

REPUBLIQUE TUNISIENNE

INSTITUT NATIONAL AGRONOMIQUE  
DE TUNIS

LABORATOIRE DE GENIE RURAL

**ETUDE DU BILAN HYDROLOGIQUE  
D'UN MICROBASSIN REPRESENTATIF DES  
PIEDMENTS DU DJEBEL SEMMAMA DANS LE  
BASSIN DE L'OUED ZEROUD**

---

Mustapha SAADAoui

---

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

---

Mission en Tunisie



AOUT 1978

OFFICE DE LA RECHERCHE  
SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE

OUTRE MER

MISSION EN TUNISIE

INSTITUT NATIONAL AGRONOMIQUE  
DE TUNISIE

LABORATOIRE DE GENIE RURAL

MEMOIRE  
DE FIN D'ETUDE  
DE L'O.R.S.T.O.M

Présenté par :            SAADAoui   MUSTAPHA

SUJET DU MEMOIRE :

Etude du bilan hydrologique d'un microbassin représentatif  
des piedmonts du Djebel SEMMAMA dans le bassin  
de l'Oued ZEROUD .—

Juillet 1978

AVANT-PROPOS

<b>1.</b>	<b><u>INTRODUCTION</u></b>	<b>1</b>
<b>2.</b>	<b><u>LE CADRE REGIONAL</u></b>	<b>3</b>
2.1.	LOCALISATION	4
2.2.	LE CLIMAT	4
2.2.1.	<b>Les caractères généraux</b>	4
2.2.2.	<b>Etude de la pluviosité</b>	4
2.2.2.1.	- Les données : Obtention, critique et homogénéisation	6
2.2.2.2.	- Etude statistique des hauteurs de pluie	8
2.2.2.2.1.	Etude statistique des pluies annuelles	8
2.2.2.2.2.	Etude statistique des pluies journalières	12
2.2.2.2.3.	Etude statistique des maximums annuels	15
2.2.2.2.4.	Quantité et répartition des jours de pluie	18
2.2.2.3.	- Répartition spatiale des précipitations	19
2.2.2.4.	- Répartition chronologique des précipitations	21
2.2.2.4.1.	Variabilité des précipitations	21
2.2.2.4.2.	Contribution des pluies saisonnières à l'apport pluviométrique annuel moyen	22
2.2.3.	<b>Autres variables climatiques</b>	25
2.2.3.1.	- Les températures	25
2.2.3.2.	- Evaporation - Evapotranspiration	25
2.2.3.3.	- Vent, Sirocco, gelée, grêle	25
2.2.3.4.	- Synthèse climatique	26
2.2.4.	<b>Géologie - Géomorphologie - Les sols</b>	27
2.2.5.	<b>Hydrographie - Hydrologie - Hydrogéologie</b>	30
2.2.6.	<b>La végétation</b>	31
2.2.7.	<b>Mode d'utilisation du sol</b>	32

	PAGES
3. <u>ETUDE DU MICRO-BASSIN</u>	33
3.1. LE MILIEU	34
3.1.1. <u>Morphologie</u>	34
3.1.1.1. - Forme et relief	34
3.1.1.2. - Classes de relief	35
3.1.1.3. - Hypsométrie	36
3.1.2. <u>Les sols</u>	38
3.1.2.1. - Caractéristiques physiques et hydriques	39
3.1.2.1.1. Mesure de la porosité	39
A. - Principe	39
B. - Méthodes de mesures	40
3.1.3. <u>La végétation</u>	43
3.2. DISPOSITIF DE MESURES	44
3.2.1. <u>Climatologie</u>	44
3.2.2. <u>Pluviométrie</u>	44
3.2.3. <u>Hydrométrie</u>	44
3.2.3.1. - Tarage de la station	48
3.2.3.2. - Pluviographe	48
3.2.4. <u>Etude de l'état hydrique du sol</u>	48
3.2.5. <u>Etude de l'érosion</u>	49
3.3. ETUDE DES DIFFERENTS TERMES DU BILAN HYDROLOGIQUE	50
3.3.1. <u>La pluviométrie</u>	50
3.3.1.1. - Répartition sur l'année	50
3.3.1.2. - Répartition spatiale	51
3.3.1.3. - Précipitations en 24 heures	51
3.3.1.4. - Etude des averses individualisées	55
3.3.1.4.1. Distribution journalière des averses	55
3.3.1.4.2. Intensité des averses	56

3.3.2. <b>Etude de l'évaporation</b>	57
3.3.2.1. - Les mesures sous abri	57
3.3.2.1.1. L'évaporimètre de Piche	57
A. - <i>Théorie de Piche</i>	57
B. - <i>Vérification expérimentale</i>	59
3.3.2.1.2. Résultats obtenus	61
A. - <i>Evaporation du Piche</i>	61
B. - <i>Humidité relative</i>	63
C. - <i>Les températures</i>	65
D. - <i>Climogramme des températures</i>	67
3.3.2.2. - Evaporation sur bac	67
3.3.2.2.1. Déterminisme de l'évaporation	67
A. - <i>Formule de Dalton</i>	67
B. - <i>L'application de la formule de Dalton aux petits réservoirs</i>	69
C. - <i>Etude expérimentale de la formule de Dalton pour le bac enterré</i>	69
D. - <i>Expression de la loi de Dalton à BOUFAROUA-SEMMAMA</i>	69
D.1. <i>Influence du vent</i>	72
3.3.2.2.2. L'évaporation et le déficit de saturation	72
3.3.2.2.3. Relation entre l'évaporation du Piche et l'évaporation en bac	74
3.3.2.3. - Conclusion	74
3.3.3. <b>Le ruissellement</b>	76
3.3.3.1. - Précipitation limite de ruissellement	76
3.3.3.2. - Aptitude des sols de l'impluvium de la citerne au ruissellement	78
3.3.3.2.1. Mesure du coefficient de perméabilité	78
A. - <i>Méthode de terrain : méthode Mintz</i>	78
B. - <i>Calcul</i>	79
3.3.3.2.2. Résultats et interprétation	79
A. - <i>Variabilité du K en fonction des paramètres du sol</i>	80
B. - <i>Variabilité de la mesure</i>	80
3.3.3.2.3. Conclusion	85

3.3.3.3. - Mécanisme de la formation des crues	86
3.3.3.3.1. Caractéristiques des averses - crues observées	91
A. - Essai de reconstitution de la crue du 23 Septembre 1976	91
B. - Paramètres caractéristiques de la réponse du bassin :	91
- Méthodes hydropluviométriques	
B.1. Temps de concentration	92
B.1.1. Formule de Passini	92
B.1.2. Formule de Ventura	92
B.1.3. Formule de Giandotti	92
B.1.4. Formule de l'U.S.C.S.	92
3.3.4. <b>Etude de la variation des réserves en eau du sol</b>	94
3.3.4.1. - Etablissement des bilans hydriques	94
3.3.4.1.1. Matériels et Méthodes	96
- Mesure de l'humidité du sol par la sonde à neutrons	96
A. - Principe	96
B. - Description de l'appareillage	97
C. - Etalonnage	97
C.1. Principe	97
C.2. Résultats de l'étalonnage	98
D. - Mesures	102
E. - Résultats et interprétation	102
E.1. Infiltration "in situ"	102
E.2. Evolution Hydrique du sol	102
E.3. Variation des réserves en eau du sol	106
E.3.1. Périodicité des mesures	106
E.3.2. Dépouillement des mesures	106
E.3.3. Variation saisonnière des réserves en eau du sol	106
3.3.4.2. - Conclusion	108
3.3.5. <b>Qualité des eaux de ruissellement et érosion</b>	109
3.3.5.1. - Qualité des eaux de ruissellement	109
3.3.5.1.1. Erosion chimique sur le bassin	109
3.3.5.2. - L'érosion	112
3.3.5.2.1. Essai de mesure de l'érosion en place	112
3.3.5.2.2. Mesure des transports solides	112
4. <b>CONCLUSION</b>	113

## AVANT - PROPOS

Mes plus vifs remerciements à Monsieur CAMUS, Directeur Général de l'ORSTOM d'avoir bien voulu accepter la formation d'Hydrologues Tunisiens dans le cadre de la coopération entre l'ORSTOM et l'I.N.A. de Tunis ainsi que Monsieur K. BELKHODJA, Directeur de l'INA de Tunis qui m'a donné la chance de suivre cet enseignement spécialisé en hydrologie.

Je désire exprimer ma reconnaissance à Monsieur SIRCOULON, Responsable de la formation au Bureau Central de la Section Hydrologie qui a bien veillé à notre formation.

Je remercie Monsieur J. COLOMBANI, Chef de la Mission ORSTOM en Tunisie, pour l'aide qu'il m'a accordée cette année, ainsi que Monsieur G. GIRARD, Directeur de Recherches à l'ORSTOM, pour ses précieux conseils et ses critiques.

Ma reconnaissance s'adresse à tous les Ingénieurs de l'ORSTOM et en particulier à Messieurs J. GUISCAFRE, J.P. DELHOUME, M. DELHUMEAU et R. GUALDE.

J'adresse également mes remerciements à Monsieur RIOU CH., Professeur à l'INA de Tunis qui a suivi de très près mon travail durant cette année, et à Monsieur N. ENNABLI, Chef de Laboratoire du Génie Rural de l'INAT pour son aide qu'il m'a apportée durant cette année.

J'assure aussi ma gratitude à Madame SOLTANI qui a assuré la frappe du texte, Monsieur BEGHIL BRAHIM, qui a réalisé les dessins et graphiques trouve ici l'expression de toute ma sympathie.

## 1 - INTRODUCTION

Dans le cadre de son programme, l'ORSTOM avait prévu trois sites représentatifs de trois unités du pays : le Nord, le Centre et le Sud.

C'est ainsi qu'au cours de l'année 1976, a été implanté pour le Centre Tunisien, dans les piémonts du Djebel SEMMAMA, un petit bassin versant de 2,60 ha et ceci pour compléter l'étude du bassin versant situé dans le Djebel SEMMAMA.

Depuis 10 ans, une certaine importance est donnée aux études de petits bassins versants représentatifs ou expérimentaux.

Sur un grand ou moyen bassin (plusieurs centaines de km<sup>2</sup> ou plus), l'hétérogénéité des facteurs conditionnels du ruissellement (sols, végétation, pentes, etc...) est telle qu'il est pas possible de dégager l'influence d'un de ces facteurs, seule la résultante de tous les effets élémentaires peut être obtenue.

Par contre, un micro-bassin peut présenter une homogénéité relative et permettre de mettre en évidence le rôle de tel ou tel facteur.

D'autre part sur un petit bassin versant on peut aboutir à une densité de points de mesures satisfaisante et obtenir ainsi une précision acceptable dans l'analyse des facteurs conditionnels de l'écoulement. En conséquence l'étude de notre micro-bassin peut apporter des informations à l'étude du ruissellement du bassin versant du SEMMAMA.

Dans un autre ordre de préoccupation, le micro-bassin étudié correspond par ses dimensions à l'impluvium d'une citerne et les résultats obtenus peuvent être utilisés pour estimer les probabilités de remplissage de petits réservoirs.

Sur la petite surface étudiée, il nous a donc été possible de réaliser un nombre d'observations et de mesures relativement important; (sols, végétation, perméabilité, profils hydriques, etc...) qu'on ne peut envisager sur de grands bassins versants. Les relations entre pluie et

écoulement peuvent donc être approfondies par l'introduction des différents facteurs qui y jouent un rôle au lieu d'être analysés par la voie purement statistique.

Dans l'exposé qui suit, nous avons d'abord défini le cadre régional dans lequel le micro-bassin se trouve situé puisque la réalisation de cette étude du bilan nécessite une bonne connaissance du cadre régional tant quantitative que qualitative : régime des précipitations, climatologie, géologie, sols, végétation ... L'étude du régime des précipitations apparaît comme une donnée fondamentale du cycle de l'eau. Nous avons ensuite décrit le micro-bassin, indiqué les mesures qui y sont effectuées, donné les résultats des années 1976 à 1978 (quelques mesures ayant déjà été réalisées avant notre arrivée). La faible pluviosité de cette dernière année nous a conduit à accorder une grande importance à l'infiltration (mesures de perméabilité, humidité du sol mesurée à la sonde à neutrons), le ruissellement ayant été relativement faible. L'ensemble des résultats nous a permis de mettre l'accent sur l'établissement de bilans hydrologiques qu'on peut rapporter ici à une véritable unité sol-végétation.

2 - LE CADRE REGIONAL

## 2.1. - LOCALISATION (cf. fig. n° 1)

A l'Ouest de Sbeitla et le long de la route GP 13 allant vers Kasserine, le micro-bassin d'étude est sise dans la plaine de BOUFAROUA au piémont Sud du Djebel SEMMAMA. Cette zone appartient aux plaines situées au N.E. des Djebels SELLOUM, MRHILA et TROZZA qui elles-mêmes appartiennent au bassin de la branche Sud de l'Oued ZEROUUD.

Ses coordonnées sont :

- Latitude 7 G 39 E du méridien International
- Longitude 39 G 21 N
- Altitude moyenne 680 m

## 2.2. - LE CLIMAT

### 2.2.1. - Les caractères généraux

L'ensemble du bassin versant de Zéroud est largement ouvert à l'influence de la Méditerranée orientale. Les massifs montagneux orientés du Nord-Est au Sud-Ouest limitant ce bassin à l'aval, constituent une barrière, aux vents du N-NW et E-SE, d'autre part les masses d'air d'origine saharienne en été ou atlantique en hiver peuvent par alternance recouvrir cette région et "déterminer sur l'un ou l'autre de ses versants la condensation des pluies dont ces vents sont chargés" [21] .

A ce régime général, vient se superposer l'influence des dépressions passagères qui provoquent des précipitations sur cette zone. Les dépressions venant de l'Atlantique, qui, dans leur migration vers l'Est, passent au Sud des montagnes Telliennes et provoquent des pluies relativement fortes et parfois orageuses.

"Le trait le plus marquant du climat est une continentalité qui va croissant avec l'altitude et l'éloignement de la mer" [21] . .

Le climat de cette région est donc caractérisé par une grande irrégularité.

### 2.2.2. - Etude de la pluviosité

Les données utilisées dans cette étude proviennent des fiches pluviométriques de la D.R.E.S. et de l'étude hydrologique préliminaire des Oueds Zéroud et Merguellil, chapitre II la pluviométrie.



### 2.2.2.1. - Les données : Obtention, critique et homogénéisation

Sur la branche Sud du Zéroud, les stations de Sbeïtla et de Kasserine représentent la zone de plaine située entre les Jebels Chambi-Sammama et Selloum-Mrhila. "Dans chacune des ces villes, ou dans leur voisinage immédiat (10 km environ avec des conditions d'altitude analogues), on dispose d'un certain nombre de points où des mesures ont été faites à des époques différentes, se recouvrant ou non" (23). Pour la ville de Sbeïtla, il a été créé une "station fictive" à partir des différentes stations réelles. Quand il y en a eu plusieurs simultanément en service, le choix a été fait suivant que la station est la plus proche de la ville ou sinon la station estimée meilleure où l'on dispose des relevés sur une longue période sans interruption ou bien que ses relevés semblent de meilleure qualité. Pour une meilleure utilisation des données pluviométriques de la région de Sbeïtla, il a été créé une "station fictive" pour cette station. "On a retenu la répartition suivante, toutes les données étant homogènes et non entachées d'erreurs systématiques" (23).

- 1909 - 1916 : Travaux Publics (Ville)
- 1919 - 1928 : Ferme Blanche (Sbeïtla Sud à 3 km)
- 1928 - 1954 : Ferme Magnenat (Henchir Touil à 12 km sur la route de Kasserine)

Les totaux annuels tirés de cette station fictive servent comme données de base de l'étude statistique qu'on va faire pour cette station.

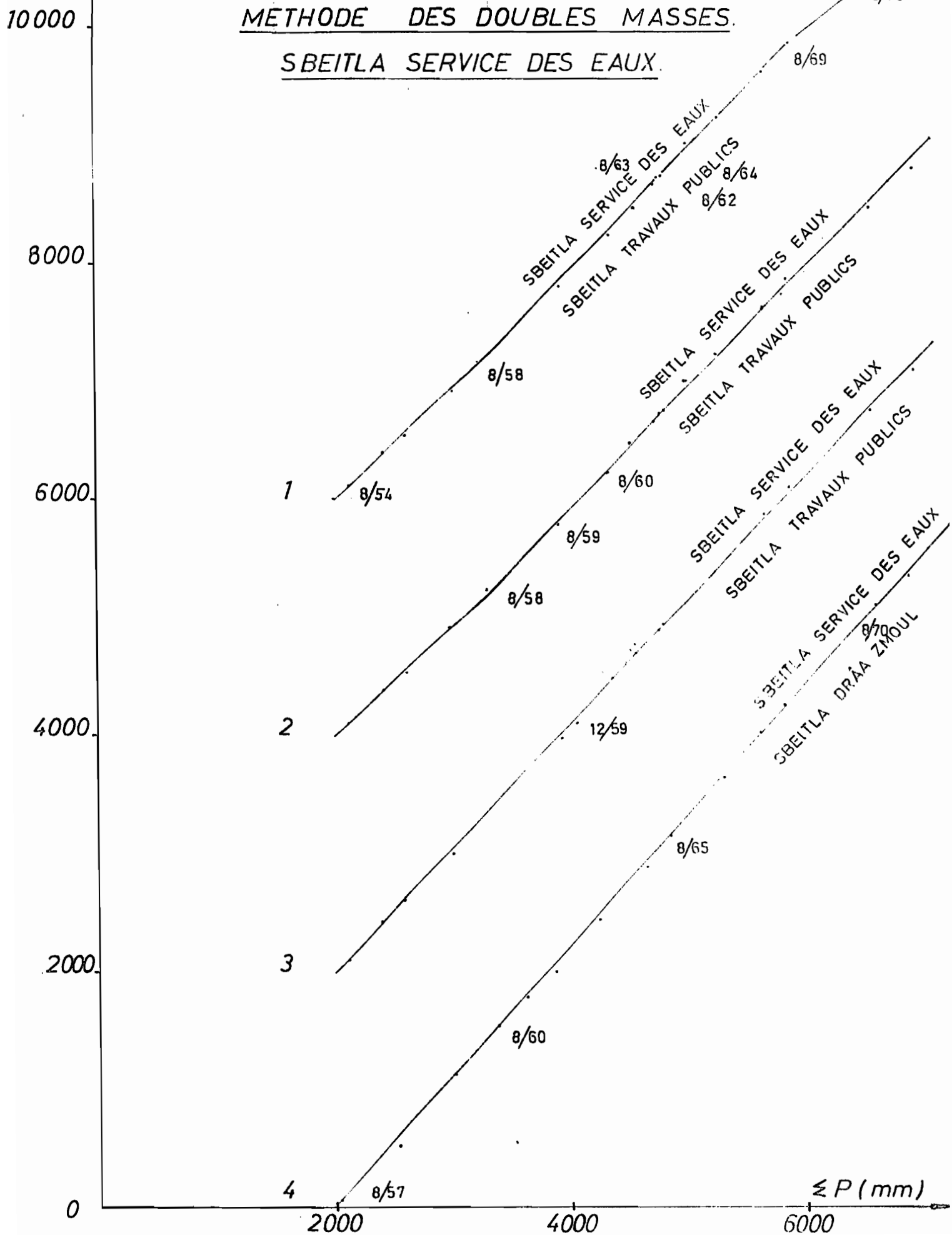
Pour l'étude statistique des pluies journalières on a retenu la station de Sbeïtla Service des Eaux puisqu'elle fournit des mesures sans interruption depuis 1954 et avec un seul observateur de 1958 à 1975. On a soumis les données de cette station à la critique selon la méthode des doubles cumuls. Cette méthode, classique, met en évidence des erreurs systématiques qui ont entachés les relevés pendant un certain temps ; "elle est basée sur l'hypothèse que les variations climatiques sont concomitantes aux différents postes d'observations, d'une zone climatique d'assez grande superficie : ainsi le rapport des moyennes interannuelles des précipitations calculées en deux postes pour une même période reste constant, aux fluctuations, d'échantillonnage près" (32). Comparée aux autres stations de la ville et de la plaine agricole, la station de Sbeïtla Service des Eaux présentait une légère cassure en 60 ou 61 et un décallage en 1969. L'examen de ce décallage met en évidence le fait que les pluies journalières de Septembre 1969 étaient beaucoup plus faibles que celles des autres postes de la ville de Sbeïtla située à 2 km. On s'apercevra que le pluviomètre était percé à une hauteur de 40 mm puisque à chaque fois les mesures avaient des valeurs voisines. Le pluviomètre, changé au début du mois

Fig: 2

COMPARAISON DES TOTAUX PLUVIOMÉTRIQUES  
ANNUELS CUMULÉS.

METHODE DES DOUBLES MASSES.

SBEITLA SERVICE DES EAUX.



d'Octobre 1969, donnait des valeurs acceptables pour les grosses pluies de la fin du mois. La reconstitution des valeurs exceptionnelles tronquées était faite à partir d'autres postes de la ville. Le graphique n° 2 comporte 4 courbes dont les trois premières se rapportent au couple Sbeïtla Service des Eaux (ordonnée) Sbeïtla Travaux Publics (abscisses). La dernière au couple Sbeïtla Service des Eaux (ordonnée), Sbeïtla Drâa Zmoul (abscisse), l'échelle étant de 5 cm pour 2000 mm de pluie.

La courbe n° 1 se rapporte aux valeurs mesurées. On voit la cassure de 1959 et le décallage de 1969. La courbe n° 2 tient compte de la correction de 1969 (1/6/1968 : 52,0 au lieu de 40 ; 7/8/1969 : 47,0 au lieu de 40,0 ; 25/9/69 : 62,0 au lieu de 44 ; 26/9/69 : 117,4 au lieu de 45,0) et il reste la cassure de 59.

La courbe n° 3 tient compte de la correction de 69 et de plus celle des valeurs d'avant 60 (le pluviomètre a été volé en Janvier et déplacé de 200 m environ lors de sa réimplantation). "Il semble qu'il faut multiplier par 1,1 les mesures antérieures pour les rendre homogènes à celles effectuées dans le second site qui semble plus correct." [23]. On obtient ainsi une droite.

La courbe n° 4 met en relation les valeurs corrigées au Service des Eaux et les valeurs observées à Drâa Zmoul. On obtient également une droite.

#### 2.2.2.2. - Etude statistique des hauteurs de pluie

On a procédé dans cette analyse à l'étude des échantillons des pluies annuelles, des pluies journalières et des pluies journalières maximales annuelles.

##### 2.2.2.2.1. - Etude statistique des pluies annuelles

L'étude a été faite sur une période (1909-1974) de 57 ans sur les relevés de totaux pluviométriques annuels de la station de Sbeïtla [21].

#### Fréquences observées

A partir du classement du tableau n° A1, les interpolations suivantes ont pu être déterminées :

Tableau n° 1

Période de retour en années	Année humide			Médiane	Année sèche		
	20	10	5		5	10	20
Fréquences au dépassement	0,05	0,10	0,20	0,50	0,80	0,90	0,95
Hauteur de précipitations (mm)	520	453	434	285,3	214,8	166	136

## Fréquences calculées

Les lois de Gauss, de Pearson III et de Galton ont été essayées à l'échantillon des hauteurs annuelles de précipitations. Les résultats de ces ajustements sont donnés dans le tableau suivant :

Tableau n° 2

Période de retour en années	Période humide					Médiane	Période sèche					K <sub>3</sub>
	100	50	20	10	5		2	5	10	20	50	
Fréquence (F)	0,99	0,98	0,95	0,90	0,80	0,50	0,20	0,10	0,05	0,02	0,01	
Gauss	567,8	538,1	491,9	451,9	402,8	308,9	215,0	166,1	125,9	79,7	50,0	2,72
Pearson III	628,0	580,5	513,7	458,6	397,3	295,4	212,7	176,6	150,2	123,8	108,3	2,60
Galton	643,5	590,0	516,1	458,5	395,1	293,2	212,3	176,8	150,9	124,1	107,9	2,59

F étant la fréquence au non dépassement

K<sub>3</sub> étant le coefficient d'irrégularité égal au rapport des hauteurs de recurrence décennale

Les lois donnant la meilleure adéquation sont celles de Galton et de Pearson III. Après les découpages en différentes classes on a choisi le découpage en 5 classes donnant le  $\chi^2$  minimal. On a trouvé un  $\chi^2 = 2,21$  pour la loi de Galton et Pearson III pour un découpage en 5 classes d'égale probabilité théorique avec 11,4 valeurs. Les calculs ont été faits avec l'équation de la droite de l'ajustement retenu pour la loi de Galton :

$U = 8,41 \log (P_i + 100) - 21,82$  et la loi de Pearson III ajustée aux pluies

$$\text{de Sbeitla : } F(p) = \frac{0,02454^{\gamma}}{\Gamma(7,58)} \int_0^p e^{-0,02454 p} \cdot p^{6,58} \cdot dp$$

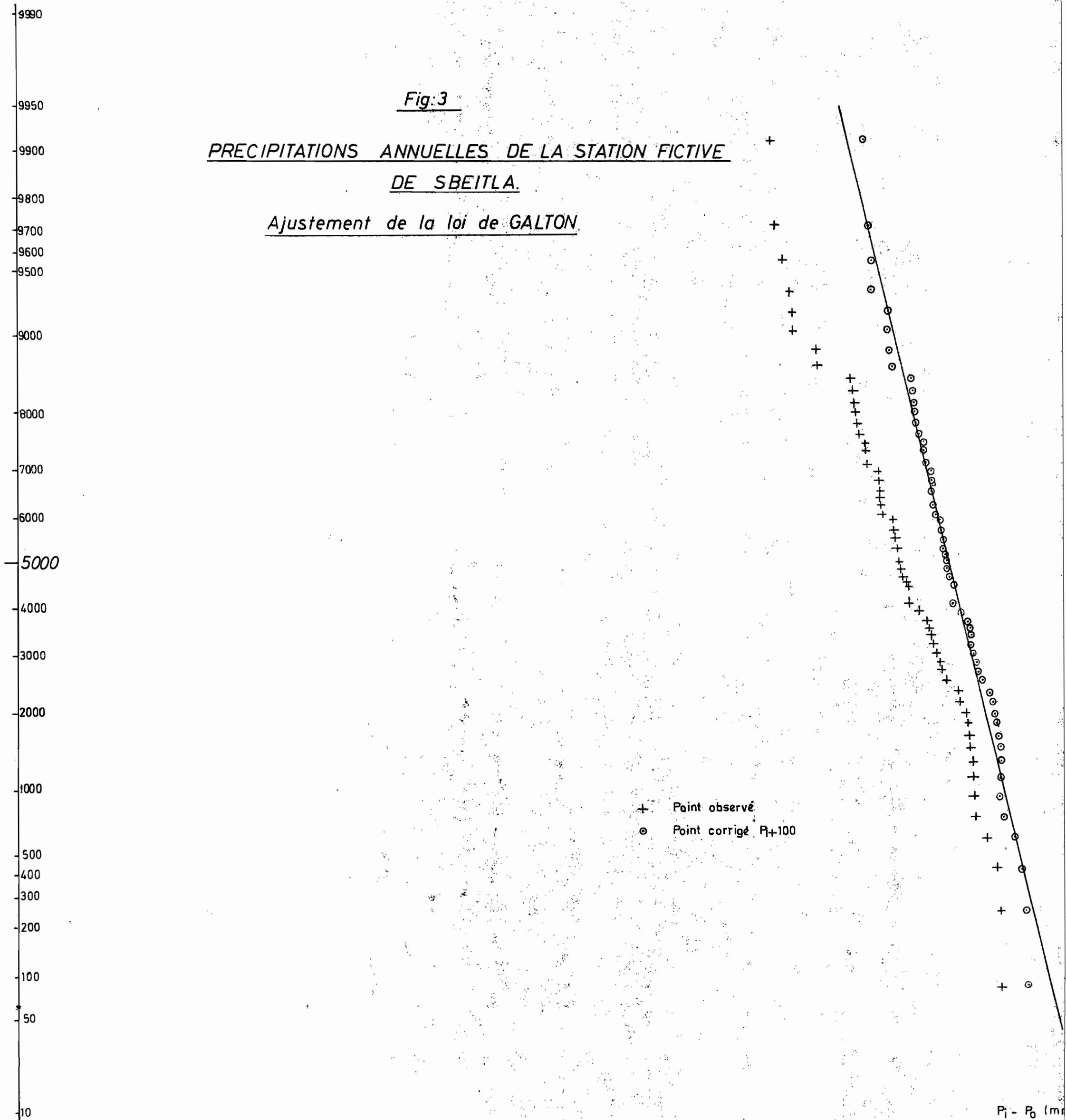
et ceci avec 2 degrés de liberté et pour des probabilités inscrites entre 0,10 et 0,90.

La loi de Gauss donne ici une adéquation moins bonne que celles de Galton et Pearson III, qui avec un découpage en 5 classes d'égales probabilités de 11,4 valeurs, on a une probabilité  $(P(\chi^2) = P(3,79) > 0,10$  avec un d.d.l. (degré de liberté) égal à 2.

