



المدرسة القومية للمهندسين بتونس
école nationale d'ingénieurs de tunis

DEPARTEMENT GENIE CIVIL

PROJET DE FIN D'ETUDES

*Etude hydrologique et modélisation
pluie-débit sur le bassin versant de Zebbes
(centre de la Tunisie)*

Elaboré par : DHAOUI Yassine

Encadré par : Mr. BESBES Mustapha (ENIT)

Mr. BOURGES Jacques (ORSTOM)

Mlle. ZAMMOURI Mounira (ESIER)

Année universitaire : 1997/1998

SOMMAIRE

<i>Introduction générale</i>	3
<i>Chapitre I : Présentation du cadre général de la zone d'étude</i>	5
<i>Introduction</i> :.....	5
<i>I- Description du bassin versant de l'oued Zebbes</i> :.....	5
1- Situation géographique de la zone d'étude :.....	5
2- Caractéristiques de forme et de relief :.....	6
2-1- Surface et Périmètre :.....	6
2-2- Le relief :.....	8
2-3- Autres caractéristiques de forme et du relief du bassin :.....	9
3- Géologie :.....	10
4- Réseau hydrographique:.....	12
5- Le couvert végétal :.....	14
6- Climat régional:.....	14
6-1- Température :.....	14
6-2- Humidité relative :.....	14
6-3- Vent :.....	14
<i>Conclusion</i> :.....	15
<i>Chapitre II : Etude du bilan hydrologique</i>	16
<i>Introduction</i>	16
<i>I- Les précipitations:</i>	17
1- Choix des stations :.....	17
2- Données disponibles :.....	18
3- Pluviométrie moyenne sur le bassin:.....	20
3-1- Méthode de Thiessen :.....	20
3-2- Pluie moyenne sur le bassin:.....	21
3-3- Représentativité de l'année hydrologique 1996 / 1997 :.....	22
4- Intensité des précipitations :.....	23
<i>II- Le ruissellement</i> :.....	25
1- Données hydrométriques :.....	25
2- Présentation des logiciels de traitement des données hydrologiques Hydrom :.....	26
3- Les diverses composantes de l'hydrogramme :.....	26
4- Forme de l'hydrogramme:.....	28
5- Définition des paramètres caractéristiques d'un événement averse - crue :.....	29
6- Identification des principaux événements averse-crue :.....	31
7- Caractéristique des principaux événements:.....	34

III- L'évapotranspiration :	35
1- Définition :.....	35
2- Mesure de l'évaporation:	36
3- Calcul de l'évapotranspiration potentielle:	38
IV- Le bilan hydrologique:	39
1- Bilans mensuels et annuels :	40
2- Bilan par événements:	41
Conclusion:	42
Chapitre III : Modèle de transformation pluie-débit.....	43
Introduction:	43
I- Présentation des modèles PLUIE-DEBIT :	43
II- Le modèle de transformation BILANH:	45
1- Description du modèle :.....	45
2- Les fichiers d'entrée:.....	47
3- Les fichiers de sortie:	47
4- Calage du modèle :.....	50
4-1- Influence du paramètre crb :.....	51
4-2- Influence du paramètre cib0 :.....	53
4-3- Influence du paramètre cibf :.....	55
4-4- Influence du paramètre α :.....	55
4-5- Résultats du calage :.....	55
5- Théorie et limites de l'hydrogramme unitaire:.....	57
5-1- Théorie de l'hydrogramme unitaire:.....	57
5-2- Limites d'application:	58
6- Méthode de Nash:	59
7- Reconstitution des crues à l'aide de l'hydrogramme unitaire :.....	60
7-1- Le programme HYDRO :.....	60
7-2- Reconstitution des hydrogrammes :.....	60
Conclusion	64
Conclusion générale	65
Références bibliographiques	67
Listes des figures	69
Listes des tableaux	70
Annexes	71

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Depuis fort longtemps, l'oued Merguellil a retenu, par son régime hydrologique particulier, l'attention de tous les responsables d'aménagements et d'équipement.

Cet intérêt a été suscité par maintes raisons, dont les plus importantes restent la violence redoutable de ses crues et leurs dégâts dans la plaine de Kairouan ainsi que la nature précieuse de ses eaux dans son environnement physique pour le développement régional.

Depuis quelques années, les projets de développement de la Tunisie centrale, en particulier sur le bassin versant de Merguellil se multiplient et la nécessité d'obtenir des renseignements fiables sur l'hydrologie de cet oued se fait de plus en plus urgente.

Dans cet objectif, plusieurs stations de mesures ont été mises en place afin de fournir suffisamment de données pour entamer une étude de modélisation hydrologique de ce bassin. Mais l'observation sur le bassin versant de Zebbes, qui est le plus important affluent de la rive droite de l'oued Merguellil, drainant le plateau d'El Ala, n'a commencé qu'en 1996 dans le but de la reconnaissance des mécanismes de recharge des nappes souterraines de la région.

C'est dans ce cadre, essentiellement que s'intègre cette étude concernant le bassin versant de l'oued Zebbes

Cette étude est conçue en trois principales parties:

- la première partie sera consacrée à l'étude du milieu physique et des facteurs conditionnants le régime hydrologique. Elle s'intéressera à la présentation des données monographiques de la région étudiée.
- la deuxième partie comportera sur l'étude des différentes composantes du bilan hydrologique, à savoir, les précipitations, l'écoulement, l'évapotranspiration et l'infiltration. Nous allons procéder, en fin de cette partie, à une confrontation entre pluies et écoulements,

comme moyen de contrôle des données hydrométriques et aussi pour sélectionner les événements qui vont être pris comme référence dans le calage du modèle de transformation pluie - débit.

➤ la troisième et dernière partie sera donc réservée au calage d'un modèle hydrologique de transformation pluie - débit, développé par M. Zammouri (1998) et à la reconstitution des hydrogrammes observés par un programme basé sur la méthode de Nash.

Il est à noter que le résultat de cette modélisation va dépendre en grande partie de la qualité et la fiabilité des données hydrométriques et surtout des données pluviométriques.

Chapitre I :

PRESENTATION DU CADRE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE

Introduction :

Le bassin versant de l'oued Mergullil, situé en Tunisie centrale, couvre une superficie estimée à 1200 km² au barrage d'El Houareb.

Il est limité au Nord, par la retombée sud des Jebels Bettouta et Serj, au Sud par le Jebel Touila et le Jebel Trozza, à l'Ouest par le Jebel Barbou et les plateaux de Makthar et enfin à l'Est par Jebel Ouesselat et la plaine de Kairouan qui constitue son exutoire naturel.

La partie Nord Ouest du bassin versant est située dans le gouvernerat de Siliana, le reste, près de 80 % de sa superficie, étant entièrement situé dans le gouvernerat de Kairouan (Direction CES, 1986).

Il est composé de 6 sous - bassins versant dont celui de Zebbes, objet de notre étude (Figure I-1).

Dans cette première partie, nous allons donc commencer par la détermination des différentes caractéristiques physiques et climatiques intervenant dans le cycle hydrologique du bassin versant de l'oued Zebbes.

I- Description du bassin versant de l'oued Zebbes :

1- Situation géographique de la zone d'étude :

Le bassin de Zebbes est situé au centre-sud du bassin du Merguellil. Sa bordure sud est constituée par la ligne de crêtes qui sépare le bassin du Merguellil de celui du Zéroud.

Sur le reste de son périmètre, le bassin est limité à l'est par le Jebel Trozza, à l'ouest par Kroumit Al-Glala et Kodyit Al-Arbi et au nord par Ras Ad-Dahra et Kaf Al-M'azil (Figure I-1).

Dans la partie Nord du bassin se trouve une zone semi-endoréique de 30 km² limitrophe du Zebbes et celui de l'oued Kerd. De par son réseau de drainage, elle sera rattachée préférentiellement au bassin versant du Zebbes.

2- Caractéristiques de forme et de relief :

2-1- Surface et Périmètre :

La surface du bassin se mesure par planimétrie après délimitation du contour du bassin sur une carte topographique. La frontière du bassin est constituée par les lignes de partage des eaux ou les lignes de crête entourant la zone de drainage du cours d'eau.

Le bassin versant réel peut être différent de celui obtenu en considérant seulement la topographie. En effet, il peut être plus étendu dans le cas où le cours d'eau est alimenté par des infiltrations provenant d'un bassin versant voisin ou moins étendu dans le cas d'existence de lacs non reliés au réseau hydrographique.

Pour le bassin du Zebbes, nous avons utilisé deux cartes topographiques à l'échelle 1:50 000 ; celle de Haffouz et de Ghabit Kisra. La délimitation du contour de ce bassin n'était pas aussi évidente surtout dans les lignes des niveaux sont très éloignées les unes des autres. Le planimétrie de cette surface nous a donné une superficie, A, égale à 180 km².

En ce qui concerne le périmètre, nous l'avons déterminé à l'aide d'un curvimètre et nous avons trouvé une valeur, P, égale à 67 km.

Et pour vérifier ces résultats, nous avons digitalisé le contour de ce bassin par le système d'information géographique DEMIURGE (Digital Model In Urgency) et nous avons obtenus des résultats identiques, à savoir :

$$A = 180 \text{ km}^2$$

$$P = 67 \text{ km}$$

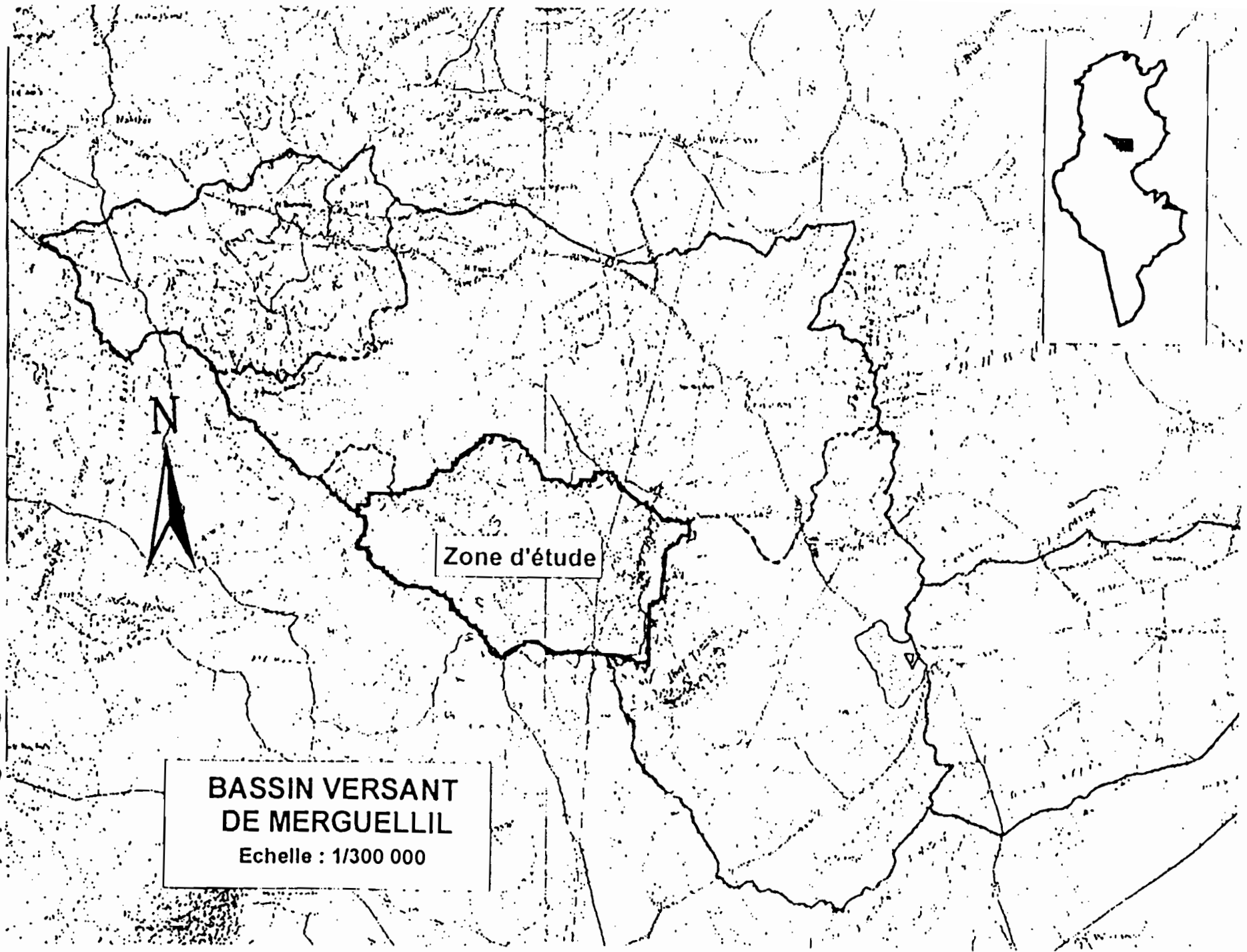


Figure I-1 : Situation géographique de la zone d'étude

2-2- Le relief :

Pour caractériser le relief du bassin, nous avons tracé la courbe de répartition des altitudes, dites aussi courbes hypsométriques (Figure I-2).

Cette répartition est obtenue, point par point, en planimétrant, à partir des courbes de niveau, les surfaces dont l'altitude est inférieure à une côte donnée (Tableau I-a).

Tableau I-a : Répartition en altitudes des superficies du bassin de Zebbes (Kingumbi, 1997)

Altitude(m)	350	400	425	450	475	500	525	550	575	600	625	650	675	700	739
% Surface	100	98,4	94,6	85,9	78	65,5	48	32,1	21,5	14,8	9,5	5,4	2,6	0,8	0

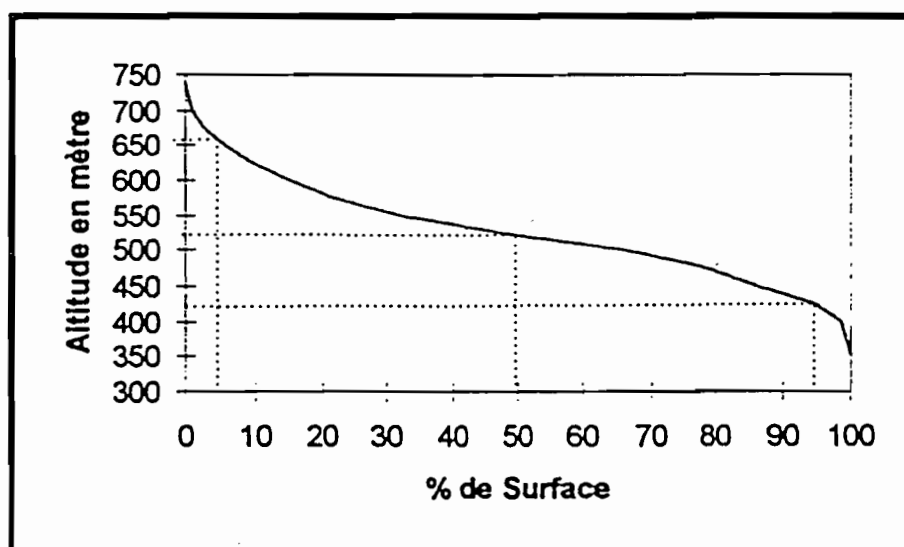


Figure I-2 : Courbe hypsométrique du Bassin versant de Zebbes

L'examen de la courbe hypsométrique montre que:

- La totalité du bassin est située au-dessus de 350 m d'altitude et plus de 85% de sa surface se situe au-dessus de 450 m.
- Entre 400 et 600 m, l'allure régulière de la courbe hypsométrique dénote une certaine équipartition des surfaces sur les différentes tranches d'altitude.
- L'altitude maximale : $H_{\max} = 739$ m.
- L'altitude minimale : $H_{\min} = 350$ m.
- L'altitude médiane : $H_{\text{med}} = 521$ m.
- L'altitude limitant 5 % de la surface les plus élevés : $H_5 = 653,2$ m.
- L'altitude limitant 5 % de la surface les plus bas : $H_{95} = 423$ m.

La répartition en pentes des surfaces est faite de la même manière et elle est donnée dans le tableau suivant :

Tableau I-b : Répartition en pentes des superficies du bassin (Kingumbi, 1997)

Pente (1/10°)	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	100	174
% Superficie	100	94,1	78,4	61	42,8	27,6	18,3	11,2	7,8	4,9	3,2	0,1	0

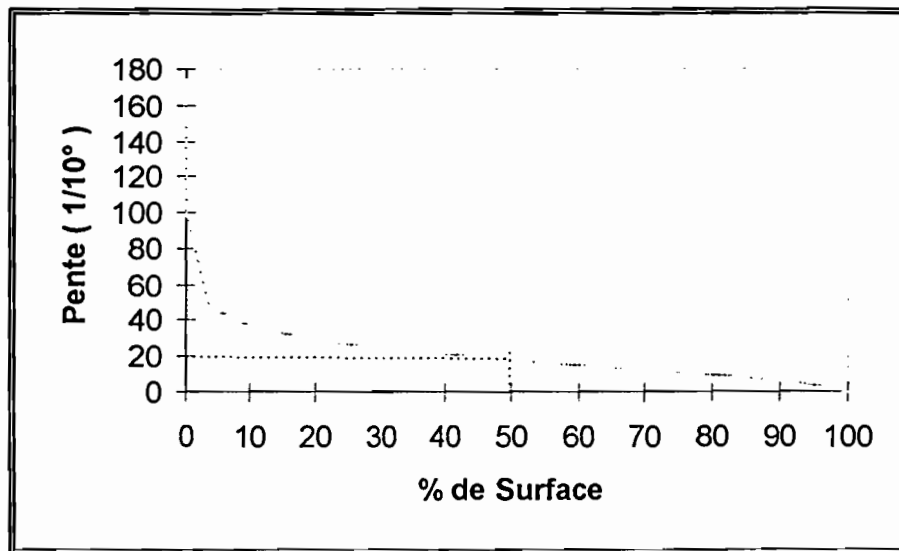


Figure I-3 : Courbe de répartition en pentes des surfaces

Le graphique de la figure I-3 montre bien que le bassin versant de Zebbes présente un relief modéré. En effet, près de 80 % du bassin présente une pente supérieure à 1°, avec une pente médiane de l'ordre de 2°.

2-3- Autres caractéristiques de forme et du relief du bassin :

Les caractéristiques de forme qui ont été conçues pour essayer de synthétiser la morphologie d'un bassin versant sont nombreuses, et parfois redondantes. Dans le cas du Zebbes, les principales caractéristiques sont les suivantes :

- Superficie : $A = 180 \text{ km}^2$
- Périmètre stylisé : $P = 67 \text{ km}$
- L'indice de compacité : $K_C = 0,28 P/A^{0,5} = 1,4$

- > Longueur du rectangle équivalent : $L = C A^{0.5} [1 + (1 - (1,12/C)^2)^{0.5}] / 1,12 = 26,8 \text{ km}$
- > Largeur du rectangle équivalent : $l = P/2 - L = 6,7 \text{ km}$
- > Dénivelée : $D = H_5 - H_{93} = 230,2 \text{ m}$
- > Indice de pente global : $I_g = D/L = 8,7 \text{ m/km}$
- > Dénivelée spécifique : $D_s = I_g A^{0.5} = 119,4 \text{ m}$

La dénivelée spécifique permet une classification des reliefs de très faibles à très forts. Pour le Zebbes, D_s est égale à 119,5 m, donc proche de 100 ; il peut être classé comme relief modéré(R4).

3- Géologie :

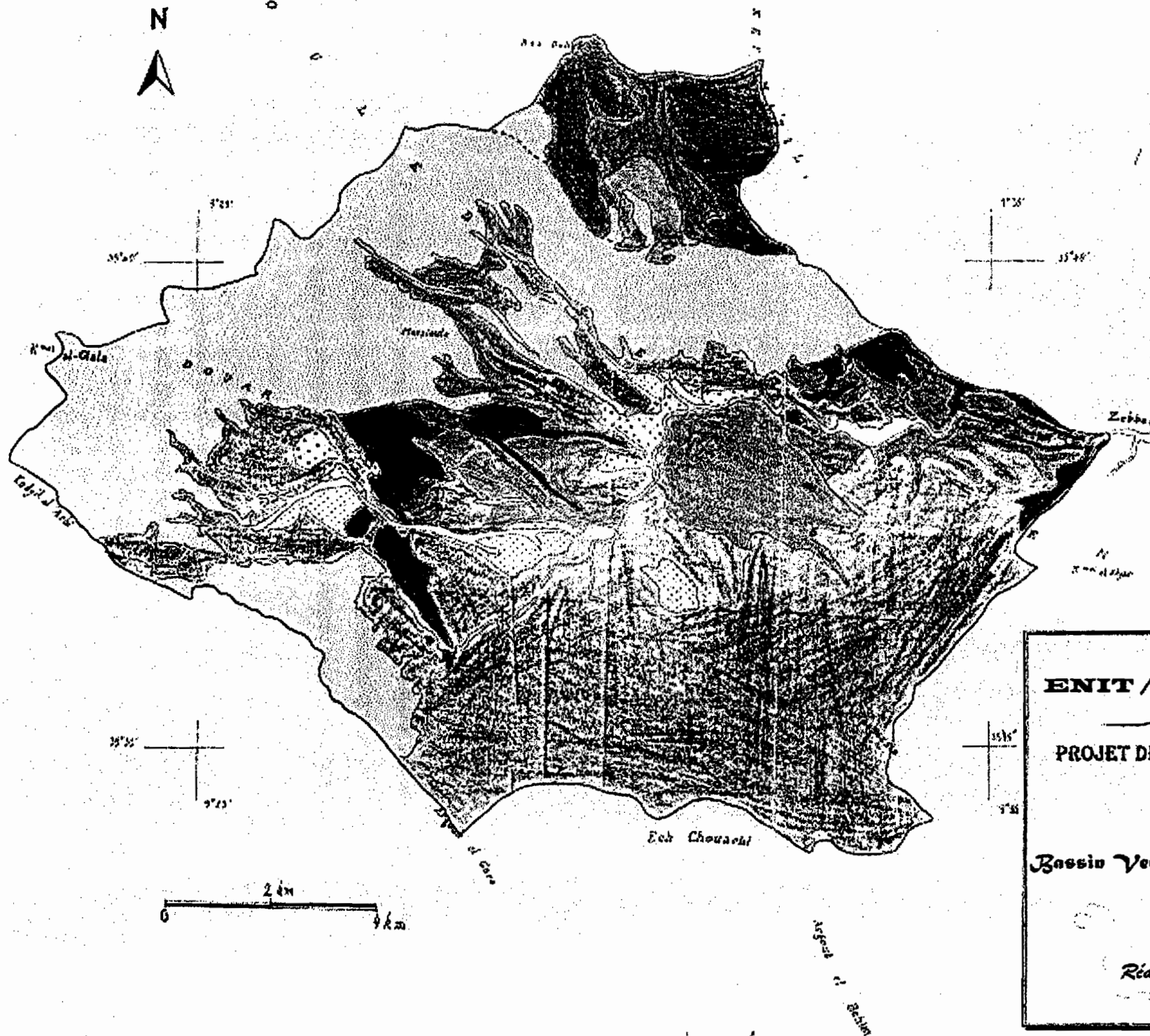
Le sol constitue l'interface, la 'fonction de production' qui transforme une précipitation en écoulement, il intervient donc dans la forme de l'écoulement.

