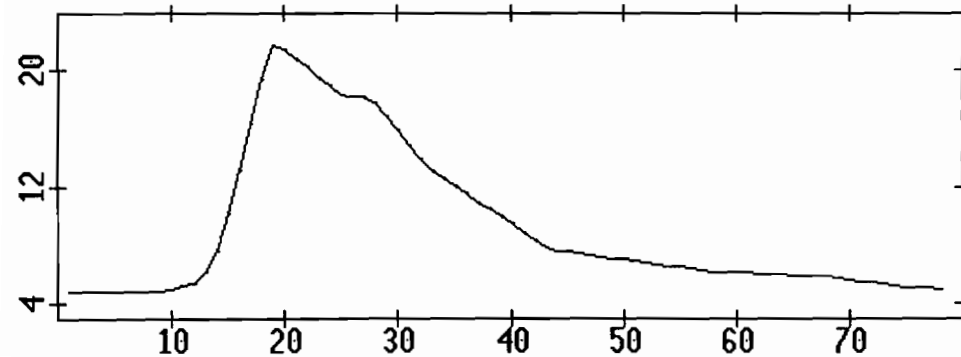
Episode numero 15 annee 1986



PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm



PLUIE 2
Pluie
en 1/10 de mm



DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

ANNEXE A3

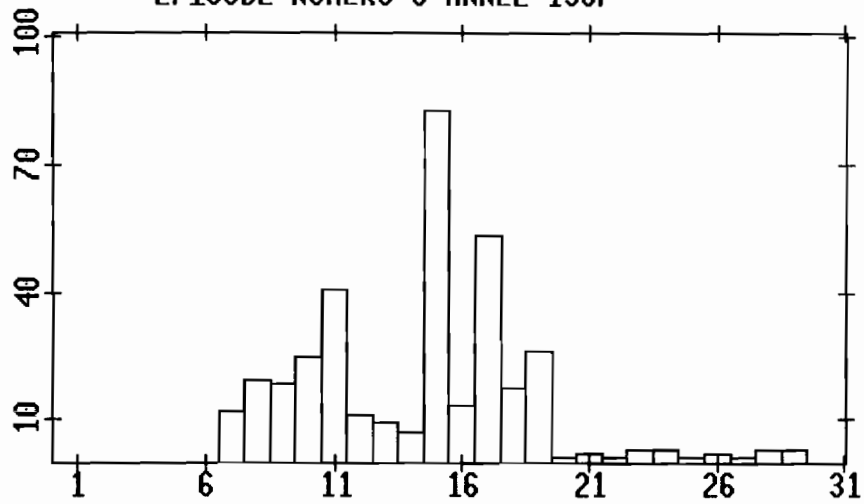
Episodes pluies-crués année 1987.

Caractéristiques des épisodes pluies-crués (1987)

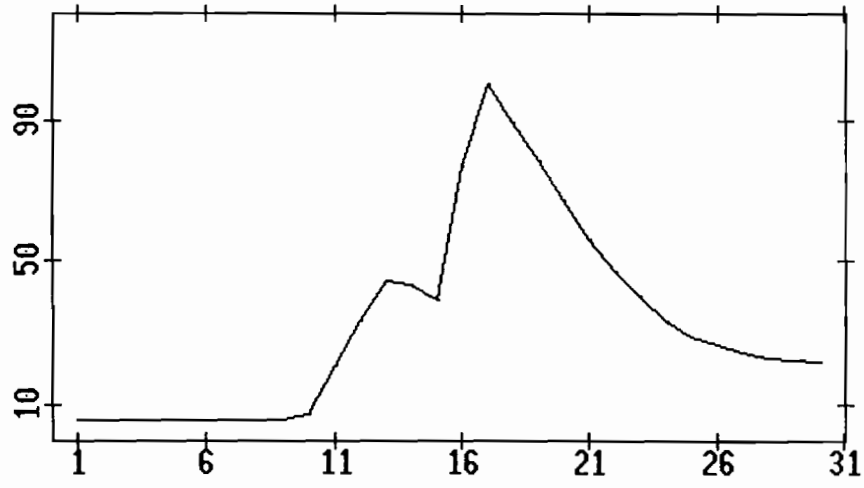
n° épisode	pluie totale observée(mm)	pluie max obs (1pdt)	Qmax (m3/s)	lame totale écoulée (mm)	alpha
1	61	12	47,9	13,12	0,21
2	56	13,7	86,4	14	0,357
3	83,6	19,8	153	35,13	0,42
4	38	4,9	27	17,79	0,577
5	21,5	2,9	87,7	24,49	1,14
6	54,5	7,1	60,9	25,47	0,468
7	69,2	10	139	36,76	0,531
8	35,5	8,3	100	19,11	0,538
9	27,5	4,9	85,9	36,51	1,33
10	8,1	4,3	93,7	12,57	1,55
11	56,3	7,7	76,7	33,37	0,593
moyenne	55,9				0,39