Pour faciliter la comparaison des résultats obtenus on mentionne, ci-dessous, les intervalles de confiance des lois ajustées ci-dessus : pour un degré de confiance  $\alpha$  donné, on a  $\alpha$  % de chance de trouver la vraie valeur du paramètre connu sur son estimation empirique [18].

Les intervalles de confiance à  $\alpha$  % des quantités de la loi de Galton sont donnés dans le tableau suivant n° 3.

Fig. 3

PRECIPITATIONS ANNUELLES DE LA STATION FICTIVEDE SBEITLA.Ajustement de la loi de GALTON.

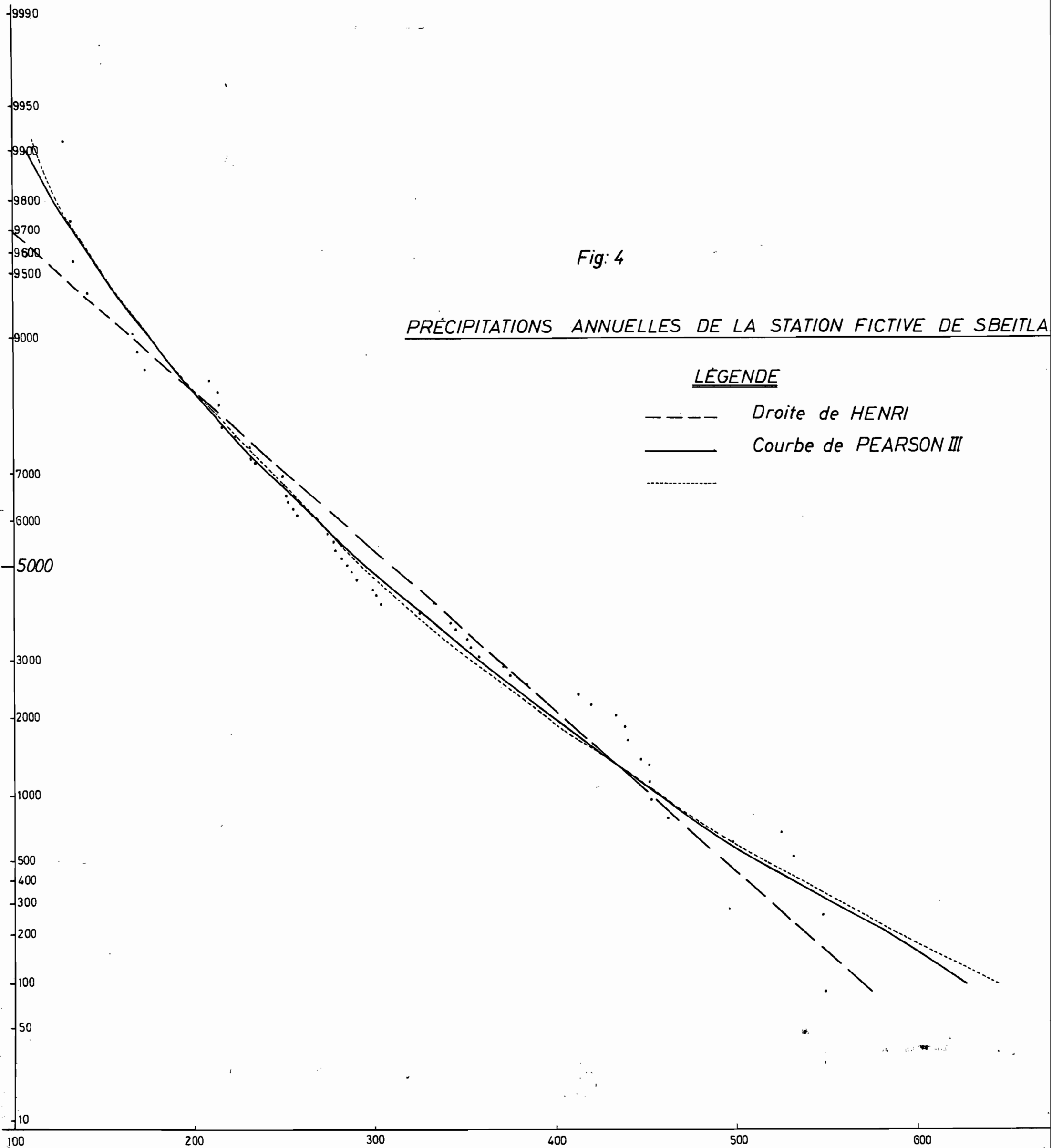


Tableau n°3

Période de retour en années	Période humide					Médiane	Période sèche					
	100	50	20	10	5		2	5	10	20	50	100
Fréquence au non-dépassement	0,99	0,98	0,95	0,90	0,80	0,50	0,20	0,10	0,05	0,02	0,01	
P <sub>i</sub>	643,5	590,0	516,1	458,5	395,1	293,2	212,3	176,8	150,9	124,1	107,9	
Limites de l'intervalle à α %	70%	592,6	546,8	482,6	431,8	374,8	279,4	199,4	163,5	137,2	110,0	93,6
		698,1	636,1	551,6	486,6	416,3	307,5	225,7	190,8	165,4	139,2	123,3
	80%	580,7	536,7	474,7	425,4	369,9	276,2	196,4	160,3	133,9	106,7	90,3
		712,0	647,7	560,5	493,6	421,6	310,9	229,1	194,3	169,1	142,9	127,1
	90%	564,2	522,4	463,6	416,5	363,1	271,5	192,0	155,9	129,4	102,1	85,6
		732,4	664,9	573,5	503,9	429,3	316,1	234,0	199,4	174,4	148,5	132,8

L'appréciation de la précision sur la connaissance des différents quantiles peut se faire en exprimant en pourcentage la demi-intervalle de confiance par rapport à l'estimation du quantile. Pour les lois dissymétriques comme pour le cas de la loi de Galton, l'intervalle de confiance est dissymétrique.

Fréquence	0,98	0,90	0,10	0,02	
α %	70	7 à 8	6	7 à 8	11 à 12
	80	9 à 10	7 à 8	9 à 10	14 à 15
	90	11 à 13	9 à 10	12 à 13	18 à 20

#### 2.2.2.2.2. - Etude statistique des pluies journalières [9]

Pour étudier la pluviométrie à l'échelle journalière on considère l'ensemble des jours de pluie en affectant aux jours où il ne pleut pas, une pluie nulle. Pour la station de Sbeitla Service des Eaux, on dispose de 21 années avec 895 jours de pluie non nuls, soit 42,6 jours de pluie par an.

L'ajustement de plusieurs lois de distribution a été tenté en utilisant les méthodes des moments, du maximum de vraisemblance et la méthode graphique pour estimer leurs paramètres. Après plusieurs essais, il est apparu que la loi de PEARSON III tronquée (loi Gamma incomplète) ne

s'appliquait pas puisque à chaque fois on trouve le paramètre de forme négatif qui est normalement positif, différent de zéro. On donne en annexe un exemple de classement des tranches pluviométriques et le calcul des moments. L'ajustement de la distribution gaussio-logarithmique (loi log-normale, de Galton) avec la méthode graphique utilisée dans le cas de la répartition expérimentale tronquée détermine les valeurs des paramètres d'échelle, de forme et de tronquage, et le seuil de troncature qui fournit le meilleur alignement. Les observations sont rangées en ordre décroissant et à l'observation de rang  $R_i$  on associe la probabilité au dépassement  $F_{1i} = \frac{R_i - 0,5}{N(1 - F_0)}$  et la

valeur  $t_i$  de la variable réduite de Gauss correspondant à cette probabilité  $F_{1i}$   $N$  étant le nombre total de jours de la période d'observation  $F_0$  étant la probabilité d'observations égales à  $X_0$  borne inférieure.

Comme la distribution gaussio-logarithmique s'obtient en faisant dans la distribution normale réduite, le changement de variable :

$$t = \frac{\text{Log} \left( \frac{X - X_0}{s} \right)}{\sigma} \quad \text{qui s'écrit en logarithmes décimaux :}$$

$$\log (X - X_0) - \log s = \sigma t \log e = \sigma t'$$

C'est l'équation de la droite représentative de la distribution.

On donne en annexe A le détail du calcul.

On a fait des essais avec différentes valeurs de  $F_0$  et choisi la valeur  $F_0 = 0,9$ , car il semble que cette valeur fournissait l'alignement le moins mauvais. A cette valeur de  $F_0 = 0,9$  correspond un seuil de troncature inférieur à 5 mm. Les précipitations journalières de probabilité une fois en 1 an, 2 ans, 5 ans, 10 ans, 20 ans, 50 ans, 100 ans sont données dans le tableau suivant :

Tableau n° 4

Période de retour (ans)	100	50	20	10	5	2	1
Hauteur de pluie journalière (mm)	198,3	158,6	102,5	91,8	74,3	52,0	38,7

La fonction de répartition au non-dépassement s'écrit pour la station de Sbeïtla Service des Eaux :

$$F(X) = 0,9 + (1 - 0,9) \frac{1}{1,0528 \sqrt{2\pi}} \int_0^X \frac{1}{x} \exp \left[ - \frac{1}{2} \left( \frac{\text{Log} \frac{x}{5,1}}{1,0528} \right)^2 \right] dx$$

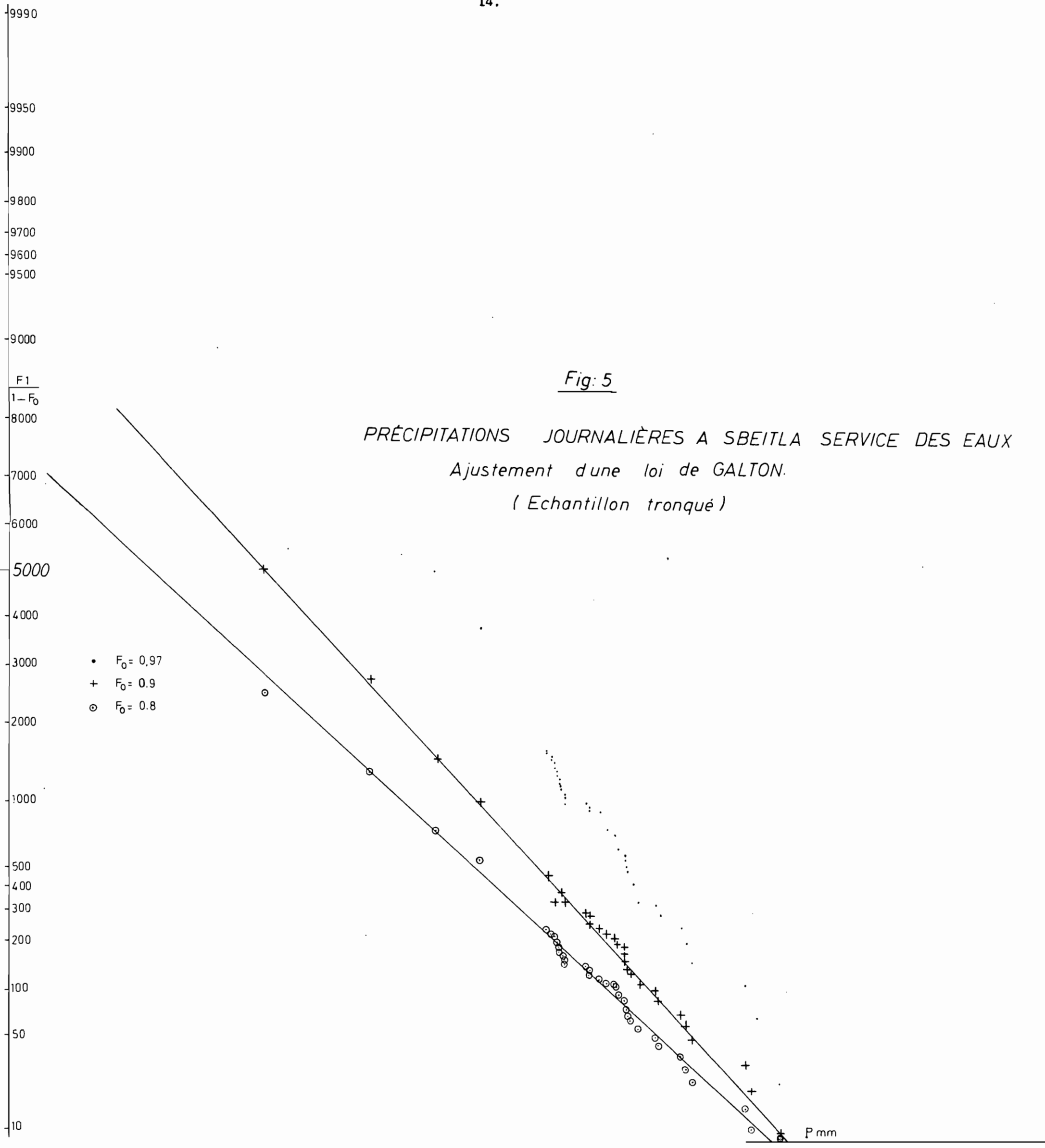


Fig: 5

PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES A SBEITLA SERVICE DES EAUX

Ajustement d'une loi de GALTON.

(Echantillon tronqué)

L'ajustement d'une telle loi à un échantillon exhaustif tronqué à une faible valeur, est correcte pour les récurrences faibles et moyennes où les variates sont nombreuses, il l'est moins pour les récurrences fortes où les variates sont en petit nombre en raison de la taille de l'échantillon c'est pourquoi on retient les valeurs fournies par l'ajustement de la loi de Galton pour les pluies journalières jusqu'à une récurrence de 10 ans et sans dépasser 20 ans.

#### 2.2.2.2.3. - Etude statistique des maximums annuels

L'échantillon à analyser se présente sous forme de N hauteurs de précipitations, N étant le nombre d'années d'observations. Chacune de ces valeurs représente la précipitation la plus forte d'une des N années. L'ajustement d'une loi à la répartition des pluies maximales permet d'estimer la pluie correspondant à une faible fréquence de dépassement donnée : pluie décennale, pluie centennale. L'échantillon analysé de 21 valeurs ayant les caractéristiques empiriques suivantes :  $\bar{P} = 52,1$  mm ,  $s = 30,2$  mm et C.V. = 0,58, présente une certaine dispersion mise en lumière par le fort coefficient de variation ; l'échantillon est certainement dissymétrique. A cet échantillon parvient-on à lui ajuster les lois de Gumbel, de PEARSON III.

Si l'on adopte P comme représentation de la variable pluie, la densité de probabilité de la loi de Gumbel peut être écrite (P. DUBREUIL : Initiation à l'analyse hydrologique) :  $f(P) = e^{-a(P - P_0)}$ . Le paramètre d'échelle  $S = \frac{1}{a}$  et le paramètre de forme  $P_0$  sont estimés en utilisant un système d'équations

$$\frac{1}{a} = 0,780 s$$

$$P_0 = \bar{P} - \frac{1}{a} \cdot 0,577$$

$\bar{P}$  étant la moyenne de l'échantillon et s son écart type.

Les paramètres d'ajustement de la loi de Gumbel sont :

$$\frac{1}{a} = 23,556 \text{ et } P_0 = 38,5082 \text{ mm.}$$

L'équation de la droite sur papier de Gumbel déduite de la fonction de répartition

$$F(P) = e^{-e^{-a(P-P_0)}}$$

est la suivante :

$$y = -\log(-\log F(P)) = a(P - P_0) = \frac{P - 38,51}{23,556}$$

Avec cette expression, on calcule les hauteurs de pluie à différentes fréquences :

Tableau n° 5

Période de retour en années	Période humide					Médiane	Période sèche				
	100	50	20	10	5		2	5	10	20	50
Fréquences	0,99	0,98	0,95	0,90	0,80	0,50	0,20	0,10	0,05	0,02	0,01
P (mm)	146,9	130,4	108,5	91,5	73,8	47,2	27,3	18,9	12,7	6,4	2,5

En ce qui concerne l'ajustement de la loi de PEARSON III aux maximums annuels, les paramètres de cette loi ont été déterminés par les méthodes de maximum de vraisemblance et des moments. On trouvera en annexe le détail du calcul.

Les estimations sont très voisines des paramètres de forme et d'échelle  $\frac{1}{a}$  par les deux méthodes et l'on adopte les valeurs de ces paramètres trouvés par la méthode des moments.

Les pluies pour diverses fréquences au non dépassement sont présentées ci-dessous (en mm) :

Tableau n° 6

Période de retour en années	Période humide					Médiane	Période sèche				
	100	50	20	10	5		2	5	10	20	50
Fréquence	0,99	0,98	0,95	0,90	0,80	0,50	0,20	0,10	0,05	0,02	0,01
P (mm)	140,6	126,2	106,4	90,5	73,4	46,9	27,8	20,3	15,4	10,9	8,5

L'examen de la figure n° 6 montre que la loi de PEARSON III paraît aussi adéquate pour représenter les valeurs des pluies maximales annuelles que la loi de Gumbel. On peut parler d'une bonne adéquation générale de l'échantillon car l'on recherche l'adéquation de la variable pluie maximale annuelle pour une probabilité rare. Les intervalles de confiance à 70 % des pluies maximales annuelles estimées d'après la loi de Gumbel sont les suivants :

Pluie décennale :  $79,7 < P_{10} < 107,8$

Pluie centennale :  $124,3 < P_{100} < 176,5$

Ces intervalles ne sont pas symétriques. Ils correspondent aux précisions relatives suivantes :

Pluie maximale décennale :  $91,5 \pm 13$  à 18 %

Pluie maximale centennale :  $146,9 \pm 15$  à 20 %



Comme l'ajustement à un échantillon composé des maximums annuels accorde le même poids aux faibles et aux fortes valeurs, on retient les valeurs fournies par les ajustements de PEARSON III et de Gumbel à l'échantillon des hauteurs maximales annuelles à partir d'une récurrence de 10 ans.

#### 2.2.2.2.4. - Quantité et Répartition des jours de pluie

Pour savoir à quelle saison il pleut, quelle est la part des fortes et celles des faibles pluies et situer ainsi les caractères régionaux de la pluviosité, on est amené à considérer la quantité et les répartitions saisonnière et interannuelle des jours de pluie.

Soit  $N$  le nombre de jours de pluie ( $P \geq 0,1$  mm)

et  $N_{10}$  le nombre de jours de pluie abondante ( $P > 10$  mm)

Les caractéristiques de la répartition interannuelle sont les suivantes :  
(Station Sbeïtla Service des Eaux) (Période d'observation 1954-1975)

Tableau n° 7

	Moyenne	Ecart-typa	Maximum	Minimum	Période (ans)
Nombre $N$	42,6	13,98	77	22	21
Nombre $N_{10}$	9,7	3,7	16	4	21

En moyenne 1 jour de pluie sur 4 à 5 reçoit plus de 10 mm.

La répartition mensuelle des jours de pluie montre qu'il pleut en moyenne 3,3 jours par mois avec un maximum en Avril (4 à 5 jours) et un minimum en Juillet (1 à 2 jours). L'irrégularité interannuelle est grande et il n'y a pas de répartition mensuelle typique. Pour les pluies fortes ( $P > 10$  mm) on rencontre 0,8 fois par mois en moyenne, un peu plus en automne et un peu moins en hiver et en Juillet. Quant aux pluies très fortes ( $P > 40$ mm) et exceptionnelles leur nombre est très rare.

Tableau n° 8 : Répartition mensuelle des jours de pluie à Sbeïtla

<u>NOMBRE N</u>	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Maximum	13	13	7	9	8	11	12	11	11	7	4	8
Minimum	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1
Moyenne	4,5	4,4	2,6	3,2	2,9	3,7	4,2	4,8	4,3	3,1	1,8	3,2
Ecart type	2,8	3,1	2,0	2,8	2,6	3,4	2,8	3,0	3,0	2,3	1,5	1,9
C.V.	0,62	0,70	0,77	0,87	0,89	0,92	0,67	0,63	0,70	0,75	0,83	0,59

Tableau n° 8 (suite)

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Nombre $N_{10}$												
Maximum	5	9	4	3	2	2	4	4	4	3	2	3
Minimum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Moyenne	1,2	1,2	0,7	0,6	0,4	0,6	1,1	0,9	1,0	0,9	0,2	1,1
Ecart type	1,2	1,0	1,0	1,1	0,7	0,8	0,9	1,1	1,2	1,0	0,5	0,9
C.V.	1,00	0,83	1,43	1,83	1,75	1,67	0,82	1,22	1,20	1,11	2,5	0,82

Tableau n° 9 : Nombre moyen annuel de jours de pluie

Station	Pm (mm)	Période (ans)	$N_{10}$	$N_{20}$	$N_{30}$	$N_{40}$	$N_{50}$
Sbeïtla Service des Eaux	333,8	21	9,76	4,19	1,76	1,00	0,62

## 2.2.2.3. - Répartition spatiale des précipitations

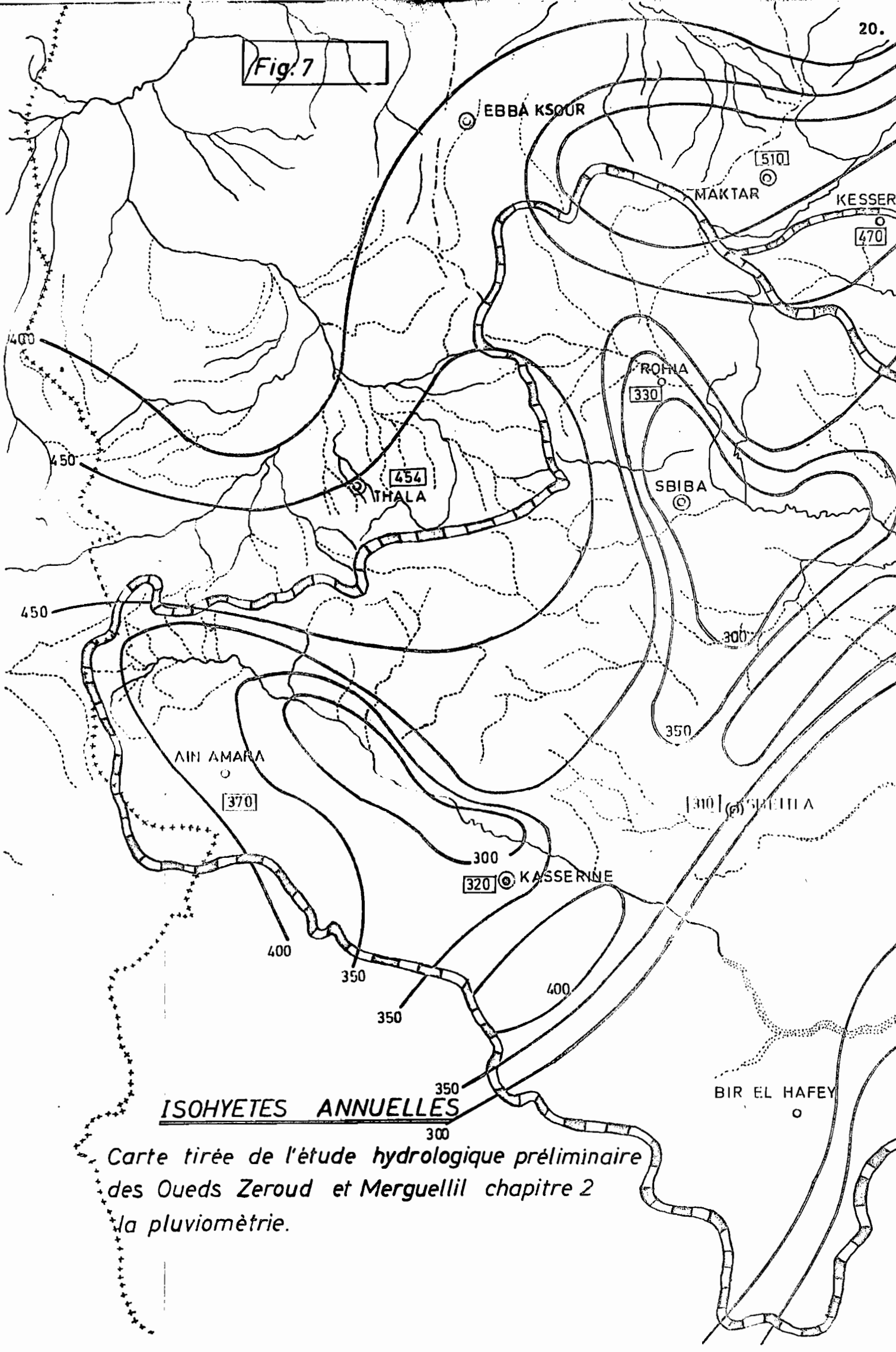
Vu qu'on ne dispose pas de longue série de données météorologiques dans la station BOUFAROUA, nous utilisons les observations de la Station de Sbeïtla représentative des phénomènes pluviométriques dans cette zone caractérisée par sa continentalité. D'une façon générale à la même altitude, la pluviométrie diminue du Nord au Sud et avec la continentalité.

Tableau n° 10

Station	Nombre d'années	Hauteur de pluie annuelle			Observations
		Moyenne interannuelle	Maximale observée	Minimale observée	
Sbeïtla	57	309	547,2	127,7	Année 1969-1970 non considérée
Kasserine	43	320	756,0	142,7	
Aïn Amara	17	370	595,6	204,7	

N.B. Ces chiffres sont tirés de la référence [21].

Fig. 7



**ISOHYETES ANNUELLES**

Carte tirée de l'étude hydrologique préliminaire des Oueds Zeroud et Merguellil chapitre 2 la pluviométrie.

#### 2.2.2.4. - Répartition chronologique des précipitations

Pour traduire l'effet de la continentalité nous avons choisi 3 stations situées tout autour de notre station; stations sur lesquelles nous disposons de longues séries d'observations.

##### 2.2.2.4.1. - Variabilité des précipitations

L'irrégularité des précipitations est très remarquable aussi bien à l'échelle annuelle que saisonnière ou journalière et constitue une des caractéristique principale du climat.

Précipitations annuelles : L'étude statistique de la distribution des précipitations annuelles met en relief la forte variabilité des hauteurs de pluie annuelle et une dissymétrie importante des répartitions statistiques qui influencent fortement la moyenne, c'est pourquoi nous utiliserons de préférence la médiane.

Tableau 11 Caractéristiques des hauteurs de pluie annuelle sur 3 stations du Centre Tunisien

	Sbeïtla (57 ans)	Kasserine (43 ans)	Aïn Amara (17 ans)
Moyenne interannuelle : $\bar{P}$	309 mm	320	370
Hauteur de pluie annuelle maximale : $P_x$	547,2	756,0	595,6
Hauteur de pluie annuelle minimale : $P_n$	127,7	142,7	204,7
Coefficient de variabilité $R_3 : \frac{P_x}{P_n}$	4,39	5,30	2,90
Médiane observée : $\mu$	290	280	350
Ecart type : $\sigma$	112,8	124,0	111,8
Coefficient de variation : C.V.	0,36	0,38	0,38
Ecart type de la moyenne $\sigma_m$	14,9	18,9	27,1
Intervalle de confiance de la moyenne à 70 %	295 - 324,9	301,1- 338,9	342,9- 397
$K' : \frac{\bar{P}}{\mu}$	1,07	1,14	1,06

La comparaison entre les stations de Sbeïtla et Kasserine dont les médianes sont très proches, indique que la station de Sbeïtla est plus arrosée que celle de Kasserine alors que la station de Aïn Amara est plus arrosée que les deux stations précédentes et ceci est le fait de la continentalité.

Précipitations saisonnières : La variabilité est aussi très marquée puisque pour les 3 stations les minimums relevés sont tous nuls et les maximums sont supérieurs, pour les stations de Sbeïtla et Kasserine, aux médianes des relevés annuels et ceci en automne.

Tableau n° 12 : Précipitations saisonnières pour les stations de Sbeïtla, Kasserine et Aïn Amara

Saison	Station	Durée d'observation (années)	Hauteur de pluie saisonnière		
			Moyenne (mm)	Maximale (mm)	Minimale (mm)
Automne (S-O-N)	Sbeïtla	61	99,4	323,4	0
	Kasserine	45	105,0	418,5	0
	Aïn Amara	27	117,9	256,4	0
Hiver (D-J-F)	Sbeïtla	61	60,2	139,4	0
	Kasserine	47	65,1	151,4	0
	Aïn Amara	29	68,3	128,7	0
Printemps (M-A-M)	Sbeïtla	62	94,1	136,0	0
	Kasserine	48	93,0	169,4	0
	Aïn Amara	28	115,2	173,4	0
Eté (J-J <sup>1</sup> A)	Sbeïtla	61	56,6	143,5	0
	Kasserine	48	61,4	197,0	0
	Aïn Amara	28	20,0	83,3	0

La station de Aïn Amara représentant une zone assez élevée au Sud de l'Oued Hatab et de la plaine de Foussanah présente une répartition de pluie avec une certaine dominance pour l'automne et le printemps et l'été semble être sec alors qu'aux autres stations, il est plus arrosé.