Afin de connaître la géologie de notre bassin versant on a tracé la carte géologique de ce bassin à partir des cartes à 1 : 50 000 de la Tunisie : feuilles de Haffouz et de Ghabit Kisra (Figure I-4).

Sur cette carte, on constate la prédominance de deux entités géologiques :

- l'aquitainien au nord et à l'ouest du bassin;
- le pléistocène supérieur et moyen au sud et au sud-est du bassin.

L'ouest du bassin, là où le Zebbes prend naissance, constitue la zone la moins perméable du bassin puisqu'elle contient de l'argile et du sable à concrétions calcaires, bien que la perméabilité soit plus forte en présence de sable, la formation dominante dans ce bassin, comme nous l'avons constaté lors de notre visite au terrain. Cette perméabilité est assez variable, elle est plus importante au sud-est du bassin, une zone de pléistocène supérieur et d'holocène constituée par de sables et de galets, ce qui est confirmé par l'absence complète des cours d'eau, et l'existence d'un réseau de drainage structuré.



Légende

- Eocène à actuel
- Sables blancs et galets de las d'ourds
- Sables, brans et galets (brans de cr
- Sables durs, brans à teisons (por argiles et galets
- Sables gris sables à ciments calcaire limon.
- Pléistocène supérieur: Sables, gypse calcaires locustes, conglomérats à ci calcaire.
- Pléistocène moyen à supérieur: Sa concrétions calcaires.
- Aquitainien pp-Burdigalien inférieur: Argiles, sals et sables à niveaux conglomératiques
- Aquitainien: Sables fins, argiles et s. grossiers
- Oligocène: Grés à Nummulites, sals, sables et argiles gypseuses.

ENIT / ORSTOM / DGR)

**PROJET DE FIN D'ETUDES D'INGÉNIEUR:
1997/98**

Bassin Versant de Zebbes :

Carte Géologi

Réalisé par : *Dhaoui Yassine*

4- Réseau hydrographique:

Le réseau hydrographique est l'ensemble des cours d'eau qui recueillent les eaux des sources et de ruissellement des versants. Il est composé du cours principal et de ces affluents appelés aussi tributaires.

La configuration en plan du réseau est très variée d'un bassin à l'autre, elle dépend de la combinaison de nombreux facteurs tels que le climat, la géologie, la topographie et l'érosion et résulte d'une longue évolution. La figure I-5 donne certaines configurations que les géomorphologues classent parmi les plus courantes.

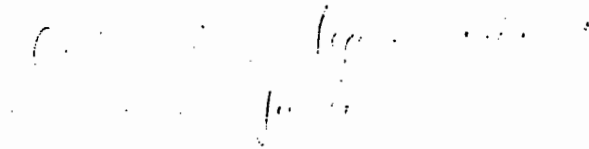


Figure I-5 : Quelques configurations de réseaux (Eagleson, 1977)

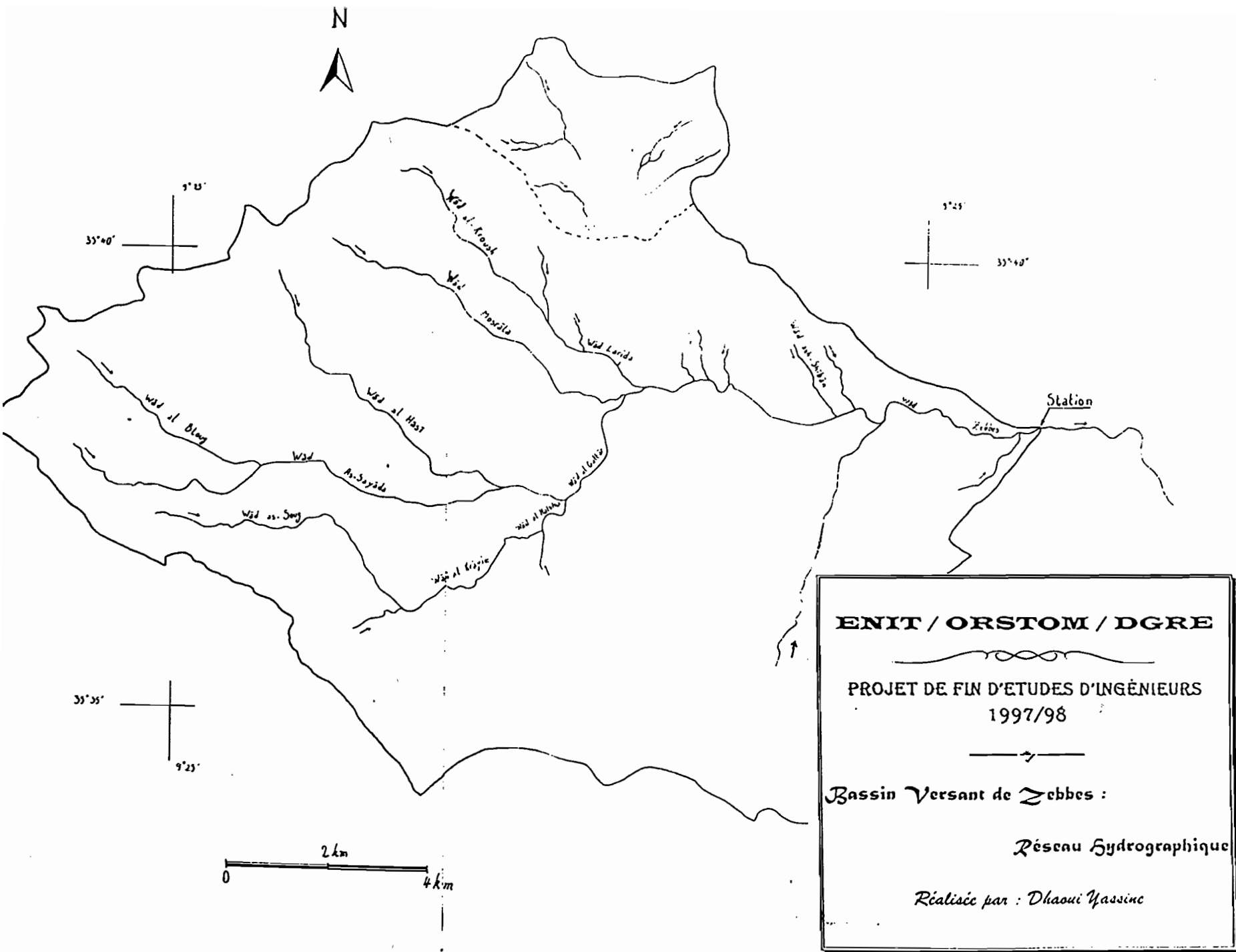
La configuration du réseau hydrographique du bassin de Zebbes est donnée dans la figure I-6, où on s'est limité aux affluents de second ordre.

Le cours principal a une longueur de 24.2 km, il prend naissance près de la colline de Kroumet al-Glala dans Wad al Bloug, puis il prend le nom de Wad As-Sayada pour rejoindre après Wad al-Gattar, qui ramène toutes les eaux de la partie Ouest et Sud Ouest du bassin vers un axe de drainage important, ouest - est, occupé par l'oued Mosrata et l'oued Zebbes.

On constate que ce réseau est en forme d'arbre et on peut le classer comme Subdendritic. On remarque aussi une certaine dissymétrie entre les deux rives: le réseau est nettement plus développé sur la rive gauche que sur la rive droite.

On remarque aussi, que; le chevelu hydrographique est plus développé dans la partie nord, nord-ouest et ouest du bassin qui contiennent des formations argileuses (Aquitainien) et où la pente de terrain est plus importante, alors que la partie sud-est du bassin est drainée par un seul cours d'eau qui prend naissance à El Hoshassia. Cela est dû au fait que cette zone a un pouvoir d'infiltration plus important du fait de la présence de sable et de galets.

Figure I-6 : Réseau hydrographique du bassin versant de Zebbes



5- Le couvert végétal :

Le couvert végétal du bassin versant de l'oued Zebbes est obtenu à partir de la carte d'occupation du sol du bassin versant de Merguellil élaborée par la direction générale des forêts (Octobre 1996).

La distribution présentée sur cette carte (annexe 4) montre que le bassin du Zebbes est couvert en grande partie par des terrains agricoles, avec des petites zones de parcours, surtout au nord du bassin, et une zone de terrain nu à l'ouest du bassin sur les collines séparant le bassin du Zebbes et celui de Morra.

6- Climat régional:

La Tunisie centrale, région dans laquelle se situe le bassin de Merguellil, est soumise à plusieurs influences climatiques suite à sa localisation.

En effet, elle est entre deux zones climatiques très différentes: d'une part le nord de la Tunisie caractérisé par un climat froid humide et sub-humide, d'autre part, le sud dont le climat est aride et désertique.

Cependant, les reliefs des Jebels Trozza et Ouslat se classent dans l'étage climatique semi-aride inférieur à hiver tempéré du fait de leurs altitudes (Direction CES, 1986).

6-1- Température :

Les températures moyennes mensuelles varient de moins de 10°C pendant les mois de Décembre, Janvier et Février à plus de 25°C en Juillet et Août.

La période la plus froide de l'année correspond donc aux mois d'hiver où la moyenne mensuelle minimale peut descendre au-dessous de 5°C.

Pour toute l'année, les températures moyennes mensuelles maximales dépassent 10°C toute en restant au-dessous de 35°C.

6-2- Humidité relative :

La moyenne mensuelle de l'humidité relative oscille entre 55% et 70% pendant la saison froide et entre 40% et 55% pendant la saison chaude. Le climat est donc moyennement sec de Septembre à Avril et très sec de Mai à Août.

6-3- Vent :

les directions prédominantes sont Nord - Ouest, Nord, Nord - Nord - Ouest (fréquentes en hiver) et Nord - Est et Sud (fréquentes en été).

En hiver, le vent 'Jebballi' souffle des hautes terres algériennes et donne des températures glaciales. Le Sirocco ou 'Chihili', vent d'origine sahalienne, peut se manifester à Kairouan entre Février et Novembre. Le nombre de journées de sirocco atteindre 10 à 15 jours par mois en Juillet - Août.

La fréquence des vents faibles est relativement élevée, alors que les vents violents, supérieur à 50 km/h se manifestent rarement (Bouzaine et Lafforgue, 1986).

Conclusion :

La zone d'étude s'étend sur environ 180 km², est située au centre - sud du bassin versant du Merguellil.

Elle constitue le bassin versant de l'oued Zebbes, le plus important affluent de la rive droite de l'oued Merguellil drainant le plateau d'El Ala.

La totalité du bassin est située au-dessus de 350 m, avec une altitude médiane de 521 m. Le relief est considéré comme modéré avec un dénivelé spécifique égale à 119 m.

Les entités géologiques dominantes dans le bassin, sont : l'aquitainien et le pléistocène supérieur et moyen. Ce bassin est en grande majorité couvert par les formations de sable.

Pour le réseau de drainage, il est nettement plus développé sur la rive gauche que sur la rive droite. Le chevelu hydrographique est plus développé dans la partie nord, nord - ouest et ouest du bassin.

Ce bassin versant est sous la dépendance d'un climat semi-aride inférieur à hiver tempéré.

Chapitre II :

ETUDE DU BILAN HYDROLOGIQUE

Introduction

Les eaux sur la terre se mouvent dans un cycle hydrologique, qui traduit la loi de conservation de la masse.

Du point de vue de l'ingénieur, on s'intéresse :

- aux apports d'eau, principalement les précipitations
- aux écoulements de surface
- à l'évaporation
- à l'infiltration

qui constituent les composantes principales du cycle de l'eau.

Les comparaisons des entrées et sorties d'un bassin versant, permet d'établir un bilan d'eau et d'évaluer certains coefficients significatifs pour une période de référence donnée.

Le bilan d'eau s'écrit :

$$\text{Apports} = \text{écoulements} + \text{variation du stock } (\Delta S)$$

$$\text{Pluie brute} + \text{écoulement importé} = \text{écoulement interne} + \text{évapotranspiration réelle} + \Delta S$$

Afin de minimiser la variation de stock (ΔS), on doit prendre comme référence l'état minimale de réserve, c'est à dire la période la plus sèche de l'année. Pour cela, on a inventé la notion d'année hydrologique.

Le bilan sert à contrôler la validité des données qui servi à l'établir. On ne l'utilise pas comme un moyen d'évaluation de données inconnues. Il permet en plus, d'évaluer le poids de chacun des termes dans le cycle de l'eau (Z. Bergaoui, 1991).

Le but de cette étude est d'évaluer et d'analyser les différents termes du bilan hydrologique, à savoir ; la pluviométrie, l'hycrométrie et l'évapotranspiration.

De la qualité de ces données va dépendre en grande partie le calage du modèle pluie - débit.

Nous allons procéder, aussi, à une confrontation entre pluies et écoulements comme un moyen indirect de contrôle des données hydrométriques et de sélection des événements.

I- Les précipitations:

1- Choix des stations :

Pour le choix des postes pluviométrique, il faut considérer toute les stations appartenant au bassin versant du Zebbes ainsi que celles situées à proximité immédiate de ce dernier de façon à pouvoir couvrir toute la zone, limites inclus.

On a retenu jusqu'à Octobre 1997 les six stations suivantes : (Voir Carte: Figure II-1)

- El Ala, qui est le seul pluviomètre situé à l'intérieur du bassin ;
- Jebel Trozza situé au Sud Est du bassin ;
- Haffouz SM à l'Est ;
- Haffouz DRE ;
- Morra Barrage oued au Nord Ouest ;
- Fidh Ali au Nord.

Pour affiner l'étude du bilan, le dispositif a été amélioré en Octobre 1997 et en Janvier 1998; quatre nouvelles stations pluviométriques ont été installées dans le périmètre du bassin : (Voir Carte, Figure II-1)

- Ouled Amor sur la frontière nord du bassin ;
- Neggez au centre du bassin ;
- Sidi Ajili un peu plus au sud ;
- Brahmia au Sud Ouest du bassin.

La liste de ces stations et leurs caractéristiques : nom, type, latitude, longitude, altitude et année de mise en service, sont présentées dans le tableau II-1.

Tableau II-a: Caractéristiques des stations pluviométriques

Nom	Type	Latitude ° ' "	Longitude ° ' "	Altitude en m	Début d'observation
El Ala	Pluviomètre	N 35 36 56	E 9 33 29	466	1969
Jebel Trozza	Pluviomètre	N 35 31 55	E 9 34 56	450	1925
Haffouz SM	Pluviomètre	N 35 36 59	E 9 40 14	270	1971
Haffouz DRE	Pluviographe	N 35 38 7	E 9 40 36	280	1968
Morra BRGE	Pluviographe	N 35 41 0	E 9 23 53	590	1996
Fidh Ali	Pluviographe	N 35 42 30	E 9 36 0	280	1993
Sidi Ajili	Pluviomètre	N 35 36 26	E 9 29 23	490	1997
Neggez	Pluviomètre	N 35 36 51	E 9 28 55	494	1997
Ouled Amor	Pluviomètre	N 35 40 5	E 9 32 0	515	1997
Brahmia	Pluviomètre	N 35 35 44	E 9 25 35	564	1997

La localisation des différents postes pluviométriques le bassin est donnée dans la carte de la figure II-1.

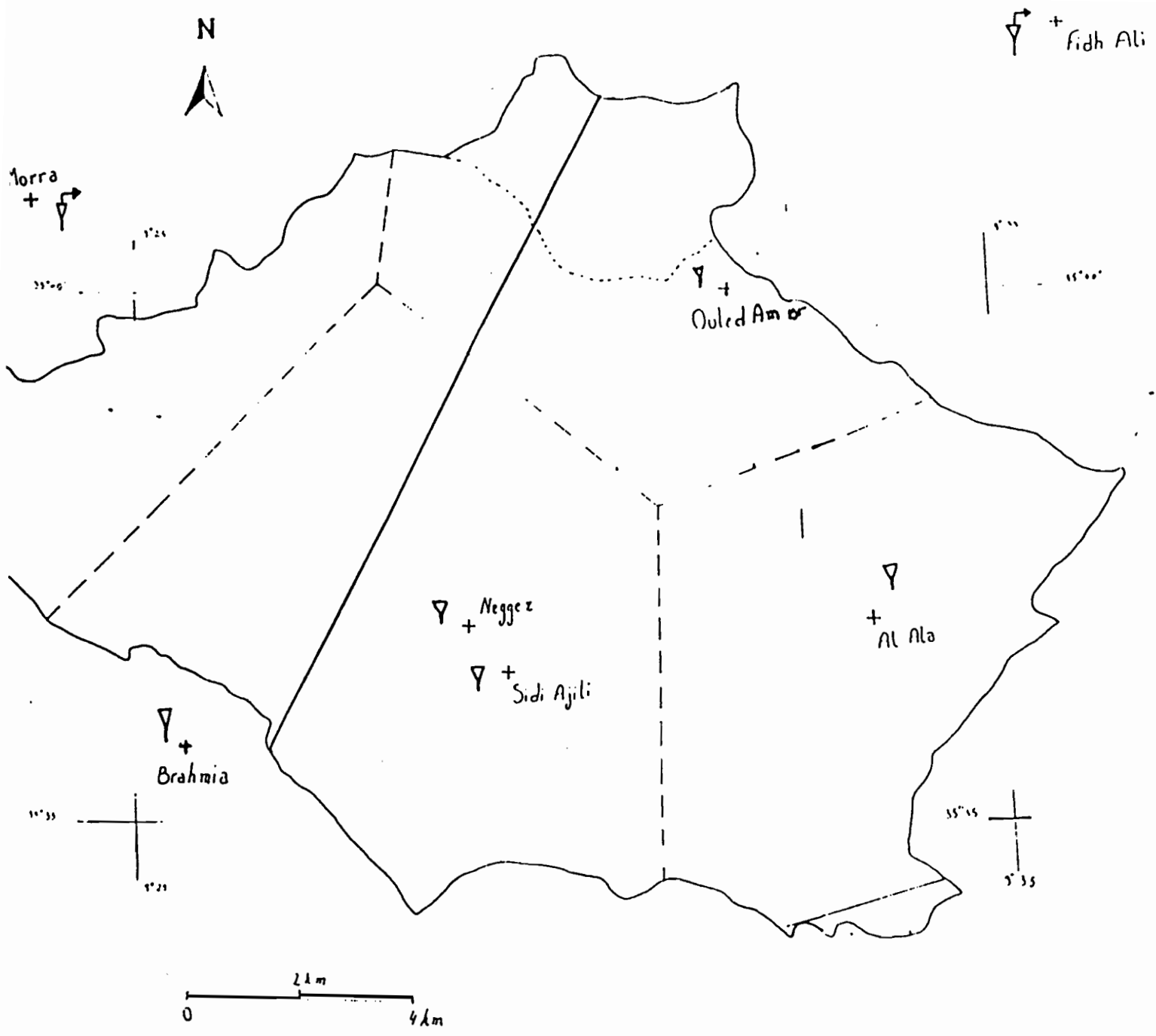
2- Données disponibles :

La relevé des stations pluviométriques est assué par les techniciens de l'arrondissement DGRE du CRDA de Kairouan.

Le tableau II-b présente les données disponibles qui ont été prises en compte pour notre étude. Pour certaines postes, il existe des données antérieures mais elles ne concernent pas la période étudiée.

Tableau II-b : Les données pluviométriques

Station	Période
El Ala	Septembre 95 - Décembre 97
Jebel Trozza	Septembre 95 - Janvier 98
Haffouz SM	Septembre 95 - Janvier 98
Haffouz DRE	Septembre 95 - Novembre 97
Morra BRGE	Avril 96 - Janvier 98
Fidh Ali	Septembre 95 - Décembre 97
Sidi Ajili	Octobre et Novembre 97
Neggez	Octobre 97 - Janvier 98
Ouled Amor	Novembre 97
Brahmia	Janvier et Février 98



Légende:	
∇	pluviometre
∇ with horizontal line	pluviographe
—	limite période 1
- - -	limite période 2

∇
 +
 Haffouz
 DRE
 + ∇
 Haffouz
 SM

Figure II-1 : Localisation des stations pluviographiques et Méthode de Thiessen

3- Pluviométrie moyenne sur le bassin:

3-1- Méthode de Thiessen :

Les méthodes destinées à établir la moyenne sur une surface donnée, d'une grandeur variable et mesurée ponctuellement, sont toujours les mêmes quelque soit le phénomène. Ou bien on fait la moyenne arithmétique des résultats trouvés aux différents points d'observation, adoptant au besoin des coefficients de pondération, ou bien on trace des lignes isoplèthes et on procède à une intégration graphique.

La méthode de Thiessen est une méthode arithmétique dans laquelle on attribue à chaque pluviomètre un poids proportionnel à une zone d'influence présumée, telle qu'un point situé dans cette zone soit plus près, en distance horizontale, du pluviomètre correspondant que tout autre pluviomètre. La méthode ne tient donc compte que de la distribution spatiale en plan des stations. (Roche, 1963).

Les stations disponibles étant reportées sur une carte, on trace une série de droites reliant les stations adjacentes. Au milieu de chacune de ces droites on élève une perpendiculaire ; les intersections de ces médiatrices déterminent un certain nombre de polygones, pour chacun desquels la hauteur de précipitations est prise égale à celle relevée à la station comprise à l'intérieur du polygone qui l'entoure ; s'il y a lieu, certains côtés du polygone sont remplacés par les limites du bassin étudié. (G. Réménieras, 1965).

L'aire de chaque polygone, déterminée par planimétrie, représente la pondération qu'il conviendra d'affecter à la station pour calculer la moyenne.