TABLEAU n° IV

EPISODE NUMERO 8 ANNEE 1987

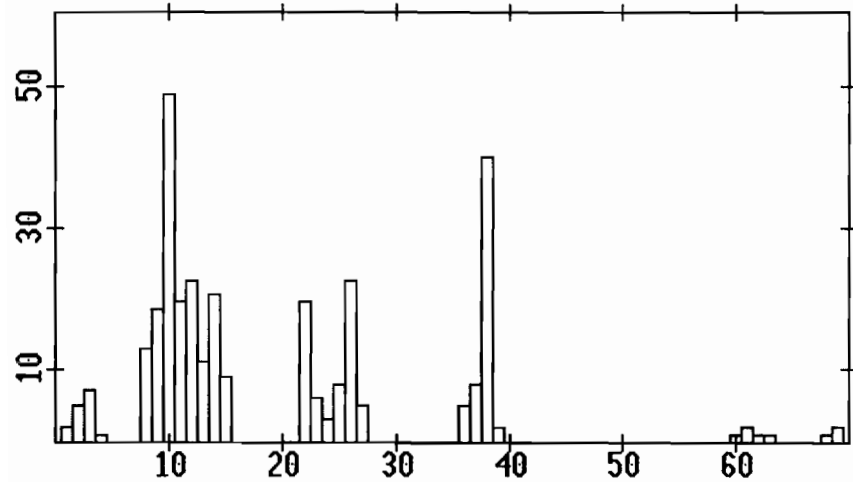


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

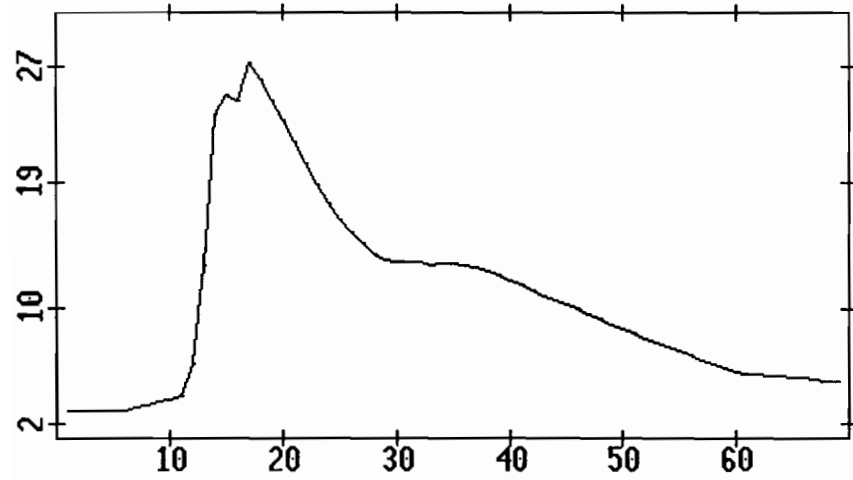


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m3/s

EPISODE NUMERO 4 ANNEE 1987

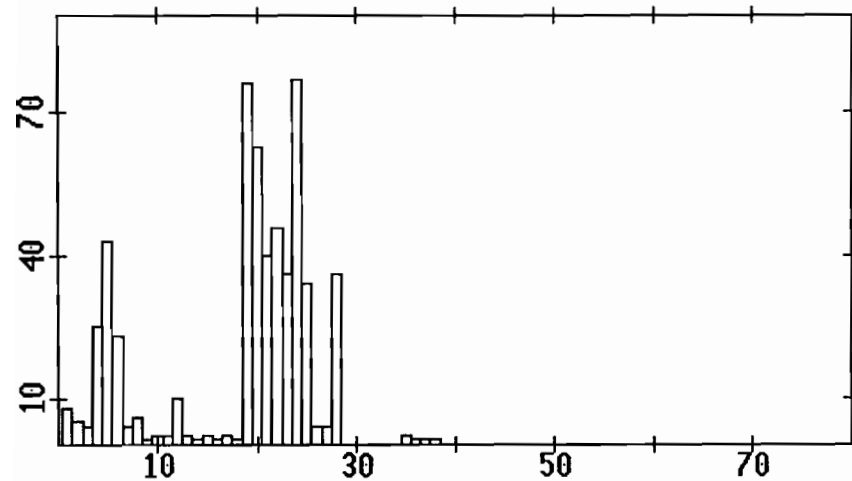


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

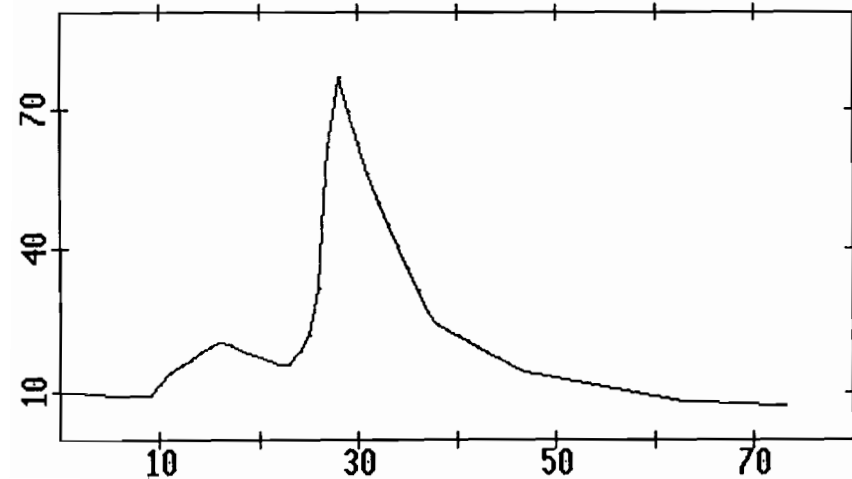


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISEDE NUMERO 11 ANNEE 1987