2.2.2.4.2. - Contribution des pluies saisonnières à l'apport pluviométrique annuel moyen

D'après le tableau n° 13 les répartitions saisonnières sont assez voisines à Sbeïtla, Kasserine et Aïn Amara.

Tableau n° 13

Saisons \ Stations	Automne	Hiver	Printemps	Ete
Sbeïtla	32 %	20 %	30 %	18 %
Kasserine	32	20	29	19
Aïn Amara	31	18	31	20

La variabilité interannuelle constatée précédemment aussi bien à l'échelle mensuelle que saisonnière conduit à une certaine ambiguïté pour la définition de la saison de pluie. L'automne et le printemps se partagent le pourcentage le plus élevé de la pluie annuelle. On peut définir une saison sèche allant du début Juillet à la fin Août pouvant certaines années se prolonger au-delà de ces limites.

Tableau n° 14 : Répartition moyenne des précipitations par mois à Sbeïtla, Kasserine et Aïn Amara

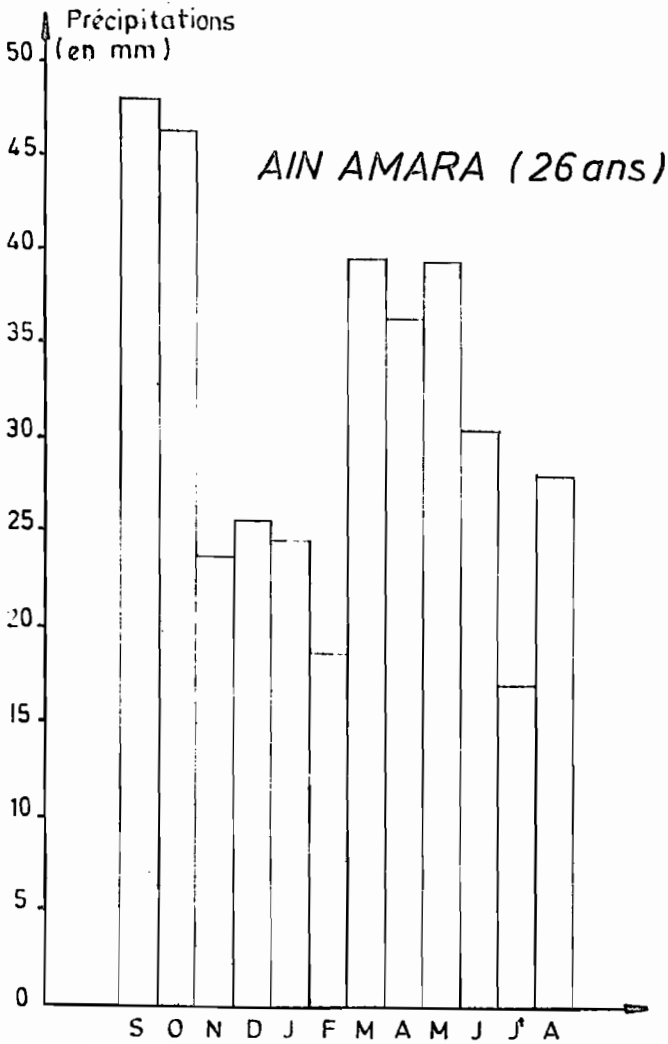
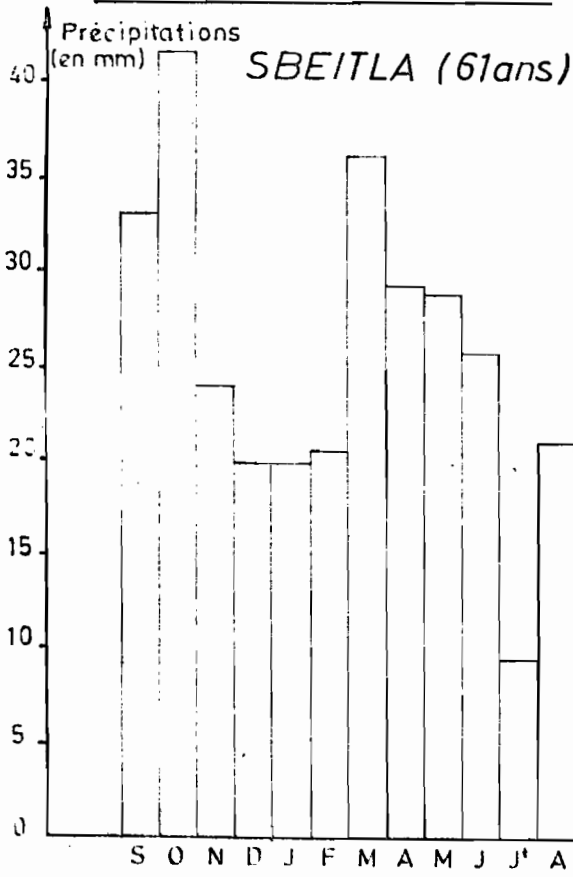
Stations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Sbeïtla	33,2	42,0	24,2	19,8	19,8	20,6	36,3	29,1	28,7	26,0	9,6	21,0
Kasserine	39,3	41,7	24,0	24,3	18,9	21,9	35,8	30,6	26,6	28,2	11,6	21,6
Aïn Amara	47,9	46,3	23,7	25,4	24,5	18,4	39,6	36,3	39,3	30,3	17,1	27,9

Les diagrammes de la répartition mensuelle de la pluviométrie (fig.8) mettent en évidence :

- un maximum en Septembre-Octobre d'autant plus prononcé qu'on est sous l'influence de la latitude, qui est dans ce cas le maximum annuel. A Sbeïtla, le mois d'Octobre est plus arrosé qu'à Kasserine, par contre à Aïn Amara le mois de Septembre est plus arrosé qu'Octobre.
- un minimum secondaire en Février à Aïn Amara, A Kasserine ce minimum se situe en Janvier, tandis qu'à Sbeïtla le minimum s'étend sur 2 mois (Décembre et Janvier).
- un maximum en Mars pour toutes les stations.
- L'influence continentale caractérisée par une répartition des pluies accusant un maximum accentué en Septembre et Octobre et décroissant jusqu'en Juillet et sur laquelle se superposent les pluies de printemps, ce qui donne un maximum secondaire bien marqué en Mars.

Fig: 8

PRECIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES SUR 4 STATIONS  
DU CENTRE TUNISIEN.



### 2.2.3. - Autres variables climatiques

#### 2.2.3.1. - Les températures

"Les températures moyennes annuelles sont en général inférieures à 20°C mais varient fortement en fonction des conditions locales". La Tunisie centrale est limitée par les isothermes 20°C et 21°C et le gradient de température décroît d'environ 0,5°C par 100 m d'altitude, et de 1°C par degré de latitude. "Les variations interannuelles de la température peuvent être importantes, mais les amplitudes mensuelles et annuelles sont remarquablement constantes". [21].

Le caractère de la continentalité du climat est bien révélé par les amplitudes thermiques annuelles qui sont de 18° à 19°C dans les hautes steppes et de 19°C à 20°C dans les zones montagneuses.

Tableau n° 15

Stations	Température moyenne annuelle	Amplitudes thermiques	
		Janvier	Juillet
Sbeitla	17,2°C	10,5°C	20,4°C
Kasserine	16,4°C	10,8°C	17,4°C

#### 2.2.3.2. - Evaporation - Evapotranspiration

Les mesures à l'évaporimètre de Piche pour la période 1946-1950 donnent pour Kasserine :

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
Kasserine mm/j	6,8	5,1	4,0	2,7	3,4	4,7	4,7	4,8	6,5	7,5	10,4	9,3	2130

(chiffres cités dans l'étude hydrologique des Oueds Zéroud et Merguellil).

L'évapotranspiration potentielle mesurée sur les cases lysimétriques par l'INRAT de 1959 à 1972 pour la station de Kasserine est de 1492 mm comme moyenne annuelle [21].

#### 2.2.3.3. - Vent, Sirocco, gelée, grêle

Les vents dominants sont de Nord-Ouest en Hiver et d'Est ou Sud-Est en Eté, avec des orages qui arrivent souvent du Nord-Est.

Le sirocco peut endommager les cultures surtout au printemps, moment de la croissance des plantes. "Les risques de gelée sont fréquents partout du fait de la continentalité marquée du climat [21].

Dans la Tunisie centrale, pendant les périodes où la température sous abri descend en dessous de 7°C, 75 jours de gelée sont possibles. Sur les versants montagneux Nord ou Nord-Est de la région de Kasserine, "les risques de gelées peuvent s'étendre sur 175 jours" [21].

La grêle est fréquente dans cette région du Centre. Les risques de grêle sont fréquents de Mars à Septembre avec des maximums en Avril-Mai et en Octobre.

#### 2.2.3.4. - Synthèse climatique

Nous pouvons caractériser les climats par des indices climatiques comme l'indice d'EMBERGER et l'indice de GAUSSEN.

L'indice d'EMBERGER permet de comparer les climats méditerranéens en faisant intervenir la pluie annuelle  $\bar{P}$ , la température moyenne annuelle

$$\left(\frac{M + m}{2}\right), \text{ l'amplitude thermique } (M - m). Q_2 = \frac{1000 \bar{P}}{\left(\frac{M+m}{2}\right) (M-m)}$$

Tableau n° 16

Indice climatique	$Q_2$	Indice de Gausсен
Senmama à 1000 m	51	134
Senmama près du sommet	57	134

d'après ADEL [21].

Selon Gausсен le nombre de jours secs par an est compris entre 90 et 190. Le nombre 134 fait que Senmama se rapproche <sup>plus</sup> des étages subhumides que ceux de sub-aride. Cette constatation s'affirme encore avec l'indice d'Emberger au sommet <sup>en</sup> <sup>de</sup> ~~en dessous de~~ 1000m : l'étage est celui du semi-aride supérieur :  $Q_2 = 45 - 72$ . Le piémont de Senmama avec moins de pluie est classé dans le semi-aride inférieur avec  $Q_2 = 35 - 45$ . Les hautes steppes du Sud Ouest sont classées dans l'étage aride inférieur. "Des pluies peu abondantes, rares mais orageuses et souvent brutales, réparties sur toute l'année avec maximum au printemps et en automne. Ces pluies sont liées à une humidité relative faible en été, assez élevée en hiver et à des températures fortement continentales à grande amplitude diurne et annuelle (18 à 20°C) en entraînant une variation importante de l'humidité relative entre le jour et la nuit et par des vents souvent violents et desséchants" [21].

#### 2.2.4. - Géologie - Géomorphologie - Les sols

Le bassin de la branche Sud du Zéroud comprend des reliefs isolés et séparés de glacis façonnés au cours du Quaternaire. "Ces reliefs dont l'alignement général est d'axe SW-NE sont composés de formations d'origine sédimentaires parmi lesquelles la série des calcaires, calcaires marneux, marno-calcaires et marnes d'âge crétacé et éocène, est largement dominante" [21].

La stratigraphie du Semmama montre que :

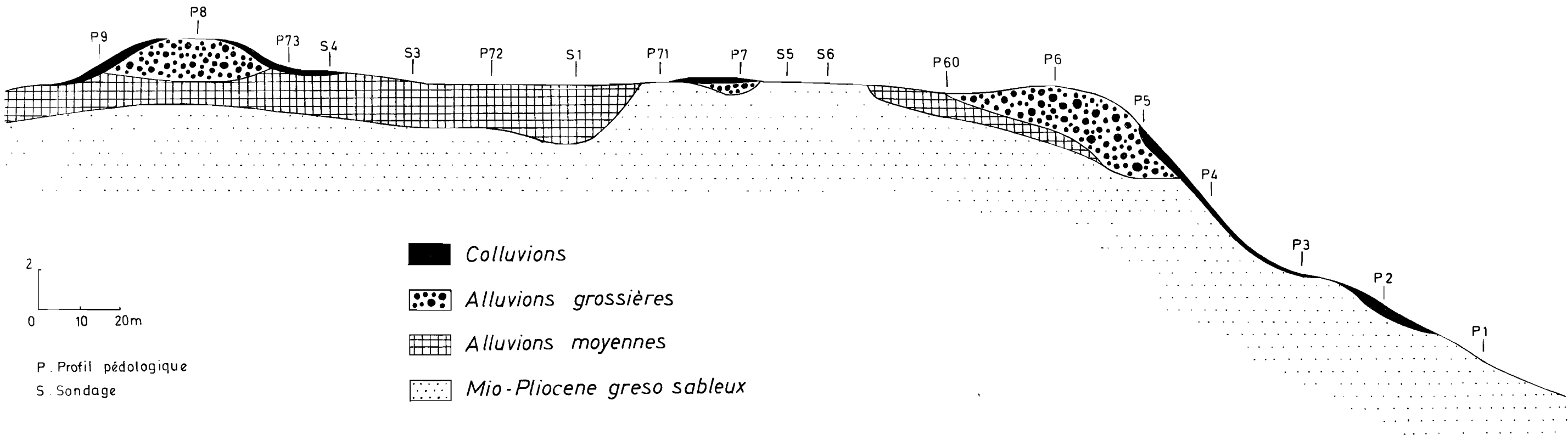
- au Crétacé moyen, le cénomaniens affleure seulement à la partie supérieure. A la base on observe des argiles ou marnes vertes fossilifères, surmontées par des calcaires parfois dolomitiques et des dolomies à silex en gros bancs formant corniche. D'après la notice explicative de la feuille de Kasserine, le Turonien est identique au Jebel Maargaba et Jebel Semmama. BUROLLET (P.F.) donne une coupe montrant de bas en haut :
- une alternance de marnes et de calcaires feuilletés
- des marnes grises à intercalation de calcaire argileux de plus de 40 m d'épaisseur.

Tandis que le Coniacien est représenté par des calcaires plus massifs formant tout le dos du Jebel Douleb et du Jebel Semmama. Le Santonien existe seulement vers la terminaison Nord du Jebel Semmama dans l'échancrure de l'Oued ESSEURAG.

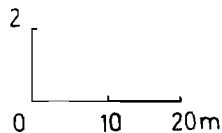
Les dépôts de pente anciens des terrains quaternaires forment des "gara" inclinées vers l'axe de la plaine sur les piémonts du Jebel Semmama. Ils sont constitués essentiellement d'éléments calcaires de taille variable de graviers à blocs plus ou moins roulés et fortement cimentés par une pâte calcaire blanche. "Le façonnement des glacis étagés s'est effectué au cours des périodes pluviales du Quaternaire par épandage d'épaisses formations alluviales hétérogènes sur un matériau géologique d'origine continentale d'âge miopliocène". [2]. Les phénomènes d'alluvionnement se poursuivent actuellement avec les phénomènes d'érosion.

D'après une étude d'une toposéquence représentative de la plaine de BOUFAROUA faite par BONVALLOT (J.) et DELHOUME (J.P.), la coupe transversale montre (fig. 9) :

N-NE



- Colluvions*
- Alluvions grossières*
- Alluvions moyennes*
- Mio-Pliocene greso sableux*



P. Profil pédologique  
S. Sondage

Fig: 9 TOPOSEQUENCE MATERIAUX

(Carte tirée de l'étude des différentes accumulations carbonatées d'une toposequence du centre Tunisien (Djebel Semmama) ORSTOM. Mission Tunisie.)

- un substrat géologique d'âge mio-pliocène constitué de grès sableux peu compact, entrecoupé de minces passées d'argile
- des alluvions moyennes (sables, calcaires, quartz et quelques lits de graviers calcaires) et grossières (très hétérogènes : graviers, cailloux et blocs calcaires)
- les colluvions tapissant les versants de cailloux, de graviers et de sables calcaires.

Les sols de la région sont soumis sans cesse à des phases érosives ou d'accumulation. "Durant le pluvial du quaternaire moyen, les cours d'eau ont transporté de grandes quantités de matériaux arrachés aux zones montagneuses et les ont étalés sur les piémonts" [2].

La figure montre bien comment s'est formé un glacis par dépôt des alluvions moyennes en ravinant le substrat géologique sous-jacent et couverture de celles-ci par des alluvions grossières.

"L'accumulation massive de calcaire sous forme de croûte ou d'encroûtement est le résultat d'une pédogénèse latérale et progressive du  $\text{CaCO}_3$  à partir des Djebels et plus ou moins loin vers l'aval selon l'humidité des périodes climatiques qui se sont succédées au quaternaire" [21].

Pour les sols la pédogénèse est conditionnée par une lithologie sédimentaire, un climat méditerranéen à continentalité accusée, avec des micro-climats plus humides sur les versants NW et les sommets, et un facteur humain qui devient de plus en plus intense sur le milieu naturel pour la fabrication de charbon, l'exploitation de la nappe alfatière, le pâturage extensif et pour une mise en céréaliculture après défrichement. D'après la carte pédologique schématique des bassins versants des Oueds Zéroud et Merguellil [21], les sols de Boufaroua sont des sols dégradés sur croûte ou encroûtement calcaire. Leur texture plus grossière permet la différenciation d'un faible caractère isohumique surtout marqué par un gradient de calcaire avec la profondeur. Outre les sols calci-magnésiques à accumulations calcaires variées situés sur les glacis et leurs versants, les plaines sont occupées par des sols bruns isohumiques plus ou moins dégradés par les cultures et sur les bordures d'Oueds, par des sols peu évolués d'apport alluvial" [2].

### 2.2.5. - Hydrographie - Hydrologie - Hydrogéologie

Dans la région qui nous intéresse (amont de la branche Sud du bassin de l'Oued Zéroud), le réseau hydrographique de la partie amont de l'Oued Hatab et de ses affluents qui prend naissance au Jebel Semmama, draine les bassins de l'Oued Hatab limité à Khanguet Zazia et le bassin de l'Oued Sbeïtla au Pont Route GP 13. L'oued Sbeïtla drainant un bassin versant typique des affluents d'une zone montagneuse et s'écoulant ensuite sur les glacis de piémont et s'épandant dans de grandes plaines sablonneuses cultivées.

Le régime hydrologique de ces Oueds est caractérisé :

- par l'irrégularité des crues. Elles peuvent survenir à n'importe quelle époque de l'année
- par leur violence, résultat de l'état squelettique du sol et des caractéristiques de la végétation ainsi que de l'intensité des pluies.

Les débits maximums sont très élevés. A Khanguet Zazia (Oued Hatab) les débits les plus importants sont du 25 Août 1959 : 1113 m<sup>3</sup>/s, du 30 Octobre 1964 : 1600 m<sup>3</sup>/s ; en octobre 1969 : 2160 m<sup>3</sup>/s ; en décembre 1973 : 1010 m<sup>3</sup>/s.

Les crues de fréquence remarquable pour Khanguet Zazia donnent les valeurs suivantes [21] :

- Valeur médiane 530 m<sup>3</sup>/s
- Valeur décennale 1900 m<sup>3</sup>/s
- Valeur cinquantennale 4400 m<sup>3</sup>/s
- Valeur centennale 5600 m<sup>3</sup>/s

ces valeurs ont été calculées pour 18 années d'observations.

Sur le plan hydrogéologique, la nappe phréatique n'est connue que dans le seuil de Sbeïtla. Le sondage "Sbeïtla n° 1 (n° BIRH 3433)" exécuté sur le piémont du Djebel Semmama a rencontré l'eau dans les calcaires Campanien [22]. Dans l'ensemble la nappe s'écoule d'Ouest en Est du synclinal de Garet El Atech vers le seuil de Sbeïtla puis le synclinal de Hajeb El Aïoum. Dans sa partie Nord les lignes de courant convergent vers le centre de la plaine. L'écoulement est d'Ouest-Est au pied du Djebel Semmama, ce qui traduit bien une alimentation à partir des piémonts et peut-être à partir des calcaires du Campanien.

2.2.6. - La végétation

La région du Centre qui est caractérisée par un climat contrasté : été sec et chaud et hiver frais, appartient à l'étage bioclimatologique aride supérieur. "Elle est caractérisée par le groupement végétal à *Pinus Halepensis* et *Genista macrocéphala* (carte phyto-écologique de la Tunisie Septentrionale - 1967) [2]. Ce groupement a pratiquement disparu au profit du groupement *Stipa tenacissima*. Les steppes d'alfa qui recouvrent les glacis des piémonts des Djebels Chambi-Selloum-Semmama-M'rhila, s'étendent sur une zone peu accidentée essentiellement dans la région de Kasserine et Sbeitla. Le recouvrement de cette zone est fonction du milieu et du degré de dégradation. Dans cette steppe nous ne rencontrons à part l'alfa que quelques espèces vivaces et annuelles entre les touffes d'alfa. L'alfa tend lui-même à disparaître et ceci après défrichement pour la mise en culture. Des groupements comme l'*Artemisia herba alba* ou l'*Artémisia campestris* remplacent cette espèce.

Tableau n° 17 Les différentes unités d'occupation du sol dans la branche sud de l'Oued Zéroud [21]

Unités cartographiées	% d'occupation du sol
Forêt plus ou moins dense de Pin d'Alep	9
Forêts claires, garrigues	
Steppes de montagne	17
Steppes d'alfa de plaine	21
Cultures annuelles et parcours	45
Plantations arbustives	8

### 2.2.7. - Mode d'utilisation du sol

Les zones de cultures annuelles qui sont des plaines alluviales limoneuses, sont cultivées dans la plupart du temps en céréaliculture. L'importance des parcelles en jachère varie d'une année à l'autre et ceci est fonction de la pluviométrie automne qui détermine la date du labour.

Dans cette zone de piémont, la spéculation arboricole est développée, ces plantations sont mélangées de plantations de cactus, et de cultures annuelles.

Seuls sont abandonnés au parcours, les terrains incultes, dominés par l'alfa et le romarin et les chaumes après moisson.

3 - ETUDE DU MICRO-BASSIN

### 3.1. - LE MILIEU

Situé à une altitude moyenne de 690 m dans une plaine du piémont du Djebel Semmama, légèrement inclinée vers le Sud-Est, le bassin de la citerne Bou Faroua est délimité à l'aval artificiellement par des tôles en Eternit. A l'amont nous avons délimité le bassin par une tabia, petites levées de terre pour séparer les eaux de ruissellement de notre bassin d'étude de celles du bassin voisin.

"Par définition, à l'intérieur d'une zone hydrologique homogène, on admet que les caractères du régime hydrologique prennent des valeurs peu variables; on admet également que d'une zone homogène à une autre, au moins l'un des caractères du régime hydrologique change nettement" [17].

Les caractères hydrologiques dépendent des caractères physico-climatiques. Les facteurs jouant un rôle sur le régime hydrologique sont :

- le climat (pluviosité)
- les caractéristiques du sol et du sous-sol
- le relief
- la végétation.

Le climat a été déjà étudié au paragraphe 2.2.. On s'intéresse dans ce paragraphe à l'étude de la morphologie et de la végétation.

#### 3.1.1. - Morphologie

##### 3.1.1.1. - Forme et relief

Le relief est un facteur qui détermine la plus ou moins grande aptitude au ruissellement des terrains. "Il peut modifier la répartition entre infiltration et ruissellement ; il est surtout un facteur de répartition des eaux de pluie entre le ruissellement et l'évapotranspiration réelle" [17].

En pratique, sur la carte topographique dotée de courbes de niveau, à l'échelle 1/2.000 (carte du micro-bassin), on détermine :

- la surface A par planimétrage (A en km<sup>2</sup>)
- le périmètre P par le curvimètre (P en km)
- l'indice de compacité ou coefficient de forme qui est donné par :

$$C = 0,28 \cdot P \cdot A^{-1/2}$$

- les dimensions du rectangle équivalent sont données par :

$$\text{longueur : } L = A^{1/2} \frac{C}{1.128} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.128}{C} \right)^2} \right] \text{ en km}$$

$$\text{largeur : } l = \frac{P}{2} - L \text{ en km}$$

- l'indice de pente a été défini par ROCHE (M.) [38]. On le calcule en appliquant la relation :

$$I_p = L^{-1/2} \sum (a_i \cdot d_i)^{1/2}$$

dans laquelle  $a_i$  représente la fraction en % de la surface A comprise entre 2 courbes de niveau voisines  $c_i$  et  $c_{i-1}$  distantes de

$$d_i = c_i - c_{i-1}$$

- l'indice de pente global est donné par :

$$I_G = \frac{D}{L} = \frac{H_5 - H_{95}}{L}$$

D étant la dénivelée évaluée en mètres prise égale à  $H_5 - H_{95}$

$H_5$  étant la côte limitant les 5 % de superficie du bassin les plus élevés

$H_{95}$  étant la côte limitant les 5% de superficie du bassin les plus bas

- la dénivelée spécifique  $D_S$  est définie comme étant le produit de l'indice de pente global par la racine carrée de la superficie du bassin [17].

$$D_S = I_G A^{1/2}$$

$D_S$  s'exprime en mètres.

### 3.1.1.2. - Classes de relief

" $D_S$  le produit de la dénivelée par un coefficient dépendant de l'indice de compacité C, permet de comparer les bassins entre eux et d'établir les classes de reliefs" [17] et ceci quelle que soit la surface du bassin.

DUBREUIL et GUISCAFRE ont établi un tableau donnant la classe de relief en fonction de la dénivelée spécifique :

R <sub>1</sub>	Relief très faible	D <sub>S</sub> < 10 m
R <sub>2</sub>	Relief faible	10 < D <sub>S</sub> < 25 m
R <sub>3</sub>	Relief assez faible	25 < D <sub>S</sub> < 50 m
R <sub>4</sub>	Relief modéré	50 < D <sub>S</sub> < 100 m
R <sub>5</sub>	Relief assez fort	100 < D <sub>S</sub> < 250 m
R <sub>6</sub>	Relief fort	250 < D <sub>S</sub> < 500 m
R <sub>7</sub>	Relief très fort	D <sub>S</sub> > 500 m

### 3.1.1.3. - Hypsométrie

Les surfaces délimitées par les courbes de niveau ont été planimétrées. Ce qui nous a permis d'une part l'établissement de la courbe hypsométrique, d'autre part le calcul de l'indice de pente de Roche I<sub>p</sub>.

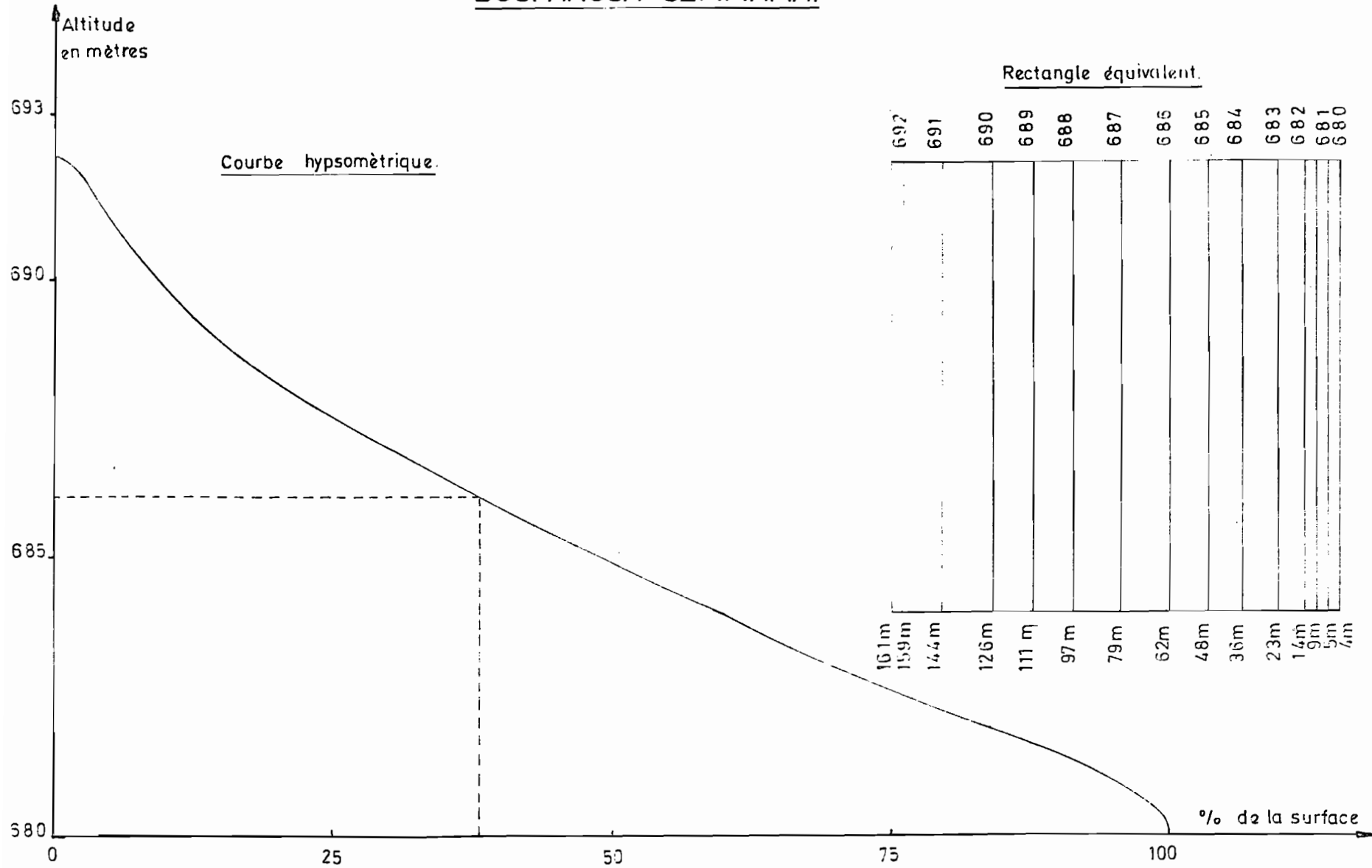
Tableau n° 18

Altitude (m)	% de la surface	$\sqrt{a_i d_i}$
< 680.50	0,90	0,0671
680.50 - 681.00	2,81	0,0977
681.00 - 681.50	5,63	0,1187
681.50 - 682.00	8,42	0,1181
682.00 - 683.00	14,02	0,2366
683.00 - 684.00	22,04	0,2832
684.00 - 685.00	29,69	0,2766
685.00 - 686.00	37,99	0,2881
686.00 - 687.00	48,82	0,3291
687.00 - 688.00	59,93	0,3333
688.00 - 689.00	68,70	0,3000
689.00 - 690.00	78,39	0,3113
690.00 - 691.00	89,19	0,3286
691.00 > 692.00	97,08	0,2809
292.00	100,00	0,1208
		3.4901

La courbe hypsométrique (fig. 10) fait ressortir l'irrégularité de la pente du micro-bassin.