La précipitation moyenne sur le bassin sera donc :

$$P_{\text{moy}} = \sum_{i=1}^n P_i A_i / A$$

Avec : P_{moy} : la précipitation moyenne sur le bassin ;

A : l'aire totale du bassin ;

P_i : la précipitation enregistrée à la station i ;

A_i : la superficie du polygone associé à la station i .

3-2- Pluie moyenne sur le bassin:

Pour appliquer la méthode de Thiessen sur le bassin versant de Zebbes, on a distingué deux périodes différentes selon la disponibilité des stations de mesures :

- Une première période qui va du mois d'Avril 1996, la date de mise en service de la station de Morra, jusqu'à la date d'installation des nouveaux pluviomètres sur le bassin en Novembre 1997;
- Une deuxième période de Novembre 1997 à aujourd'hui.

Pour la première période, nous avons utilisé les six stations pluviométriques disponibles, mais en appliquant la méthode de Thiessen, nous avons constaté que seulement deux stations, Morra et El Ala, ont des coefficients de pondérations non nuls.

Les superficies des zones d'influences ainsi que les coefficients de Thiessen associés à ces deux stations sont donnés dans le tableau II-c.

Tableau II-c : Coefficients de Thiessen (Avril 96 / Octobre 97)

Station	Superficie (km ²)	Coefficient de Thiessen (%)
Morra	57,6	32
El Ala	122,4	68
Total	180,0	100

Pour la deuxième période nous avons tenu compte des quatre nouvelles stations. Mais en réalité, on n'a pris en considération que deux stations, puisque d'une part, les deux stations de Sidi Ajili et de Neggez sont voisines ce qui revient à prendre une seule station, d'autre part, on a éliminé la station de Brahmia vu qu'on ne dispose pas de données pour l'année 1997.

Les résultats de la méthode de Thiessen pour cette deuxième période sont résumés dans le tableau II-d.

Tableau II-d: Coefficients de Thiessen (Novembre et Décembre 1997)

Station	Superficie (km ²)	Coefficient de Thiessen (%)
Morra	23,4	13
El Ala	45,0	25
Sidi Ajili / Neggez	70,2	39
Ouled Amor	41,4	23
Total	180,0	100

A partir de ces coefficients, on a déterminé la pluie moyenne journalière sur le bassin pour les deux années 1996 et 1997 (à partir du mois d'Avril). Le résultat de ce travail est résumé sur les tableaux des hauteurs de pluie journalière présentés en Annexe 1.

La pluie moyenne mensuelle est déterminée de la même manière et on est arrivé aux résultats du tableau II-e. Elle est aussi présentée en graphique dans la figure II-2.

Tableau II-e: Pluie moyenne mensuelle pour les années 1996 et 1997

Mois	Janv	Févr	Mar	Avri	Mai	Juin	Juil	Aou	Sept	Oct	Nov	Dec
Année:1996 P (mm)	-	-	-	7,8	37,0	36,7	11,1	19,5	23,7	10,0	0,0	11,5
Année:1997 P (mm)	20,6	9,7	4,9	56,2	3,0	14,9	1,0	25,4	122,2	51,2	32,0	9,1

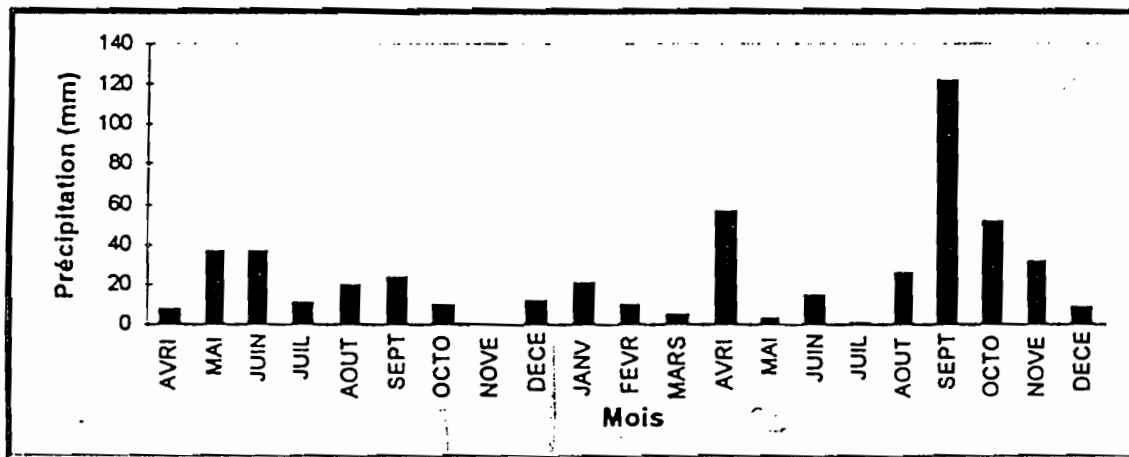


Figure II-2: Précipitations mensuelles sur le bassin de Zebbes en cours de la période
Avri 1996 - Décembre 1997

3-3- Représentativité de l'année hydrologique 1996 / 1997 :

Afin de dégager une idée sur la représentativité de l'année hydrologique 96/97, nous avons comparé la pluie mensuelle tombée sur le bassin durant cette année à la moyenne sur une période de 27 ans ; de 1970 à 1997, à la station d'El Ala.

Tableau II-f : Comparaison de la pluie mensuelle sur le bassin (année 1996 / 1997) à la
moyenne sur El Ala

Mois	Sept	Octo	Nov	Déce	Janv	Fevr	Mars	Avri	Mai	Juin	Juil	Aout	Année
Bassin Zebbes	23,7	10,0	0,0	11,5	20,6	9,7	4,9	56,2	3,0	14,9	1,0	25,4	180,9
Station El Ala	53,2	59,9	23,9	25,9	25,6	30,3	46,5	29,8	30,8	12,0	3,9	14,9	256,7

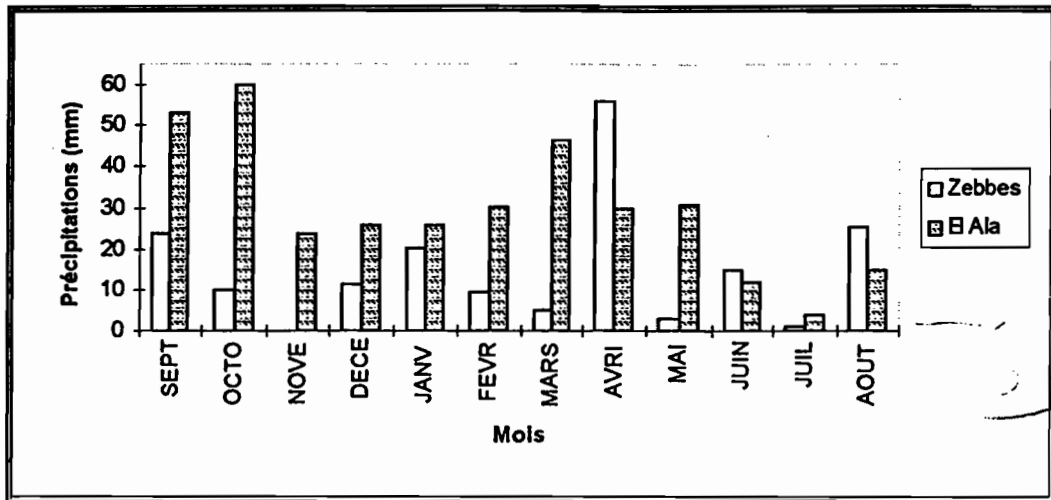


Figure II-3 : Comparaison de la pluie mensuelle sur le bassin (année 1996 / 1997)
à la moyenne sur El Ala

Sur le graphique précédent, nous remarquons que les précipitations mensuelles pour l'année hydrologique 1996/97 sont en général inférieures à la moyenne, ce qui nous permet de classer cette année plutôt comme sèche d'autant que la hauteur annuelle est de 50 % inférieure à la moyenne. Cela ne nous empêche pas d'étudier, le bilan hydrologique pour cette année, puisqu'elle est la seule année complète de la période d'étude.

4- Intensité des précipitations :

Pour les études de prévision des débits des crues, il est indispensable de connaître non seulement la hauteur totale de précipitation, mais aussi l'intensité de ces précipitations, exprimée en mm par heure, pour chaque pas de temps de l'averse.

Cette intensité est obtenue à partir de l'enregistrement de la pluie à l'aide d'un appareil appelé pluviographe. Il s'agit d'un pluviomètre muni d'un système d'horlogerie et d'un système d'enregistrement de la hauteur de pluie: transcription sur papier ou sur support magnétique.

Pour préparer cette étude, l'ORSTOM a installé un pluviographe sur le bassin, mais pour des raisons techniques ce pluviographe n'a pas fonctionné. Nos sommes donc basés sur les deux pluviographes les plus proches, c'est à dire Morra et Fidh Ali.

(Voir carte: Figure II-1)

Afin de valider la représentativité de ces stations, nous avons examiné la relation entre chacun de ces deux pluviographes et la pluie moyenne sur le bassin au moyen d'une régression

entre la pluie enregistrée par chacun des pluviographes et la moyenne sur le bassin par la méthode de Thiessen.

Les deux graphiques des figures II-4 et II-5 montrent que, bien que la station de Morra puisse être considérée comme plus représentative de la pluie sur bassin, avec un coefficient de corrélation plus important de l'ordre de 0,64, elle ne l'est pas pour toutes les averses. Pour cette raison nous n'opterons pas définitivement pour une station, mais ce choix va dépendre du rapport entre la pluie moyenne du bassin et celle de la station pluviographique, et surtout de la forme des hydrogrammes des crues qu'on va analyser par la suite.

Nous constatons aussi que les coefficients de corrélation ne dépassent pas 0,7, et ceci est dû au fait que les deux pluviographes sont situés, comme l'indique la carte de localisation de stations (Figure II-1), au nord du bassin, donc, ils ne reflètent pas la pluie réellement tombée sur le bassin, surtout lorsque l'averse passe un peu plus au sud.

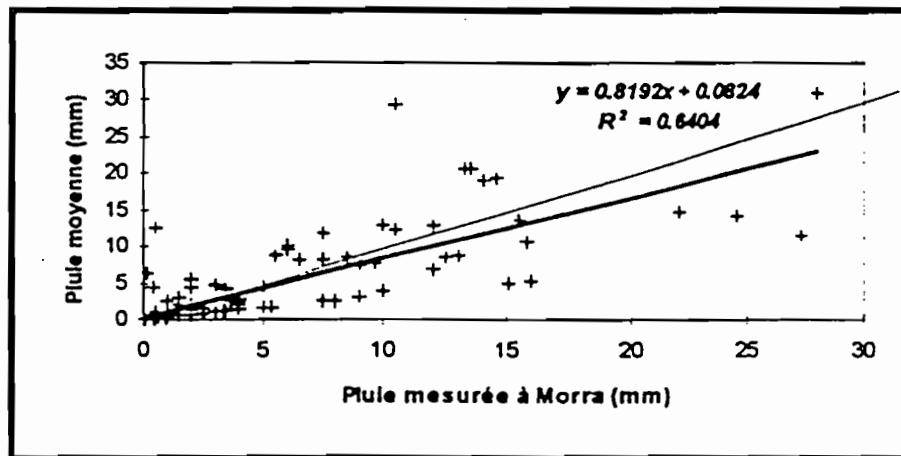


Figure II-4 : Corrélation entre la pluie moyenne sur le bassin de Zebbes et à Morra

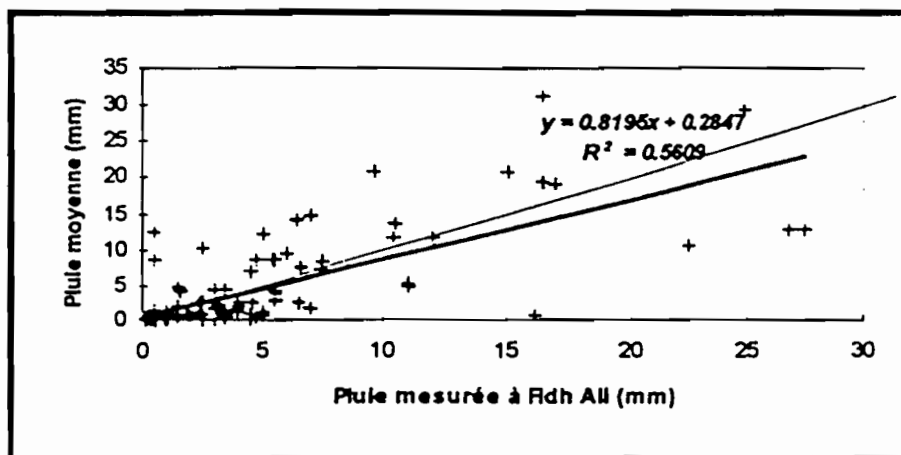


Figure II-5 : Corrélation entre la pluie moyenne sur le bassin de Zebbes et à Fdh Ali

II- Le ruissellement :

1- Données hydrométriques :

Le débit d'un cours d'eau varie continuellement et l'étude des régimes exige de connaître ce débit à chaque instant. Comme il serait impossible de suivre en continu le débit par exploration synthétique du champ des vitesses, on établit expérimentalement une loi reliant le niveau de l'eau dans la rivière au débit. Nous admettrons provisoirement qu'une telle loi existe et que le problème de la reconnaissance des débits se ramène à des observations de hauteurs d'eau (M. Roche, 1963).

Le relevé des hauteurs se fait soit par lecture d'échelles limnimétriques, soit par enregistrement des côtes au moyen des limnigraphes. Les limnigraphes permettent d'obtenir un enregistrement continu des variations du plan d'eau. On distingue deux grands types d'appareil: les limnigraphes à flotteurs et ceux qui mesurent une pression, soit par membranes soit par 'bulle à bulles'.

Pour mesurer les hauteurs d'eau sur l'oued Zebbes , on a installé en Juin 1996 un limnigraphe à mesure de pression. Cette station est située à l'extrémité Est du bassin tout près de la route reliant Haffouz et El Ala. Les coordonnées de cette station sont données dans le tableau II-7.

Tableau II-g: Coordonnées de la station hydrométrique de Zebbes

Station	Rivière	Latitude ° ' ''	Longitude ° ' ''	Altitude (m)
Zebbes	Zebbes	N 35 48 46	E 9 36 29	380

Les données enregistrées par cette station sont, ensuite, traitées par le logiciel HYDRON. Nous avons pris en compte pour notre étude les données allant du 8 Juin 96 jusqu'au fin Février 98.

2- Présentation des logiciels de traitement des données hydrologiques

Hydrom :

C'est un logiciel de banque des données qui assure la gestion et le traitement des données hydrométriques. Il utilise des fichiers de base à partir desquels il génère des fichiers élaborés :

➤ 3 fichiers de base :

- ↳ identification des stations hydrométriques ;
- ↳ dossiers de station ;
- ↳ côtes instantanées.

➤ 2 fichiers de base élaborés :

- ↳ fichiers des jaugeages, élaborés à partir des mesures sur le terrain (en général, mesures de vitesse) ;
- ↳ fichiers des étalonnages, déterminés à partir des jaugeages ;

➤ 2 fichiers de résultats générés :

- ↳ fichier des débits instantanés, calculés de manière automatique à partir des étalonnages et les côtes instantanées ;
- ↳ fichier des débits moyens journaliers, calculés de manière automatique à partir des débits instantanés.

(Ces deux derniers fichiers peuvent être alimentés par introduction directe des débits)

3- Les diverses composantes de l'hydrogramme :

L'hydrogramme est la courbe de variation des débits en fonction du temps.

L'hydrogramme observé à une station peut être de forme simple ou complexe. Sa forme dépend des caractéristiques du bassin ; surface, pente, végétation, réseau hydrographique ainsi que celles de la pluie génératrice: répartition spatio-temporelle, intensité maximale, durée...

Les eaux provenant des précipitations atteignent le lit du cours d'eau par quatre voies différentes :

- le ruissellement ou l'écoulement de surface,
- l'écoulement hypodermique,
- l'écoulement souterrain,
- les précipitations tombant directement sur les nappes d'eau libres.

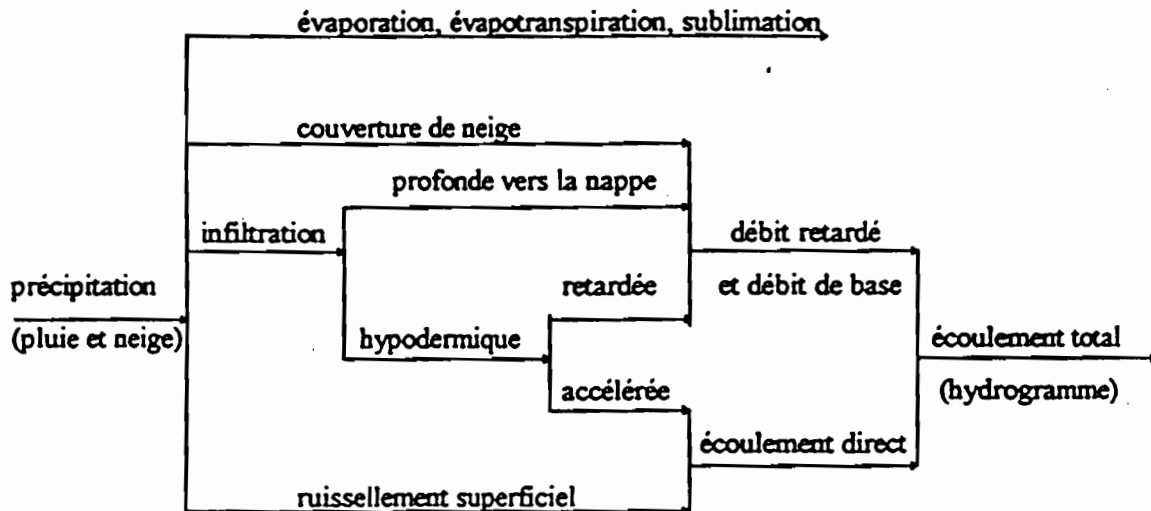


Figure II-6: Schéma de procédure 'précipitations - écoulement' (J. Llammas, 1985)

Les composantes de l'hydrogramme sont donc:

a- Ruissellement direct ou de surface:

Ce sont les volumes d'eau qui ont ruisselé en surface par gravité et qui sont arrivés au réseau hydrographique. Leur vitesse dépend de la pente du terrain et de sa rugosité. Le débit à l'exutoire va ainsi croître au fur et à mesure qu'arrivent des eaux des zones les plus éloignées. Si l'averse dure suffisamment longtemps tout le bassin contribuera au ruissellement qui a lieu à l'exutoire. L'importance de ce ruissellement direct dépend du sol, de son humidité initiale et de la répartition des intensités (Z. Bergaoui, 1991).

b- Ruissellement retardé ou hypodermique ou interflow:

Cet écoulement a lieu sur tout les bassins où un horizon imperméable se trouve à proximité de la surface ou lorsqu'il y a des pentes très faibles dans le bassin. On le définit comme l'écoulement de la partie des précipitations qui s'est d'abord infiltrée pour reparaitre ensuite à la surface du sol. On peut confondre dans certaines analyses les deux écoulements en les regroupant dans le ruissellement direct (Z. Bergaoui, 1991).

c- Ecoulement de base:

Il est composé des eaux percolées jusqu'à la nappe et qui finissent par rejoindre le réseau hydrographique sous forme de débit de base. Celui-ci peut être représenté par des équations du type :

$$Q = Q_0 K^t \quad \text{où } Q_0 = \text{EXP}(-kt) \quad (\text{Z. Bergaoui, 1991})$$

Avec Q : le débit d : base au temps t ;

Q_0 : débit au temps $t = t_0$;

k : constante de récession.

La courbe de récession dépend essentiellement de la géologie du bassin. La constante K varie en plus avec la saison (Z. Bargaoui, 1991).

4- Forme de l'hydrogramme:

Considérons un type d'hydrogramme simple enregistré à une station de jaugeage après une averse tombée sur son bassin versant. Il présente l'allure générale d'une courbe en cloche dissymétrique que l'on divise comme suit :

- la partie correspondant à la montée de la crue est appelée courbe de concentration;
- la zone entourant le maximum est dite la pointe;
- la zone afférente à la diminution progressive du débit est désignée sous le nom de courbe de décrue.

Nous réservons le nom de courbe de tarissement à la partie de l'hydrogramme qui figure la décroissance du débit au bout d'un temps assez long pour que tout ruissellement en surface ayant cessé, le cours d'eau n'est plus alimenté que par les nappes souterraines.

(G. Réménieras, 1965)

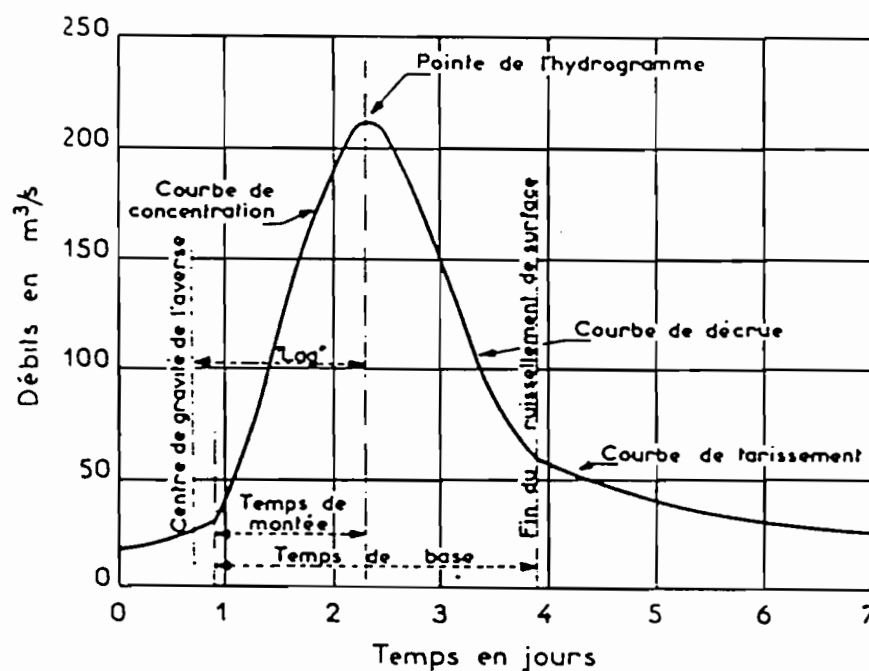


Figure II-7 : Forme et composantes d'un hydrogramme - type (G. Réménieras, 1965)

5- Définition des paramètres caractéristiques d'un événement averse - crue :

a- Pluie efficace :

C'est la partie de l'averse ayant donné lieu à du ruissellement, autrement dit c'est la pluie qui n'a pas été totalement infiltrée, évaporée ou interceptée. Elle est définie par son volume V_e ou sa hauteur P_e , sa durée t_e dont on déduit son intensité moyenne I_e .

b- Pluie utile :

La pluie efficace est en général difficile à définir a priori. On lui substitue alors la notion de pluie utile qui désigne la partie de l'averse ayant pu raisonnablement donner lieu à du ruissellement. Sa détermination est une question d'appréciation de l'hydrologue. On associe à la notion de pluie utile celles de volume utile V_u , de hauteur de pluie utile P_u , de durée de pluie utile t_u et d'intensité de pluie utile I_u .