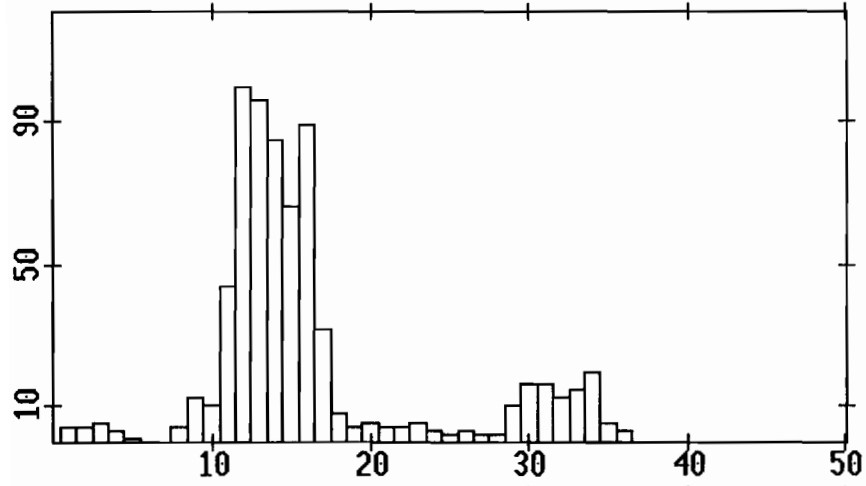


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

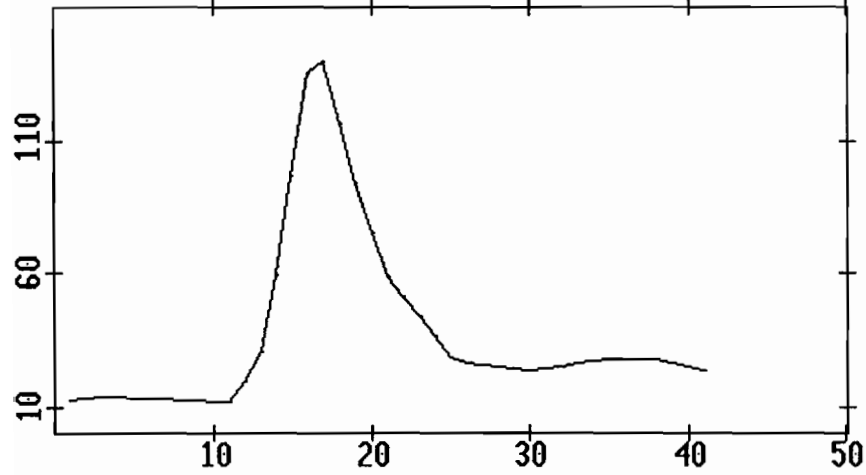


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISODE NUMERO 7 ANNEE 1987

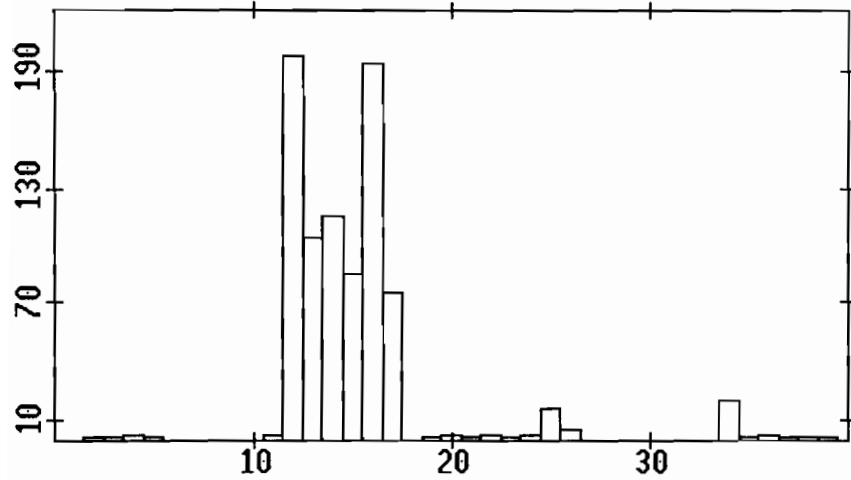


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

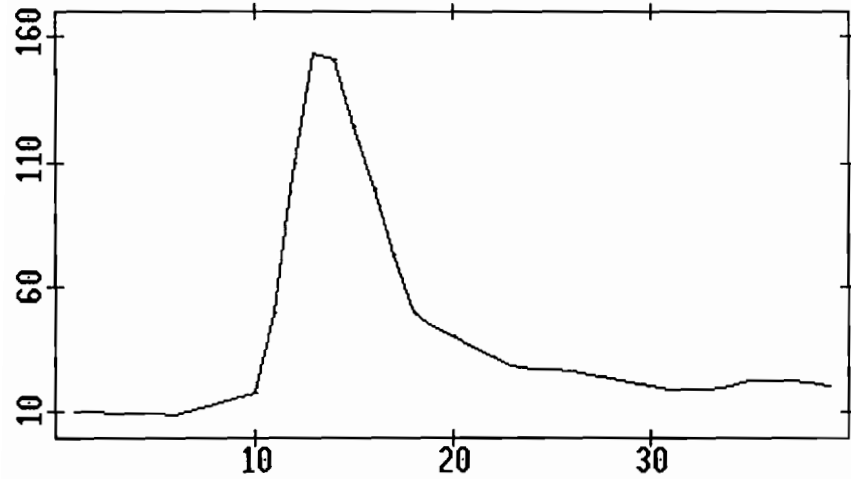


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISODE NUMERO 3 ANNEE 1987

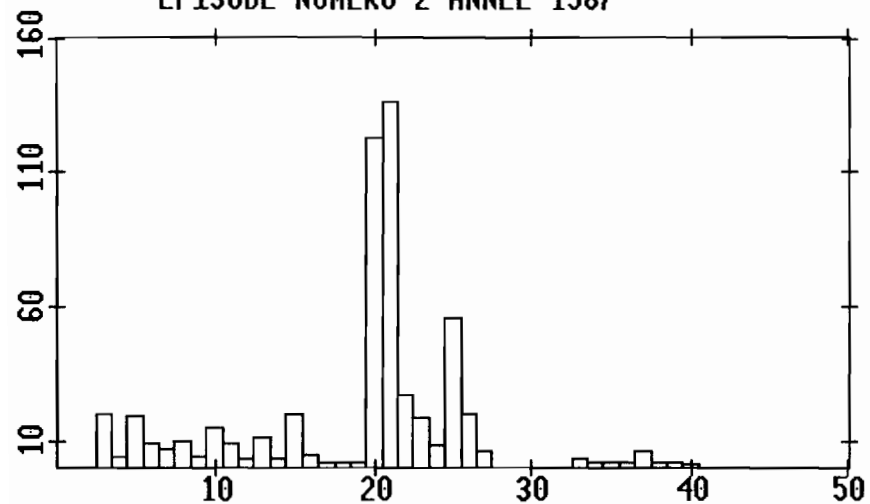


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