Fig. 10 MICROBASSIN HYDROLOGIQUE

BOUFAROUA - SEMMAMA.



Caractères morphologiques du micro-bassin BOUFAROUA-SEMMAMA :

- Surface (ha) : 2,60
- Périimètre (m) : 635
- Indice de forme C : 1,1027
- Rectangle équivalent  
L = 1 : 161
- Indice de pente de Roche  $I_p$  : 0,2751
- Dénivelée  $D=H_5-H_{95}$  (m) : 9,3
- Indice de pente global  $I_G$  (%) : 5,8
- Dénivelée spécifique  $D_s$  : 9,35
- Classe de relief R : R1

"L'indice global de pente est une estimation assez voisine de la pente générale du rectangle équivalent entre les altitudes qui conservent 95 et 5 % de la surface totale du bassin au-dessus d'elles". [17]

### 3.1.2. - Les sols

Une prospection pédologique effectuée sur le micro-bassin (18 profils pédologiques), nous a permis de dégager principalement 3 unités de sol. Une coupe de l'amont à l'aval du micro-bassin montre que :

- A l'amont et à la surface du glacis, les sols sont des sols calcimagnésiques, à croûte-encroûtement calcaire, développé dans un matériau alluvial constitué de deux types d'alluvions : des alluvions sableuses à la base surmontées d'alluvions grossières hétérogènes. Un ensemble croûte-encroûtement s'est développé dans ces matériaux à partir du Quaternaire moyen. La partie supérieure de ces sols ayant subi une alteration, a donné un horizon organique  $A_1$  ce type de sol correspond à la zone de glacis (steppe d'alfa).
- Versants : ce sont des versants d'érosion. Le sol est du type calcimagnésique, brun calcaire, nodal, développé dans des alluvions provenant du démantèlement de la partie supérieure (à croûte et encroûtement), reposant sur des alluvions qui se sont mises en place en 3 phases de dépôt :
  - . de 30 à 100 cm l'horizon est constitué d'alluvions sableuses où il y a une légère redistribution de calcaire à la base
  - . de 100 à 130 cm, un horizon de texture plus fine, limono-argileuse, structure massive, peu poreux
  - . de 130 à 170 cm, l'horizon est constitué d'alluvions sableuses semblables à celle du 2ème horizon.

- Bas versant et zone cultivée : le sol est de type brun isohumique avec redistribution de calcaire secondaire (en amas, taches) dans un matériau colluvial reposant sur le sable géologique miopliocène sous-jacent.

### 3.1.2.1. - Caractéristiques physiques et hydriques

Sur les différents horizons des sites choisis du micro-bassin, nous avons effectué un certain nombre de mesures nécessaires à l'appréciation des réserves en eau du sol.

#### 3.1.2.1.1. - Mesure de la porosité

La porosité est le volume des vides du sol exprimé en % du volume total :

$$P.T = \frac{\text{Volume des pores}}{\text{Volume total du sol}} \times 100$$

Cette porosité totale peut être subdivisée en fonction du diamètre moyen des pores, en macroporosité (porosité non capillaire) et micro-porosité (porosité capillaire).

A. - Principe : La porosité est fonction des densités apparente et réelle du sol.

La densité réelle d'un échantillon de sol est la densité de la fraction solide de ses constituants. Elle est assimilée numériquement au poids spécifique de l'échantillon :

$$D.R = \frac{PS}{VS} \quad (VS : \text{volume du solide})$$

La densité apparente du sol est le poids du sol divisé par son volume apparent :

$$D.A = \frac{\text{Poids sec}}{\text{Volume apparent}} = \frac{PS}{VT} \longrightarrow VT = \frac{PS}{DA}$$

on écrit alors :

$$P.T = \frac{VP}{VT} = \frac{VT - VS}{VT}$$

$$P.T = \frac{\frac{PS}{DA} - \frac{PS}{DR}}{\frac{PS}{DA}} = 1 - \frac{DA}{DR}$$

$$P.T = 100 \left( 1 - \frac{DA}{DR} \right)$$

B. - Méthodes de mesure :

Densité réelle : Le principe repose sur la détermination du volume exact de la phase solide d'un échantillon de sol sec de poids connu. La densité réelle du constituant solide du sol se mesure à l'aide d'un pycnomètre. C'est un récipient de volume exactement connu dans lequel on introduit l'échantillon à mesurer et on détermine son volume en mesurant la diminution de la quantité de liquide nécessaire au remplissage du récipient. L'imbibition de l'échantillon doit être longue pour que toute la porosité de l'échantillon soit occupée par le liquide et ceci doit se faire sous vide pour dégazéifier l'échantillon.

Densité apparente : nous avons utilisé 2 méthodes et ceci selon la nature du sol.

- Méthode du cylindre : Elle consiste à enfoncer dans le sol en place sans tassement un cylindre tranchant et à arraser la terre dépassant chaque extrémité afin de prélever rigoureusement le volume interne du cylindre qui est connu. L'échantillon recueilli est séché à 105°C puis pesé, on détermine immédiatement la densité apparente.
- Méthode au densitomètre à membrane : C'est un appareil utilisé dans les sols caillouteux hétérogènes, lorsque on ne peut pas utiliser les cylindres. Il s'agit d'un appareil comportant une membrane élastique susceptible de prendre la forme de la cavité de prélèvement tout en permettant la lecture directe de l'augmentation du volume correspondant à cette déformation [34]. L'appareil étant posé sur une couronne métallique ancré au sol et à l'intérieur de laquelle on fait le prélèvement. Le piston est abaissé et chasse l'eau dans la membrane qui épouse la forme de la cavité et son volume est donné par la lecture directe sur la tige du piston. On fait deux lectures : avant et après le prélèvement tout en prenant la précaution d'exercer à chaque mesure la même pression.

C. - Résultats :

Tableau n° 19

Site	Horizon	Z (cm)	Texture	HZ pF2,8	HZ pF4,2	DA	DR	Porosité %	Enraci- nement
Zone d'alfa (glacis)	Horizon organique	0-5	S	10,4	6,7				Moyen
	Al	15-30	LS	17,9	12,4				
	Alluvial hétérogène (croûte et encroûte- ment)	40-60	SL	11,2	5,1				faible
		60-70	SL	10,9	4,4				
Haut versant pente 8 %	Horizon de colluvions	0-5	SL	6,1	4,0	1,60	2,70	41	faible
	Alluvions sableuses	10-20	SL	4,6	2,3				
		80-90	SL	3,8	1,6				
	Alluvions de texture fine	115-120	LA	4,3	1,9	1,60	2,63	39	faible
	Alluvions sableuses	55-165	SL	6,7	3,2	1,63	2,58	37	t.faible
Bas versant zone de labour	Horizon de Labour Ap	0-10	SL	9,3	3,9	1,53	2,67	43	faible
	Colluvions provenant du glacis	20-40	TE	17,2	8,3				
		70-90	TE	17,8	6,1	1,60	2,67	40	faible
		110-130	SL	0,33	0,2	1,67	2,57	35	faible

S = Sableux

LS = Limono-sableux

SL = Sablo-limoneux

LA = Limono-argileux

TE = Texture équilibrée

H pF 4,2 = Humidité à pF 4,2 en kg/100 kg de terre sèche (point flétrissement)

H pF 2,8 = Humidité à pF 2,8 en Kg/100 kg de terre sèche (capacité au champ)

Comme le sol jouant le rôle de réservoir vis-à-vis des apports, la quantité d'eau mise en réserve peut se calculer à partir des caractéristiques suivantes : la capacité au champ et le point de flétrissement permanent.

La capacité au champ représente la quantité d'eau retenue par le sol en place après ressuyage. Le point de flétrissement permanent représente l'humidité critique au-delà de laquelle l'eau du sol n'est plus exploitable par la plante.

La réserve utile du sol (RU) se calcule de la façon suivante :

$$RU = Z (H_{pF\ 2,8} - H_{pF\ 4,2}) \cdot DA$$

$$Ru = \text{réserve utile du sol en mm ou en } 1.m^{-2}$$

$$Z = \text{épaisseur du sol considérée en m}$$

$$DA = \text{densité apparente du sol en } kg.m^{-3}$$

La mesure des humidités à la capacité au champ et au point de flétrissement est effectuée par la méthode de la presse à membrane de RICHARDS.

Tableau n° 20 Quantité d'eau maximale disponible pour la plante en fonction de la profondeur

Site	Profondeur en cm	Densité apparente	Humidité en % du PS		Réserve utile mm
			C.C pF 2,8	PF : pF 4,2	
Zone cultivée	0 - 20	1,53	9,3	3,9	16,5
	20 - 40	1,53	17,2	8,3	27,2
	70 - 90	1,60	17,8	6,1	37,5
	110 - 130	1,67	0,33	0,2	0,4
					81,6

### 3.1.3. - La végétation

Sur le bassin on distingue deux zones de végétation bien distinctes :

- la steppe d'alfa sur le glacis
- la végétation de la zone cultivée

Sur le glacis l'espèce la plus dominante est l'alfa (*Stipa tenacissima*). Son recouvrement est d'environ 60 %. Les espèces floristiques essentielles associées à l'alfa sont : *Rosmarinus officinalis*, *Globularia alypum*, *Artemisia herba alba*, *Retama retum*, *Anagallis ssp linifolia*, *Oryzopsis miliacea*, *Stipa retorda*, *Orinis bilfora* et *Thumelaea hirsuta*.

Dans la zone de labour, c'est le chiendent (*cynodon dactylon*) qui envahit le sol, on trouve également les espèces suivantes : *Sisymbrium officinalis*, *Plantago albicans*, *Resida alba*, *tetragonolobus purpurens* et d'autres plantes annuelles qui ont un recouvrement faible.

### 3.2. - DISPOSITIF DE MESURES

#### 3.2.1. - Climatologie

La station de mesures climatologiques est située à 500 m environ de la citerne BOU FAROUA. Elle a été implantée en 1975 et ses observations débutent en Août 1975. Elle a été complétée en Décembre 1977 par l'installation d'un bac d'évaporation, d'un anémomètre et d'une girouette.

A la fin de la saison 1977-1978, son équipement est le suivant :

- un abri météorologique en bois situé à 1,50 m du sol avec volet renfermant :
  - . 1 thermomètre à maximum (relevé à 19 h donnant le maximum du jour)
  - . 1 thermomètre à minimum (relevé à 13 h donnant le minimum du jour)
  - . 1 psychromètre mural à ventilation naturelle PROLABO (lu à 7 h, 13 h, 19 h)
  - . 1 évaporimètre de PICHE (lu à 7 h, 13 h, 19 H)
- un bac à évaporation avec un thermomètre en surface
  - . un bac COLORADO type ORSTOM de 1 mètre de côté, en tôle de fer épaisse.
 Les relevés sont faits chaque matin à 7 h.
- un anémomètre totalisateur relevé à 7 h, 13 h, 19 h placé à 50 cm du sol, type 1440, donne les lectures au hectomètre près, fournit l'importance du vent au niveau du bac à évaporation
- une girouette observée à chaque relevé, située à 1,75 m du sol
- un pluviomètre type ASSOCIATION placé à 1,5 m du sol

#### 3.2.2. - Pluviométrie

Cinq pluviomètres ASSOCIATION répartis sur le bassin, assurent une couverture homogène. La densité de répartition est de 1 poste par 0,52 ha.

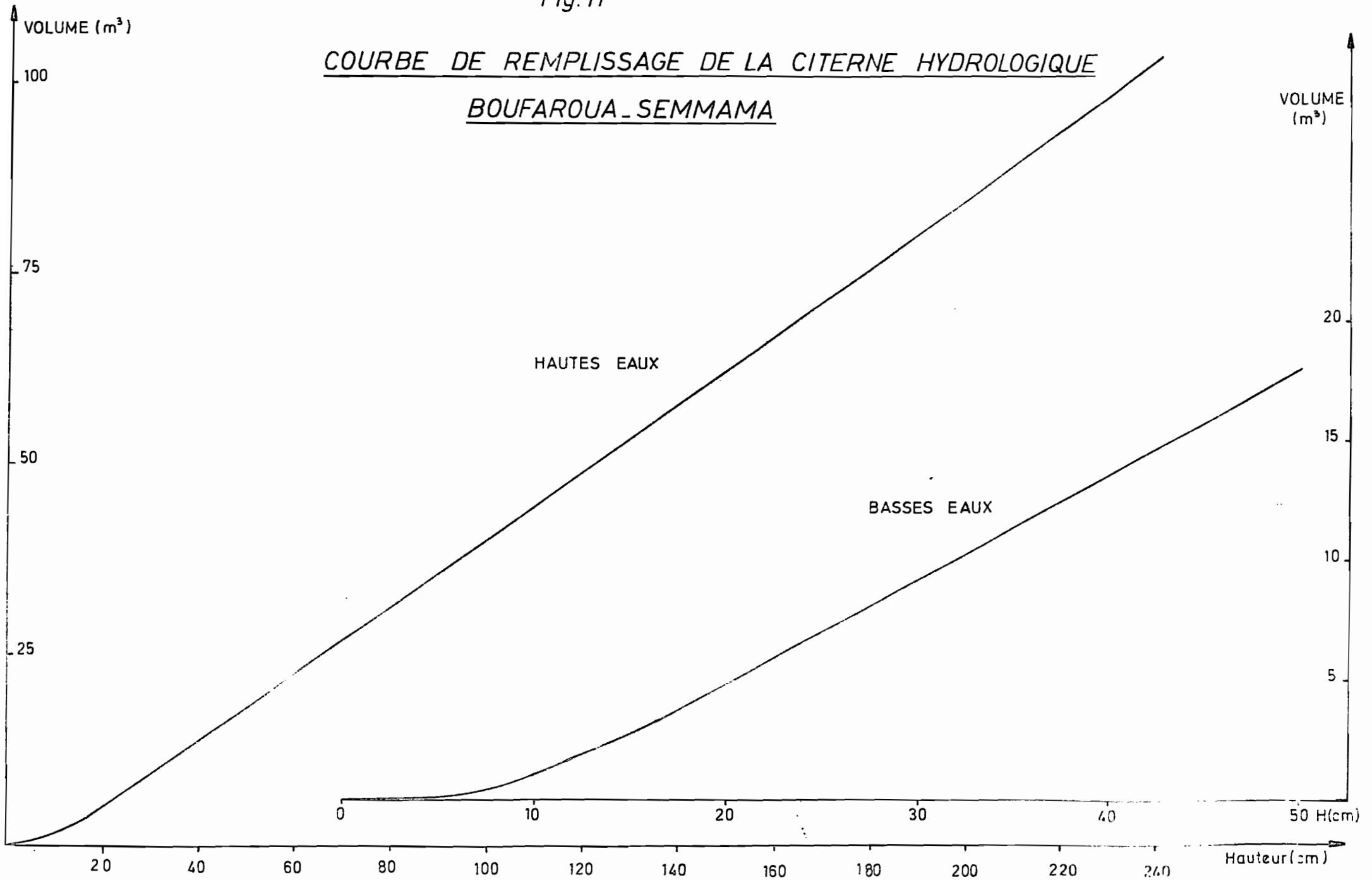
#### 3.2.3. - Hydrométrie

Une citerne collecte toutes les eaux de ruissellement du bassin. La citerne se compose de deux réservoirs :

- un premier réservoir de 0,9 m<sup>3</sup>, qui communique avec le réservoir principal, joue le rôle de dégraveur-déssableur.
- un réservoir principal de forme parallélépipédique ayant une section horizontale de 44,13 m<sup>2</sup> et avec une dénivelée de 18 cm. Il est muni d'un trop-plein contrôlé par un déversoir triangulaire à paroi mince.

Fig:11

COURBE DE REMPLISSAGE DE LA CITERNE HYDROLOGIQUE  
BOUFAROUA - SEMMAMA



L'enregistrement des hauteurs d'eau dans le réservoir principal est assuré par un limnigraphe OTTX effectuant une rotation en 3 h 12 mm, à réduction 1/5, (mouvement d'horlogerie de type B). Cette forte démultiplication aussi bien pour l'échelle du temps que pour celle de l'hauteur est nécessaire pour la détermination des débits instantanés déduits ; en deça du niveau de débordement, des vitesses de remplissage du réservoir, et en cas de débordement, des volumes déversés par le déversoir.

Si on appelle  $q_e$  et  $q_s$  les débits entrant et sortant du réservoir principal,  $q_f$  le débit des fuites éventuelles et  $V$  le volume d'eau emmagasiné à un instant  $t$ . On peut écrire :

$$q_e = -\frac{dV}{dt} + q_s + q_f$$

avec  $\frac{dV}{dt} = S \cdot \frac{dh}{dt}$

$S$  étant la section horizontale de la citerne et  $h$  la hauteur à l'échelle. Etant donné le débit à l'exutoire du bassin est égal à celui entrant dans le réservoir principal  $q_e$  donc :

$$Q = S \frac{dh}{dt} + q_s + q_f$$

- en phase de remplissage :

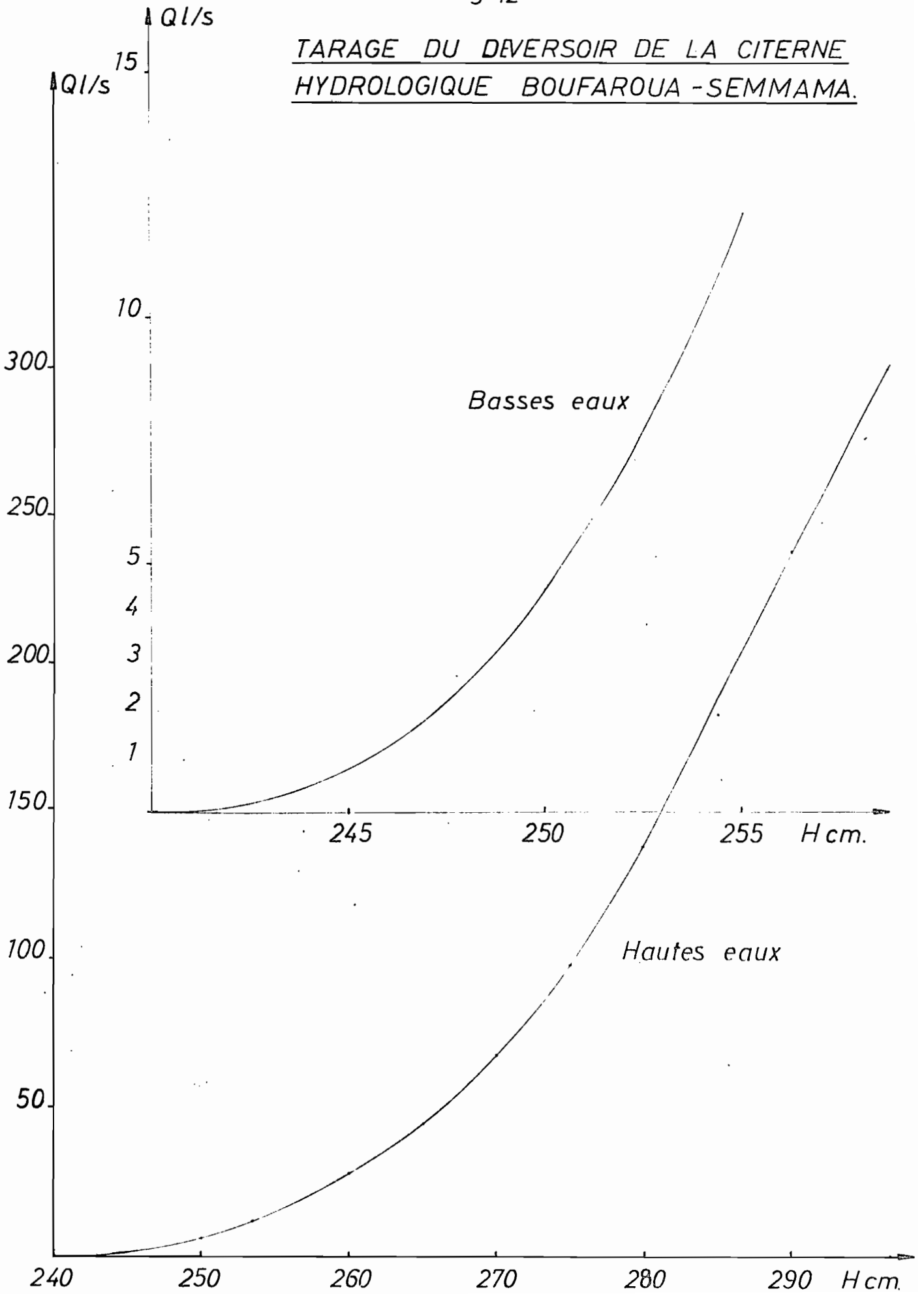
$$q_s = 0 \text{ donc le débit est uniquement fonction de la vitesse de montée de l'eau } \frac{dh}{dt} \text{ et des fuites éventuelles}$$

- en phase de débordement,

le débit  $S \cdot \frac{dh}{dt}$  vient s'ajouter ou se retrancher du débit sortant selon le sens  $\frac{dh}{dt}$  de variation du niveau d'eau.

La présence des deux réservoirs présente l'inconvénient d'avoir les débuts de crue tronqués et il est impossible de connaître le moment exact où les premiers écoulements atteignent le dispositif de mesure. Pour certaines crues très faibles où il n'y aura pas débordement dans le réservoir principal, nous n'avons aucun enregistrement. Mais nous avons le volume d'eau ruisselé dans le dessableur.

TARAGE DU DEVERSOIR DE LA CITERNE  
HYDROLOGIQUE BOUFAROUA - SEMMAMA.



### 3.2.3.1. - Tarage de la station

L'équipement hydraulique de cette station se compose d'un déversoir à paroi mince triangulaire situé à la sortie du réservoir principal.

Le tarage de ce déversoir triangulaire est établi à partir de la formule de GOURLEY [29] :

$$Q = 1,32 \cdot \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2} \cdot h^{2,47}$$

avec  $\alpha = 90^\circ$ ,  $h$  = hauteur de la lame d'eau déversée.

Au-delà de la cote  $H = 3$  m, le déversoir s'élargit brusquement à la largeur de  $l = 1,50$  m. On calculera dans ce cas les déversements latéraux par assimilation à des lames rectangulaires sans contraction latérale.

### 3.2.3.2. - Pluviographe

C'est un appareil électrique couplé au limnigraphe. Sa bague est de 400 cm<sup>2</sup> ; ses augets sont basculants. Chaque basculement correspond à 0,5 mm de pluie. L'enregistrement se fait sur le limnigramme par un trait vertical. Le principe de fonctionnement du pluviographe est le suivant : à chaque basculement, il se produit un contact électrique et le courant est transmis à une bobine fixée sur le même axe que le stylet inscripteur. Le champ électrique créé par cette bobine agit sur la base du stylet et une impulsion mécanique de la plume assure un enregistrement sur le pluviogramme. Pour s'assurer du bon fonctionnement de cet appareil, il faut que la base du stylet soit dans le champ créé par la bobine lors d'un basculement de l'auget du pluviographe.

### 3.2.4. - Etude de l'état hydrique du sol

Pour faire cette étude, nous avons implanté 5 tubes de mesure d'humidité répartis sur une toposéquence représentative de ce micro-bassin et ceci selon la topographie, le type du sol et la végétation.

- Le tube 511 est implanté sur le glacis, steppe d'alfa avec une pente inférieure à 1 % et à faible recouvrement
- Le tube 512 est implanté sur le haut versant, sur une pente de 8 % ; la steppe d'alfa est à faible recouvrement.
- Les tubes 513, 514 et 515 sont implantés sur une zone cultivée (jachère) de pente 2 à 3 %. Le site 515 se trouve juste avant l'exutoire dans une zone de convergence des eaux de ruissellement.

### 3.2.5. - Etude de l'érosion

Nous avons installé en Décembre 1977 une placette d'érosion de 16 m<sup>2</sup> piquetée d'aiguilles de bicyclette disposées tous les 50 cm et dépassant de 40 mm le niveau du sol en début d'expérimentation. Elle est située sur une zone où l'énergie de la nappe ruissellante semble être élevée. Cette placette d'érosion permet de donner une valeur spécifique de l'érosion.

La mesure de l'érosion globale du micro-bassin est assurée par l'observation des transports solides, dont une grande partie est piégée par le dessableur et le réservoir principal.

### 3.3. - ETUDE DES DIFFERENTS TERMES DU BILAN HYDROLOGIQUE

Le bilan hydrologique d'un bassin comporte trois types de termes différents : les entrées, les sorties et les stocks. Les entrées proviennent essentiellement des précipitations. Les sorties (ou les pertes) les plus importantes pour un bassin sont : l'écoulement à l'exutoire (par ruissellement), l'évapotranspiration réelle et éventuellement le drainage.

Pour ce qui est stock nous ne pouvons déterminer que sa variation.

#### 3.3.1. - La pluviométrie

Rappelons que les précipitations sont mesurées par 5 pluviomètres Association bien répartis sur le bassin.

La hauteur de pluie annuelle moyenne observée sur le bassin a été de 251,5 mm en 1976-77 ; pour cette année du 1er Septembre au 30 Mai nous avons 191 mm et pour la même période de l'année 1976-77 nous avons 232 mm. Donc cette année (1977-78) se présente comme une année légèrement déficitaire (voir

##### 3.3.1.1. - Répartition sur l'année

En 1976-77, les précipitations se répartissent sur 45 jours de pluie dont 7 reçoivent une pluviométrie inférieure à 1 mm et seulement 6 une pluviométrie supérieure à 10 mm.

Tableau n° 21 Nombre de jours de pluie classés par tranche de hauteur d'eau tombée (mm)

Pj (mm)	Pj<1	1<Pj≤5	5<Pj≤10	10<Pj≤20	20<Pj≤30	Pj>30	Total
1976-77	7	25	7	2	4	0	45
1977-78 (du 1/9 au 30/5)	13	12	3	7	1	0	36

En 1977-78 (du 1/9 au 30/5) les précipitations sont réparties sur 36 jours dont 13 reçoivent une pluviométrie inférieure à 1 mm et 8 reçoivent plus de 10 mm. Ainsi on constate que les deux années observées comptent 34 et 23 jours de pluie supérieure à 1 mm.

Tableau n° 22 Répartition des pluies par saisons - BOUFAROUA - SEMMAMA

		Automne	Hiver	Printemps	Eté
Hauteur de pluie (mm)	1976-77	109,7	59,5	62,8	19,5
	1977-78	60,8	39,4	91,0	-
Nombre de jours de pluie >1mm	1976-77	12	10	13	4
	1977-78	7	5	11	-

3.3.1.2. - Répartition spatiale

Que ce soit à l'échelle de la séquence pluvieuse ou de la saison, l'examen des relevés pluviométriques à chaque poste révèle une hétérogénéité surprenante sur une surface de dimensions aussi réduites. On remarque que le poste pluviométrique est toujours défavorisé (cf. annexe B ). Ce poste se trouve sur le haut-versant dont la pente est orientée vers Nord-Est. On peut expliquer ce déficit par une accélération de la vitesse du vent ce qui donne à la pluie une vitesse horizontale plus forte et augmente en même temps les remous autour du profil de l'appareil. C'est l'effet du vent en provenance du secteur E et N.E. qui explique cette irrégularité spatiale.

3.3.1.3. - Précipitation en 24 heures

La précipitation en 24 heures pour un jour j a été calculée de 7 heures le jour J-1 à 7 heures le jour J.

Les tableaux suivants présentent le décompte des hauteurs en 24 heures par classes de 10 mm pour la station Bou Faroua.