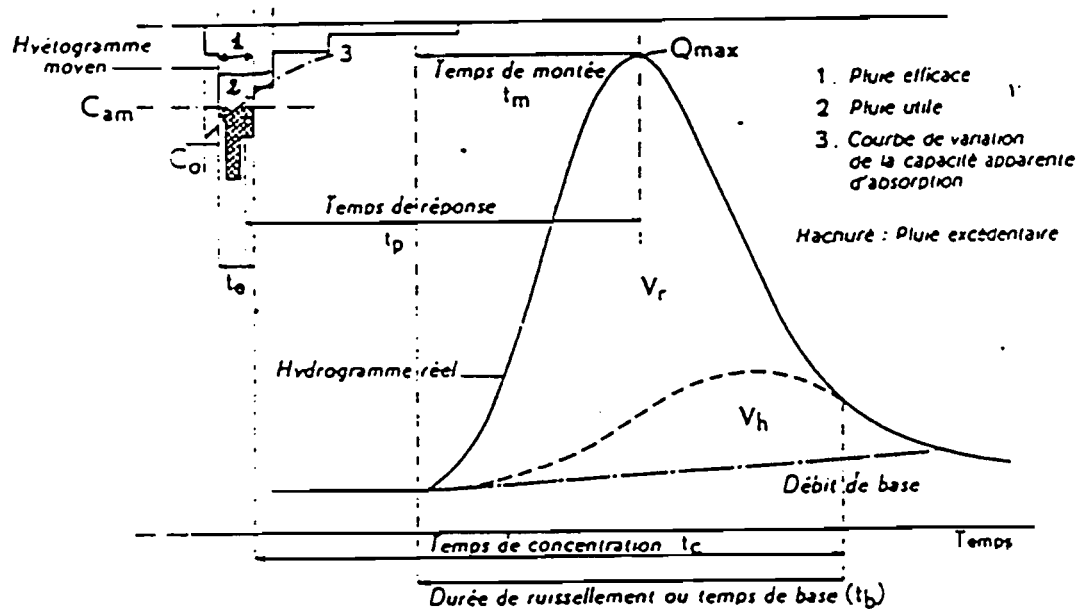


Figure II-3 : Caractéristiques des événements averse-crue (M. Roche, 1963)

c- Pluie excédentaire ou pluie nette :

C'est la partie de l'averse qui a ruisselé. Son volume V_n est donc égal au volume total de l'averse diminué du volume de la pluie qui s'est infiltrée, s'est évaporée ou a été interceptée, c'est à dire au volume de ruissellement. On détermine également sa durée t_n qui est du reste égale à celle de la pluie efficace, sa hauteur P_n et son intensité $I_n = P_n / t_n$.

d- Coefficient de ruissellement :

C'est le rapport du volume ruisselé sur un bassin au cours d'une averse au volume précipité par cette averse. Son calcul constitue une estimation indirecte du volume d'eau infiltré dans la sol, mais tient compte également des pertes par interception et par rétention de surface, dont une partie est consommée ultérieurement par l'évaporation.

e- Précipitation préliminaire :

C'est la partie de l'averse précédant la pluie efficace. On la désigne par P_p .

f- Précipitations antérieures :

Ce sont les averses qui ont précédé l'averse étudiée, chacune étant prise avec l'intervalle de temps, en heure ou en jours, qui la sépare de l'averse étudiée.

La précipitation préliminaire et les précipitations antérieures sont des facteurs déterminants de l'état de saturation du terrain au début du ruissellement.

g- Temps de montée :

C'est la durée qui s'écoule entre le début de l'arrivée à l'exutoire du ruissellement apparent et le maximum de l'hydrogramme de ruissellement. Nous disons bien apparent, car en fait, dès le début de la pluie excédentaire, si l'averse est homogène et le ruissellement général sur le bassin, il arrive immédiatement à l'exutoire de l'eau provenant du ruissellement dans la zone environnant l'exutoire ; mais ce débit est en général trop faible pour être décelable par le limnigraphe. Par contre, l'arrivée du flot provenant de la concentration dans le lit principal est souvent très nette.

h- Temps de concentration (t_c) et durée de ruissellement (T_c):

C'est le temps, que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. On peut donc l'estimer en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie efficace et la fin du ruissellement.

Ce temps est différent de la durée du ruissellement qui est la longueur sur l'abscisse des temps de la base de l'hydrogramme de ruissellement. Il devrait lui être inférieur de la durée efficace ($t_c = T_b - t_e$). Pour une raison que nous déjà invoquée (faiblesse du débit de ruissellement à l'exutoire avant l'arrivée du flot de la crue) il n'est généralement pas ainsi et il est plus courant de trouver un temps de concentration supérieur à la durée du ruissellement, telle qu'on peut l'observer.

i- Temps de réponse du terrain :

C'est l'intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie efficace de la pointe de l'hydrogramme observé à l'exutoire. (M. Roche, 1963).

6- Identification des principaux événements averse-crue :

A fin d'identifier les principaux événements qui seront étudiés en suite pour la modélisation, nous avons procédé à la sélection des crues remplissant les critères suivantes :

- le volume ruisselé est supérieur à 10^4 m³, pour avoir le maximum d'événement mais pas trop faible pour éliminer les petites variations du niveau d'eau ;
- les données relatives à ces crues sont bien traitées par le logiciel Hydrom ;
- la pluie ayant engendré ces crues doit être supérieure à 10 mm et répartie de façon homogène sur l'ensemble du bassin et nous devons disposer des enregistrements pluviographiques correspondantes.

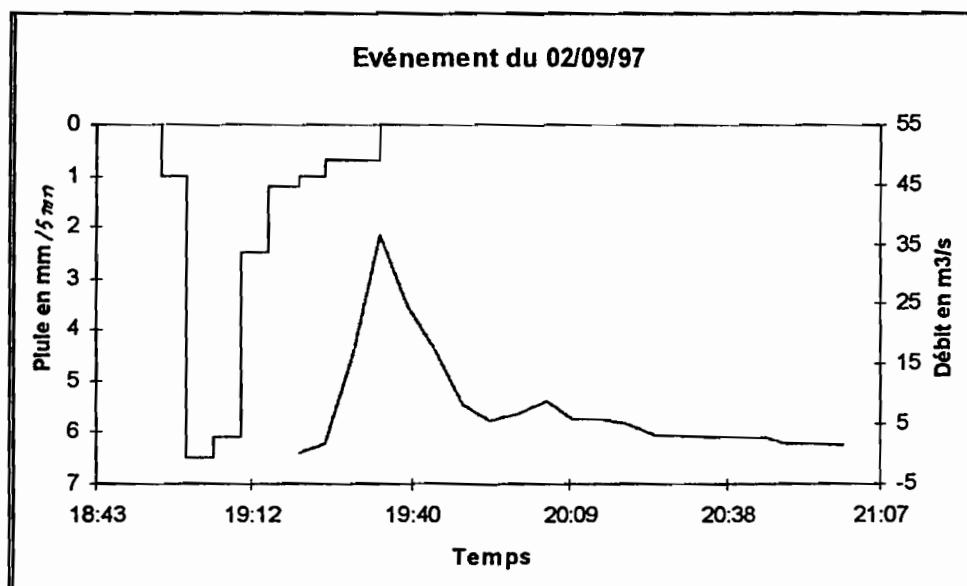
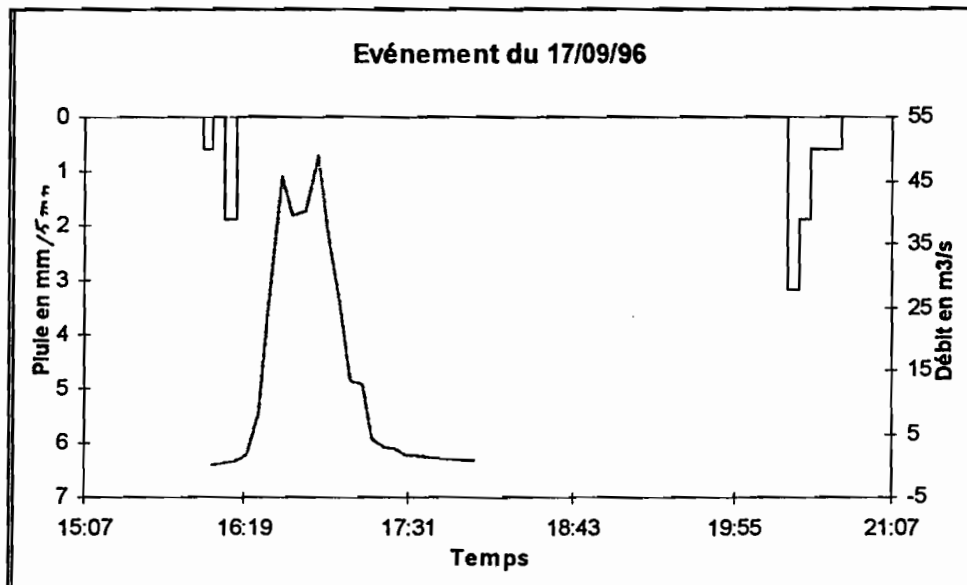
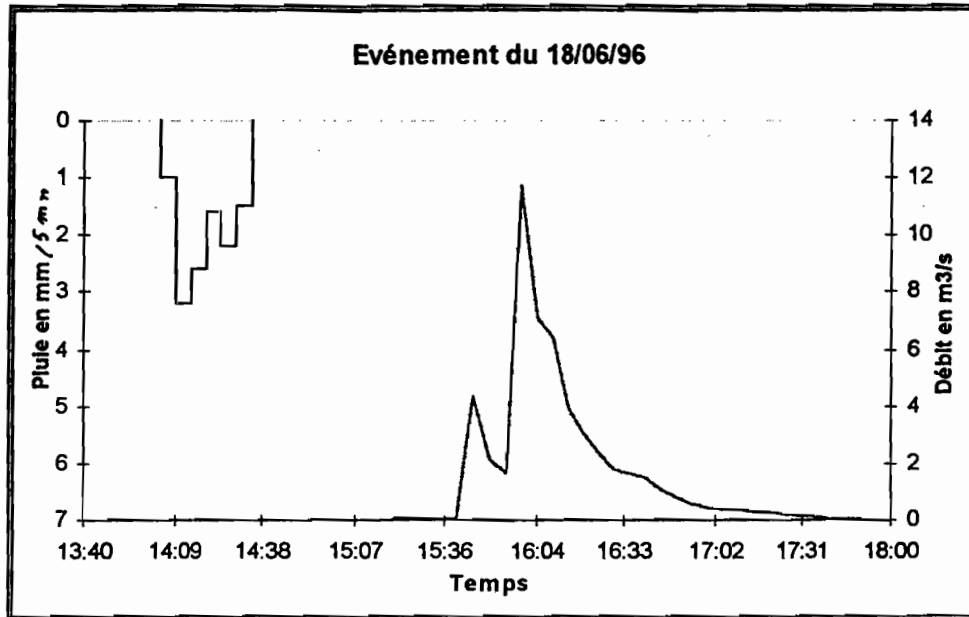
Les événements ainsi sélectionnés sont présentés dans le tableau II-h.

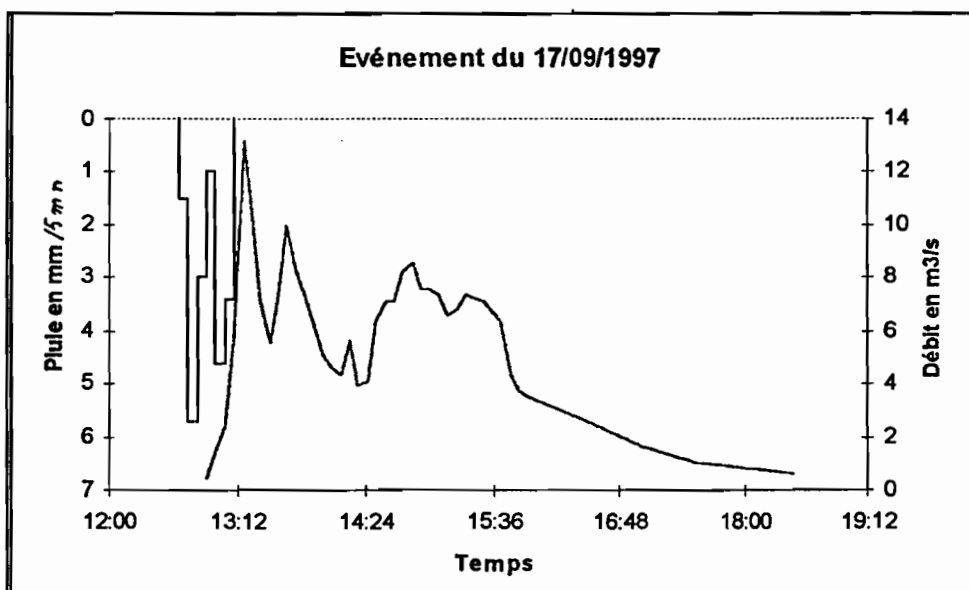
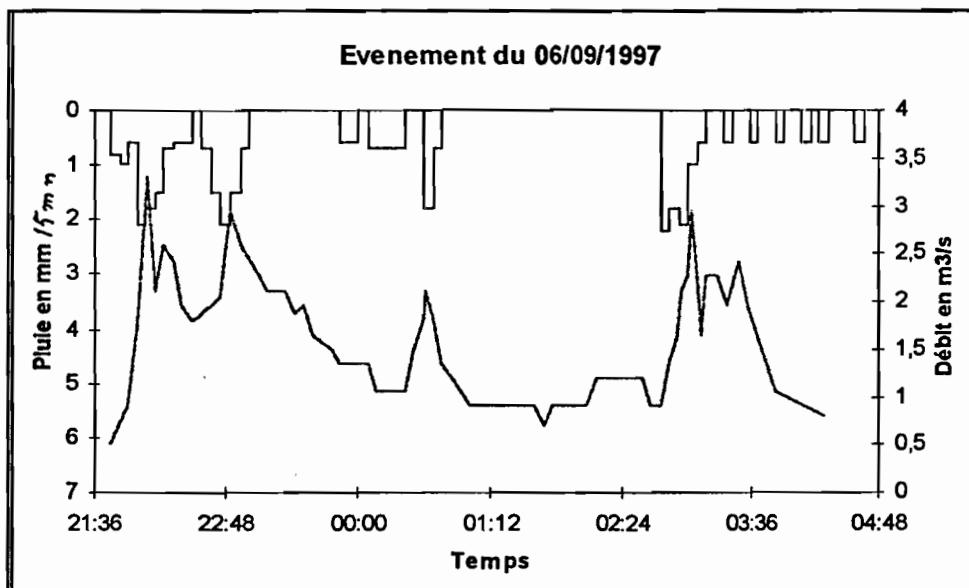
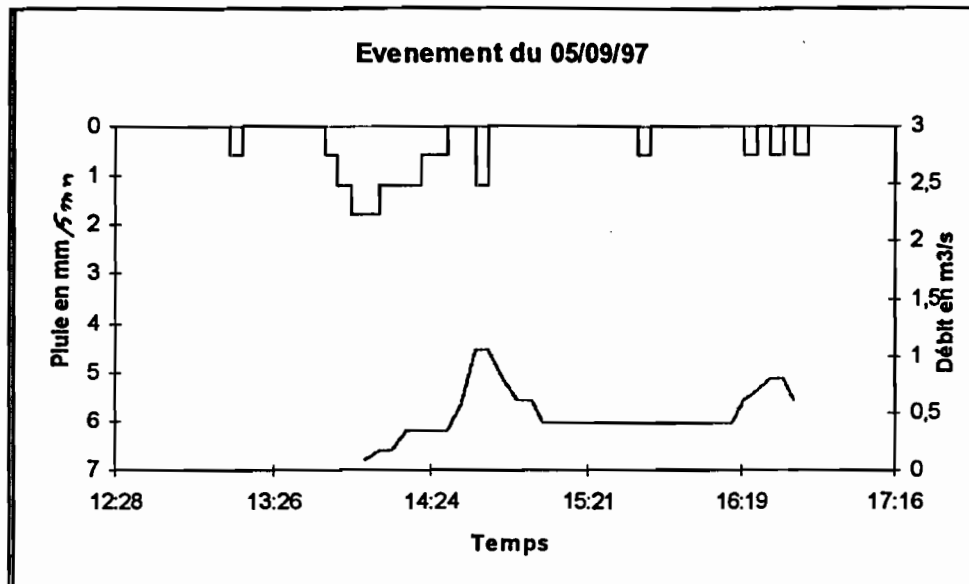
Tableau II-h: Sélection des principaux événements

Date	Volume ruisselé (m ³)	P _{moy} sur le bassin (mm)	P _{Morra} (mm)	P _{Fidh Ail} (mm)	P _{EI ALA} (mm)
18-06-96	15310	12,2	10,5	5,0	13,0
17-09-96	91880	13,5	15,5	10,5	12,5
02-09-97	49830	20,6	13,5	15,0	24,0
05-09-97	15120	19,3	14,5	16,5	21,5
06-09-97	68510	31,1	28,0	16,5	32,5
17-09-97	81190	19,1	14,0	17,0	21,5
13-10-97	10280	12,7	12,0	27,5	13
23-10-97	43420	29,2	10,5	25,0	38

Pour chacun de ces événements, nous avons regardé les hyétogrammes enregistrés sur les deux pluviographes, Morra et Fidh Ail, et nous avons choisi celui qui correspond le mieux à la forme de l'hydrogramme correspondant. Pour construire le hyétogramme associé à la pluie moyenne sur le bassin, nous avons supposé que l'averse prend la même forme que celle enregistrée par le pluviographe choisi et nous avons corrigé les intensités enregistrées par un facteur égal au rapport entre la pluie du bassin et celle de la station pluviographique.

Ainsi on a pu construire pour ces événements l'hyétogramme et l'hydrogramme associés sur le même graphique (Figure II-9).





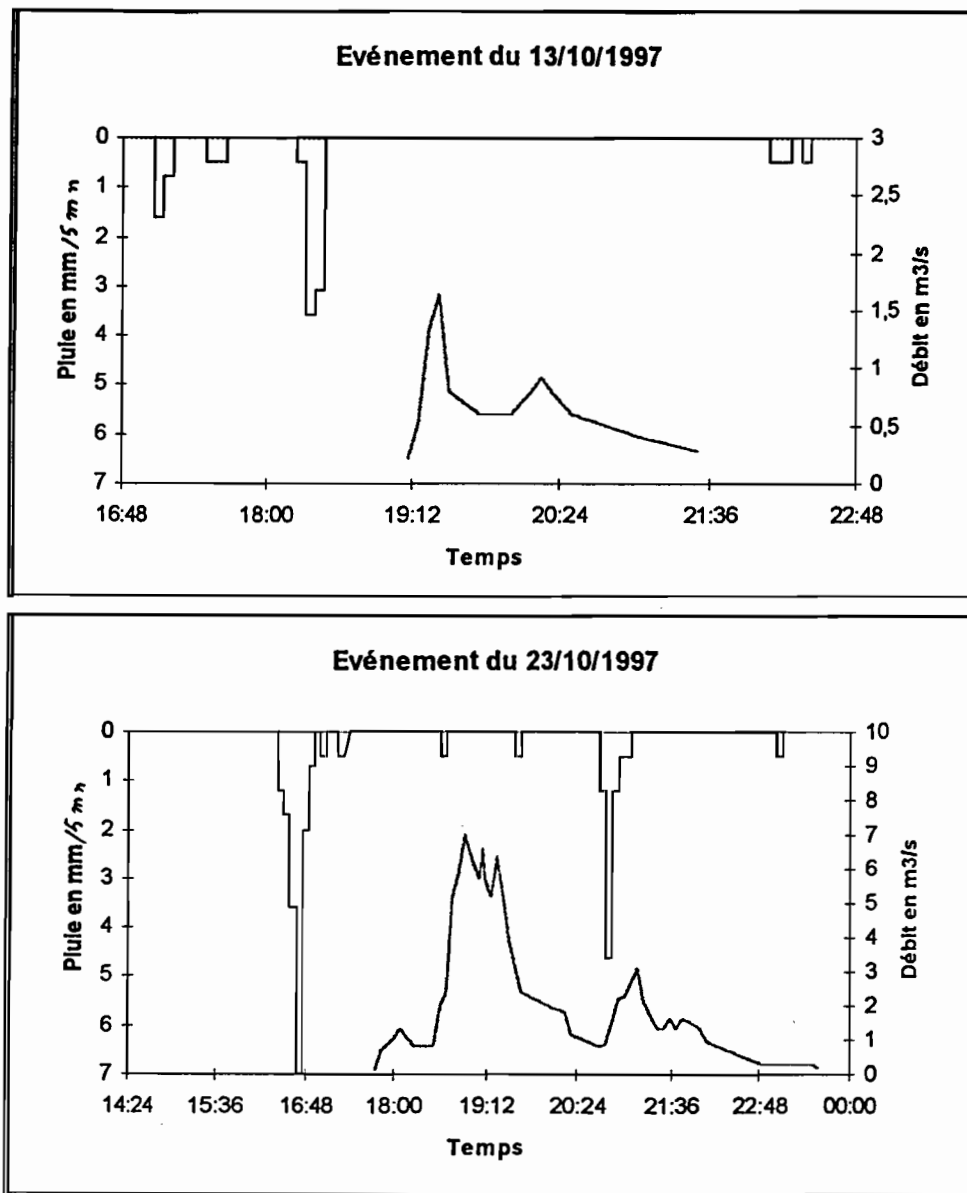


Figure II-9 : Principales événements averse-crue

7- Caractéristique des principaux événements:

Dans le fichier opérationnel des débits instantanés d'Hydrom il est possible de déterminer l'instant de début et de fin d'une crue et d'en déduire ses caractéristiques à savoir :

- la date et l'heure de début de la crue ;
- la date et l'heure de la fin de la crue ;
- la date et l'heure du maximum de la crue ;
- le débit initial Q_I , le débit final Q_F , le débit maximal écoulé Q_E et le débit maximal ruisselé Q_R ;
- le temps de montée T_m et le temps de base T_b ;
- le volume écoulé V_E , le volume ruisselé V_R et le volume résiduel ;

En fin, si la superficie du bassin versant se trouve dans le fichier identification des stations :

- la lame écoulée L_E et la lame ruisselé L_R ;
- le débit spécifique.