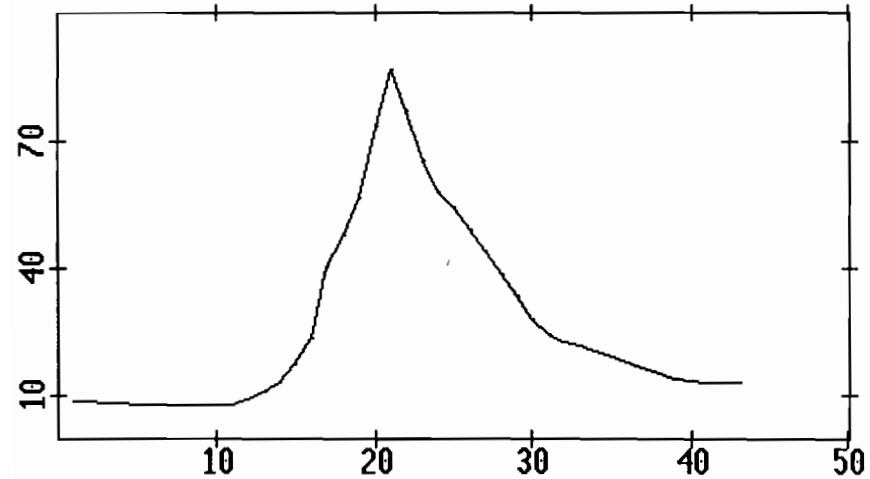


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISEDE NUMERO 2 ANNEE 1987

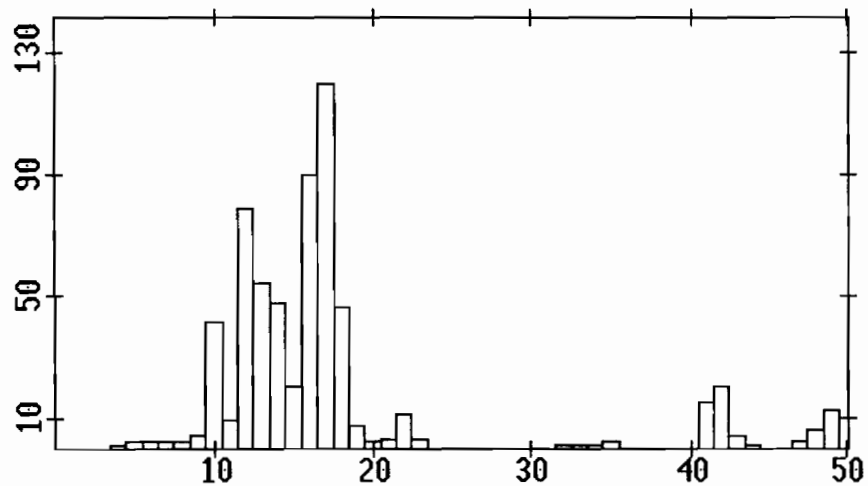


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

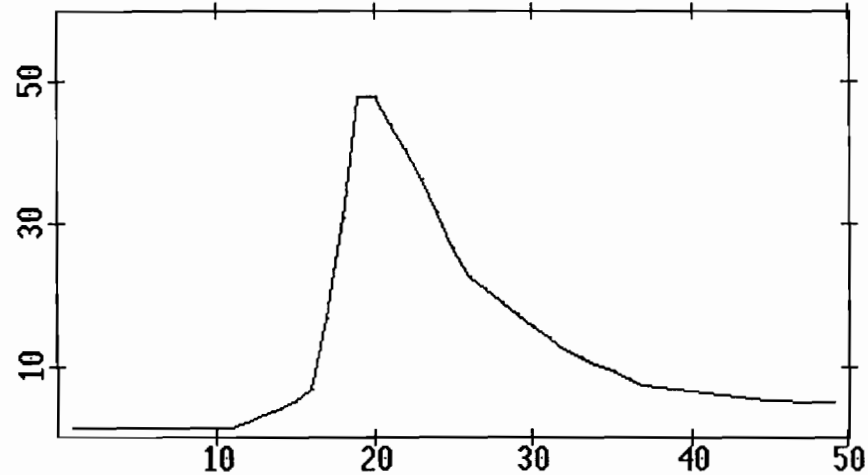


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISEDE NUMERO 1 ANNEE 1987

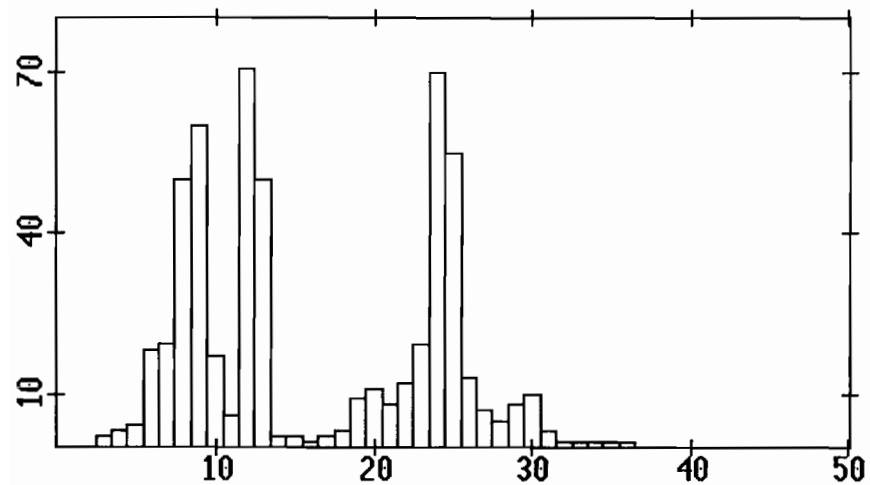


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

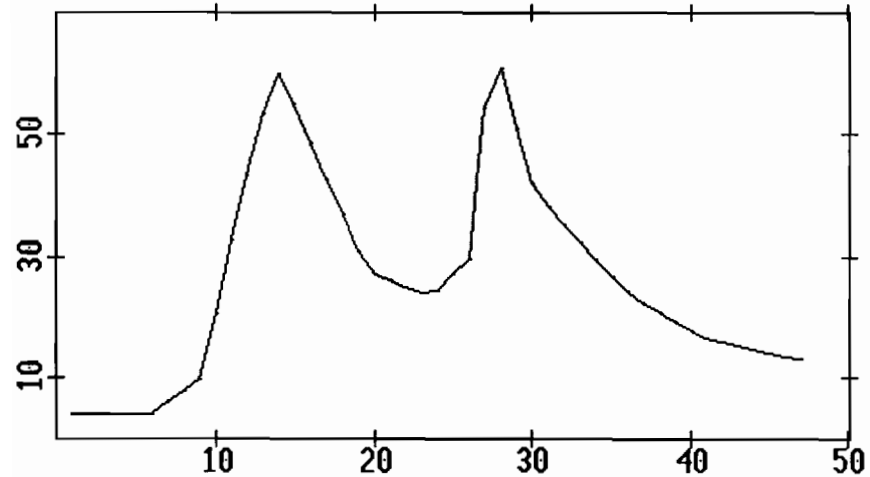