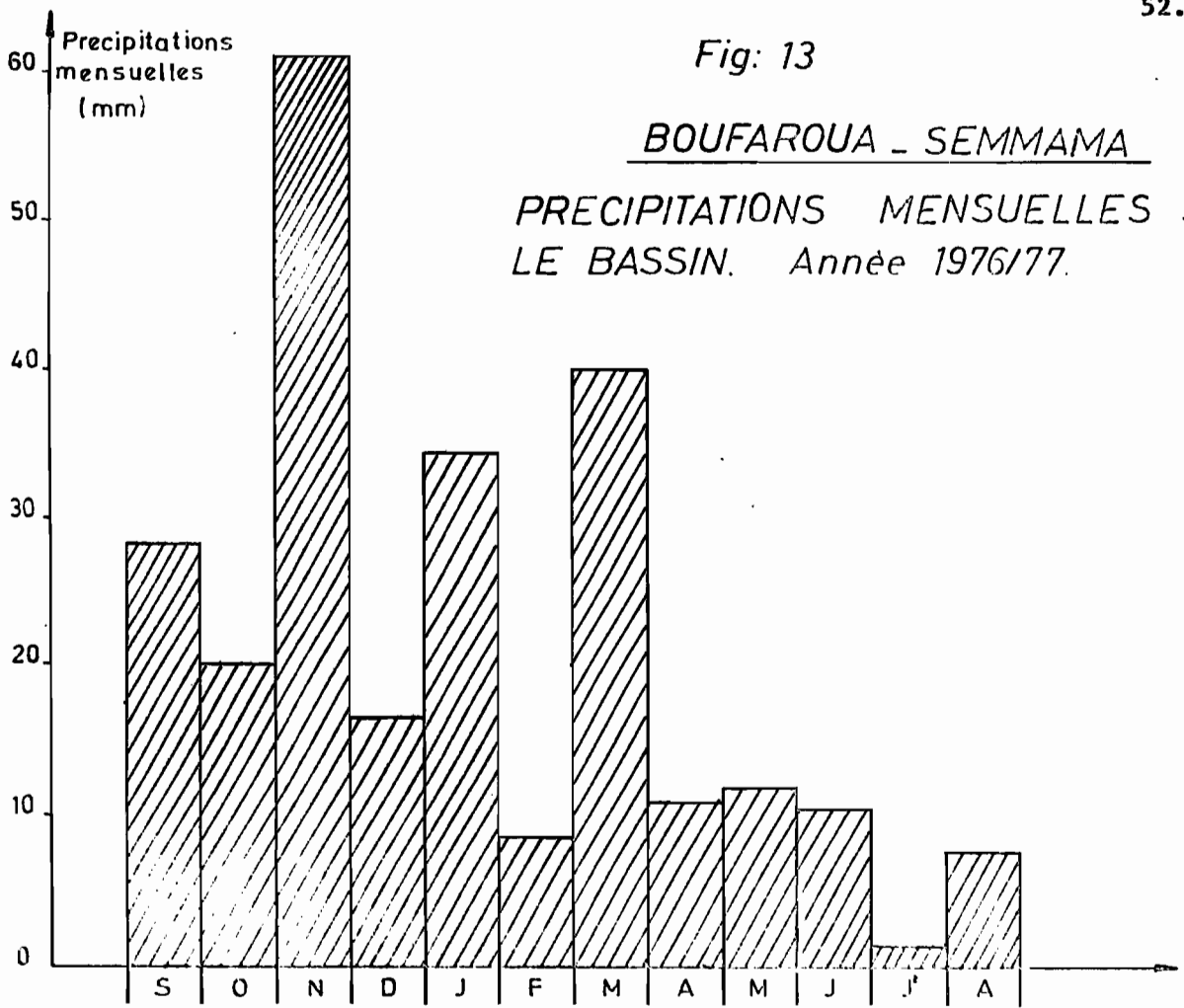
Tableau n° 23 Des classes de hauteur de précipitations en fonction des mois de l'année - Citerne hydrologique BOU FAROUA - Année 1976-77

Classes de hauteur (mm)	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	J	Total
0,1 - 10	2	4	3	4	4	2	3	6	5	2	1	3	39
10,1 - 20	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	2
20,1 - 30	1	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	4
> 30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total des jours de pluie	3	4	5	4	6	2	4	6	5	2	1	3	45

Fig: 13

BOUFAROUA - SEMMAMA

PRECIPITATIONS MENSUELLES SUR  
LE BASSIN. Année 1976/77.



BOUFAROUA - SEMMAMA

PRECIPITATIONS MENSUELLES  
SUR LE BASSIN. Année 1977/ 78.

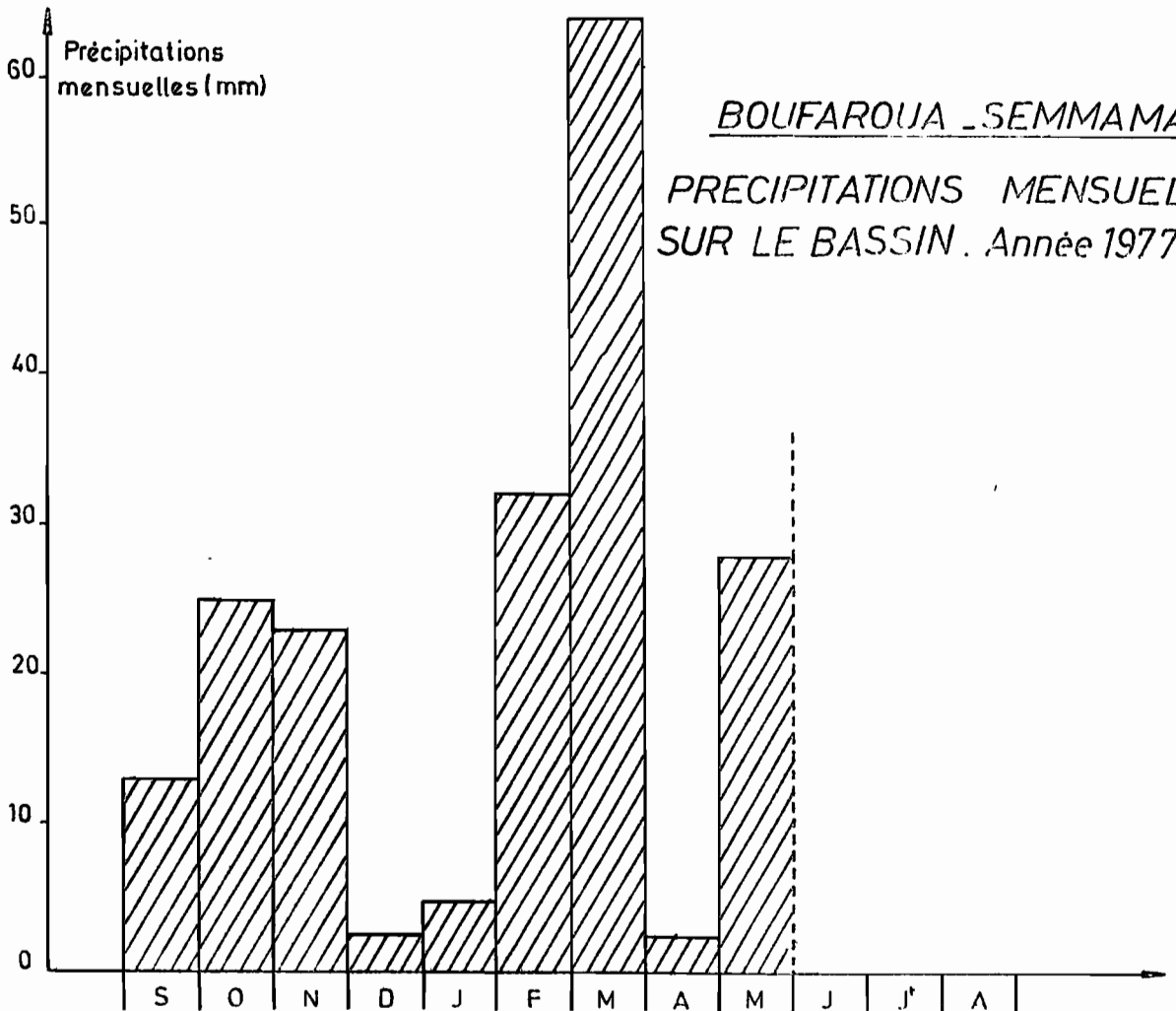


Tableau n° 24 Hauteur de pluie moyenne sur le bassin versant de la citerne hydrologique BOUFAROUA-SEMMAMA (mm) en 1976-77

Jours		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
1											7,1			
2						1,5					3,5			
3			3,5											
4				2,9										
5														
6														
7						5,0				1,2			0,5	
8			10,0			11,2				1,3				
9						15,1							0,9	
10									1,8					
11			3,3											
12					1,4									
13							7,9		0,6				6,2	
14														
15							0,5							
16		4,0		24,7										
17									0,3	4,5				
18				28,0					3,2	2,7				
19		2,9		2,1					2,5					
20								9,7	2,5					
21					2,4									
22				3,5										
23		21,4			7,3	1,2								
24						0,5								
25			3,4											
26					5,5							1,3		
27														
28										2,1				
29								1,5						
30								28,8						
31								0,1						
Hauteur de pluie	Mois	28,3	20,2	61,2	16,6	34,5	8,4	40,1	10,9	11,8	10,6	1,3	7,6	251,5
	Saisons	109,7			59,5			62,8			19,5			
Nombre de jours de pluie	Mois	3	4	5	4	6	2	4	6	5	2	1	3	45
	Saisons	12			12			15			6			

Tableau n° 25 Hauteur de pluie moyenne sur le bassin versant de la citerne hydrologique BOU FAROUA - SEMMAMA (mm) en 1977-78

Jours		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
1														
2								22,1	2,7					
3														
4														
5								3,0		T				
6		11,8								5,5				
7														
8														
9					0,1									
10														
11														
12			0,2				15,9							
13						2,4	16,3							
14			0,5							1,6				
15			5,4											
16														
17			2,7							9,7				
18		0,3	13,2		0,1			15,5		0,1				
19			2,3			T								
20						2,3								
21														
22								0,9		1,9				
23					2,3	T								
24				19,4										
25				3,6										
26														
27		0,1												
28		0,6												
29														
30								18,9		55,0				
31			0,7							4,1				
Hauteur de pluie	Mois	12,8	25,0	23,0	2,5	4,7	32,2	60,4	2,7	27,9				
	Saisons	60,8			39,4			91,0						
Nombre de jours de pluie	Mois	4	7	2	3	4	2	5	1	8				
	Saisons	13			9			14						

Tableau n° 26 Des classes de hauteur de précipitation en fonction des mois de l'année - Citerne Hydrologique de BOU FAROUA Année 1977-78

Classes de hauteur (mm)	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Total
0,1 - 10	3	6	1	3	2	0	2	1	7				
10,1 - 20	1	1	1	0	0	2	2	0	0				
20,1 - 30	0	0	0	0	0	0	1	0	0				
> 30	0	0	0	0	0	0	0	0	0				
Total	4	7	2	3	2	2	5	1	7				

Pour l'année 1976-77 on compte un jour de pluie sur 8 jours de l'année.

### 3.3.1.4. - Etude des averses individualisées

L'analyse de l'information pluviographique du bassin permet de procéder à l'individualisation des averses constituant le total journalier. Une telle analyse permettra d'affiner l'entrée des modèles de transformation des pluie en débits.

Au cours d'une période de 24 heures, le total des précipitations journalières peut être réparti en une, deux ou trois averses individualisées. On a utilisé pour cela les pluviogrammes de la citerne auquel on ajoute dans certains cas les observations des pluviogrammes du pluviographe PG 89 de la parcelle de la pédologie.

#### 3.3.1.4.1. - Distribution journalière des averses

Les critères d'individualisation des averses qu'on a estimé les plus adéquats sont une durée sans pluie ou une pluie d'intensité très faible inférieure à un seuil. On estime que 2 averses sont séparées si  $I \leq 1$  mm/h pendant 30 mn. Les averses durant plus de 3 heures ont été écartées puisque cette durée dépasse le temps de concentration du bassin.

Tableau n° 27 Nombre d'averses par tranches de pluie journalière

Pluie journalière (mm)	Nombre d'averses en 24 h		TOTAL (*)
	1	2	
5,1 à 10	5	0	5
10,1 à 20	6	1	7
20,1 à 30	2	1	3
TOTAL	13	2	15

(\*) ce total n'intéresse que les averses de la période Septembre 1976 - 30 Avril 1978

On a défini aussi les averses par tronçage des événements trop faibles de moins de 5 mm de hauteur totale d'une part et de moins de 5 minutes de durée d'autre part.

#### 3.3.1.4.2. - Intensités des averses

Les intensités pluviométriques sont calculées sur un pas de temps de 5 minutes. Ces valeurs obtenues sont mieux en rapport avec la taille du bassin et les paramètres de l'écoulement (temps de réponse du bassin, temps de concentration, temps de montée). Les averses n'ayant provoqué au un ruissellement (localisé ou généralisé) présentent des intensités moyennes comprises entre 0,5 et 9 mm/h.

Pour les averses ayant provoqué un ruissellement nous remarquons que l'intensité moyenne du corps principal est supérieure à 10 mm/h, tandis que l'intensité maximale est variable selon les événements. L'averse du 23 Septembre 1976 dont le maximum a atteint 84 mm/h a engendré la crue la plus importante depuis l'installation du bassin.

Tableau n° 28

Date	Intensité maximale sur 5' en mm/h	Corps principal		Séquence	
		Pluie utile	Durée	Intensité moyenne en mm/h	Durée
23/9/1976	84	18,0	25'	42,0	25'
6/9/1977	40	4,4	11'	6,6	1h45'
17/10/1977	24	3,0	20'30"	5,0	1h

Si on se limite aux averses génératrices de ruissellement on constate :

- que toutes les intensités maximales sont comprises entre 5 et 84 mm/h
- que toutes les averses dont l'intensité maximale supérieure à 10 mm/h n'ont pas donné de ruissellement généralisé à l'exception de 3 averses qui figurent au tableau n° 28 .

### 3.3.2. - Etude de l'Evaporation

L'évaporation est le passage de l'eau liquide à la vapeur d'eau, transformation qui consomme de l'énergie. La source de l'énergie dans la nature est le soleil, soit par rayonnement direct soit par rayonnement diffus. Le mécanisme de l'évaporation est régi par les éléments du climat tels que le vent, la température, la convection libre et la pression de vapeur de l'air.

L'étude de l'évaporation peut être abordée sous différents angles : diffusion de la vapeur d'eau, bilan énergétique, mesure de la variation d'une réserve d'eau. Il est possible de l'exprimer à partir des mesures usuelles (station météorologique) des éléments du temps.

L'ensemble de mesures comporte ici :

- Les mesures sous abri
- Les mesures d'évaporation en bac Colorado type ORSTOM.

#### 3.3.2.1. - Les mesures sous abri

##### 3.3.2.1.1. - L'évaporimètre de Piche

A. - Théorie de PICHE : "Petite pastille évaporante par sa face supérieure et sa face inférieure simultanément, le "Piche" est placé dans l'abri et ne reçoit pas d'énergie d'origine solaire". [37]. Le rayonnement radiatif de la pastille est donc pratiquement nul :

$$Q = \sigma \theta_a^4 - \sigma \theta_p^4 \neq 0$$

où  $\sigma$  = constante de Stefan

$\theta_a$  = température moyenne de l'air

$\theta_p$  = température du Piche

Le bilan d'énergie s'écrit dans ces conditions :

$$Q = C + L \cdot E \neq 0 \quad (\text{équation psychrométrique})$$

où

C = chaleur sensible fournie à l'atmosphère

L = chaleur latente de vaporisation de l'eau

E = évaporation

De cette équation on tire  $\frac{C}{LE} = - 1$

D'autre part le rapport de BOWEN s'écrit sous la forme :

$$\beta = \frac{C}{LE} = \gamma \frac{\theta_p - \theta_a}{e_p - e_d} = -1$$

$e_p$  = pression de vapeur d'eau saturante de Piche (thermomètre mouillé)

$e_d$  = pression de vapeur d'eau mesurée sous abri

$\gamma$  = constante psychrométrique

La pression de vapeur saturante de l'air est donnée par

$$e_d = e_p - \gamma (\theta_a - \theta_p)$$

et l'on peut donc écrire :  $\theta_p = \theta_w$  : température du thermomètre mouillé.

L'énergie nécessaire à l'évaporation  $V$  empruntée à l'air ambiant sous forme de chaleur sensible s'écrit :

$$|37| : V = c (\theta_a - \theta_s) = d (e_s - e_d)$$

$\theta_s$  = température de surface

$e_s$  = pression de vapeur d'eau saturante correspondant à  $\theta_s$

$e_d$  = pression de vapeur d'eau de l'air

$c$  et  $d$  sont des constantes de proportionnalité dépendant du vent au-dessus de la pastille.

En première approximation, on peut écrire en négligeant le terme radiatif :

$$V = d (e_w - e_d)$$

Le facteur de proportionnalité des termes  $(\theta_a - \theta_w)$  et  $(e_w - e_d)$  étant la constante psychrométrique  $\gamma$ .

Peut-on rattacher cette évaporation à celle d'une surface recevant le rayonnement solaire ; c'est ce qu'a étudié BOUCHET (R.J.). Si l'on part de la formule de PENMAN qui s'écrit pour une grande dimension :

$$E = \frac{\Delta Q/L + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

$E_a$  = Evaporation d'une surface dont la température serait celle de l'air, mesurée sous abri

$$\Delta = (e_a - e_s) / (\theta_a - \theta_s)$$

et dans la théorie de Piche on aurait  $V = \frac{\gamma \cdot V_a}{\Delta + \gamma}$

avec  $V_a = g(u) (e_a - e_d)$  c'est l'évaporation de Piche à la température de l'air ;  $g(u)$  est une fonction du vent. Dans cette formule

$$V = \frac{V_a}{\Delta + \gamma} , \text{ BOUCHET calcule la valeur corrigée du Piche, en multipliant les données de l'évaporimètre par } \frac{\Delta + \gamma}{\gamma} \text{ et on obtient le terme } V_a .$$

B. - Vérification expérimentale : La comparaison de  $V$  et  $\theta_a - \theta_w$ , établie à partir des résultats mensuels obtenus à la station de BOUFAROUA, montre une liaison linéaire très nette entre les deux termes ; (figure n° 14), la dispersion pouvant être attribuée en partie à l'influence du vent.

Nous avons obtenu pour cette station l'équation de la droite :

$$V = 0,92 (\bar{\theta}_a - \bar{\theta}_w) + 1,58 \text{ avec un coefficient de corrélation } r = 0,90.$$

Tableau n° 29

Sai- son		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
1975 - 76	$\theta_a$	24,6	16,9	11,4	8,9	7,7	8,1	9,3	13,3	18,0	22,5	26,2	26,0
	$\theta_w$	19,0	12,8	9,0	6,9	5,2	5,9	6,9	10,2	15,1	17,4	21,5	20,8
	$\theta_a - \theta_w$	5,6	4,1	2,4	2,0	2,5	2,2	2,4	3,1	2,9	5,1	4,7	5,2
	V mm/j	5,0	5,4	3,5	2,7	3,6	2,8	3,3	4,0	4,0	5,8	6,8	7,1
1976 - 77	$\theta_a$	21,6	17,5	10,4	10,0	9,5	12,0	14,2	15,7	20,0	24,7	29,5	27,5
	$\theta_w$	19,4	16,2	10,0	9,0	7,5	8,3	11,1	13,3	15,8	18,1	23,3	20,5
	$\theta_a - \theta_w$	2,2	1,3	0,4	1,0	2,0	3,7	3,1	2,4	4,2	6,6	6,2	7,0
	Vmm/j	4,1	4,1	1,9	3,7	3,8	5,5	5,4	4,6	5,4	7,1	8,7	8,3
1977 - 78	$\theta_a$	22,1	17,8	13,6	10,2	7,4	11,7	11,6					
	$\theta_w$	17,5	14,5	10,4	7,5	4,8	7,9	7,9					
	$\theta_a - \theta_w$	4,6	3,3	3,2	2,7	2,6	3,8	3,7					
	Vmm/j	5,4	3,9	3,7	2,8	3,5	4,8	4,5					

STATION BOUFAROUA\_SEMMAMA

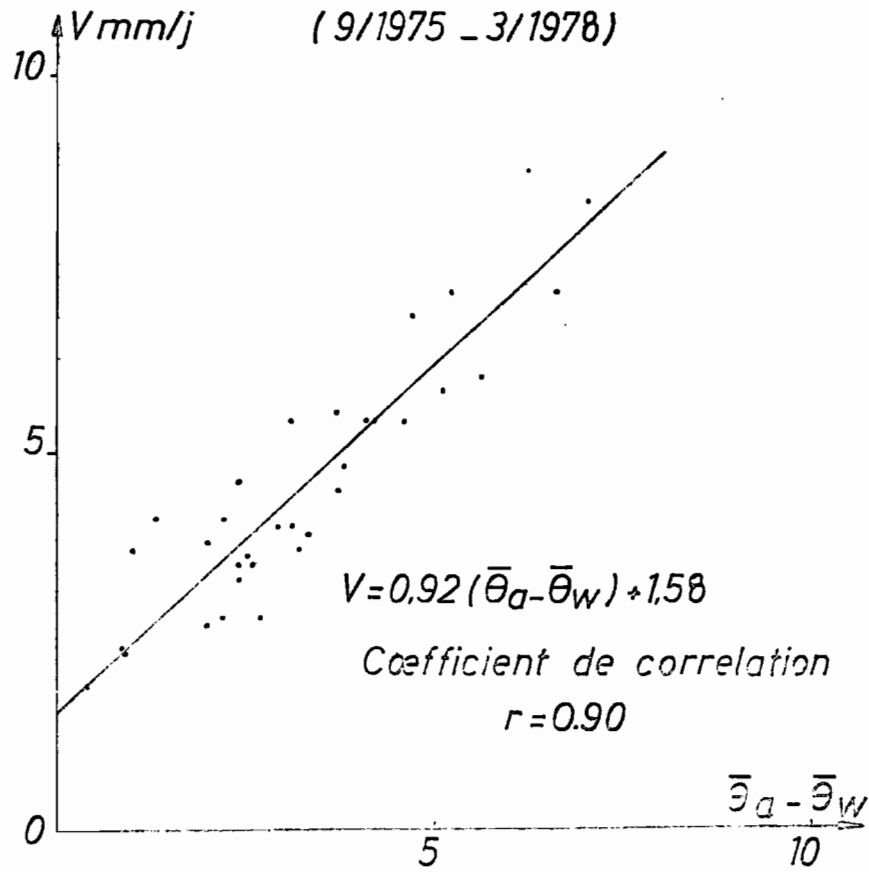


Fig:14 Evaporation Piche et  $\bar{\theta}_a - \bar{\theta}_w$   
(valeurs mensuelles)

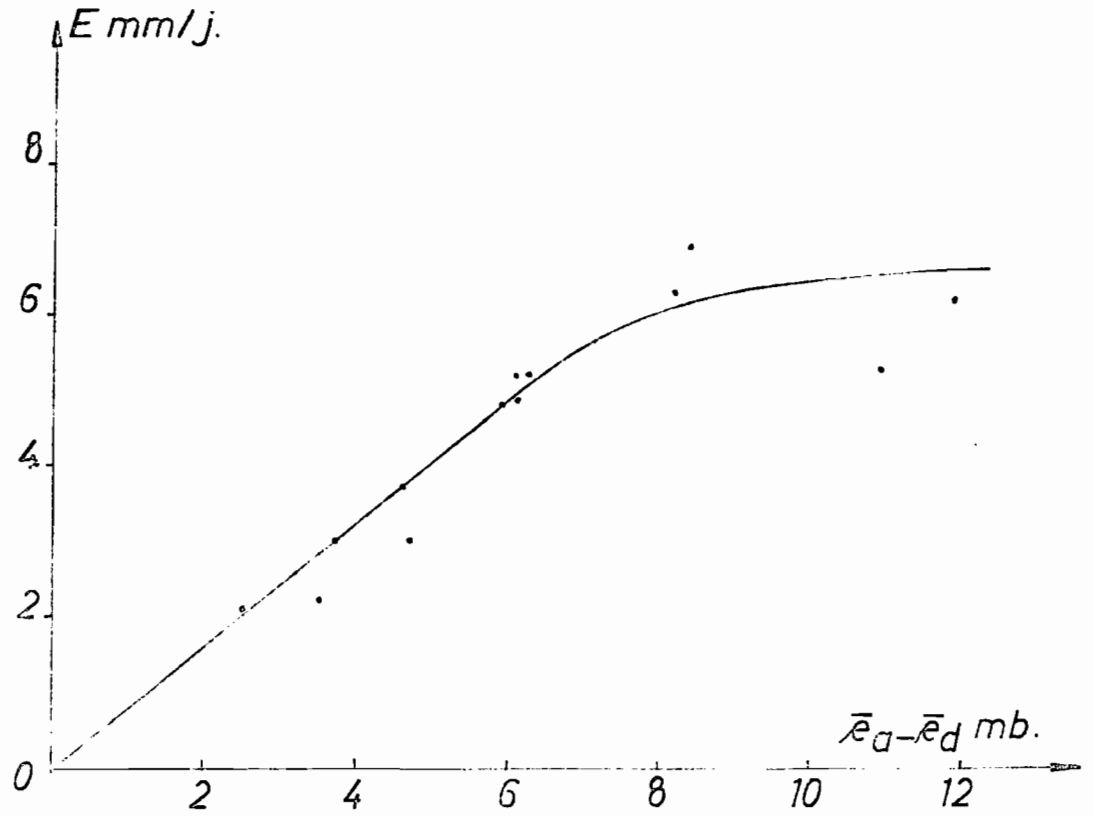


Fig:20 Evaporation du BAC COLORADO et déficit  
de saturation.

3.3.2.1.2. - Résultats obtenus

A. - Evaporation du Piche : Au cours de l'année le total mensuel décroît rapidement de Septembre à Décembre, remonte graduellement jusqu'au maximum atteint en Juillet ou Août. Pour les saisons 1975-76 et 1976-77 on observe un 2ème minimum en Février pour la première et en Janvier pour la seconde.

Tableau n°30 Evaporation mensuelle à l'évaporimètre de Piche  
Station BOUFAROUA - SEMMAMA

Période	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
1975-76	172	168	105	82	112	80	101	118	124	174	219	222	1677
1976-77	125	125	56	114	97	155	169	137	170	214	270	258	1890
1977-78	162	119	109	106	107	134	139						

Tableau n° 31 Evaporation moyenne mesurée au Piche au cours de la journée  
(mm) - Station BOUFAROUA - SEMMAMA

Période	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
1975-76	6,0	5,4	3,5	2,7	3,6	2,8	3,3	4,0	4,0	5,8	6,8	7,1	4,6
1976-77	4,1	4,1	1,9	3,7	3,8	5,5	5,4	4,6	5,4	7,1	8,7	8,3	5,1
1977-78	5,4	3,9	3,7	2,8	3,5	4,8	4,5						

En 1976-77, l'évaporation du Piche à partir de Février est nettement plus élevée que celle de la même période de l'année 1975-76.

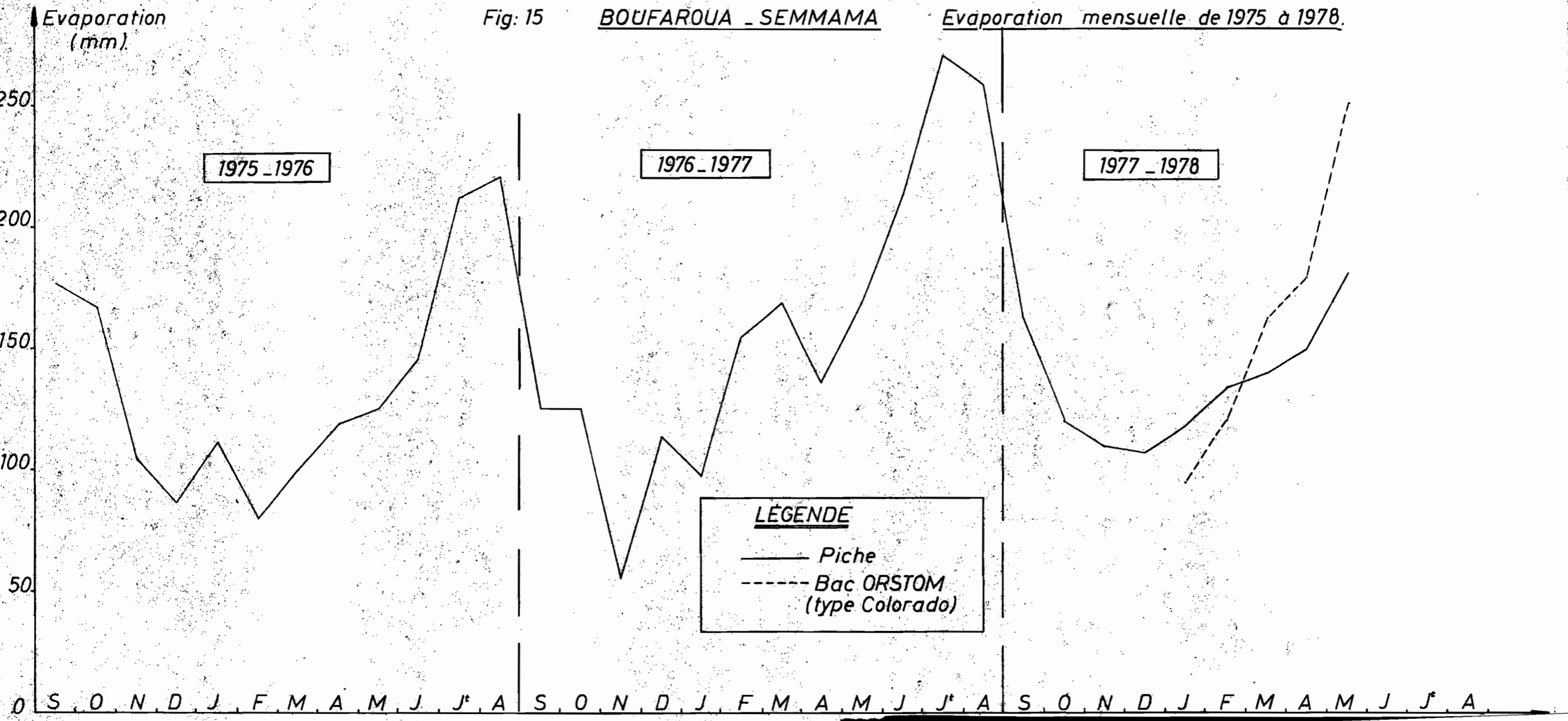
A l'échelle de la journée, l'évaporation est maximale entre 13 h et 19 h au moment le plus chaud et le moins humide de la journée.