Cette procédure appliquée aux crues sélectionnées a produit les résultats suivants auxquels ont été ajoutées les caractéristiques des précipitations, à savoir la lame d'eau précipitée et l'intensité maximale I_{max} .

Tableau II-i : Caractéristiques des événements sélectionnés

Date	Précipitation		Ecoulement		Ruissellement		Temps caractéristiques	
	P (mm)	I_{max} (mm/h)	L_E (mm)	Q_E (m ³ /s)	L_R (mm)	Q_R (m ³ /s)	T_m (mm)	T_b (mm)
18-06-96	12,2	3,2	0,09	11,70	0,08	11,60	20	105
17-09-96	13,5	4,4 - 32,4	0,53	49,00	0,51	48,60	45	115
02-09-97	20,6	7,6	0,30	41,60	0,27	41,50	14	138
05-09-97	19,3	27,6	0,04	1,05	0,03	0,97	38	336
06-09-97	31,1	22,8 - 28,8	0,41	3,30	0,37	3,28	24	1318
17-09-97	19,1	60,0	0,48	14,20	0,43	13,90	22	382
13-10-97	12,7	42,0	0,05	1,65	0,04	1,60	36	402
23-10-97	29,2	73,2	0,23	7,80	0,21	7,59	70	346

III- L'évapotranspiration :

1- Définition :

Les termes évaporation et évapotranspiration désignent toutes deux au départ des pertes en eau par retour direct à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Ces pertes incluent l'évaporation des nappes d'eau libre, lacs, cours d'eau, du stockage de surface dans les cavités naturelles de sol, l'évaporation de l'eau retenu dans le sol et la transpiration des végétations.

On a pris l'habitude d'appeler évaporation les pertes en eau subies sous forme de vapeur par les nappes d'eau libre et évapotranspiration les pertes complexes provenant de l'évaporation du sol, de l'interception par les feuilles des arbres et autres obstacles d'une partie

des précipitations qui n'atteint jamais le sol et peut rarement être étudiée séparément, et de la consommation en eau des végétaux, surtout par transpiration.

L'évapotranspiration est, après la précipitation, le terme le plus important du bilan hydrologique, tout au mois dans les pays chauds. (M. Roche, 1963).

On parle aussi du terme évapotranspiration potentielle; c'est l'évapotranspiration dans des conditions optimales pour les cultures dans lesquelles l'eau n'est pas un facteur limitant. C'est donc la quantité maximale d'eau qu'utilisera une culture lorsque l'apport en eau dont elle dispose est illimité. (Z. Bargaoui, 1991)

2- Mesure de l'évaporation:

Le mesure de l'évaporation se fait par bac ou par évaporimètre.

Pour la mesure de l'évaporation sur bac, deux types de bac sont standardisés : le bac classe A (circulaire, en fer galvanisé non peint, placé à 15 cm au-dessus du sol, surface = 7000 cm²) et le bac Colorado (carré, enterré, avec un bord à 10 cm au-dessus du sol, de surface 8550 cm²). Avant d'être appliquées au calcul de l'évaporation à partir des grandes étendues d'eau, les mesures par bac doivent être multipliées par un coefficient réducteur $0,6 < C < 0,8$. En effet, le taux d'évaporation à partir d'un bac est supérieur à celui d'une grande étendue d'eau.

Cela provient de la différence entre :

- échanges de la chaleur par les parois qui, s'ils sont négligeables pour une grande étendue d'eau, ne le sont pas pour un petit réservoir ;
- inertie thermique des masses d'eau : celle-ci est plus importante pour les grandes retenues ;
- l'effet des rebords qui constituent des brises - vents dans le cas des bacs ;
- les surfaces : une grande surface évaporante contribue à la formation d'un microclimat plus frais et plus humide au-dessus d'elle, ce qui n'est pas le cas pour un bac.

Sur la région étudiée, nous disposons de deux bacs d'évaporation types Colorado situés à Morra et à Fidh Ben Naceur. Pour tester la fiabilité et la représentativité de ces deux stations, nous avons procédé à un essai de régression entre les deux sur la période allant du mois d'avril 1996 jusqu'au mois de janvier 1998.

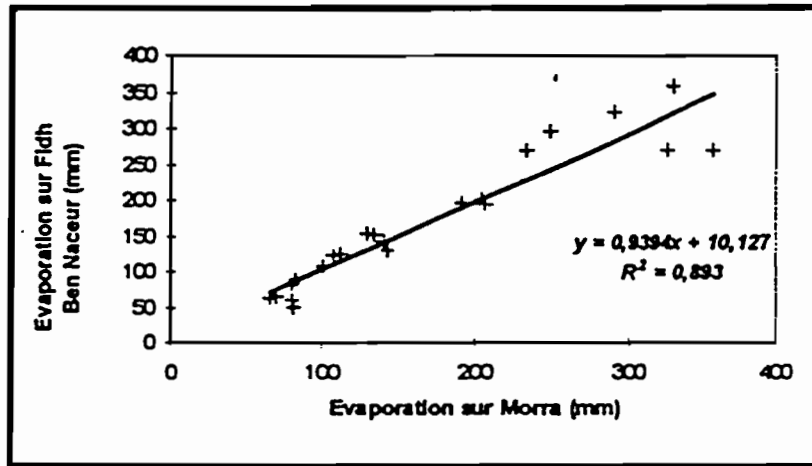


Figure II-10 : Corrélation entre les deux stations d'évaporation

Bien que cette régression soit établie sur une période relativement courte, le graphique de la figure II-10 montre que les mesures d'évaporation enregistrées dans les deux stations sont assez proches, avec un coefficient de corrélation, relativement bon, de l'ordre de 0,89. Pour estimer l'évaporation sur le bassin du Zebbes, nous avons choisi de prendre la moyenne des deux stations. L'évaporation moyenne journalière sur le bassin est indiquées en annexe2. L'évaporation moyenne mensuelle sur le bassin est indiquée dans le tableau II-j.

Tableau II-j : Evaporation mensuelle sur le bassin de Zebbes en mm

Année	Janv	Fevr	Mars	Avri	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Octo	Nove	Déce	Total
1996	-	-	-	117,7	192,8	204,0	313,2	297,8	199,3	140,9	104,4	81,1	-
1997	64,4	85,8	142,5	141,2	250,1	306,2	344,0	271,1	135,6	114,8	66,6	71,1	1993,1
1998	65,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

La variation mensuelle de l'évaporation pour l'année hydrologique 96/97 est présentée dans la figure II-11.

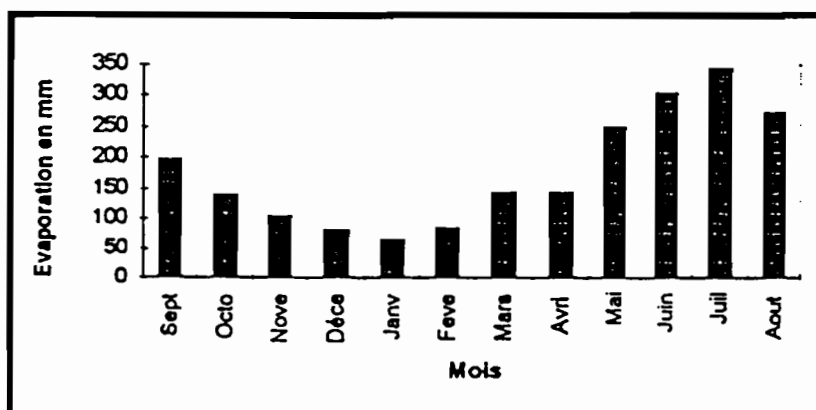


Figure II-11: Evaporation mensuelle sur le bassin pour l'année 96/97

Sur ce graphique nous distinguons bien deux périodes différentes: une première période qui commence en octobre jusqu'au mois d'avril où la hauteur d'eau évaporée par mois ne dépasse pas les 150 mm et elle descend même au-dessous de 100 mm pour les mois de décembre, janvier et février, alors que pour la deuxième période l'évaporation est plus importante et elle dépasse les 150 mm avec un maximum de 313 mm en juillet. Cette variation est due au cycle saisonnier de la température qu'on a déjà mentionné dans la présentation de la région.

3- Calcul de l'évapotranspiration potentielle:

Malgré l'existence d'un grand nombre de méthodes pour estimer l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle, aucune n'est assez générale pour être appliquée dans toutes les circonstances. Ces méthodes peuvent être divisées en trois catégories :

- directes, elles sont basées sur des mesures prises in situ ;
- analytiques, elles sont basées sur le bilan d'énergie ou le bilan hydrique ;
- empiriques, elles sont basées sur l'analyse statistique des observations.

Puisque nous disposons des mesures de l'évaporation, nous choisirons la première méthode ; la méthode directe. A partir de ces mesures, et en utilisant la formule mise au point par Riou et Chartier en 1985 et donne la valeur de l'évapotranspiration potentielle sur Gazon, ETP, en fonction de l'évaporation mesurée sur bac Colorado sol nu E_{csn} (équation(1)).

$$ETP = 0,57 E_{csn} - 0,03 \quad (\text{Riou et Chartier, 1985}) \quad (1)$$

Cette formule a été établie à partir des mesures effectuées sur un site dans la plaine du Mornag. Le climat est méditerranéen et semi-aride. Le couvert végétal utilisé est le gazon(Kikuyu).

Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle obtenue par cette formule sont mentionnées en annexe. Et dans les tableaux II-k et II-l, on a résumé, respectivement, l'ETP mensuelle et la moyenne journalière pour chaque mois.

Tableau II-k : Evapotranspiration potentielle mensuelle calculée (mm)

Année	Janv	Fevr	Mars	Avri	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Octo	Nov	Déce	Total
1996	-	-	-	66,8	109,6	116,0	178,2	169,4	113,3	80,0	59,2	45,9	-
1997	36,7	48,8	81,2	80,4	142,5	174,5	196,1	154,5	77,2	65,4	37,9	40,5	1135,7
1998	37,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau II-1 : Evapotranspiration potentielle moyenne journalière calculée (mm)

Année	Janv	Fevr	Mars	Avri	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Octo	Nove	Déce	Total
1996	-	-	-	2,2	3,5	3,9	5,7	5,5	3,8	2,6	2,0	1,5	-
1997	1,2	1,7	2,6	2,7	4,6	5,8	6,3	5,0	2,6	2,1	1,3	1,3	37,2
1998	1,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

En générale, l'évapotranspiration potentielle est calculée à partir de l'évaporation avec :

$$ETP = f \cdot E$$

où f est un coefficient cultural qui varie entre 0,6 et 0,8. A partir de cette formule, on peut dire que, pour l'année 1997, l'ETP varie entre 1196 et 1594 mm, alors que la formule de Riou et Chartier nous a donné une valeur égale à 1136 mm. Mais comme on va travailler dans la suite (la modélisation) sur un pas de temps très court (5 mn), la différence entre les deux formules sera négligeable. Toutefois, l'ETP reste une majoration de l'évapotranspiration réelle (etr), et dans notre modèle Bilanh, ces deux paramètres sont liés par la relation suivante : $etr = \alpha \cdot ETP$, où α est un coefficient de réduction.

Comme elles sont liées par une relation linéaire, l'évaporation et l'évapotranspiration potentielle subissent les mêmes variations saisonnières au cours de l'année. Pour l'année 1996/1997, la moyenne journalière est toujours supérieure à 1,2 mm en Janvier et atteint même 6,3 mm en Juillet.

IV- Le bilan hydrologique:

Pour l'établissement d'un bilan, il est plus commode de raisonner en hauteurs d'eau qu'en volume. Aussi a-t-on établi pour les débits, la notion de lame d'eau équivalente, définie comme la hauteur d'une nappe répartie sur une surface horizontale égale à la surface du bassin, et de volume égale au volume écoulé à la station pendant la durée de la période.

On appelle déficit d'écoulement, que l'on désigne par la lettre D , la différence, pour une période donnée, entre la précipitation moyenne sur le bassin et la lame d'eau écoulée à la station. Nous avons déterminé les termes du bilan hydrologique, à savoir ; la précipitation moyenne, la lame écoulée le déficit d'écoulement, le coefficient d'écoulement ($K_E = P / L_E$) et l'évapotranspiration potentielle. Ils peuvent être déterminés à l'échelle de l'année hydrologique 96/97 et à l'échelle des événements pluvieux.

1- Bilans mensuels et annuels :

Avant de faire le bilan de l'année hydrologique 96/97, on a déterminé tous les termes du bilan, indiqués ci-dessus, pour tous les mois de notre période d'étude.

Sur le tableau II-m, on a porté ces termes pour toute la période de l'étude auxquelles on a ajouté le bilan annuel de l'année 96/97.

Tableau II-m : Paramètres du bilan hydrologique pour la période d'étude

Mois	P (mm)	L _E (mm)	D (mm)	ETP (mm)	K _E (%)
jun-96	36,68	0,24	36,44	115,98	0,65
jul-96	11,06	0,06	11,00	178,22	0,54
août-96	19,52	0,24	19,28	169,45	1,23
sep-96	23,72	0,78	22,94	113,27	3,29
oct-96	10,00	0,65	9,35	79,98	6,54
nov-96	0,00	0,06	-0,06	59,21	-
déc-96	11,54	0,92	10,62	45,93	7,97
jan-97	20,56	0,36	20,20	36,68	1,75
fév-97	9,66	0,36	9,30	48,85	3,74
mar-97	4,92	0,33	4,59	81,17	6,79
avr-97	56,24	0,60	55,64	80,43	1,07
mai-97	3,04	0,13	2,91	142,53	4,39
jun-97	14,94	0,03	14,90	174,50	0,22
jul-97	0,96	0,00	0,96	196,05	0,00
août-97	25,36	0,49	24,87	154,47	1,95
sep-97	122,20	2,87	119,33	77,23	2,35
oct-97	51,22	0,77	50,45	65,41	1,50
nov-97	31,96	0,56	31,40	37,90	1,76
déc-97	9,14	0,38	8,76	40,47	4,14
Année	180,94	4,73	176,21	1213,06	2,61

La valeur négative du déficit d'écoulement est due au fait que le débit enregistré à la station ne provient pas d'un écoulement de surface, puisque la lame précipitée est nulle, mais d'un écoulement de base provenant de la nappe.

En ce qui concerne le coefficient d'écoulement, nous constatons qu'il est faible (inférieur à 8%), et même très faible pour les mois d'été où il ne dépasse pas 2 %. Cela est dû au fait que le terme de l'évapotranspiration dans la région est un facteur très important.

Sur le graphique de la figure II-12, on a présenté, pour l'année hydrologique 1996/1997, les termes du bilan hydrologique suivants :

- la précipitation ;
- la lame écoulée ;
- l'ETP.

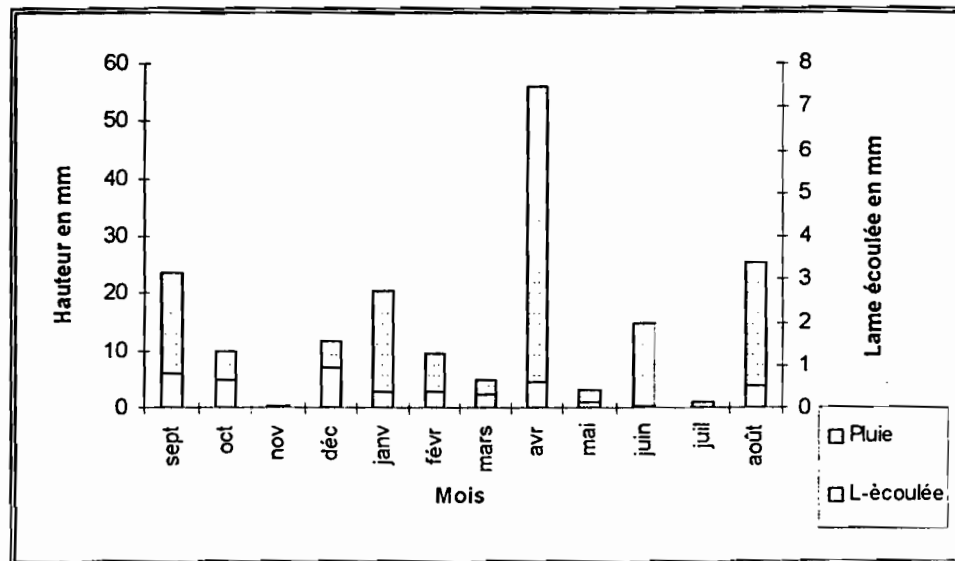


Figure II-12 : Paramètres du bilan hydrologique de l'année 96/97

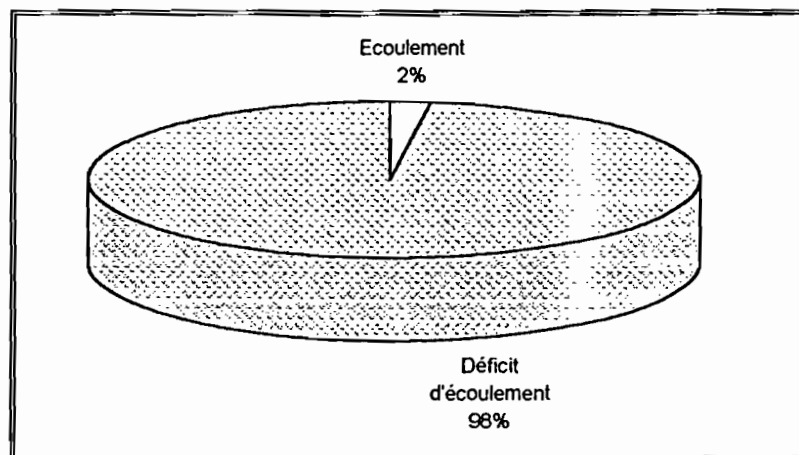


Figure II-13 : Déficit d'écoulement de l'année hydrologique 96/97

2- Bilan par événements:

A l'échelle des événements, nous sommes intéressés uniquement à la relation entre précipitations et écoulements, et nous avons déterminé pour chaque événement le coefficient d'écoulement ainsi que le coefficient de ruissellement correspondant à la crue.

Nous constatons bien que même à l'échelle des événements pluvieux, le coefficient d'écoulement reste faible, ce qui confirme l'importance du facteur infiltration dans cette région.

Nous remarquons, aussi, que c'est seulement à l'échelle de l'événement que le bilan est cohérent puisqu'il y a simultanément entre entrées (précipitations) et sorties, sans effet tampon des nappes.

Tableau II-n : Précipitation - écoulement pour les principaux événements

Date	Précipitation		Ecoulement			
	P (mm)	I max(mm/h)	L _E (mm)	K _E (%)	L _R (mm)	K _R (%)
18/06/96	12,2	43,2	0,09	0,7	0,08	0,7
17/09/96	13,5	44,4 - 32,4	0,53	3,9	0,51	3,8
02/09/97	20,6	57,6	0,30	1,5	0,27	1,3
05/09/97	19,3	27,6	0,04	0,2	0,03	0,2
06/09/97	31,1	22,8 - 28,8	0,41	1,3	0,37	1,2
17/09/97	19,1	60,0	0,48	2,5	0,43	2,3
13/10/97	12,7	42,0	0,05	0,4	0,04	0,3
23/10/97	29,2	73,2	0,23	0,8	0,21	0,7

Conclusion:

Situé dans une zone à climat semi-aride, le bassin versant de Zebbes est caractérisé par un régime pluviométrique très irrégulier.

La dominance des formations de grès et de sable ainsi que l'importance du facteur température jouent un rôle important dans le cycle hydrologique de la région. L'infiltration et l'évapotranspiration constituent les deux termes dominants, à l'exception des précipitations, dans le bilan hydrologique, ce qui explique les faibles valeurs du coefficient de ruissellement.

La comparaison entre pluies et écoulement, à l'échelle journalière, nous a permis de critiquer les données hydrométriques et de sélectionner des événements qui seront pris en considération pour le calage du modèle pluie – débit. Il est évident que de la qualité de ces données et surtout de l'estimation de la pluie moyenne que va dépendre le résultat du modèle. Jusqu'à Octobre 1997, la faible densité de pluviomètres rend cette estimation plus ou moins fiable surtout de façon à estimer les intensités. La remise en fonctionnement du pluviographe devrait améliorer fortement la détermination des lames d'eau en 5 mn.

Chapitre III :

MODELE DE TRANSFORMATION

PLUIE / DEBIT

Introduction:

La modélisation des bassins versants peut être utilisée pour la gestion de l'eau. Les modèles de simulation des débits existent en une grande variété. Ce sont des outils de prévision des crues.

Tous les modèles sont des approximations de la réalité. Ce pendant un modèle peut la reproduire de façon meilleure qu'un autre.

Les résultats du modèle dépendent du choix de ce dernier, de la qualité des données et de l'estimation des paramètres.

Ces résultats sont généralement entachés d'erreurs provenant des incertitudes de la modélisation qui se subdivisent elles mêmes en quatre types :

- incertitudes naturelles ;
- incertitudes sur les données ;
- incertitudes sur les paramètres du modèle ;
- incertitudes sur la structure du modèle.

I- Présentation des modèles PLUIE-DEBIT :

Singh (1995) classe les modèles des bassins versants selon trois critères:

i- le processus de description qui peut être global ou distribué. Global signifie que le bassin versant est traité comme une seule entité, alors que distribué signifie que le bassin versant est discrétisé, traité par maille(Figure III-1).

ii- l'échelle : dans un modèle, il y a une échelle spatiale et une échelle temporelle. Il n'y a d'échelle spatiale que dans les modèles distribués. L'échelle temporelle comprend trois types de modèles (Figure III-2) :

- les modèles événementiels ;
 - les modèles continus ;
 - les modèles à grande échelle de temps.
- iii- la technique de résolution en distinguant les solutions numériques, analogiques et analytiques.