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m3/s

EPISEODE NUMERO 6 ANNEE 1987

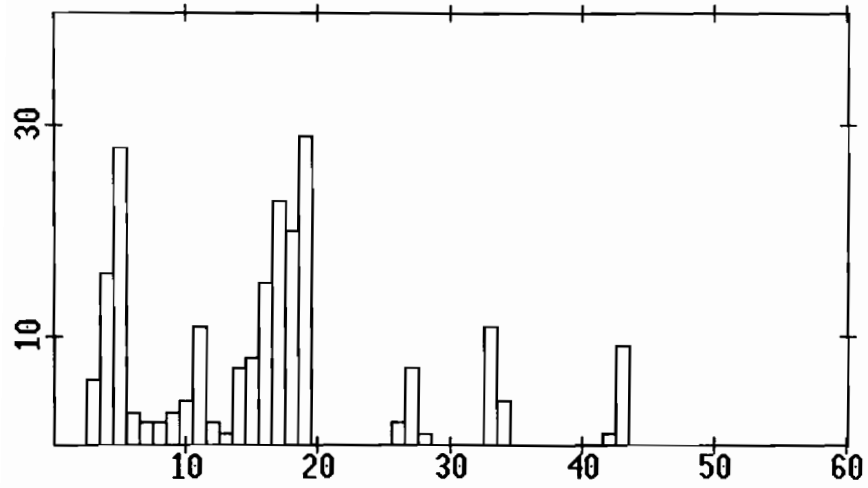


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

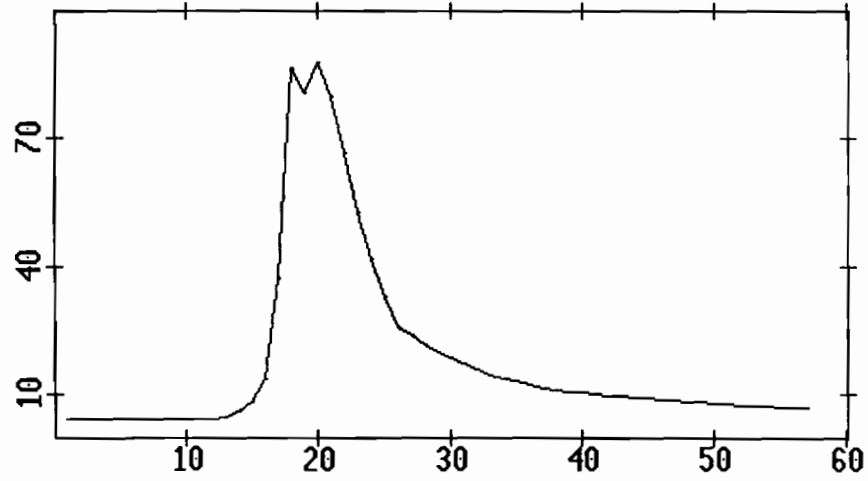


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISODE NUMERO 5 ANNEE 1987

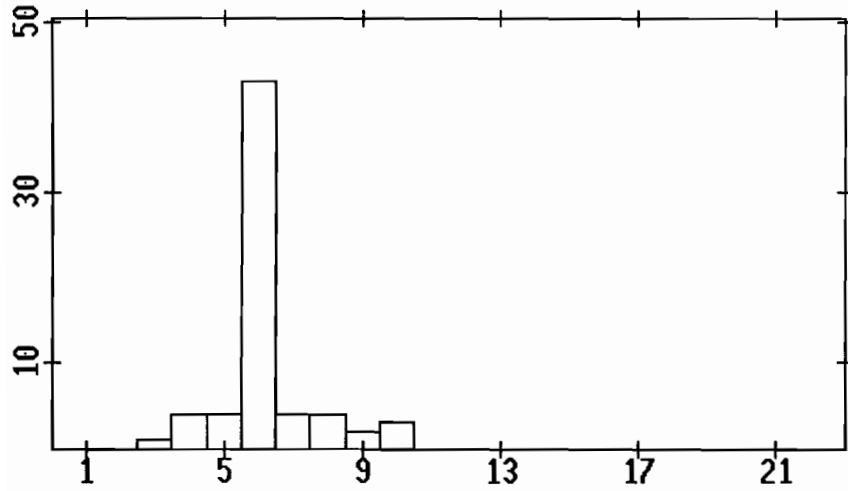


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

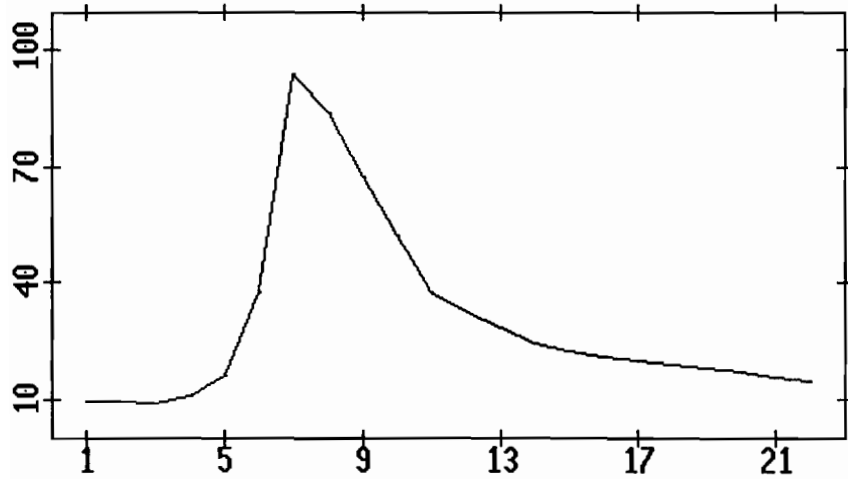


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISODE NUMERO 10 ANNEE 1987