Tableau n° 32 Evaporation moyenne mesurée au Piche au cours de la journée  
(mm) - Station BOUFAROUA - 1977-78

Période	S	O	N	D	J	F	M
7 - 13 h	1,9	1,2	1,2	0,8	1,2	1,4	1,3
13 - 19 h	2,3	1,7	1,4	0,8	1,0	1,3	1,3
19 - 7 h	1,2	1,0	1,1	1,2	1,3	2,1	1,9

Fig: 15 BOUFAROUA - SEMMAMA

Evaporation mensuelle de 1975 à 1978.



B. - Humidité relative : L'humidité de l'air s'exprime en degrés hygrométriques ou humidité relative (Hr). Elle est définie par :

$$Hr = 100 \frac{e_d}{e_a}$$

$e_d$  = pression de vapeur d'eau mesurée sous abri

$e_a$  = pression de vapeur d'eau saturante à la température de l'air sous abri.

Le calcul de l'humidité relative a été fait à partir des mesures de températures aux thermomètres sec et humide du psychromètre et au moyen des tables de la météorologie nationale.

Nous donnons aux tableaux suivants, les observations faites aux relevés pour les campagnes 1975-76, 1976-77 et 1977-78.

Tableau n° 33 Humidité relative observée durant la saison 1975-76  
Station BOUFAROUA - SEMMAMA

Heure des relevés	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
7 h	78	77	85	89	78	83	84	83	85	72	78	77	81
13 h	47	50	60	59	53	59	59	53	63	49	56	55	55
19 h	52	57	75	77	71	76	73	63	74	62	66	58	67

Tableau n° 34 Humidité relative observée durant la saison 1976-77  
Station BOUFAROUA - SEMMAMA

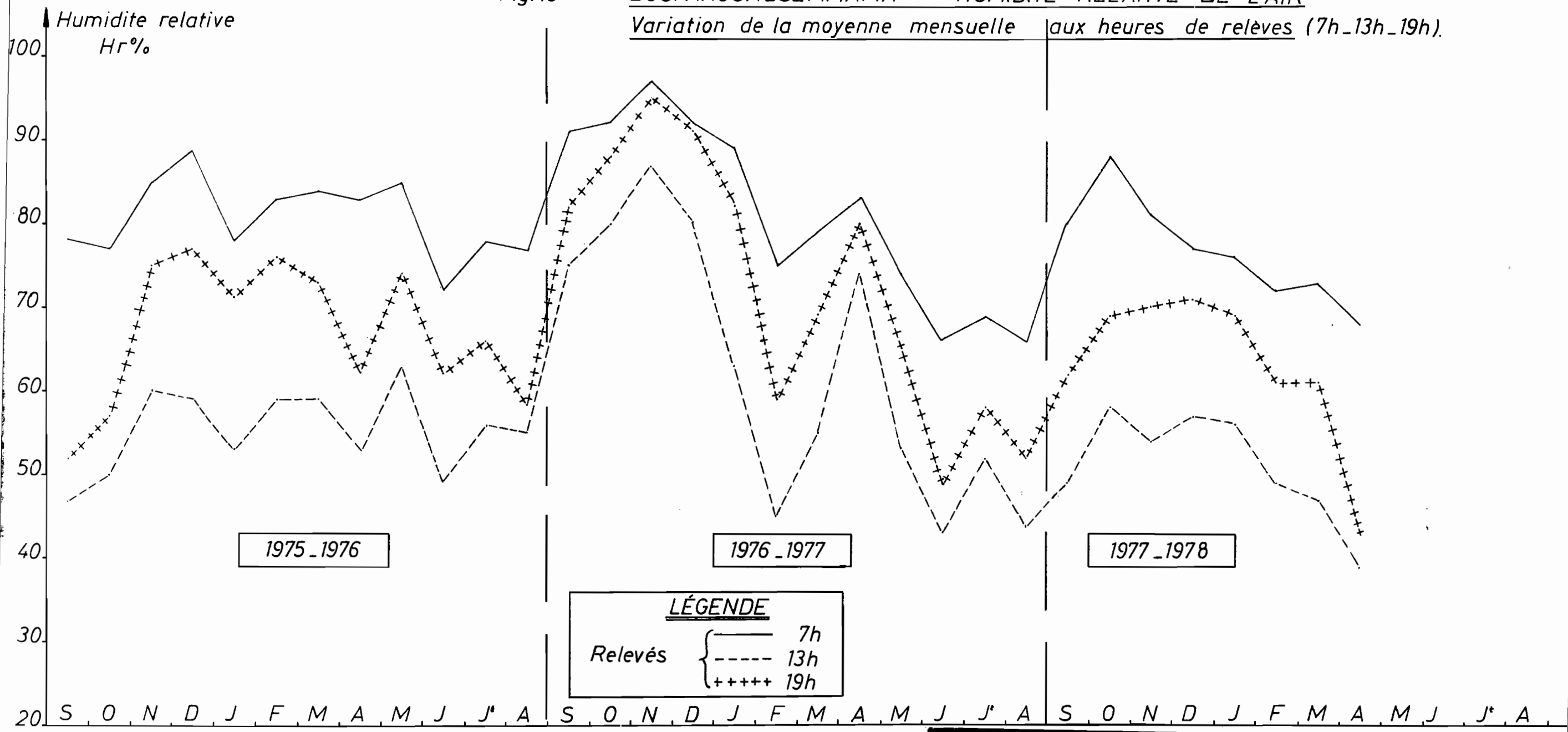
Heure des relevés	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
7 h	91	92	97	92	89	75	79	83	74	66	69	66	81
13 h	75	80	87	80	63	45	55	74	53	43	52	44	63
19 h	82	88	95	86	77	59	69	80	65	49	58	52	72

Tableau n° 35 Humidité relative observée durant la saison 1977-78  
Station BOUFAROUA - SEMMAMA

Heure des relevés	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
7 h	80	87	81	77	76	72	73	68					
13 h	49	58	54	57	56	49	47	39					
19 h	62	69	70	71	69	61	61	43					

Fig: 16

BOUFAROUA\_SEMMAMA HUMIDITE RELATIVE DE L'AIR  
Variation de la moyenne mensuelle aux heures de releves (7h-13h-19h).



De ces trois années d'observation il ressort que :

- l'humidité relative passe par un maximum au cours de la nuit ou au lever du jour. Elle décroît brusquement avec l'apparition du soleil. La situation du minimum dans la journée est variable suivant les saisons. En hiver il se situe dans l'après-midi alors qu'en été (mai, juin), il se situe entre 10 h et 13 h. Ce décalage du maximum dans la journée est expliqué par la position du soleil, donc par la durée du jour.
- Au cours de l'année, l'humidité relative passe par un maximum en Novembre ou Décembre puis il décroît jusqu'en Février, remonte en Mars avant de passer par un 2ème minimum en Avril et atteint à nouveau un minimum en Juin. A cette période, les vents du Sud en augmentant la température ambiante diminuent l'humidité relative.

C. - Les températures : Nous présentons dans les tableaux les températures caractéristiques mensuelles et annuelles des campagnes 1975-76, 1976-77 et 1977-78. Nous rappelons la signification des paramètres utilisés :

- $T_{xa}$  : la température maximale au cours du mois
- $\bar{T}_x$  : la moyenne mensuelle des températures maximales journalières
- $T_{na}$  : la température minimale observée au cours du mois
- $\bar{T}_n$  : la moyenne mensuelle des températures minimales journalières
- $\frac{\bar{T}_x + \bar{T}_n}{2}$  : la température moyenne mensuelle
- $\bar{T}_x - \bar{T}_n$  : l'amplitude diurne moyenne mensuelle

Tableau n° 36 Températures observées durant la saison 1975-76  
Station BOUFAROUA - SEMMAMA

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
$T_{xa}$	39,7	28,0	28,2	21,0	17,3	17,1	20,5	24,8	29,1	33,0	38,1*	39,2*	28,0
$\bar{T}_x$	30,0*	22,9	16,9	13,9*	12,2	12,8	14,0	18,9	22,7	28,1	32,4*	32,5*	21,5
$T_{na}$	7,0	0,1	1,2	1,0	-3,0	-2,5	1,1	1,7	7,2	9,5	13,8	14,0	4,3
$\bar{T}_n$	11,7*	5,6	6,5	6,3	2,1*	2,4	3,2	6,3	10,6	13,2	16,7	16,3	8,4
$\frac{\bar{T}_x + \bar{T}_n}{2}$	20,8	14,3	11,7	10,1	7,2	7,6	8,6	12,6	16,7	20,7	24,6	24,4	14,9
$\bar{T}_x - \bar{T}_n$	18,3	17,3	10,4	7,6	10,1	10,4	10,8	12,6	12,1	14,9	15,7	16,2	13,0

\* Observations incomplètes

Tableau n° 37 Températures observées durant la saison 1976-77  
Station BOUFAROUA - SEMMAMA

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	ANNEE
T <sub>xa</sub>	34,0	29,3	21,5	23,0	20,5	25,5	27,4	28,5	32,3	38,2	43,8	38,5	30,2
$\bar{T}_x$	27,1	24,6	15,9	15,8	14,6	18,6	21,8	21,5	25,8	31,1	36,8	34,1	23,9
T <sub>na</sub>	9,5	3,9	-1,5	-3,0	-1,0	-1,2	-2,5	0	5,2	7,7	14,5	11,6	3,6
$\bar{T}_n$	13,1	9,5	3,8	2,4	3,1	3,6	4,1	6,2	10,3	13,3	17,6	16,3	8,6
$\frac{\bar{T}_x + \bar{T}_n}{2}$	20,1	17,0	9,9	9,1	8,9	11,1	12,9	13,8	18,0	22,2	27,2	25,2	16,3
$\bar{T}_x - \bar{T}_n$	14,0	15,1	12,1	13,4	11,5	15,0	17,7	15,3	15,5	17,8	19,2	17,8	15,4

Tableau n° 38 Températures observées durant la saison 1977-78  
Station BOUFAROUA - SEMMAMA

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	ANNEE
T <sub>xa</sub>	35,3	29,7	27,2	21,7	17,7	25,6	24,2	32,7	33,2				
$\bar{T}_x$	28,5	23,3*	27,0	15,5	12,7	17,6	17,6	19,8	26,4				
T <sub>na</sub>	7,8	6,9	1,4	-4,2	-4,8	-0,5	1,2	1,5	6,3				
$\bar{T}_n$	13,1	10,6*	7,7	3,1	1,4	5,3	4,9	6,7	11,9				
$\frac{\bar{T}_x + \bar{T}_n}{2}$	20,8	17,0	17,4	9,3	7,1	11,5	11,3	13,2	19,2				
$\bar{T}_x - \bar{T}_n$	15,4	12,7	19,3	12,4	11,3	12,3	12,7	13,1	14,5				

Le cycle de variation annuelle de la température moyenne mensuelle est régulier d'une saison à l'autre. Il est caractérisé par un minimum réparti sur les trois mois de l'hiver (Décembre, Janvier et Février) parfois même sur le mois de Mars et un maximum estival très net en Juillet. Nous noterons que pour la saison 1975-76 l'hiver est plus froid et le mois de Juillet moins chaud.

Les températures extrêmes relevées sont :

- en 1975-76 : - 3,0°C et 39,2°C
- en 1976-77 : - 2,5°C et 38,5°C
- en 1977-78 : - 4,8°C

D. - Climogramme des températures : Sur un diagramme nous portons les températures moyennes des maximums ( $\bar{\theta}_x$ ) et des minimums ( $\bar{\theta}_n$ ) et en joignant les points dans l'ordre des mois (fig. 17). Le climat méditerranéen, continental de la région se caractérise par un diagramme allongé et presque linéaire, qui ne fait que traduire la symétrie du rayonnement solaire autour du mois où le soleil passe à son zénith.

### 3.3.2.2. - Evaporation sur bac

Un bac quel qu'il soit, est un réservoir conventionnel utilisé pour des mesures relatives et comparées.

Pour un bac enterré, exposé au soleil et au vent, "l'influence de la hauteur du rebord apparaît très nettement. Ce rebord constitue évidemment un brise-vent et modifie la turbulence sur une distance représentant plusieurs fois sa hauteur". [36]

D'autre part, pour un bac enterré, il y a des échanges thermiques entre l'eau et le sol environnant et pour supprimer l'erreur de mesure due à la dilatation, les relevés de l'évaporation sont effectués une seule fois par jour, le matin à 7 h.

La mesure volumétrique de l'eau ajoutée au bac, pour établir le niveau, à l'aide d'un repère fixe constitue une mesure précise car les erreurs dans l'ajustement du niveau sont compensées dans les lectures suivantes si on calcule l'évaporation pendant des périodes assez longues (décades ou mois).

#### 3.3.2.2.1. - Déterminisme de l'évaporation

A. - Formule de Dalton : Elle s'écrit sous sa forme la plus générale :

$$E = f(u) (e_s - e_d)$$

où  $f(u)$  est une fonction du vent,  $e_s$  la pression de vapeur d'eau saturante à la température de la surface de l'eau et  $e_d$  la pression de vapeur d'eau au-dessus de la surface évaporante obtenue à partir des mesures sous abri.

La fonction du vent la plus utilisée est une fonction linéaire  $b_0 + b u$  où  $b_0$  et  $b$  sont des constantes.

D'après RIOU (CH.), la constante  $b_0$  peut disparaître dans les formules les plus récentes.

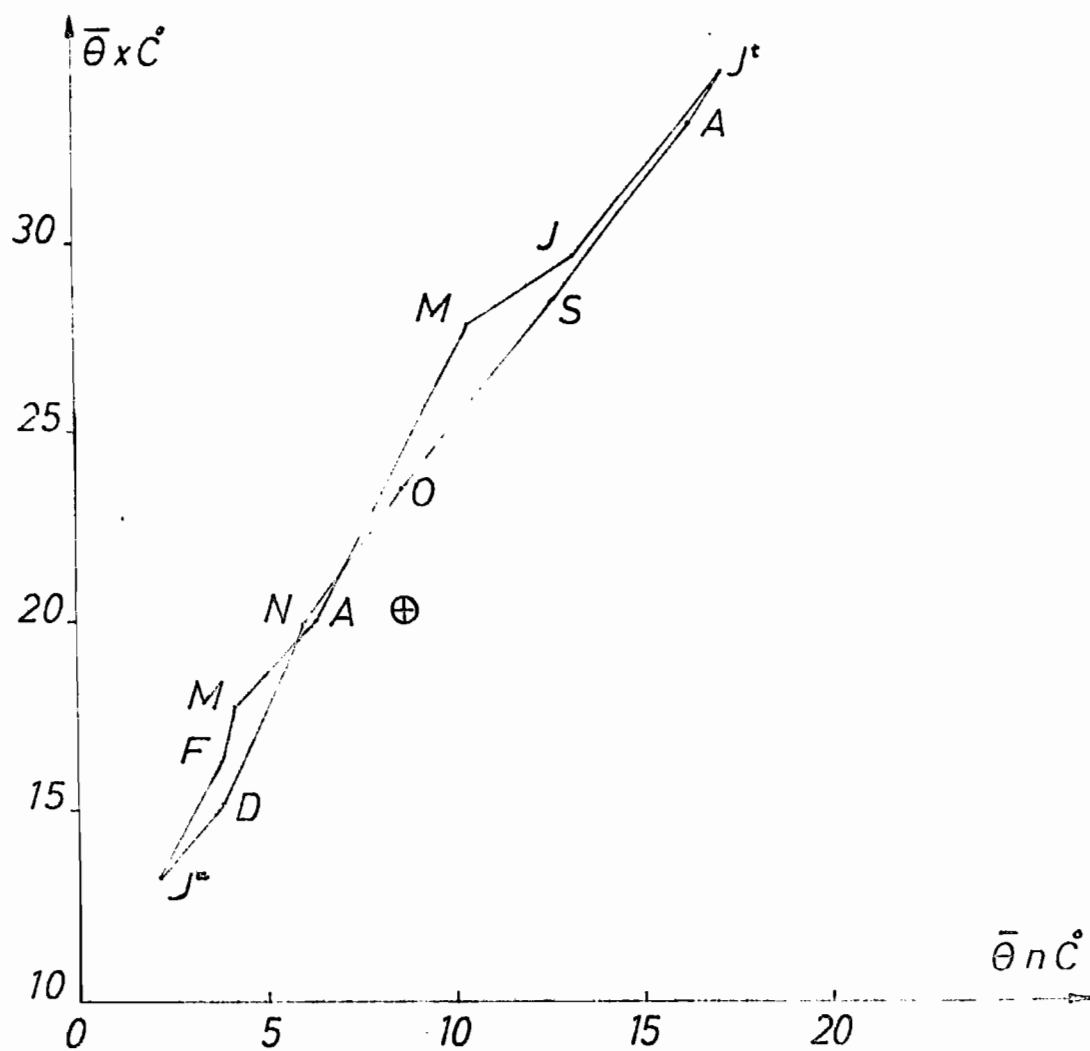


Fig:17 Climogramme de la station de mesure de l'évaporation de BOUFAROUA.

B. - L'application de la formule de Dalton aux petits réservoirs :

La formule de Dalton est pour la petite surface de la forme :

$$E = b U_{200} (e_s - e_d)$$

mm/j      m/s      mb

On peut justifier théoriquement la forme d'une telle expression dont l'origine est empirique (RIOU).

Si le niveau atteint par  $e_d$  est compris entre Z et le niveau 200 de l'abri, cette formule peut s'écrire :

$$E = cte U_{200} (e_s - e_d)$$

C'est l'étude expérimentale qui nous montre dans quelle mesure l'application de cette formule est valable pour un bac enterré.

C. - Etude expérimentale de la formule de Dalton pour le bac enterré :

D'après RIOU (CH.), la comparaison du rapport  $E/(e_s - e_d)$  et  $U_{200}$  pour les bacs enterrés pour trois stations dont les vitesses du vent sont nettement différents : Fort-Lamy ( $\bar{U}_{200} \neq 1,40$  m/s), Bol-Dune ( $\bar{U}_{200} = 2,00$  m/s) et Largeau ( $\bar{U}_{200} = 2,80$  m/s) fait apparaître une relation linéaire :

$$E = b U_{200} (e_s - e_d)$$

mm/j      m/s      mb

avec  $b = 0,24$  (avec les unités indiquées)

D. - Expression de la loi de Dalton à BOUFAROUA - SEMMAMA : L'application de la loi de Dalton à la station de BOUFAROUA nécessite un rappel des conditions locales dans lesquelles nous faisons les mesures : la vitesse du vent est calculée à partir des observations d'un anémomètre totalisateur situé à 50 cm. L'évaporation E du bac exprimée en mm/j est donnée pour une période de décade puisque la période d'observation est limitée (début des observations mi-Décembre).

L'expression  $e_s - e_d$ , différence entre la tension de vapeur saturante à la température de l'eau du bac et la tension de vapeur de l'air, a été calculée pour des intervalles de temps égaux à la décade.

Sans faire intervenir la turbulence, la dispersion n'est pas grande, et pourrait être due en grande partie à l'influence du vent. Ce premier ajustement permet d'écrire (fig.n° 19) :

$$E = 0,60 (\bar{e}_s - \bar{e}_d) + 2,05$$

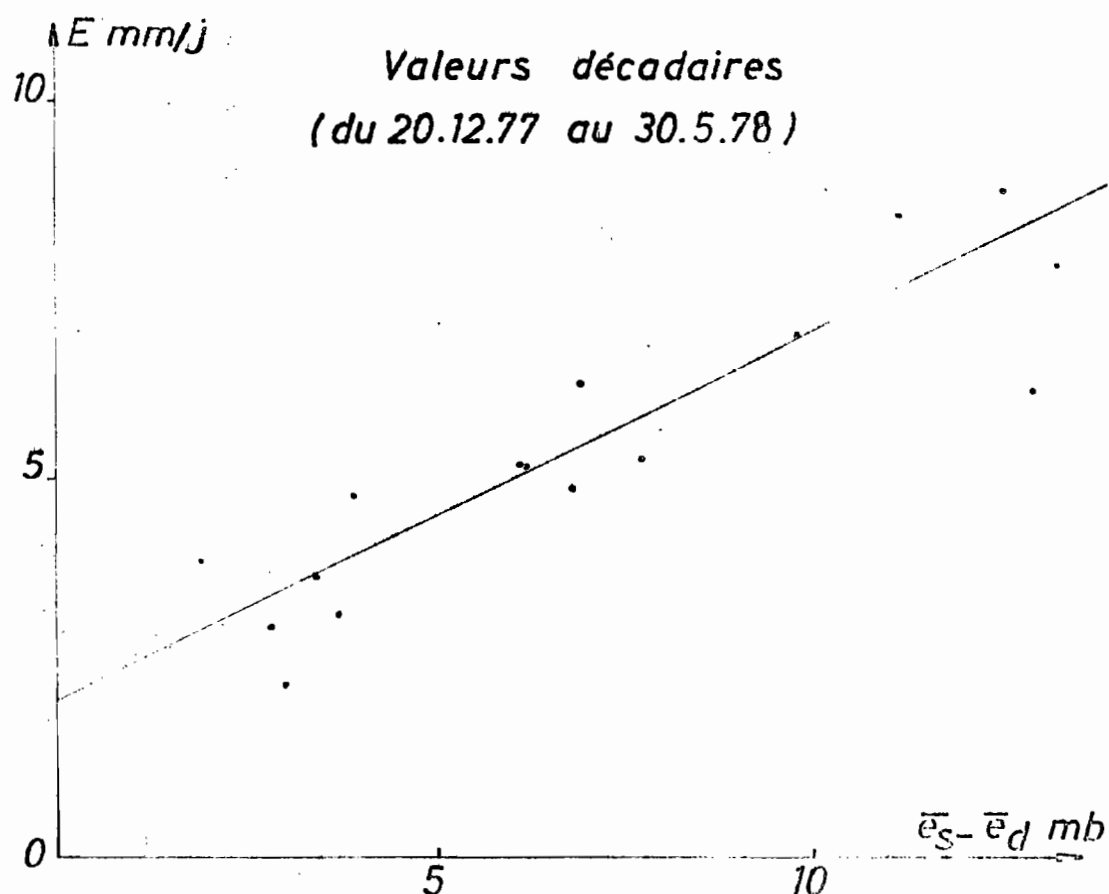


Fig: 18 Loi de DALTON dans le cas du BAC COLORADO entouré de sol nu.

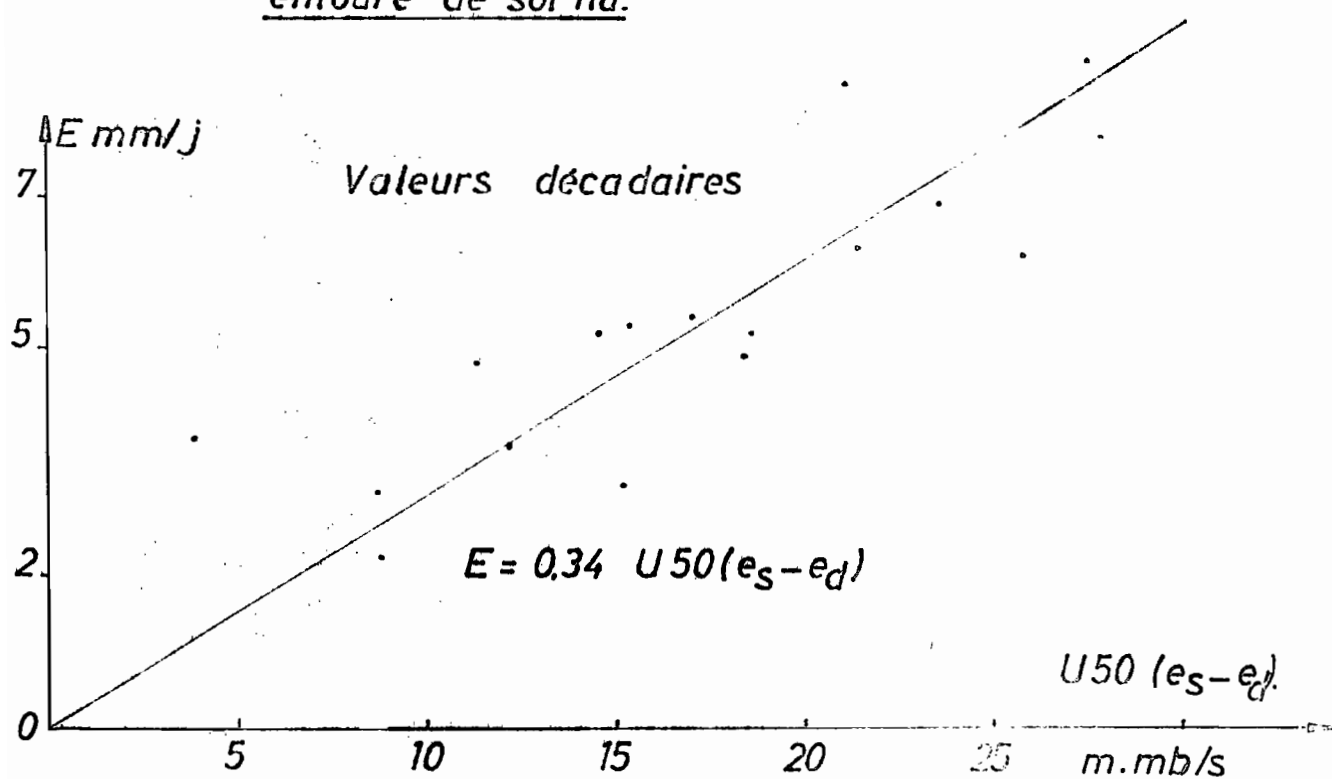


Fig: 19 Loi de DALTON a BOUFAROUA\_SEMMAMA. BAC enterré, sol nu, Anémomètre à 0.50m.

Tableau n° 39

Mois	D	J			F			M			A			M		
Décades	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
$e_s$	11,53	10,58	8,89	10,33	10,11	12,55	16,13	13,31	14,20	14,63	14,98	17,35	20,48	22,57	23,85	23,23
$e_d$	8,70	7,57	6,96	6,66	6,68	8,66	8,39	7,08	8,11	7,77	8,17	7,51	7,59	10,07	10,66	12,10
$e_s - e_d$	2,8	3,0	1,9	3,7	3,4	3,9	7,7	6,2	6,1	6,9	6,8	9,8	12,9	12,5	13,3	11,1
$U_{50}$ (m/s)	3,1	2,6	2,0	4,1	3,6	2,9	2,0	3,0	2,4	3,1	2,7	2,4	2,0	2,2	2,1	1,9
$U_{50} (e_s - e_d)$	8,7	7,8	3,8	15,2	12,2	11,3	15,4	18,6	14,6	21,4	18,4	23,6	25,8	27,5	27,9	21,1
E mm/j (bac)	3,1	2,2	3,9	3,2	3,7	4,8	5,3	5,2	5,2	6,3	4,9	6,9	6,2	8,8	7,8	8,5
E calculée	3,0	2,7	1,3	5,2	4,1	3,8	5,2	6,3	5,0	7,3	6,3	8,0	8,8	9,4	9,5	7,2

D.1. - Influence du vent : La relation qui lie l'évaporation du bac au produit  $U_{50}(e_s - e_d)$  est linéaire, son expression est la suivante :

$$E = 0,34 U_{50} (e_s - e_d)$$

Le flux de vapeur, que représente l'évaporation d'une surface évaporante, est caractérisé par son coefficient de diffusivité turbulente K. La vitesse du vent donnée sous la forme suivante :  $U = \frac{U_*}{K} \text{Log} \frac{Z}{Z_0}$  permet de tracer les profils du vent d'une station donnée.  $U_*$  = vitesse de friction et  $Z_0$  = hauteur de rugosité.