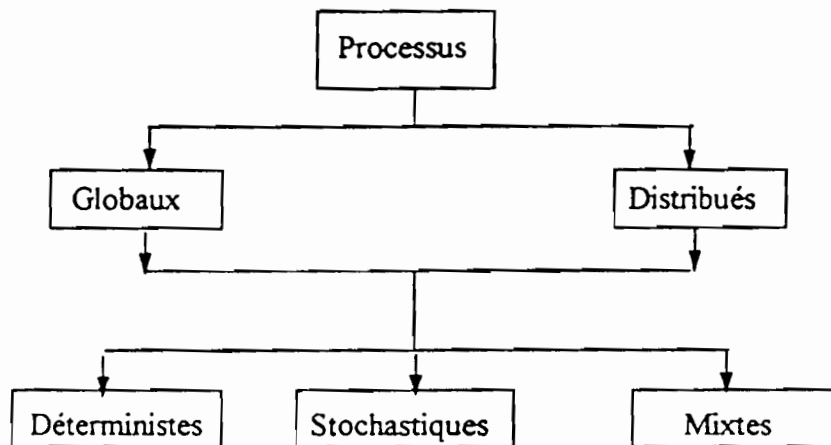


Figure III-1 : Classification des modèles basées sur la description du processus
(Singh, 1995)

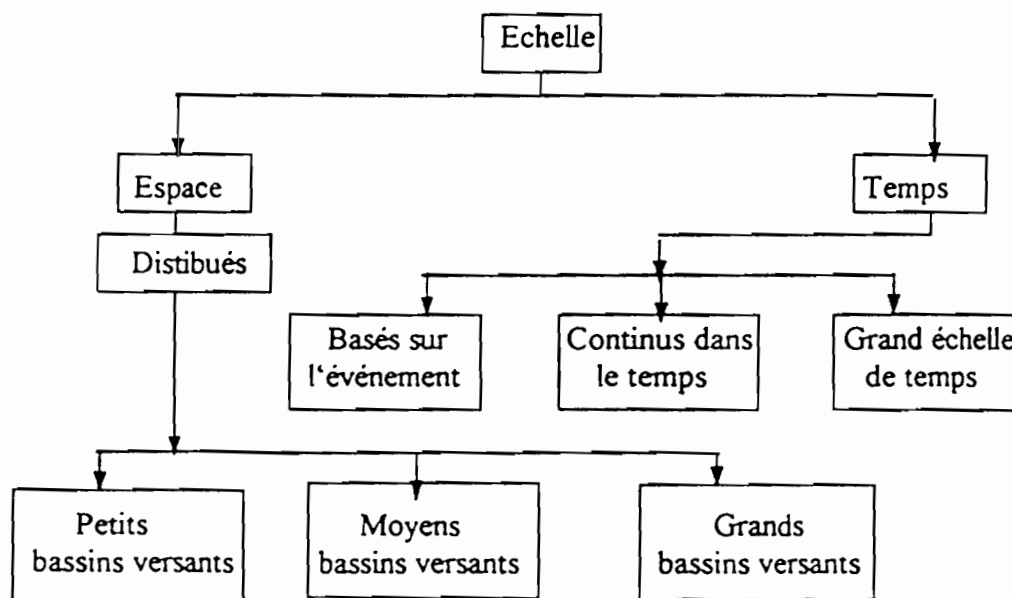


Figure III-2 : Classification des modèles basée sur les échelles de temps et d'espace
(Singh, 1995)

Les modèles conceptuels utilisent la notion des réservoirs linéaires. Dans ces modèles la pluie passe par une succession de réservoirs. La hauteur d'eau dans chaque réservoir est contrôlée par un ou plusieurs paramètres.

Dans les modèles conceptuels globaux, l'information physiologique est homogénéisée sur la totalité du bassin, ce qui a pour conséquence d'éliminer la variabilité spatiale des composantes du cycle hydrologique.

Les modèles discrétisés sont, donc, une nette amélioration par rapport à ce type de modèle. Toutefois, la construction d'un modèle discrétisé implique l'emploi d'une structure de transfert de l'eau entre les unités de discrétisation spatiale.

Ce transfert nécessite, pour chaque pas de temps de la simulation, la répétition de ce calcul entre chaque unité, ce qui se traduit par la consommation d'un temps considérable en calcul.

Une amélioration de la représentativité spatiale du modèle conduit à une élévation du nombre d'unités du modèle. De ce fait, la calibration du modèle et son utilisation pour le contrôle en continu s'avèrent très lourdes. Donc le recours aux modèles globaux demeure dans la mesure du possible, préférable.

II- Le modèle de transformation BILANH:

1- Description du modèle :

BILANH est un modèle de transformation global basé sur le concept de fonction de production qui répartit les précipitations entre l'évaporation, le stockage dans la zone non saturée du sol, le ruissellement et l'infiltration.

Elle se compose de deux réservoirs disposés en série(Figure III-3) :

II- Le modèle de transformation BILANH:

1- Description du modèle :

BILANH est un modèle de transformation global basé sur le concept de fonction de production qui répartit les précipitations entre l'évaporation, le stockage dans la zone non saturée du sol, le ruissellement et l'infiltration.

Elle se compose de deux réservoirs disposés en série (Figure III-3) :

- un réservoir sol, appelé réservoir de bilan qui réalise le bilan en eau et permet de définir l'apport efficace. Dans le cas où l'eau est disponible, les réserves en eau du sol sont reconstituées jusqu'à une valeur maximale (crb). L'évapotranspiration est prélevée sur l'écoulement total. S'il y a un déficit en eau, elle puise dans les réserves du sol jusqu'à la vider en période sèche.

- un réservoir de transfert qui répartie l'apport efficace soit sous forme d'infiltration, soit sous forme de ruissellement à l'aval: une fonction de production et une fonction de transfert qui répartie l'eau disponible à l'écoulement entre l'infiltration et le ruissellement. La répartition est assurée par le seuil d'infiltration (cib).

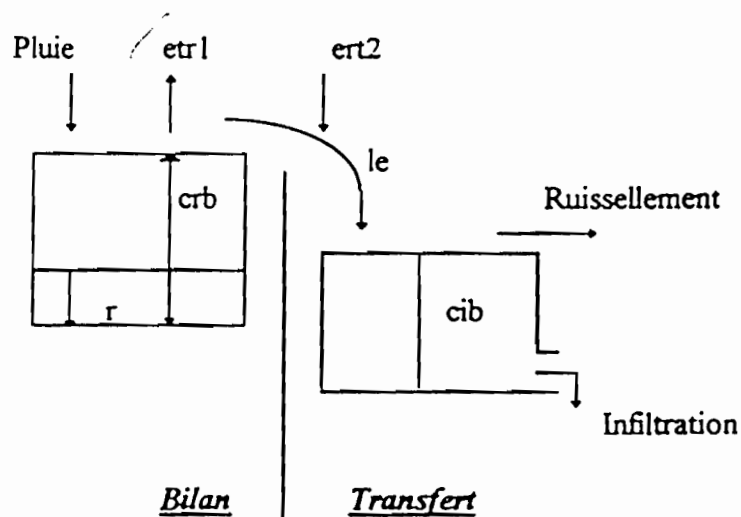


Figure III-3 : Processus de transfert dans le modèle Bilanh (M. Zammouri, 1998)

avec: etr : l'évapotranspiration potentielle réelle ($etr=etr2+etr1$)

le : lame d'eau écoulée

crb : capacité de rétention maximale du sol

r : réserves en eau stockée dans le sol

cib : la capacité d'infiltration maximale.

Les paramètres de calage sont crb caractérisant le premier réservoir, cib0, cibf et α inhérents au second réservoir : les deux premiers paramètres sont, respectivement, la valeur initiale et la valeur optimale de cib, alors que le dernier paramètre intervient dans le calcul de cib par la formule suivante :

$$\text{cib} = \text{cib0} e^{-\alpha t} \quad (1) \quad (\text{M. Zammouri, 1998})$$

avec, t étant l'intervalle de temps entre deux instants où la pluie s'annule.

2- Les fichiers d'entrée:

Ce modèle possède quatre fichiers d'entrée, qui sont les suivants :

> **Pluie.dat**: c'est le fichier dans lequel nous introduisons la pluie cumulée sur un pas de temps donné en mm, ainsi que la date et l'heure de début de chaque pas de temps.

Nous avons choisi, pour notre travail, un pas de 5 mn.

> **Etp.dat**: dans ce fichier, on fait entrer l'évapotranspiration potentielle mensuelle menée d'un coefficient de réduction que nous avons choisi de le prendre égale à 1.

> **Paramet.dat**: afin d'effectuer un balayage sur les différents paramètres, une valeur minimale, une valeur maximale et un pas de parcours sont introduits pour chaque paramètre. Nous introduisons dans ce fichier, aussi, le nombre d'année total, l'année de début de calcul ainsi que l'aire du bassin versant en m².

> **Ruiss.dat**: c'est le fichier d'entrée du ruissellement mensuel observé. Les volumes ruisselés observés ne constituent des entrées du modèle qu'en procédure de calage.

3- Les fichiers de sortie:

> **Verif.res**: Il permet la vérification des données lues. Il imprime pour chaque année l'évapotranspiration mensuelle (multipliée par coef), le ruissellement observé, la pluie journalière.

> **Bilan.res:** Il imprime le nombre d'année, l'année début, l'intervalle de balayage de crb, de cib0, de cibf et de α , et la surface du bassin versant. Pour chaque simulation (c'est à dire chaque jeu de paramètres crb, cib0, cibf et α) et pour toute les années hydrologiques simulées, il imprime :

↳ le bilan calculé à la fin des 12 mois de l'année :

en lame d'eau (en mm): la pluie, l'évapotranspiration réelle, le ruissellement, l'infiltration, les réserves d'eau stockées dans le réservoir sol, le résidu permettant de vérifier la fermeture du bilan.

en volume (en m³): la pluie, l'évapotranspiration réelle, le ruissellement calculé, l'infiltration, le ruissellement observé, l'écart relatif entre le ruissellement calculé et observé.

↳ le bilan annuel en m³.

> **Bilan2.res:** Il présente des résultats très sommaires sur le processus de calage. Pour chaque simulation, il imprime les paramètres de calage correspondants, l'année simulée, l'écart relatif mensuel et annuel entre le ruissellement observé et calculé.

> **Bilan3.res:** Il imprime pour chaque simulation les paramètres de calage et le ruissellement calculé mensuel. En exécutant le programme Inter.exe, on lit le nombre d'année et l'année début dans Paramet.dat, le ruissellement observé dans Ruiss.dat, le ruissellement observé dans Bilan3.res et on construit le fichier Bilan.xls qui imprime un tableau dont les colonnes sont constituées par les mois, le ruissellement observé et calculé mensuel correspondant aux différentes simulations. Ce tableau pourra être utilisé sous Excel pour une éventuelle représentation graphique des résultats.

> **Vruiss.dat:** Il imprime le ruissellement journalier calculé en m³ pour toutes les années hydrologiques simulées. Afin de réduire la taille de fichier, le programme n'imprime que les résultats de la dernière simulation.

> **Crue.res :** Il imprime la date (jour/mois/année heure:mn) et le volume ruisselé calculé, pour chaque événement engendrant un ruissellement ainsi que le volume ruisselé journalier.

L'organigramme de calcul du volume ruisselé par le modèle Bilanh est donné dans la figure III-4.

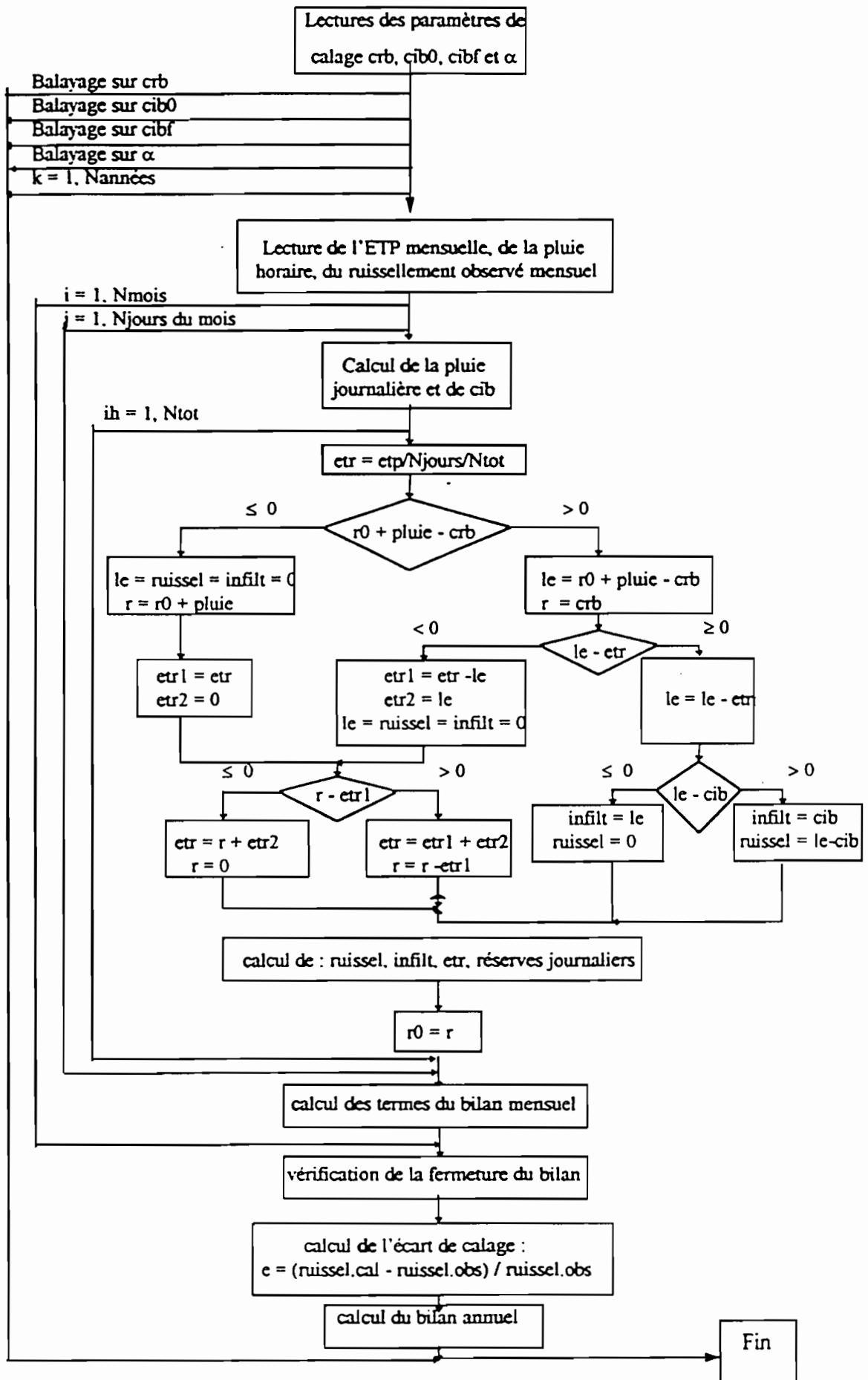


Figure III-4 : Organigramme du modèle Bilanh

4- Calage du modèle :

Pour caler les paramètres du modèle, on s'est fixé l'objectif de reconstituer les volumes ruisselés observés pour les événements sélectionnés.

Tableau III-a : Volumes écoulés et ruisselés observés par événement

Événement	Volume écoulé en m ³	Volume ruisselé en m ³
18/06/96	15640	14840
02/09/97	53620	49640
06/09/97	35010	25910
07/09/97	8912	4322
17/09/97	81480	69640
13/10/97	11350	8840
23/10/97	41330	38630

Il n'a pas été possible, en raison du nombre limité des événements, d'établir une distinction entre période de calage et période de validation. Il est donc apparu préférable d'utiliser toute l'information contenue dans l'historique observé pour l'estimation des différents paramètres.

Nous remarquons, ici, que l'événement de 17-9-96 ne figure pas dans la liste des événements que nous allons utiliser pour le calage, et cela parce que la pluie qui a été à l'origine de la crue, pour cette date, est très faible par rapport aux autres événements (figure II-9).

Afin de rechercher ces paramètres, nous avons renoncé à l'utilisation d'une procédure automatique d'optimisation. Chaque fois, nous fixons trois des paramètres et nous faisons varier automatiquement le quatrième afin de serrer son jeu, jusqu'à trouver la bonne valeur. Ainsi nous diminuons à chaque fois le nombre de paramètre.

Pour chaque paramètre, on est passé d'un balayage large à un balayage à des pas de plus en plus faibles afin de réduire l'intervalle de variation de ce paramètre. Et comme les volumes ruisselés sont de l'ordre des dizaines de milliers de m³, la variation, des paramètres identifiants les capacités des réservoirs (crb, cib0 et cibf), va jusqu'à l'ordre de un dixième de mm et même de un centième, puisque 1 mm correspond dans le bassin à 180 000 m³.

Cette procédure a abouti à des résultats, que l'on peut estimer satisfaisants. Mais avant de donner ces résultats, nous avons choisi de montrer l'influence des différents paramètres, de calage sur l'obtention des résultats trouvés.

4-1- Influence du paramètre crb :

C'est le premier paramètre qui intervient dans le calcul du volume ruisselé par le modèle puisqu'il définit la capacité de rétention du premier réservoir.

Pour qu'il y ait passage d'eau au deuxième réservoir, il faut que la lame précipitée dépasse la valeur de ce paramètre. Donc il ne faut pas que ce paramètre soit supérieur à la hauteur de la lame précipitée pour les événements choisis, mais qu'il soit assez élevé afin qu'il n'y ait pas de ruissellement pour toutes les averses.

Dans le tableau III-b, on a mis les résultats de la variation de ce paramètre pour : $cib_0 = 1,91$, $cib_f = 4,6$ et $\alpha = 0,004$ et à partir de ce tableau on a tracé les graphiques de la figure III-5.

Tableau III-b : Volume ruisselé calculé pour différentes valeurs de crb en m³

crb	6	7	8	9	10	11	V-observé
18/06/96	13625	13625	13625	13625	0	0	14840
02/09/97	807289	807289	714073	534073	354073	174073	49640
06/09/97	15289	15289	15289	15289	15289	15289	25910
07/09/97	16379	16379	16379	16379	16379	16379	4322
17/09/97	1371906	1371906	1371906	1371906	1371906	1371906	69640
13/10/97	191622	191622	14198	0	0	0	8840
23/10/97	1355098	1261143	1081143	901142	721142	541142	38630

Sur ces graphiques on remarque que :

- pour le 6, le 7 et le 17/9, la variation du crb n'a pas d'influence sur le volume calculé par le modèle, et cela parce que la lame précipitée dépasse 11 mm avant d'atteindre l'intensité maximale qui engendre le ruissellement. Donc, c'est la variation de la capacité du second réservoir qui va faire varier le volume calculé.

- pour le 2/9 et le 23/10, l'augmentation de ce paramètre fait diminuer le volume calculé mais pas assez pour le 23/10. Et là aussi, c'est la capacité du second réservoir qui va intervenir pour caler le volume ruisselé.

- pour le 18/6 et le 13/10, le volume calculé s'annule à partir d'une valeur optimale égale à 10 pour le premier et à 9 pour le deuxième.

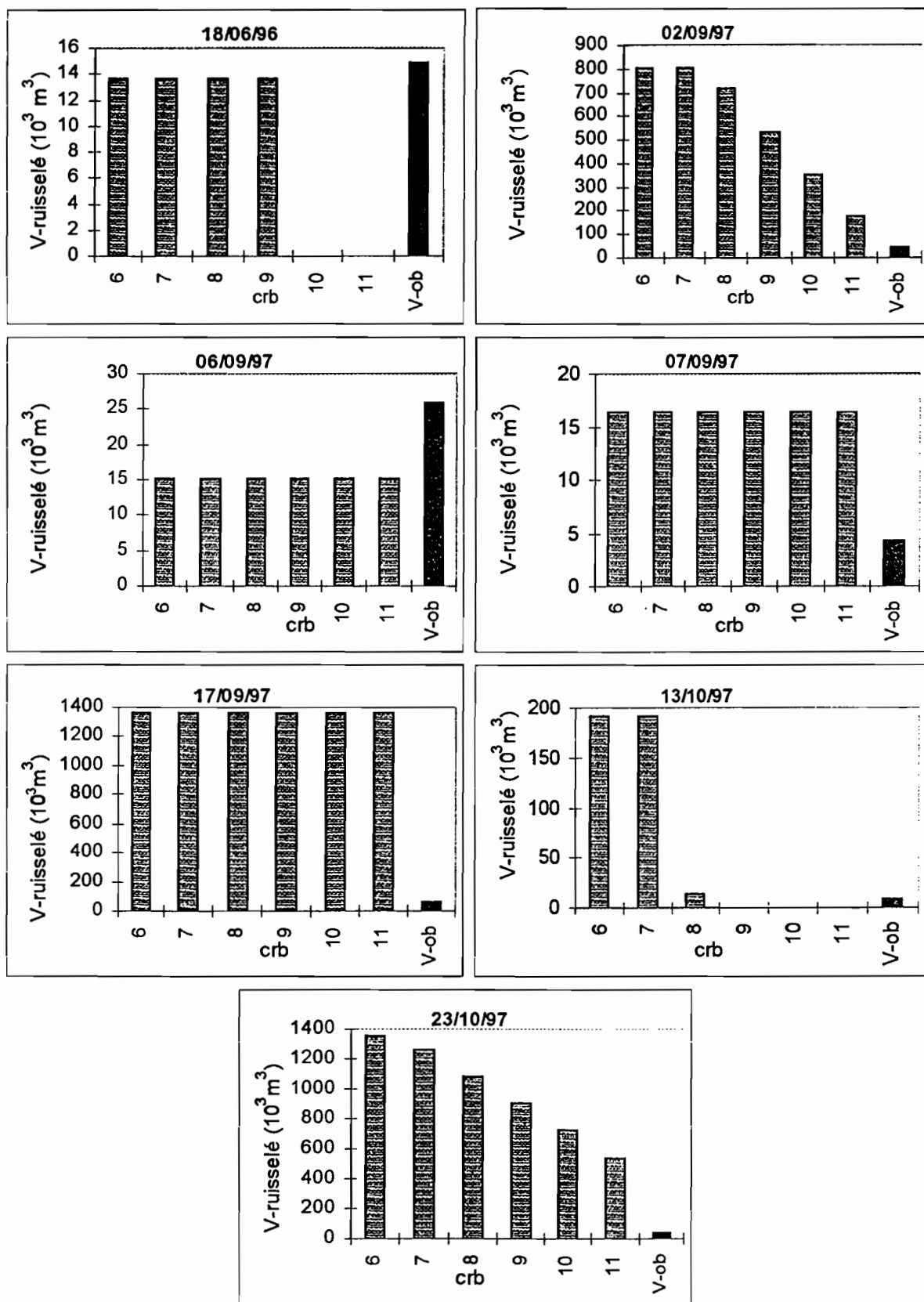


Figure III-5 : Variation du volume ruisselé calculé en fonction du paramètre crb

A partir des résultats obtenus pour le 13/10, on peut déjà dire que le crb varie entre 8 et 9, d'où le choix après de la valeur 8,7 pour ce paramètre.