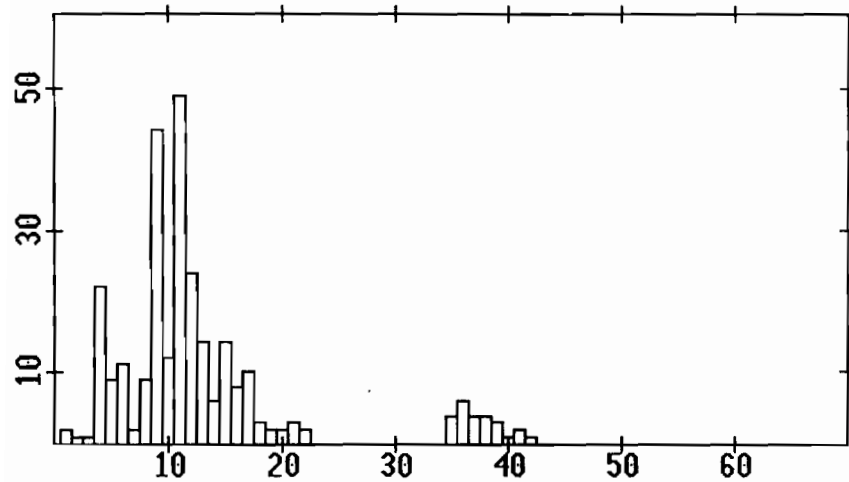


PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm

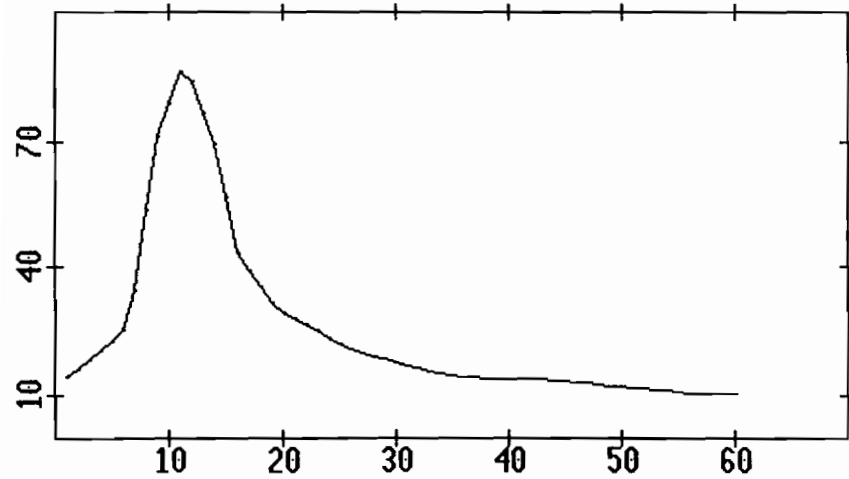


DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m³/s

EPISODE NUMERO 9 ANNEE 1987



PLUIE 1
Pluie
en 1/10 de mm



DEBITS OBSERVES
Debits moyens
en m3/s

ANNEXE A4 :

**Comparaison des épisodes pluie débit choisi.
Résultats du calage des différents modèles ARMAX.**

Comparaison des épisodes choisis.

	Pmoy (mm)	alpha moy	Q max (m3/s)	S q max	S p moy