La vitesse du vent croît de façon exponentielle avec l'altitude par rapport au niveau de rugosité  $Z_0$ . Le rapport entre la vitesse à 2 mètres

$$U_{200} = \frac{U_*}{K} \text{Log} \frac{200}{Z_0} \quad \text{et la vitesse à 50 cm : } U_{50} = \frac{U_*}{K} \text{Log} \frac{50}{Z_0}$$

$$\text{doit être } \frac{U_{50}}{U_{200}} = \frac{\text{Log} \frac{50}{Z_0}}{\text{Log} \frac{200}{Z_0}}$$

Le rapport des coefficients est ici  $\frac{b_{50}}{b_{200}} = 0,71$ , ce qui correspondrait à une valeur de la rugosité de l'ordre de 1,6 cm.

### 3.3.2.2.2. - L'évaporation et le déficit de saturation

L'étude de la courbe  $E = f(e_a - e_d)$  montre qu'une partie de la courbe est assimilable à une droite (fig. 20) et ceci pour les faibles valeurs de  $e_a - e_d$ , par contre pour les fortes valeurs de  $e_a - e_d$ , la relation n'est plus linéaire, ce qui traduit l'importance de l'advection. Nous pourrions comprendre ce phénomène en raisonnant sur les températures de l'air sous abri et les températures de l'eau du bac. Pendant la saison sèche, l'air s'échauffe sur le sol et la température de l'eau du bac devient supérieure à celle de l'air sous abri et ceci par suite du flux de chaleur reçu par la petite surface évaporante (bac) ; alors qu'en saison des pluies, c'est le cas contraire qui se produit : la température de l'eau du bac est plus faible que celle de l'air de l'abri.

Tableau n° 40

Période	D	J	F	M	A	M
Bac $\frac{\bar{\theta}_{S7} + \bar{\theta}_{S13}}{2}$	8,0*	6,5	9,9	11,5	15,0	19,6
Abri (air) $\frac{\bar{T}_x + \bar{T}_n}{2}$	9,3	7,1	11,5	11,3	13,2	19,2

\* c'est une valeur calculée pour la 2ème quinzaine du mois, date de la mise en fonctionnement du bac

On notera qu'en été, l'écart de températures de l'eau du bac et de l'air est faible et ceci peut être dû à la variation de la durée du jour entre l'hiver et l'été. Pendant l'hiver les relevés de températures qui se font à 7 h ont plus de significations que ceux qui se font en été à la même heure. En hiver la levée du jour se fait vers 7 h et par conséquent la température est encore le plus souvent à son minimum. Tandis qu'en été la levée du soleil se fait avant 7 h, et la température du bac est plus élevée et l'écart entre les relevés de 7 h et 13 h d'une même journée est faible par rapport à celui des relevés de l'hiver.

N.B. Avec  $e_a = \frac{e_a^n + e_a^x}{2}$

$e_a^n$  et  $e_a^x$  valeurs de la pression de vapeur d'eau saturante pour les températures  $\bar{T}_n$  et  $\bar{T}_x$

$$e_s = \frac{e_s^7 + e_s^{13}}{2}$$

$e_s^7$  et  $e_s^{13}$  valeurs de la pression de vapeur saturante pour les températures de surface de l'eau du bac à 7 h et à 13 h :

$$\theta_s^7 \text{ et } \theta_s^{13}$$

### 3.3.2.2.3. - Relation entre l'évaporation du Piche et l'évaporation en bac

On constate ici comme ailleurs que la courbe représentant la relation entre l'évaporation du bac et celle du Piche a une forme en S (fig. 21). Pour le Piche on peut écrire à un coefficient de forme près (BOUCHET) :

$$V = \frac{\gamma V_a}{\Delta + \gamma} = \frac{\gamma d (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma}$$

et pour le bac si l'on exprime l'évaporation par la formule de Penman :

$$E = \frac{\Delta Q/L + \gamma f(u) (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma}$$

On voit qu'on a :

$$E = \frac{\Delta Q/L}{\Delta + \gamma} + \frac{f(u) \cdot V}{d}$$

Comme Q étant faible en hiver, élevé en été, on comprend ainsi la forme de la courbe précédente.

### 3.3.2.3. - Conclusion

Les appareils utilisés (bac, évaporimètre sous abri) nous donnent des valeurs plus ou moins utilisables, s'il s'agit d'évaluer l'évaporation d'un plan d'eau. Ils ne peuvent cependant nous renseigner sur l'évaporation réelle de notre micro-bassin. Ils nous indiquent cependant qu'en hiver, le sol humecté par la pluie se dessèche relativement lentement ce qui ne sera pas le cas des rares pluies tombant en été. Seule la mesure de l'évolution du stock d'eau du sol nous renseigne sur les pertes réelles par évaporation ; nous pourrons alors les comparer à celles du bac enterré.

## VALEURS DECADAIRES

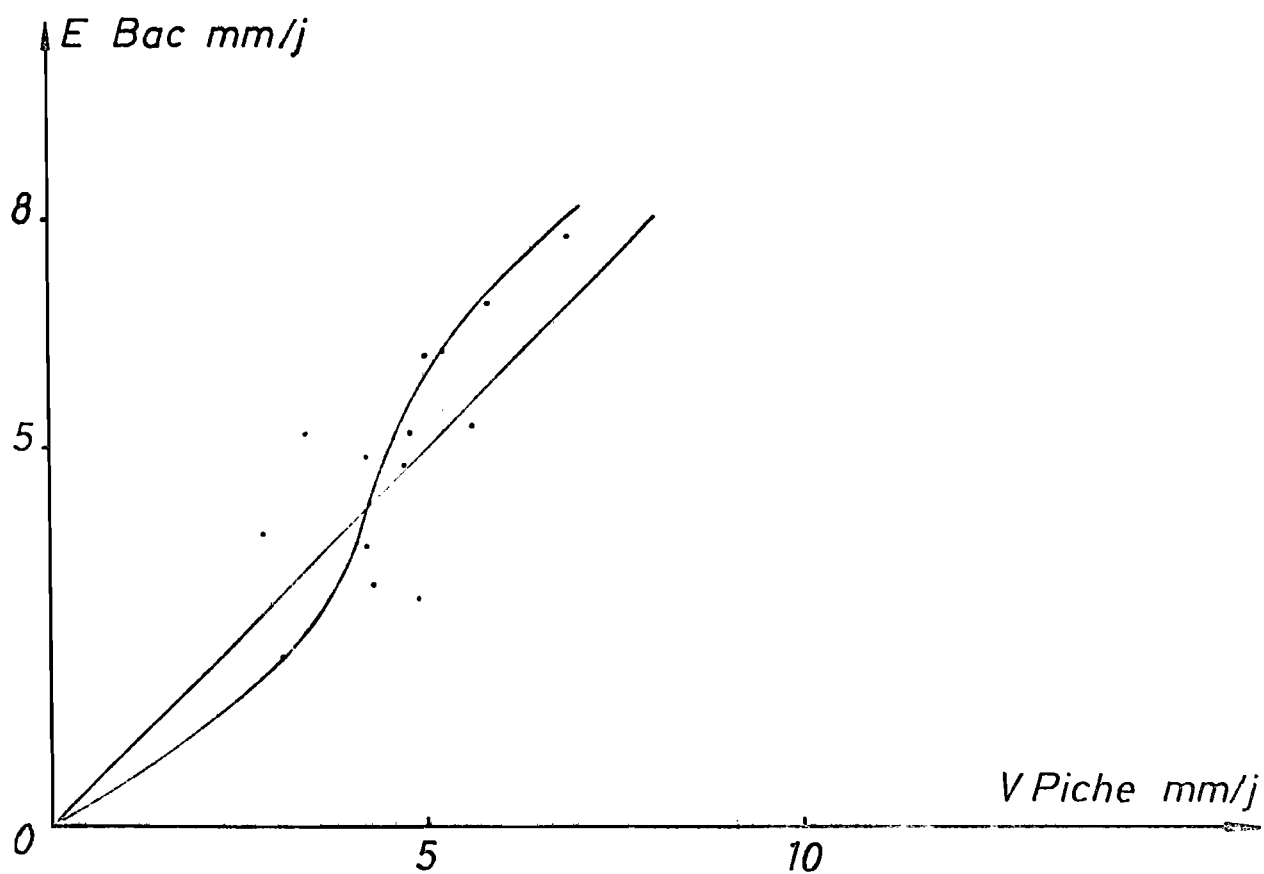


Fig: 21 Comparaison entre le BAC COLORADO (type ORSTOM) et L'EVAPOROMETRE DE PICHE à BOUFAROUA-SEMMAMA.

### 3.3.3. - Le ruissellement

Il est bon de rappeler que tout écoulement observé à l'exutoire du bassin est dû au ruissellement superficiel qui, en l'absence de réseau de drainage, chemine en nappe sur le sol. On dit "qu'il y a un ruissellement chaque fois que l'on observe un écoulement dans la citerne qu'il provienne d'un ruissellement localisé à l'aval du bassin ou généralisé." "La mesure de ce ruissellement est déduite des variations de hauteur d'eau dans la citerne, ou lorsqu'il y a débordement, du calcul des débits déversés". [6].

L'étude du ruissellement concerne les crues individualisées sur les limnigrammes. Pour tenir compte de l'échelle du bassin on fait référence à l'averse et on considère que deux averses sont séparées si l'intensité ne dépasse pas 1 mm/h pendant 30 minutes.

#### 3.3.3.1. - Précipitation limite du ruissellement

L'aptitude d'un sol à produire un ruissellement est fonction de la "perméabilité de ce sol et de son état d'humectation au moment de l'averse, qui est lui-même lié aux précipitations antérieures". [6] Pour déterminer la hauteur limite des précipitations au-delà de laquelle on constatera un début de ruissellement, on étudiera la réaction de chaque averse sur le bassin qui sera notée en fonction de l'indice de l'humidité préalable à l'averse, qui est lui-même fonction de l'intervalle de temps  $t_a$  séparant les averses.

Pour un temps  $t_a$  inférieur à 48 heures, la hauteur limite varie de 7 à 8 mm (voir fig. 22). Dans ce cas, l'intensité est le facteur déterminant.

Pour traduire l'effet de l'intensité sur le ruissellement, nous considérons les tranches de pluie ayant donné des intensités élevées et ayant engendré un ruissellement que ce soit partiel ou généralisé. On observe qu'au-delà de 2 jours, la hauteur limite, croît lentement pour atteindre un plafond d'environ 10 mm de pluie utile pour des intensités supérieures à 10 mm/h. Cette hauteur limite pour laquelle on constatera un ruissellement correspond à la saturation des horizons superficiels du sol. "L'évolution de l'état de saturation du sol, qui se traduit par des réactions diverses (ruissellement total, partiel ou absence de ruissellement) aux averses journalières, est la conséquence de la succession de ces averses et dépend particulièrement de leur hauteur et de leur distribution dans le temps". [10]

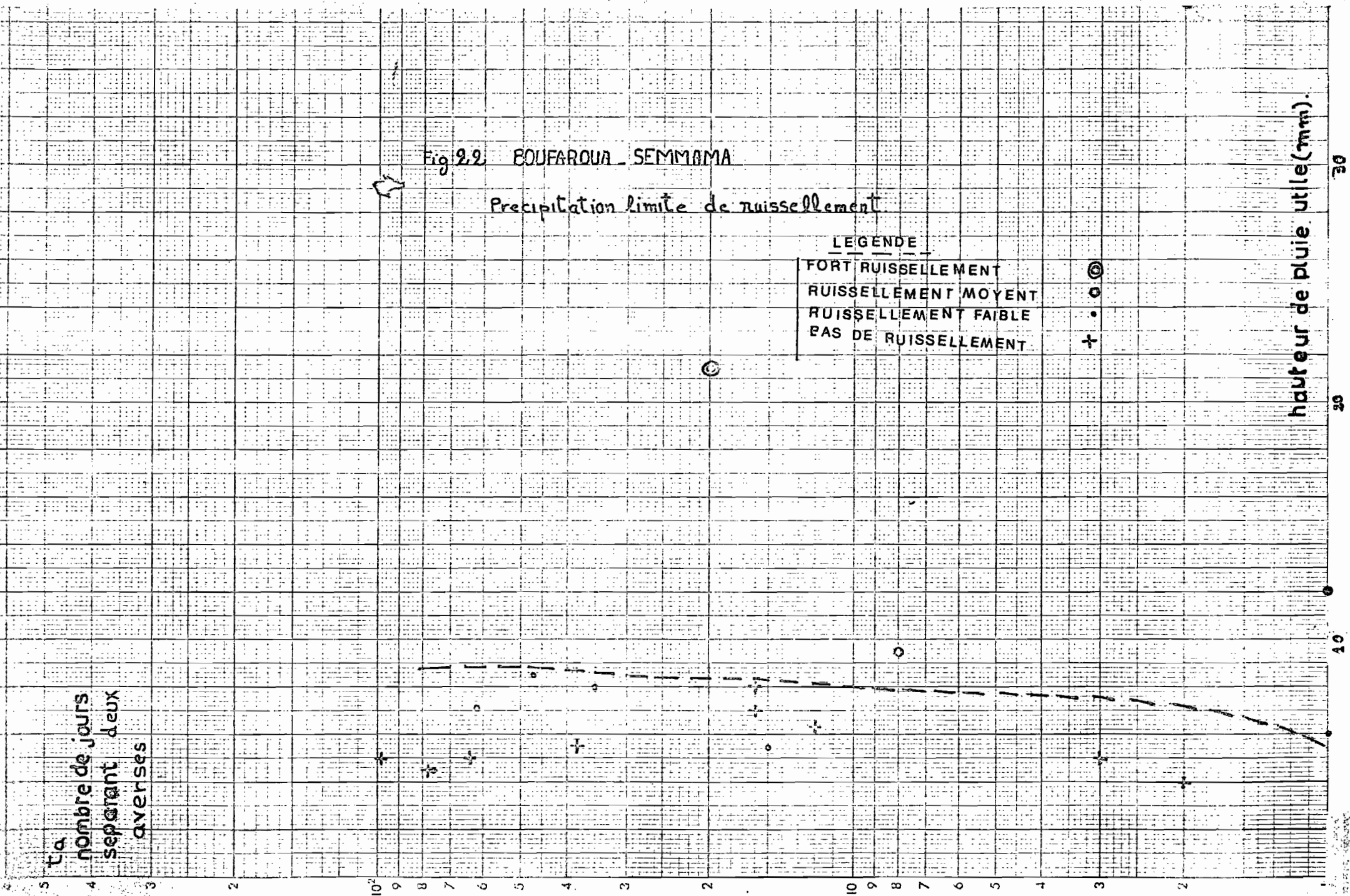
ta  
nombre de jours  
separant deux  
averses

Fig 2.2 BOUFAROUA - SEMMAMA

Precipitation limite de ruissellement

LEGENDE  
 FORT RUISSELLEMENT  
 RUISSELLEMENT MOYENT  
 RUISSELLEMENT FAIBLE  
 PAS DE RUISSELLEMENT

hauteur de pluie utile (mm)



### 3.3.3.2. - Aptitude des sols de l'impluvium de la citerne au ruissellement

Sur la partie labourable du bassin, la pente moyenne et la végétation annuelle sont à peu près identiques sur l'ensemble de l'impluvium ; les aptitudes des différents sols au ruissellement dépendent de leurs facultés à absorber l'eau, donc de leurs propriétés physiques (texture, structure, porosité) que l'on peut apprécier globalement par des tests d'infiltration classiques.

La perméabilité du sol est une propriété qui traduit en fait la facilité plus ou moins grande avec laquelle l'eau s'écoule dans le sol. La perméabilité est d'autant plus élevée que la porosité non capillaire (macroporosité) est forte [ 3 ].

La mesure du coefficient de perméabilité de Darcy K (encore appelé coefficient de conductivité hydraulique) consiste en l'application d'une charge d'eau à un sol et à mesurer le débit d'infiltration jusqu'à obtenir un régime permanent [34]. Le coefficient K représente donc la hauteur d'eau infiltrée par unité de temps, et pour une pente motrice (gradient hydraulique) égale à l'unité.

$$Q = K \frac{H}{L} \cdot S = VS \quad (\text{loi de Darcy})$$

où V est la vitesse apparente de filtration

La loi de Darcy est le plus souvent donnée sous la forme :

$$Q = K \cdot S \cdot I$$

où  $I = \frac{H}{L}$  : gradient hydraulique.

En d'autres termes le coefficient K est la vitesse d'infiltration de l'eau dans un sol saturé, pour une pente motrice égale à l'unité  $V = K$ .

#### 3.3.3.2.1. - Mesure du coefficient de perméabilité

A. - Méthode de terrain : méthode Mintz : Cette méthode consiste à enfoncer dans le sol un cylindre métallique de 1 dm<sup>2</sup> de section et à y maintenir un plan d'eau de 3 cm d'épaisseur. Autour du cylindre de mesure, on dispose un anneau de garde dans lequel on maintient la même charge constante dont le rôle est d'annuler ou de minimiser les effets de bordure [34].

L'anneau de garde alimente cet effet parasite et le cylindre de mesure étant supposé n'alimenter qu'un écoulement vertical.

La mesure est poursuivie jusqu'à ce qu'on obtienne directement le degré de perméabilité du sol, équivalent à la vitesse de filtration qu'on exprime en m/s ou mm/h [34].

B. - Calcul : Si on applique la loi de Darcy au cylindre central :

$$V = K \frac{H}{L}$$

dans les conditions de mesure, L est suffisamment grand pour poser  $H \approx L$  d'où  $V = K$  (m/s), est égal à la pente de la droite  $y = f(x)$ , qu'on exprime par

$$K = \frac{N \cdot \sum xy - \sum x \cdot \sum y}{N \cdot \sum x^2 - (\sum x)^2}$$

où N étant le nombre de couples (x,y)

y la lame infiltrée

et x la durée relative à cette lame

### 3.3.3.2.2. - Résultats et interprétation

Durant cette saison nous avons effectué sur un certain nombre de sites, deux campagnes d'essais de perméabilité par la méthode de MUNTZ. Les résultats sont donnés dans le tableau n° 40 . De ce tableau il ressort que :

- le coefficient de Darcy sur le glacié varie peu pour des mesures faites sur le même site et ceci quel que soit l'état initial d'humectation. Les essais MX ont donné un coefficient K compris entre 18 et 20 x 10<sup>-6</sup> m/s tandis que les essais MXI ont donné un coefficient compris entre 32 et 37 x 10<sup>-6</sup> m/s. Pour ce dernier site, le sol est sableux et présente une grande porosité, alors que le site MX avec cette perméabilité moyenne présente en surface une pellicule en battance généralisée, en plus la texture du sol est assez lourde. Signalons que la méthode de Müntz surestime la perméabilité réelle car lors de la mise en place de l'appareil, la destruction de la pellicule de battance par l'enfoncement dans le sol du double anneau, favorise l'infiltration.
- le coefficient K est plus fort dans la zone de labour surtout dans la zone du bas où il peut y avoir accumulation des eaux de ruissellement, il varie de 43 à 127 x 10<sup>-6</sup> m/s aux sites MI, MII, MV, MVI, MVII et MVIII

et ceci pour les essais faits au mois de Mai alors qu'en MIV et à la même date ce coefficient est faible, il est de 20 à 25 x 10<sup>-6</sup> m/s. Tandis que les essais qui ont été fait au mois d'Octobre ont donné des valeurs variant de 14 à 32 x 10<sup>-6</sup> m/s et ceci pour tous les sites où nous avons fait les mesures. Cette variabilité du coefficient de Darcy K dépend :

- des caractères du sol
- de la mesure.

A. - Variabilité du K en fonction des paramètres du sol : Le coefficient K dépend pour un horizon donné de certains caractères du sol.

- La texture : plus le sol est argileux, plus K est faible. Ainsi pour le site MIV nous avons 25 % d'argile et de limons et 30 % de sables fins sur les 20 premiers centimètres. C'est un sol battant en surface, dans ce cas K est de 20 à 25 x 10<sup>-6</sup> m/s. Par contre au site MI, nous avons 20 % d'argile et de limons et 78 % de sables sur les 20 premiers centimètres. Dans cette zone le coefficient K varie de 70 à 127 x 10<sup>-6</sup> m/s.
- La structure : "Une bonne structure stable élève le coefficient K. Une structure mal développée, massive, l'abaisse". [3].
- La porosité : La porosité dépend de la proportion des constituants du sol et du tassement. Elle croît avec le volume offert à la circulation de l'eau. Sur la zone cultivée, et avec l'hétérogénéité du sol, la perméabilité est loin d'être homogène. Le coefficient K intègre les propriétés de l'ensemble de l'épaisseur intéressée. "Du point de vue hydraulique on a affaire à un filtre complexe qui présentera une perméabilité globale fonction des perméabilités des différents horizons" [34].

B. - Variabilité de la mesure : LOBERT (A.) et CORMARY (Y.) (1964) ont constaté en Tunisie que la distribution n'est pas gaussienne et qu'elle est dissymétrique. LABYE, dans une étude portant sur 100 échantillons pris au hasard sur une surface de 14 hectares d'une unité pédologique reconnue homogène par les pédologues, a trouvé que les valeurs de K (à 40 cm de profondeur) varie de 1 à 10.

Tableau n° 41 Résultats des essais de perméabilité effectués sur le micro-bassin de la Citerne BOU FAROUA - Valeurs du coefficient de Darcy : K (m/s)

Site	Zone de labour, jachère de 2 ans																		Zone de glacis, d'alfa			
	MI		MII		MIII		MIV		MV		MVI		MVII		MVIII		MIX		MX		MXI	
10/11/12-11-77 sol sec	2,9 x10 <sup>-5</sup>				1,9 x 10 <sup>-5</sup>						2,5x10 <sup>-5</sup>		1,7x10 <sup>-5</sup>		1,5x10 <sup>-5</sup>		1,4x 10 <sup>-5</sup>		1,8x10 <sup>-5</sup>		3,2x10 <sup>-5</sup>	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2		
17/24/25-5-78 sol sec en sur- face et humide à 50 cm	1,27 x 10 <sup>-4</sup>	7,0 x 10 <sup>-5</sup>	9,1 x 10 <sup>-5</sup>	4,3 x 10 <sup>-5</sup>			2,0 x 10 <sup>-5</sup>	2,5 x 10 <sup>-5</sup>	7,1 x 10 <sup>-5</sup>	1,09 x 10 <sup>-4</sup>	5,2 x 10 <sup>-5</sup>	4,6 x 10 <sup>-5</sup>	8,0 x 10 <sup>-5</sup>	7,5 x 10 <sup>-5</sup>	4,8 x 10 <sup>-5</sup>	5,6 x 10 <sup>-5</sup>			2,0 x 10 <sup>-5</sup>	9 x 10 <sup>-6</sup>	3,7 x 10 <sup>-5</sup>	

N.B. Les essais 1 et 2 sont faits à une distance de 1 à 2 m l'un de l'autre.

D'après la classification de BOULAINÉ, on distingue deux classes de sols :

- des sols perméables : zone de glacis et de labour (sauf le bas de la toposéquence)
- des sols très perméables : zone juste amont de l'exutoire.

Fig:23

Microbassin BOUFAROUA SEMMAMA.

Mesure de perméabilité - Méthode Muntz.

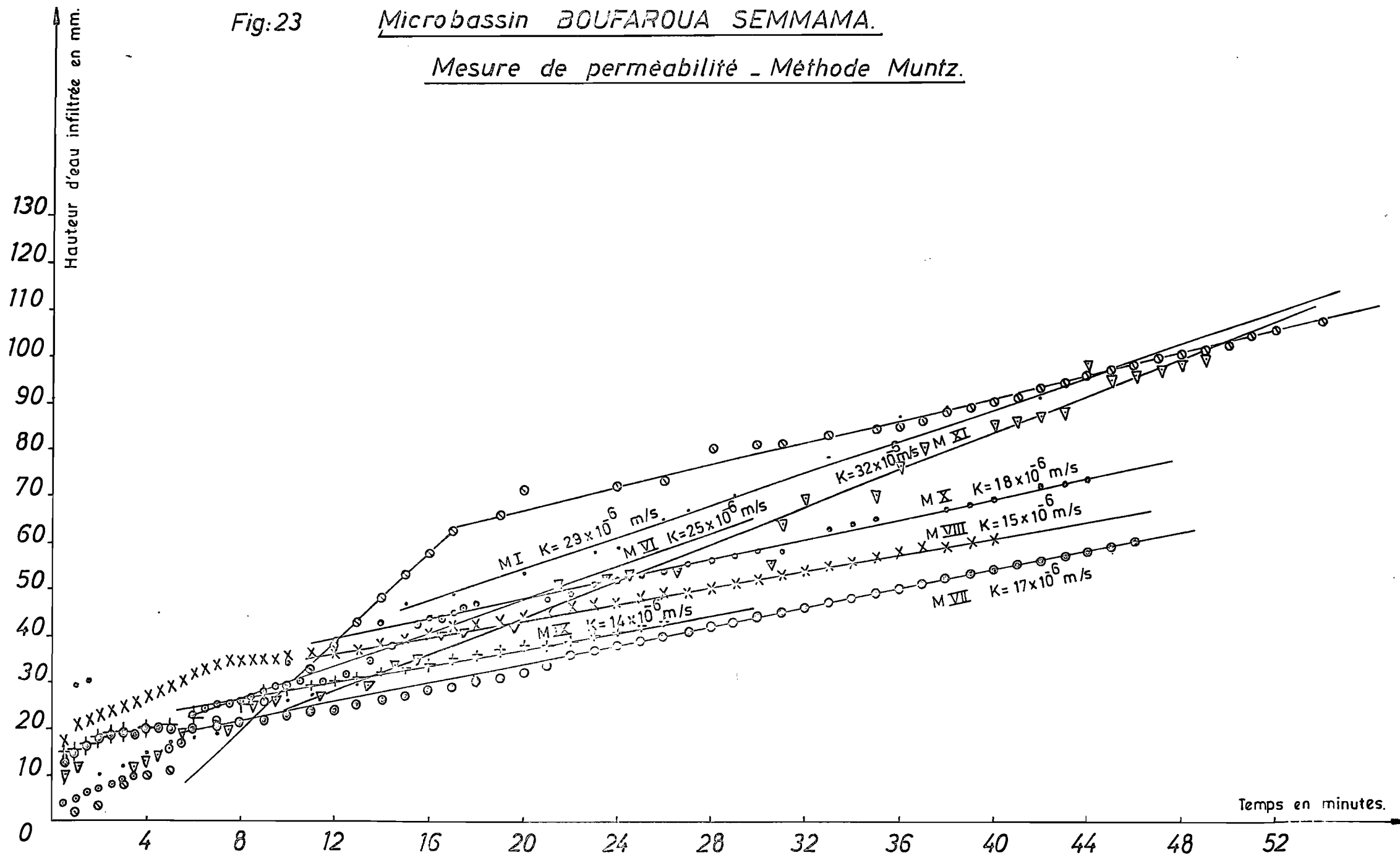


Fig: 24

Microbassin BOUFAROUA SEMMAMA.

Mesure de perméabilité Méthode Muntz.