4-2- Influence du paramètre cib_0 :

Ce paramètre intervient aussi dans le calcul de la capacité d'infiltration. Sa valeur ne doit pas dépasser la hauteur maximale de pluie tombée en 5 mn pour chacun de ces événements, donc il doit être inférieur à 2. Mais on s'est rendu compte que, pour un valeur de cib_0 inférieur à 2, on obtient des volumes ruisselés très importants pour les événements de 2/9/97, 17/9/97 et 23/10/97, c'est à dire pour les événements où la pluie pour ce pas de temps dépasse 3,5 mm, donc déjà 1,3 mm de plus ce qui correspond à un volume ruisselé de 234.000 m^3 . Et si on essaye d'augmenter la valeur de cib_0 au-delà de 2 on perd complètement l'information sur les autres événements.

Ainsi, on a distingué deux classes d'événements selon la hauteur de pluie maximale en 5 mn, c'est à dire l'intensité de l'averse. Pour la première classe qui regroupe les événements suivants : 18/6/96, 6 et 7/9/97 et 13/10/97, où les intensités sont moins importantes, on a choisi de faire varier le cib_0 aux environs de la valeur 1,8, alors que pour l'autre classe ce paramètre devait être plus grand, soit supérieur à 4.

Dans le tableau III-c ainsi que la figure III-6, donne le volume calculé par le modèle pour les valeurs suivantes:

$$crb = 8,7$$

$$cibf = 5,6$$

$$\alpha = 0,004$$

Tableau III-c : Volume ruisselé calculé pour différentes valeurs de cib_0 en m^3

cib_0	1,2	1,4	1,6	1,8	2	3,8	4	4,2	4,4	4,6	V-observé
18/06/96	178910	115080	75294	35507	0	0	0	0	0	0	14840
02/09/97	862220	784995	707771	630546	553322	150878	112652	70426	36200	0	49640
06/09/97	475941	262208	139090	57763	0	0	0	0	0	0	25910
07/09/97	478852	329702	180552	57603	0	0	0	0	0	0	4322
17/09/97	1909343	1757952	1606561	1455171	1303780	245073	170135	95196	20258	0	69640
13/10/97	149901	111675	73449	35223	0	0	0	0	0	0	8840
23/10/97	1346567	1230313	1114060	997805	920732	232524	156056	79589	3121	0	38630

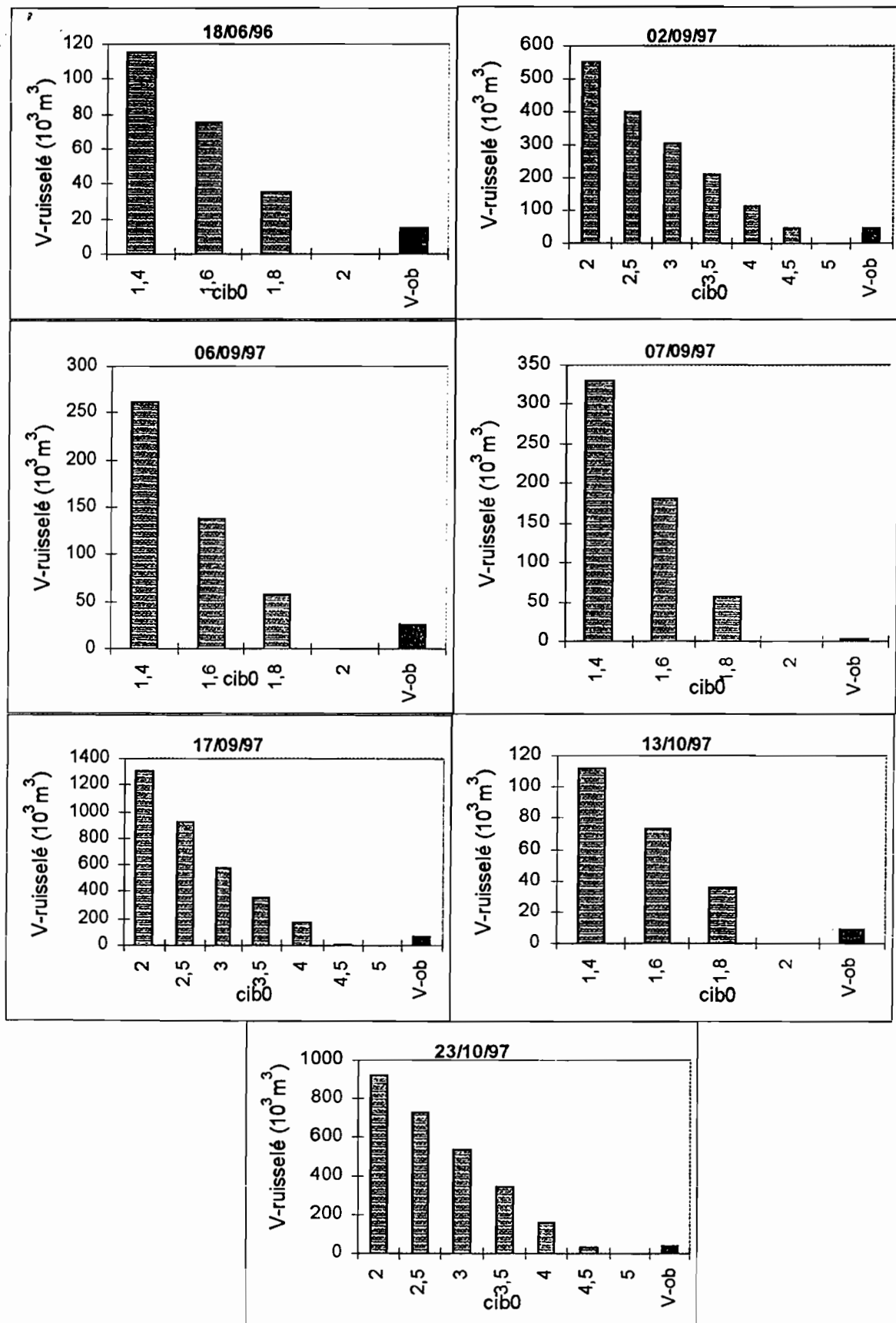


Figure III-6 : Variation du volume ruisselé calculé en fonction du paramètre cib0

On voit bien sur le tableau III-c, ainsi que sur les graphiques de la figure III-6, qu'il est impossible d'approcher les valeurs observées pour tous les événements. Mais il est clair qu'il existe deux classes d'événement qui se différencient par leurs capacités d'absorption cib, puisque le volume calculé devient nul, pour les événements de 18/6/96, 6 et 7/9/97 et 13/10/97 à partir d'une valeur de cib_0 égale à 2, alors que ce volume reste encore très grand pour les trois autres.

Les deux classes d'événement peuvent être définies par :

- classe 1 : $cib_0 < 2$ mm
- classe 2 : $cib_0 > 4$ mm.

En réalité, ces deux classes se distinguent par leurs intensités maximales qui ont engendré le ruissellement : la première classe est caractérisée par une intensité inférieure à 45 mm/h alors que pour la deuxième, cette intensité dépasse 55 mm/h. (Voir tableau II-i)

4-3- Influence du paramètre cib_f :

Ce paramètre n'intervient que si la valeur de cib , calculé par la formule (1), dépasse celle attribuée à ce paramètre. Donc le cib_f doit limiter l'augmentation de la valeur de cib calculé, pour cela on a choisi une valeur inférieure et aussi proche du maximum de pluie tombée en 5 mn et on a pris $cib_f = 4,6$.

4-4- Influence du paramètre α :

Ce paramètre intervient dans le calcul de la capacité d'infiltration par la formule : $cib = cib_0 e^{-\alpha t}$. Donc sa croissance fait augmenter la valeur de cib , mais cette augmentation dépend de la valeur de cib_0 et elle est d'autant plus importante que cib_0 est grand.

4-5- Résultats du calage :

Après avoir essayé différentes de paramètres, on a abouti aux résultats suivantes :

- $crb = 8,7$ mm
- $cib_f = 4,6$ mm
- $\alpha = 0,004$ mn⁻¹

Et pour le quatrième paramètre cib_0 qui définit les deux classes d'événement, on a :

- $cib_0 = 1,91$ mm pour la première classe ;
- $cib_0 = 4,35$ mm pour la deuxième.

Les volumes calculés par le modèle, pour ces paramètres, sont données dans le tableau III-d et ils sont ensuite présentés sur la figure III-7

Tableau III-d : Volume observé et calculé pour les paramètres choisis

Evénement	Volume ruisselé observé en m ³	Volume calculé en m ³
18/06/96	14840	13626
02/09/97	49640	49175
06/09/97	25910	15290
07/09/97	4322	5047
17/09/97	69640	38993
13/10/97	8840	14199
23/10/97	38630	42453

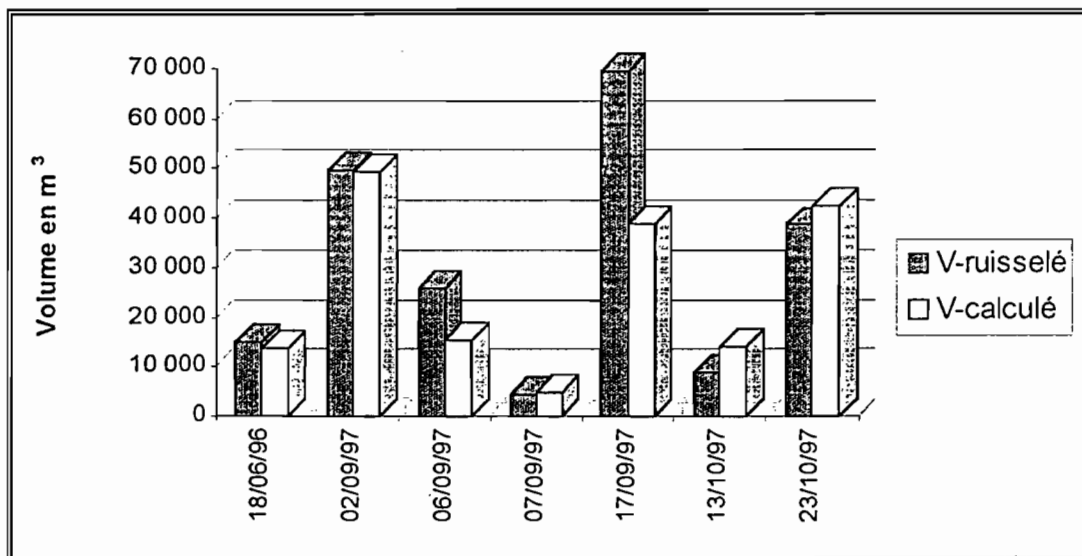


Figure III-7 : Comparaison entre volumes observés et calculés pour les paramètres choisis

On voit bien sur le graphique de la figure III-7 que les volumes calculés sont proches de la réalité. Mais comme la pluie a été estimée avec une incertitude plus ou moins importante, que ce soit sur la hauteur totale de la lame précipitée, qui a été déterminée par la méthode de Thiessen avec un coefficient de 68% pour le pluviomètre d'El Ala (Avril 96-Octobre 97), ou bien sur sa répartition dans le temps estimée à l'aide de deux pluviographes situés à l'extérieur du bassin, nous n'avons pas pu trouver des résultats meilleurs.

Et comme le modèle ne donne que des volumes en pas de temps de calcul, qui est pour nous égale à 5 mn, il nous reste à reconstruire l'hydrogramme observé pour pouvoir comparer non seulement les apports, mais aussi la forme que présente cet écoulement à l'exutoire du bassin, l'hydrogramme. Pour cela nous allons utiliser la méthode de Nash.

5- Théorie et limites de l'hydrogramme unitaire:

5-1- Théorie de l'hydrogramme unitaire:

Elaborée par L. K. Sherman dès 1932 aux U.S.A., la théorie de l'hydrogramme unitaire a fait l'objet de nombreux développements et applications dans les années suivantes de la part d'autres hydrologues américains. (P. Dubreuil, 1974)

Sous réserve de vérification des conditions d'homogénéité du bassin versant et du régime des précipitations, la théorie de l'hydrogramme unitaire découle de l'observation suivante:

Une averse homogène couvrant la totalité de bassin et d'intensité constante I engendre un hydrogramme de forme et d'intensités (ou débits) caractéristiques quand la durée de cette averse est suffisamment faible.

Cette averse est appelée averse unitaire et l'hydrogramme engendré est l'hydrogramme unitaire.

Deux corollaires découlent des hypothèses d'additivité et de linéarité appliquées à l'hydrogramme unitaire ainsi conçu:

a) une averse unitaire d'intensité double $2I$ engendre un hydrogramme unitaire de même forme et dont les débits sont doubles, par homothétie ou affinité,

b) une averse d'intensité I de durée double de l'averse unitaire engendre une crue non unitaire formée par la composition de deux hydrogrammes unitaires décalés entre eux de la durée de l'averse unitaire. (P. Dubreuil, 1974)

La figure III-8 résume en trois schémas la théorie de l'hydrogramme unitaire.

L'hydrogramme unitaire ayant une forme fixe pour un bassin donné, cela veut dire que son temps de montée, comme celui du ruissellement, est constant et égal à une valeur limite inférieure; cela veut dire également que si l'hydrogramme est divisé en n tranches de durée d , le pourcentage du volume ruisselé total dû à chaque tranche est une constante caractéristique du bassin. (P. Dubreuil, 1974)

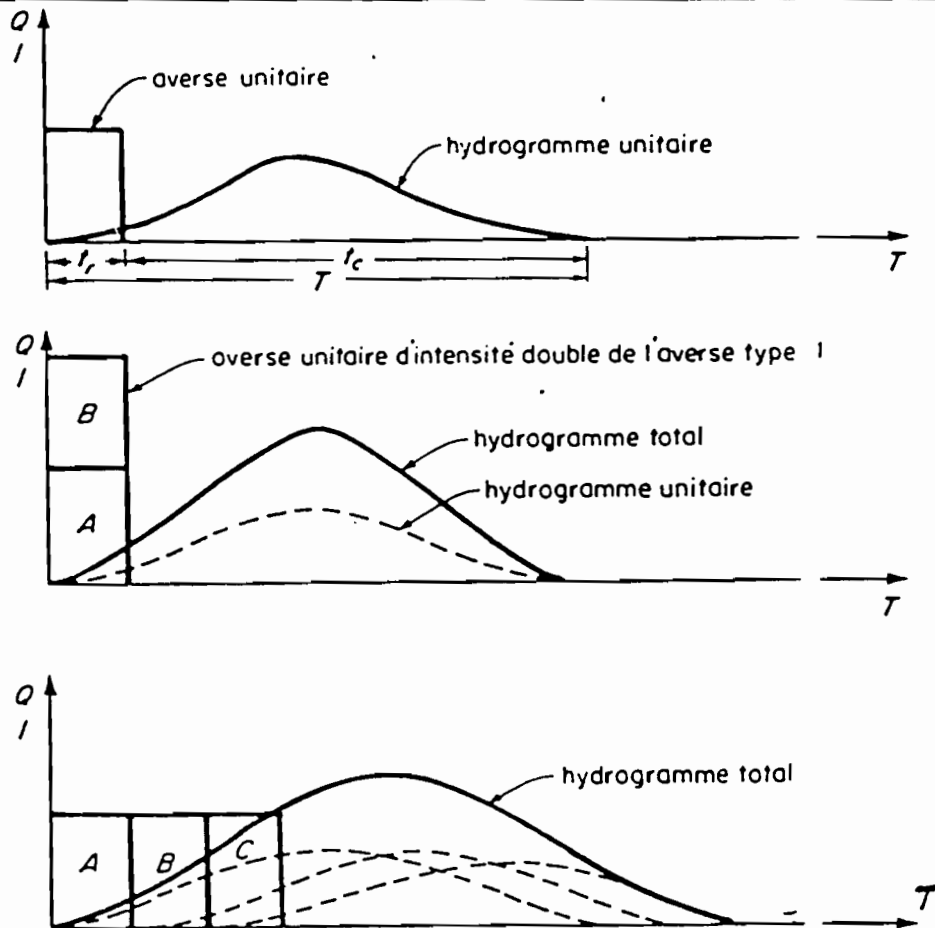


Figure III-8 : Schéma théorique de l'hydrogramme unitaire (P. Dubreuil, 1974)

5-2- Limites d'application:

Il n'y a hydrogramme unitaire que s'il y a ruissellement généralisé sur l'ensemble du bassin, ce qui implique trois contraintes:

- les précipitations doivent être intenses, du type orage d'été des pays tempérés ou de types tomade ou grain des zones intertropicales,

- la superficie du bassin ne doit pas dépasser celle couverte normalement par une précipitation intense et homogène,

- le bassin versant doit être de constitution physique homogène quant à sa susceptibilité au ruissellement c'est à dire qu'à une sollicitation d'intensité donnée, il répond dans sa totalité par du ruissellement. (P. Dubreuil, 1974)

6- Méthode de Nash:

Cet auteur considère que tout bassin versant superficiel peut être comparé à une succession de n réservoirs ayant chacun une capacité d'emmagasinement R . Tous ces réservoirs se déversent les uns dans les autres, le drainage de l'un alimentant le suivant (Figure III-9).

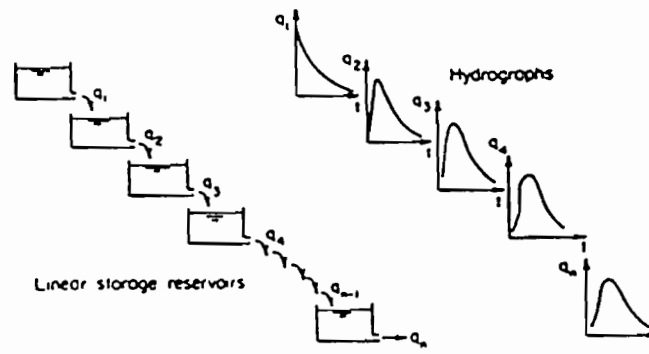


Figure III-9 : Transfert dans une série de réservoirs linéaires

Si le premier réservoir est soumis à une recharge brusque d'amplitude r , son débit passe instantanément de 0 à $Q_0 = r/k$, puis diminuera selon une loi de décharge exponentielle :

$$Q_1 = Q_0 \cdot e^{-t/k} = r/k \cdot e^{-t/k} \quad (1)$$

Q_1 devient l'entrée du second réservoir, lequel aura un débit:

$$Q_2 = 1/k \cdot e^{-t/k} \int_0^t Q_1 dt = 1/k \cdot e^{-t/k} \int_0^t r/k \cdot e^{-t/k} dt = r/k^2 \cdot e^{-t/k} \cdot t$$

Le débit à la sortie du $n^{\text{ième}}$ réservoir sera exprimé par la relation générale

$$Q_n = r/k(n-1)! \cdot e^{-t/k} (t/k)^{n-1} \quad (2)$$

Si n n'est pas un entier, on remplace la factorielle par la fonction gamma équivalente pour obtenir l'expression générale de l'hydrogramme unitaire instantané à l'exutoire du bassin versant. Pour une charge unitaire :

$$Q_t = 1/k \Gamma(n) \cdot e^{-t/k} (t/k)^{n-1} \quad (3)$$

n est le nombre de réservoirs linéaires équivalents ;

k est le coefficient de tarissement de chacun des réservoirs. (M. Besbes, 1978)

7- Reconstitution des crues à l'aide de l'hydrogramme unitaire :

7-1- Le programme HYDRO :

Pour reconstruire les différents hydrogrammes observés à la station de Zebbes, on a utilisé le programme HYDRO, réalisé par M. Zammouri, est qui permet de transformer le volume de crue considéré comme impulsion en un hydrogramme en utilisant la méthode de Nash.

Ce programme possède un seul fichier d'entrée et deux fichiers de sortie.

Dans le fichier d'entrée, Hydro.dat, il faut lire :

```
it_max
n_min n_max pas1 k_min k_max pas2
```

avec : it_{max} : le temps de base maximal que peut prendre l'hydrogramme ;

n : le nombre de réservoirs ;

k : un paramètre d'échelle, dimension [T].