1985	33,98	0,672	73,82	47,38	13,8
1986 P gaba.	34,57	0,55	69,9	57,59	15,55
1986 Pmerw.	47,76	0,38	69,9	57,59	15,5
1987	55,9	0,39	86,36	43,33	16,98

TABLEAU n° V

CHOIX DE L'ORDRE D'UN MODELE DE TYPE AR(MA)X.

$$Q(t) = \sum_{k=1}^m a_k Q(t-k) + \sum_{j=1}^n b_j Pe(t-j)$$

M	N	M+N	a _k [M]			b _j [N]				ECT	
1	1	2	0,956				0,026				6,24
1	2	3	0,951				0,011	0,0696			6,2
1	3	4	0,935				-0,038	0,0001	0,012		5,88
1	4	5	0,901				0,0084	0,0116	0,048	0,139	5,47
2	1	3	1,644	-0,72			0,0246				4,53
2	2	4	1,632	-0,71			0,0061	0,0574			4,45
2	3	5	1,58	-0,67			-0,001	-0,01	0,085		4,31
2	4	6	1,51	-0,61			-0,004	-0,015	0,05	0,072	4,11
3	1	4	1,984	-1,5	0,468		0,0204				4,17
3	2	5	1,96	-1,46	0,454		-0,006	0,005			4,2
3	3	6	1,894	-1,36	0,416		-0,028	0,011	0,071		4,03
3	4	7	2,02	-1,62	0,65		-0,092	0,0207	0,052	0,062	4,5
4	1	5	2,02	-1,62	0,65	-0,09	0,207				4,5
4	2	6	2,02	-1,62	0,65	-0,09	-0,006	0,05			4,6
4	3	7	1,93	-1,47	0,56	-0,07	0,0022	0,0011			4,6
4	4	8	1,84	-1,36	0,514	-0,05	0,004	0,015	0,043	0,056	4,4

Surparamétrisé!

TABLEAU N°VI