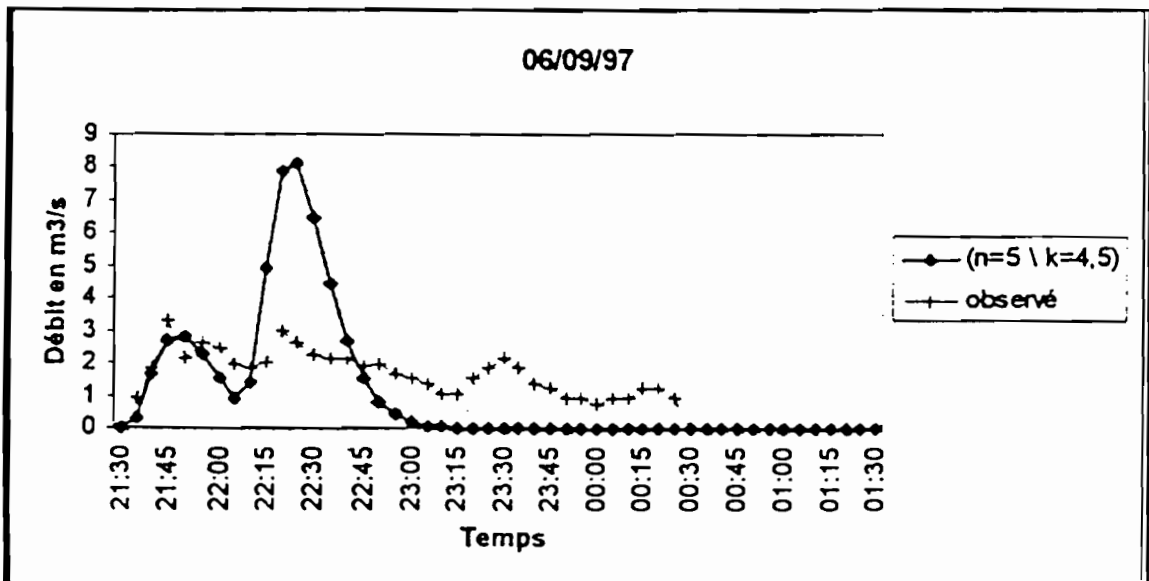
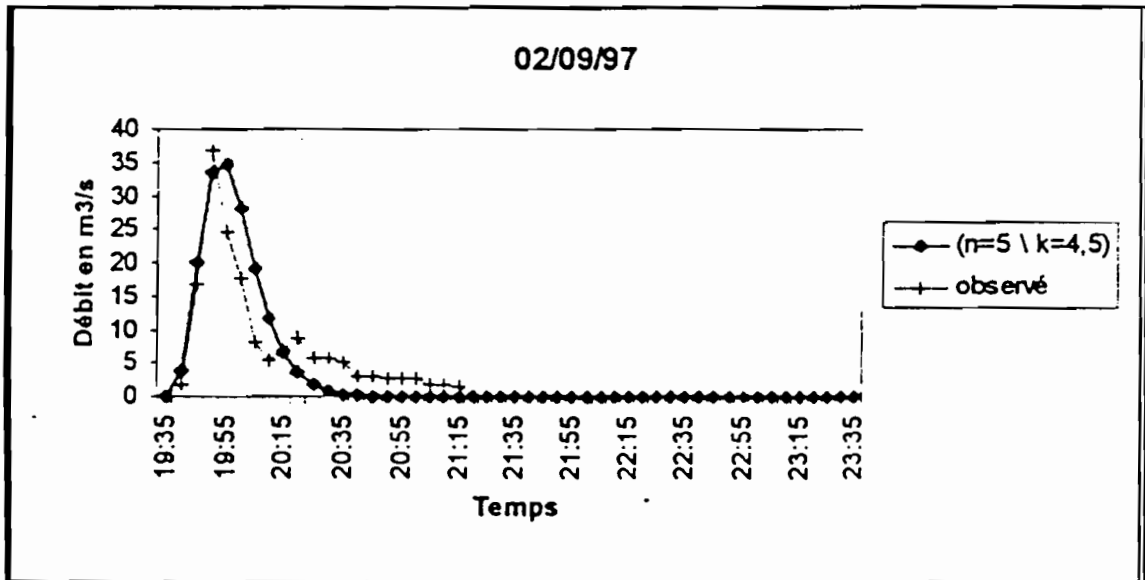
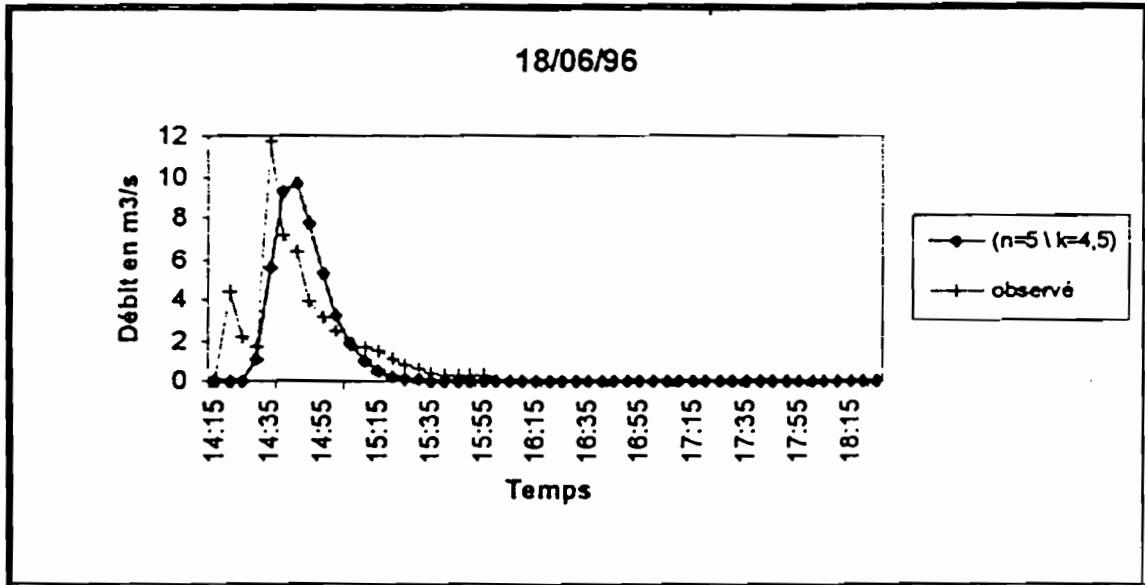
n et k sont les paramètres à caler.

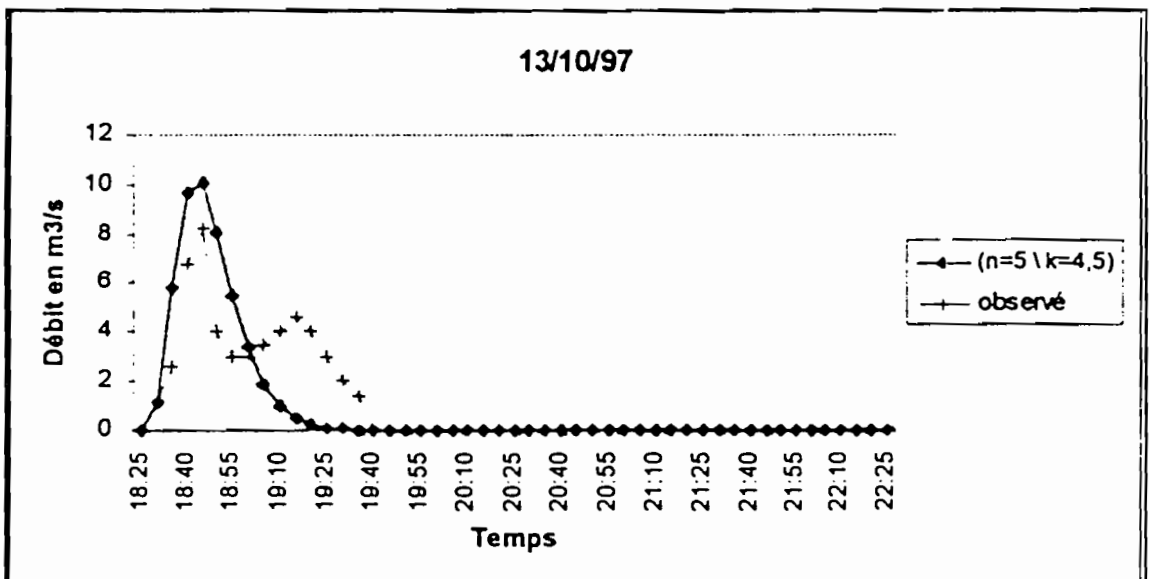
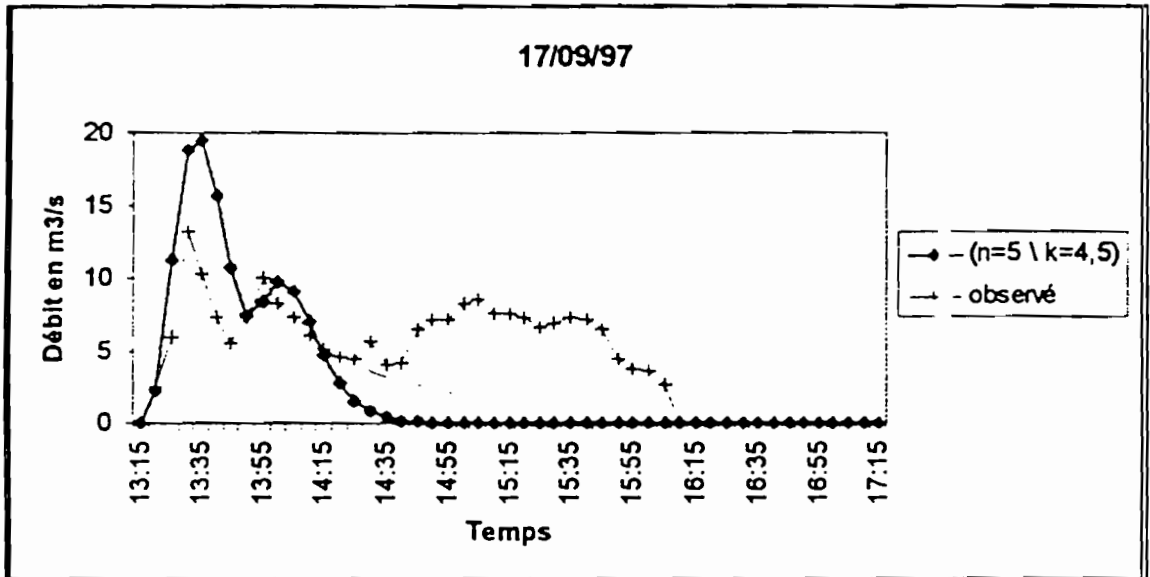
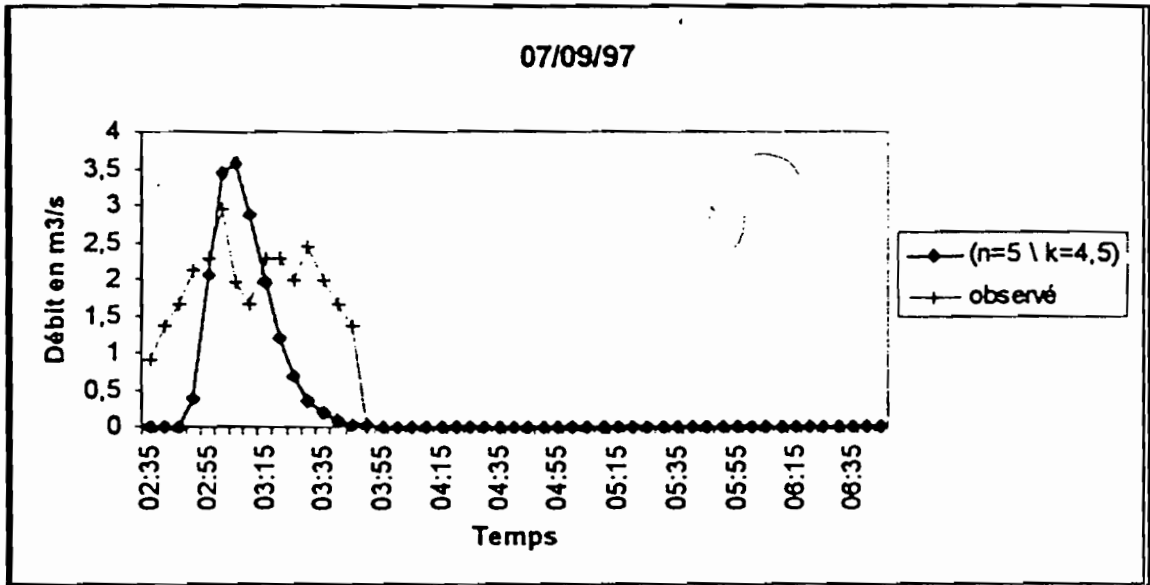
Le premier fichier de sortie Verif.res, il permet la vérification des entrées du programme, alors que le deuxième, Hydro.res, il affiche les débits calculés par la méthode de Nash.

7-2- Reconstitution des hydrogrammes :

Les résultats de ce programme vont dépendre essentiellement des volumes calculés par le modèle de transformation Bilanh ainsi que des conditions d'application de la théorie de l'hydrogramme unitaire.

Dans la suite, nous allons présenter le résultat final de ce travail. L'influence de chacun des paramètres est illustrée, pour tous les événements, dans l'annexe3.





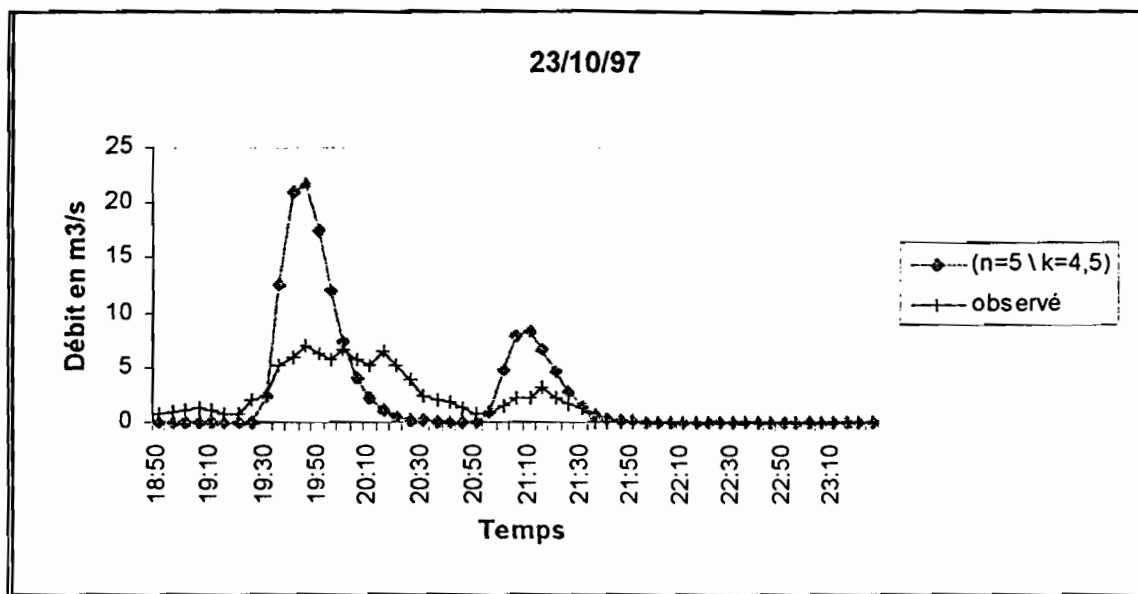


Figure III-10 : Reconstitution des hydrogrammes observés par le programme Hydro

Nous avons vu que le modèle de transformation pluie-débit Bilanh a donné des résultats satisfaisants, alors que là, le programme de reconstitution des crues HYDRO ne donne pas des bons résultats, et cela est dû au fait que les conditions d'application de la théorie de l'hydrogramme unitaire ne sont pas respectées.

En effet, d'une part notre bassin versant n'est pas homogène et sa réponse n'est pas la même sur sa totalité, d'autre part les précipitations ne sont pas réparties d'une façon homogène sur le bassin pour la majorité des événements (tableau II-h).

Nous avons constaté que ce programme marche mieux pour les hydrogrammes simples comme le 18/06/96 et le 2/09/97, mais lorsque l'hydrogramme observé devient plus étalé, il serait difficile de le reconstruire, comme il était le cas pour le 6 et 7 septembre et le 23 octobre 1997. La seule différence entre les deux hydrogrammes, observé et calculé, pour l'événement de 2/09/97, est due à l'existence d'un écoulement retardé que le modèle de transformation ne tient pas compte.

Dans le cas de 17/09/97, nous constatons qu'une grande partie de la crue n'a pas été reconstituée, mais là, c'est un problème de détermination de la forme de l'averse comme il est le cas aussi pour le 6/09 et le 13/10/97.

Nous remarquons aussi que, lors de construction de ces hydrogrammes, nous avons essayé d'amener les pointes des hydrogrammes observés au même abscisses que celles des

hydrogrammes calculés, parce que nous avons voulu comparer surtout les débits maximaux et la forme de l'hydrogramme sans tenir compte du temps de réponse, qui est difficile à l'estimer avec deux pluviographes différents qui sont à l'extérieur du bassin.

Conclusion

Le modèle Bilanh, développé par M. Zammouri (1998), est un modèle de transformation global, à deux réservoirs : un réservoir sol et un réservoir de transfert. Il possède quatre paramètres de calage qui sont le crb , caractérisant le premier réservoir, $cib0$, $cibf$ et α inhérent au second réservoir.

La procédure de calage, nous a mené aux résultats suivants :

$$crb = 8,7 \text{ mm}$$

$$cibf = 4,6 \text{ mm}$$

$$\alpha = 0,004 \text{ mn}^{-1}$$

En ce qui concerne le quatrième paramètre, il n'était pas possible de trouver une seule valeur convient pour tous les événements, mais nous avons pu différencier deux classes d'événement selon la valeur de ce paramètre :

Classe 1 : $cib0 < 2 \text{ mm}$

→

< 2,5 mm

Classe 2 : $cib0 > 4 \text{ mm}$

> 4,5 mm

Et nous avons choisi comme valeurs, pour ces événements, $cib0 = 1,91 \text{ mm}$ pour la classe 1 et $cib0 = 4,35$ pour la classe 2.

Ce modèle ne tient pas compte ni de l'écoulement de base, ni du ruissellement retardé, pour cela les volumes observés sont toujours supérieurs à ceux calculés par le modèle.

Mais malgré ça, nous avons pu rapprocher les hydrogrammes enregistrés à la station de Zebbes, et nous avons, ainsi, déterminé les deux paramètres de Nash caractérisant ce bassin qui sont : $n = 5$ et $k = 4,5 \text{ mn}^{-1}$.

CONCLUSION GENERALE

Dans ce projet, nous avons fait une étude hydrologique du bassin versant de l'oued Zebbes, suivi de l'application d'un modèle de transformation pluie - débit.

Ce bassin, de superficie égale à 180 km² et qui fait partie du grand bassin du Merguellil, est caractérisé par un relief modéré et un sol perméable constitué généralement par du sable. Le réseau hydrographique est de forme d'arbre nettement plus développé sur la rive gauche que sur la rive droite.

Après avoir déterminé les caractéristiques de ce bassin, nous avons passé à l'étude des différents termes du bilan hydrologique. Cette étude nous a permis de dégager l'importance de l'infiltration et de l'évapotranspiration dans le cycle hydrologique de ce bassin. Et comme les données n'étaient pas vraiment fiables de point de vue qualité que de quantité, nous avons procédé à une sélection des événements qui étaient utilisés comme moyen de calage du modèle pluie - débit.

Le modèle qui a été utilisé, est un modèle de transformation globale, développé par M. Zammouri en 1998. Le calage de ce modèle nous a permis de définir deux classes d'événements selon leurs intensités.

Et comme ce modèle ne donne que des volumes calculés sur un pas de temps de calcul défini, nous avons procédé à la reconstitution des hydrogrammes observés par un programme basé sur la méthode de Nash.

Ce travail nous a permis de déterminer deux nouvelles caractéristiques de ce bassin qui sont les paramètres de Nash : $n = 5$ et $k = 4,5$.

Le modèle Bilan h a donné des résultats acceptables, mais il est préférable dans l'avenir de valider les résultats trouvés sur d'autres événements, en améliorant surtout les données pluviométriques.

Pour cela, il est nécessaire, non seulement d'augmenter le nombre des stations de mesure, mais aussi de bien étudier la répartition de ces stations dans le bassin afin d'avoir des renseignements sur la pluie sur la totalité du bassin.

Lors de cette étude, nous avons constaté l'importance de l'infiltration dans cette zone et surtout au centre et en haut du bassin où il y a des formations de sable et de galets. Donc il est fort probable qu'il existe des points d'alimentation des nappes souterraines. Mais cela ne peut être assuré que par l'affirmation de l'existence réelle des nappes et par un suivi du niveau piézométrique en certains points du bassin, s'il est possible.

En fin, ce projet de fin d'études m'a permis, non seulement de bien assimiler ce que j'ai déjà étudié à l'ENIT, mais aussi de mieux connaître certains outils informatiques tels que Excel, Hydrom, Pluviom et la programmation sur Fortran, et surtout d'acquérir une certaine expérience en modélisation hydrologique qui peut me servir plus tard dans ma vie professionnelle.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ☐ Bargaoui Z. , 1991: Hydrologie générale.
Cours polycopié, ENIT.
- ☐ Ben Rejeb S. et Aoun N. , 1987: Relation Pluie-Débit sur le bassin de Joumine.
PFE d'ingénieurs, ENIT.
- ☐ Besbes M. , 1978: L'estimation des apports aux nappes souterraines - Un modèle régional d'infiltration efficace.
Thèse de Doctorat d'état - Univ. Paris.
- ☐ Bouzaine S. et Laffourgue A. , 1986: Monographie Oueds Zeroud et Merguellil.
DGRE - ORSTOM.
- ☐ Cherif R. , 1997: Evaluation de l'incertitude sur les paramètres d'un modèle Pluie-Débit.
DEA, ENIT.
- ☐ Direction CES, 1986 : Aménagements antiérosifs du bassin versant de l'oued Merguellil.
- ☐ Donald M.Gray , 1970: Handbook of the principes of hydrology.
Ed: Water Information Center, Canada.
- ☐ Dubreuil P. , 1974: Initiation à l'analyse hydrologique.
Ed: Masson, Paris.
- ☐ Gribaa L. , 1997: Actualisation du modèle de la nappe de Bou Hafna.
PFE d'ingénieurs, ENIT.
- ☐ Kingumbi A. , 1996: Caractérisation morphologique du bassin versant de Merguellil -
Application à la simulation des écoulements de surface et à l'érosion.
PFE d'ingénieurs, ESIER-ORSTOM.
- ☐ Llamas J. , 1985: Hydrologie générale: principes et applications.
Ed: Gaëtan morin éditeur, Canada.
- ☐ MEAT - ANPE , 1994: Etude pour la sauvegarde du Parc National de l'Ichkeul -
Partie:Modélisation.
- ☐ Rabhi J. , 1997: Etude hydrologique et aménagements du haut bassin versant du Merguellil.
PFE d'ingénieurs, INAT-ORSTOM.

- ☞ Rémériéras G. , 1965: L'hydrologie de l'ingénieur.
Ed: Eyrolles, Paris.
- ☞ Riou G. et Chartier R. , 1985: Evaporation en zone semi-aride de deux couverts végétaux
(Gazon, blé) obtenue par plusieurs méthodes - Evaluation de l'ETP.
Mission ORSTOM, Tunis
- ☞ Roche M. , 1963: Hydrologie de surface.
Ed: Gauthier-Villars, Paris.
- ☞ Zammouri M. , 1998: Notice d'utilisation de Bilanh.
Communication Personnelle.

Références des cartes topographiques utilisées

- Carte d'Etat Major de la Tunisie, 1:50 000: feuille de Haffouz (NI-32-XXII-4a).
Edition I, 1993. Office de la Topographie et de la Cartographie (OTC).
- Carte d'Etat Major de la Tunisie, 1:50 000: feuille de Ghabit Kisra (NI-32-XXII-3b).
Edition I, 1993. Office de la Topographie et de la Cartographie (OTC).

Références des cartes géologiques utilisées

- Carte Géologique de la Tunisie, 1:50 000: feuille Haffouz. Edition 1993.
- Carte Géologique de la Tunisie, 1:50 000: feuille Jebel Trozza. Edition 1992.