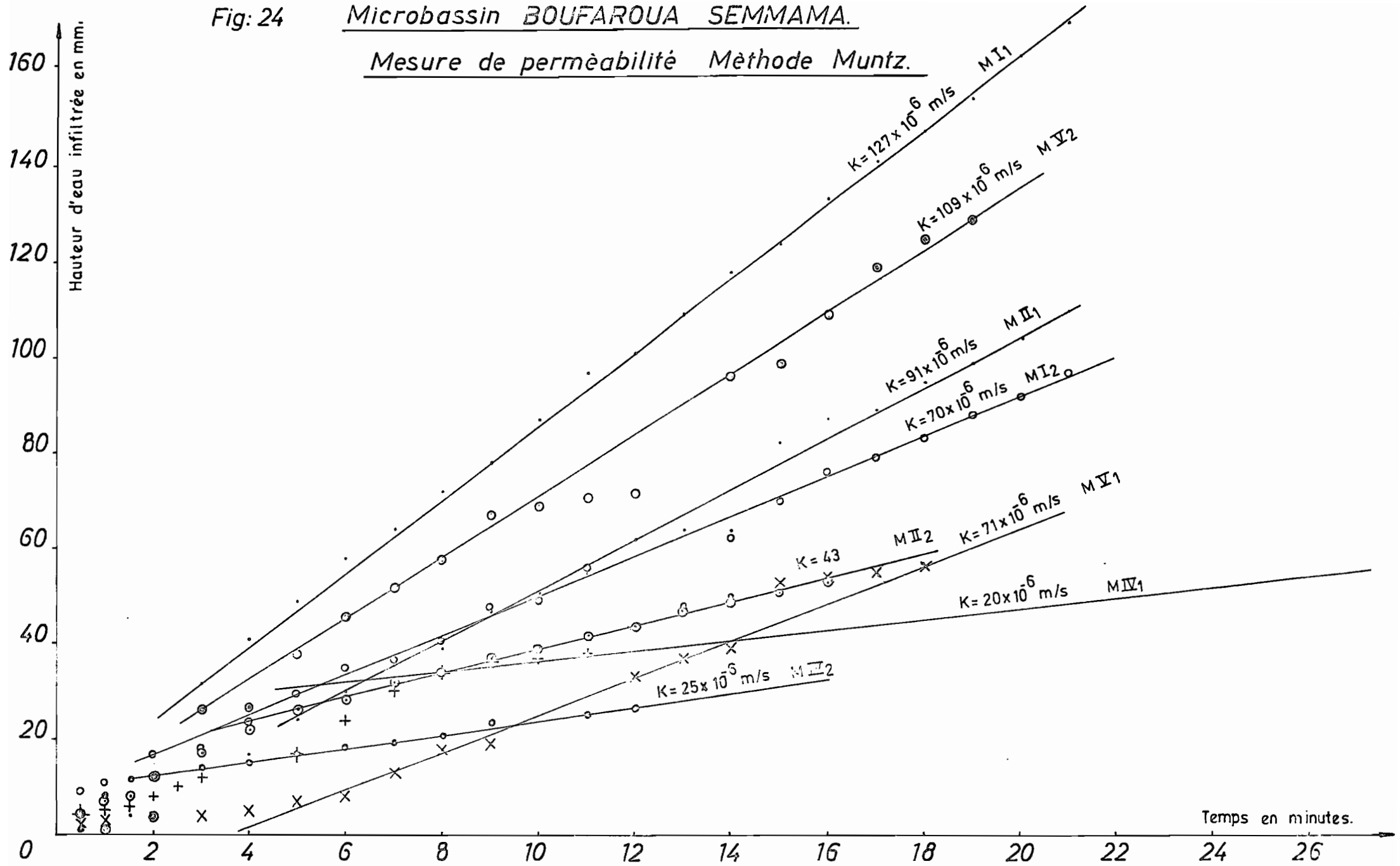
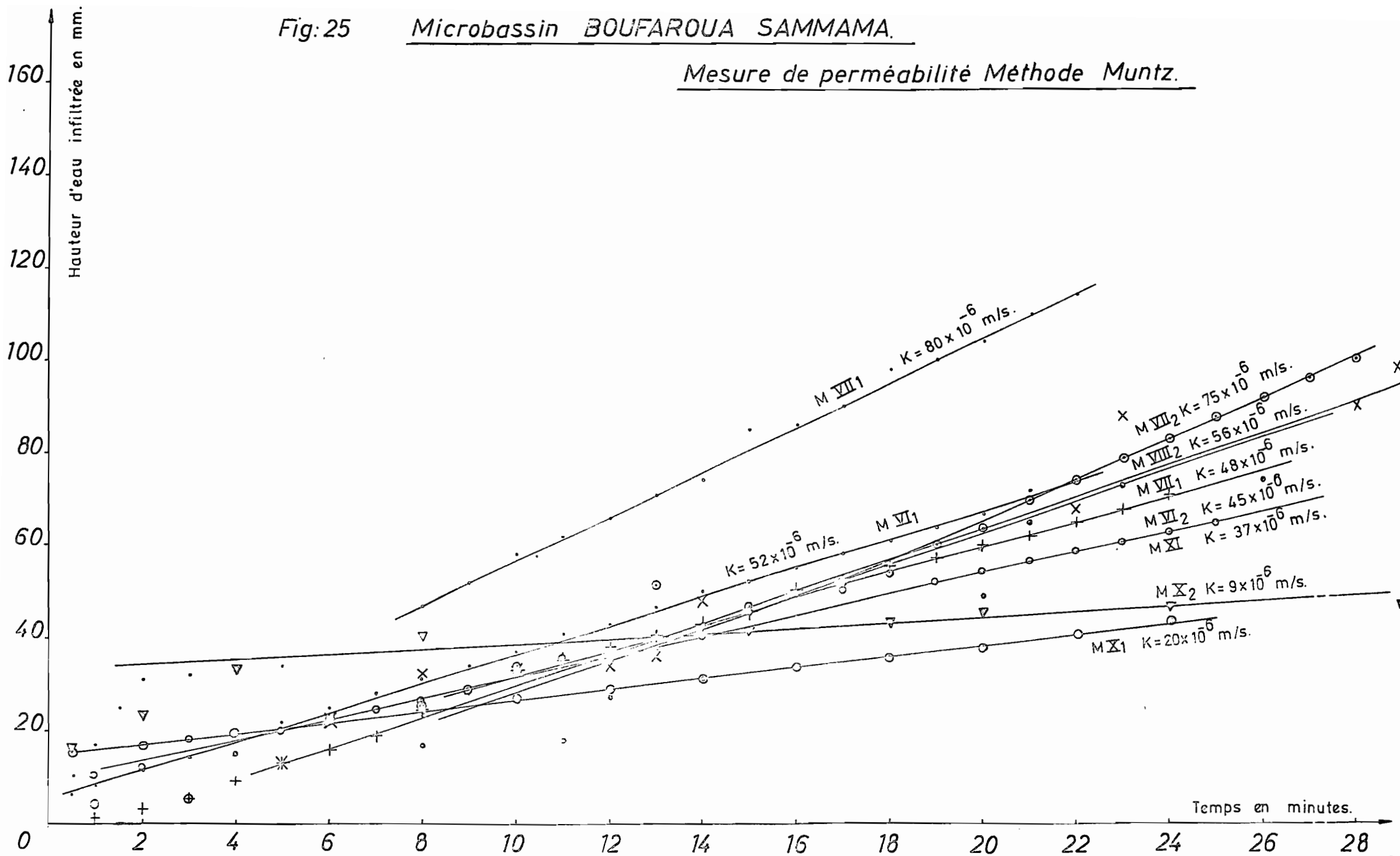


Fig: 25 Microbassin BOUFAROUA SAMMAMA.

Mesure de perméabilité Méthode Muntz.



### 3.3.3.2.3. - Conclusion

Malgré l'imprécision de mesure le coefficient de perméabilité rend de précieux services aux praticiens de l'irrigation par submersion et de drainage.

BOULAINÉ (J.) donne des ordres de grandeur de K caractérisant le degré de perméabilité des sols :

$K < 10^{-6}$  m/s : sols imperméables  
 $10^{-6} < K < 5 \cdot 10^{-6}$  m/s : sols peu perméables  
 $5 \cdot 10^{-6} < K < 5 \cdot 10^{-5}$  m/s : sols perméables  
 $K > 5 \cdot 10^{-5}$  m/s : sols très perméables

### 3.3.3.3. - Mécanisme de la formation des crues

L'analyse des crues des petits bassins versants lorsqu'on ne possède pas d'informations hydro-pluviométriques en quantité suffisante doit être faite par le modèle global (hydrogramme unitaire) pluie-débit, qui détermine le mécanisme de transformation, propre au bassin, d'une averse donnée en la crue résultante. Cette analyse des crues observées doit permettre l'estimation des crues de fréquence rare pour le dimensionnement de divers aménagements. Cette estimation requiert la connaissance [28] :

- de la statistique du régime local des précipitations (voir )
- de l'abattement des précipitations
- de la fonction de transformation précipitation-saturation-ruissellement
- de l'hydrogramme unitaire.

#### 3.3.3.3.1. - Caractéristiques des averses-crues observées

Nous avons regroupé dans le tableau n°42 les principales caractéristiques des averses génératrices de ruissellement et celles des crues résultantes. Nous rappelons la signification des paramètres utilisés :

- $P_m$  : Hauteur de pluie moyenne sur le bassin
- $P_u$  : Pluie utile ; elle correspond à la hauteur de pluie mesurée au pluviographe pour laquelle l'intensité est supérieure à 10 mm/h au-delà de laquelle est susceptible de se produire un ruissellement
- $I_{\text{moy}}$  est l'intensité du corps principal de l'averse
- $I_{\text{max}}$  est l'intensité maximale sur une période de 5 minutes
- $V_r, h_r$  sont les volumes et l'épaisseur de la lame ruisselée
- $K_r$  est le coefficient de ruissellement
- $D$  déficit d'écoulement. Il représente la hauteur de pluie interceptée par le milieu sol-végétation
- $Cam$  est la capacité apparente d'absorption moyenne, elle représente l'intensité maximale de pluie que le sol peut absorber sans ruisseler
- $Q_{\text{max}}$  et  $q_{\text{max}}$  : sont les débits absolu et maximum et le débit spécifique maximum à l'entrée de la citerne.

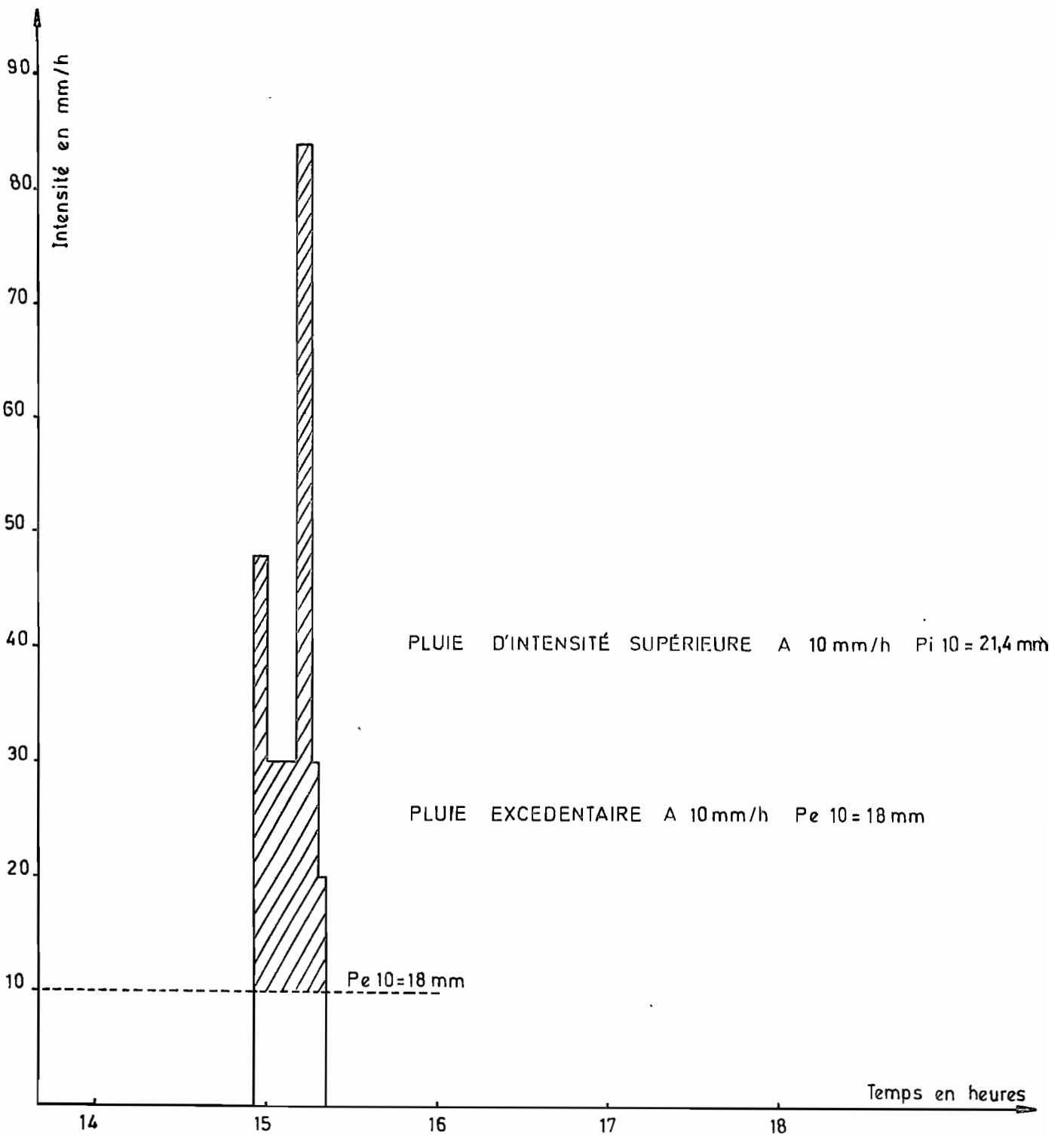
Du tableau n° 42 il ressort que :

- le coefficient de ruissellement est très faible durant ces 2 années d'observations, il n'a pas dépassé 2 % sauf pour la crue du 23/9/1976, ce coefficient est estimé à 52 %
- les débits maximums observés à l'exutoire sont très faibles.

Tableau n° 42 Micro-bassin BOUFAROUA - Caractéristiques des averses-crues - Années 1976-77-78

Date	Précipitations				Ruissellement et infiltration					Hydrogramme		
	Pm (mm)	Pu (mm)	I moy (mm/h)	I max sur 5' mm/h	Vr (m3)	hr (mm)	Kr (%)	D (mm)	Cam (mm/h)	Qmax 10 <sup>-3</sup> m/s	qmax 10 <sup>-3</sup> m3/s/ha	Qmax mm/h
23/9/76	21,4	18,0	51,4	84,0								
8/10/76	10,0	4,5	1,6	24,4	0,439	0,017	0,2	10,0		Dessableur		
18/11/76	28,0	12,5	4,5	30,0	4,70	0,181	0,7	27,8		Dessableur		
8/1/77	11,2		1,0	6,0	0,427	0,016	0,2	11,2		Dessableur		
1/6/77	7,1	6,1	16,0	30,0	0,063	0,003	-	7,1		Dessableur		
13/8/77	6,2	6,4	26,6	36,0	1,48	0,057	1,6	6,1		Dessableur		
6/9/77	11,8	4,4	7,2	40,0	5,80	0,223	1,89	11,6		3,2	1,23	4,5
17/10/77	13,2	3,0	11,4	24,0	1,50	0,058	0,44	13,2		1,5	0,58	2,1
24/11/77	19,4	3,5	6,3	18,0	0,239	0,009	0,10	19,4		Dessableur		
18/3/78	15,5	4,5	6,0	18,0	0,289	0,011	0,07	15,5		Dessableur		
17/5/78	9,7	8,5	11,4	42,0	0,360	0,012	0,12	9,7		Dessableur		

Fig: 26  
AVERSE DU 23\_9\_1976  
HYETOGRAMME



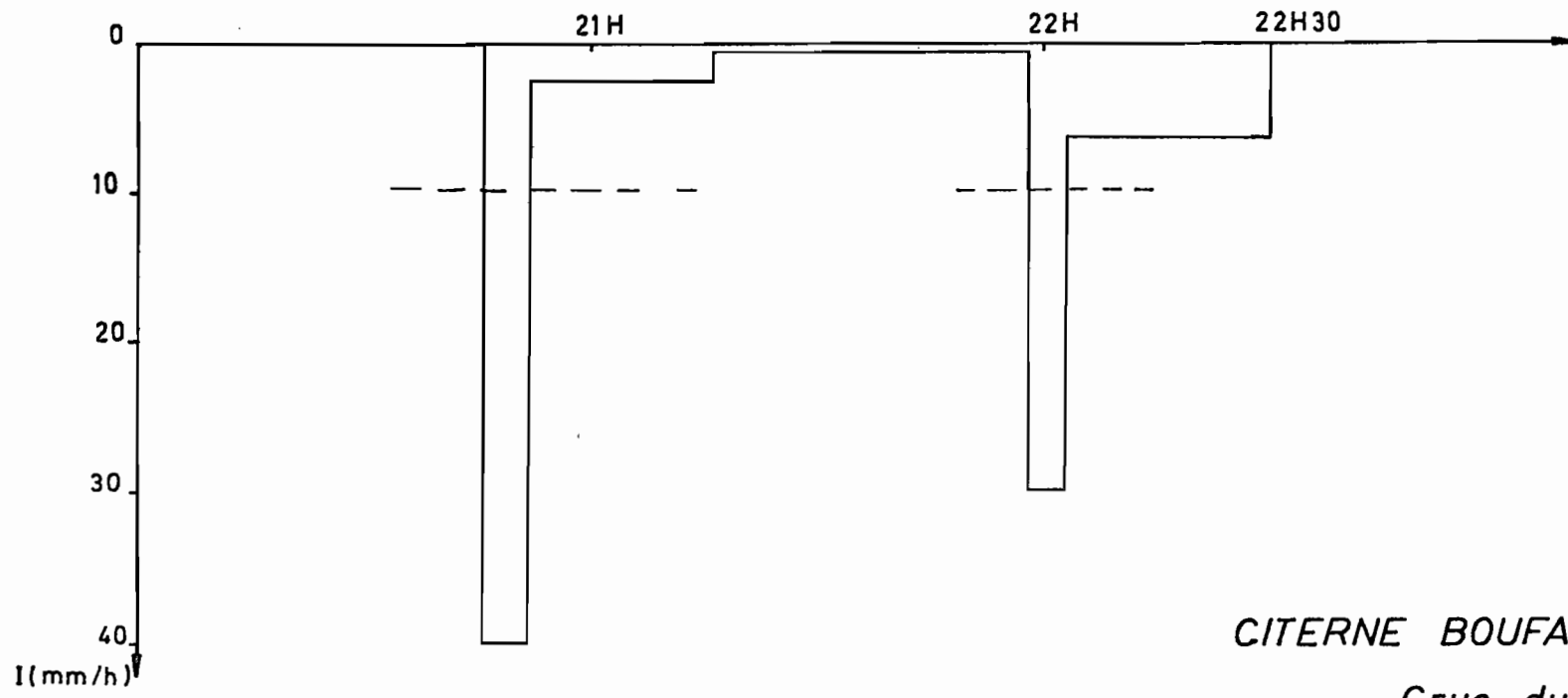
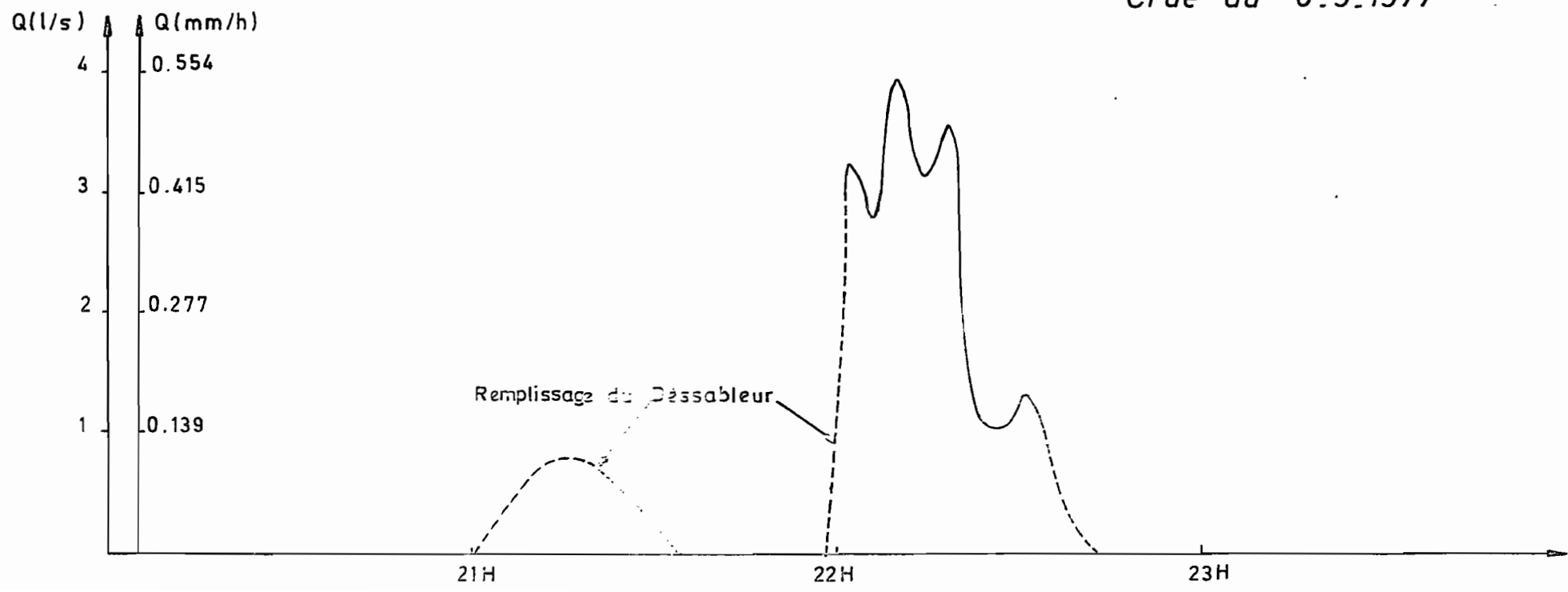
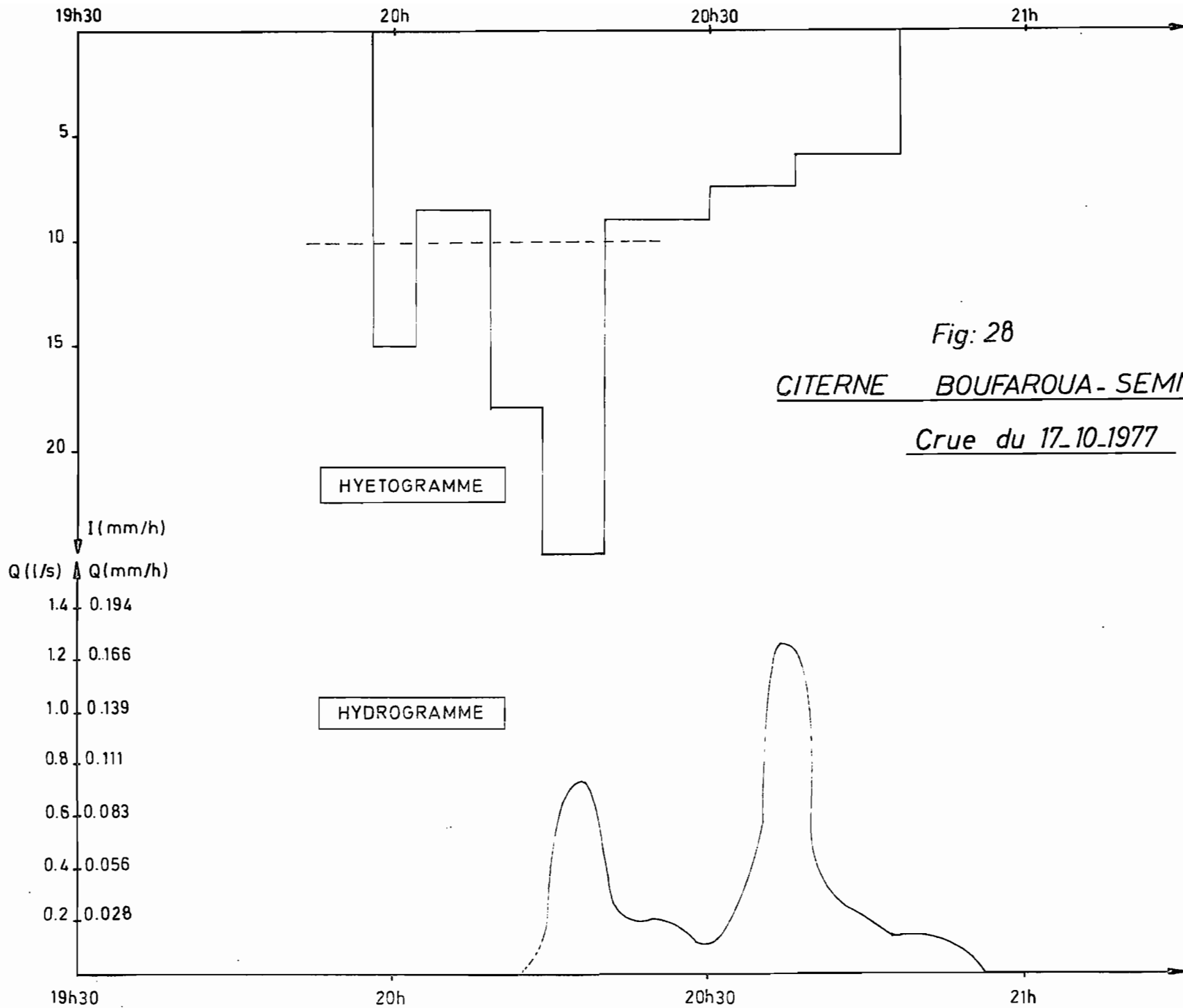


Fig: 27  
 CITERNE BOUFAROUA SEMMAMA  
 Crue du 6.9.1977





A. - Essai de reconstitution de la crue du 23 Septembre 1976 : Par suite du fonctionnement défectueux du limnigraphe il n'y avait pas d'enregistrement ni en temps ni en hauteur. Il n'y avait que la trace de la côte maximale qui est de 2,88 m. La citerne a déversé. Nous nous limiterons donc à l'examen de l'événement global.

La côte correspondant au débit de déversement nul de la citerne est de  $H_{Q0} = 2,39$  m. Le débit déversé est de  $Q = 1,32 \text{ tg } \frac{\alpha}{2} h^{2,47}$

avec  $h = 49$  cm donc  $Q = 226 \text{ l/s} = 31,3 \text{ mm/h}$ .

L'averse a donné 21,4 mm de pluie en 25 minute d'où l'intensité moyenne est égale à  $I_{\text{moy}} = 51,4 \text{ mm/h}$  et par conséquent la capacité d'infiltration moyenne  $C_{im}$  est égale à  $C_{im} = 20,1 \text{ mm/h}$  et la lame ruisselée est de l'ordre de 11,2 mm. Le volume d'eau ruisselé est approximativement égal à :

$V_r = S \text{ hr} = 290 \text{ m}^3$  avec  $S = 2,60 \text{ ha}$ . Le volume de remplissage de la citerne est de  $104 \text{ m}^3$ , et le volume déversé est alors  $290 - 104 = 186 \text{ m}^3$ .

- Utilisation de la formule de l'ORSTOM

$$V_r = 1000 K_r P_m \cdot S \text{ (volume ruisselé)}$$

$K_r$  = coefficient de ruissellement déduit des abaques de RODIER et AUVRAY, fonction de la perméabilité de la pente et de la superficie

$P_m$  = hauteur de pluie en mm

$S$  = surface du bassin

Dans ce cas avec  $K_r = 50 \%$  on aura :  $V_r = 278 \text{ m}^3 \neq 280 \text{ m}^3$

Les deux méthodes ont donné des résultats très proches et par conséquent on estime que le volume ruisselé peut varier de 280 à 290  $\text{m}^3$ .

B. Paramètres caractéristiques de la réponse du bassin :

- Méthodes hydropluviométriques

Etant donné que les débits sont provoqués par des pluies qui tombent sur le bassin versant lequel joue le rôle de transfert pluie-débit. La fonction de transfert pluie-débit peut être faite par les relations empiriques puisqu'on ne possède aucune donnée sur la connaissance des différents paramètres. On utilisera avec toutes les réserves que cela entraîne l'une des formules suivantes établies dans des conditions particulières et par conséquent difficilement transposables. On va tester la validité d'un certain nombre de formules donnant le temps de concentration d'un bassin versant et savoir dans quelle mesure on peut utiliser une formule quand on ne dispose d'aucune donnée.

B.1. - Temps de concentration :B.1.1. - Formule de Passini

$$t_c = \alpha \frac{(A.L)^{1/3}}{\sqrt{I}}$$

$\alpha = 0,1$  (coefficient)

A = superficie du bassin en km<sup>2</sup> (A = 0,026 km<sup>2</sup>)

L = chemin hydraulique le plus long en km (L = 0,1814 km)

I = pente moyenne du B.V. (5,8 %)

$t_c$  = temps de concentration en heures

$$t_c = 4,2 \text{ min}$$

B.1.2. - Formule de Ventura :

$$t_c = 0,1272 \frac{\sqrt{A}}{\sqrt{I}}$$

0,1272 : coefficient dépendant des caractéristiques du B.V.

$$t_c = 5,1 \text{ min}$$

B.1.3. - Formule Giandotti :

$$t_c = \frac{4 \sqrt{S + 1,5 L}}{0,8 \sqrt{h}}$$

h = dénivelée moyenne en m par rapport au point le plus bas h = 12,9 m

$$t_c = 7,1 \text{ min}$$

B.1.4. - Formule de l'U.S.C.S. :

$$t_c = \frac{0,94.L^{1,16}}{H^{0,385}}$$

H = dénivelée en mètres (12,9 m)

$$t_c = 3 \text{ min}$$

Toutes ces formules ont donné des chiffres qui paraissent très faibles puisque pour un tel bassin avec ses paramètres physiques et morphologiques, il ne peut pas avoir un temps de concentration inférieur à 10 min. On adopte un  $t_c$  de 10 à 15 min durant la période où le recouvrement du sol est faible et 15 à 25 min durant la période où le recouvrement est important (printemps).

On peut dire que pour un petit bassin versant comme le nôtre, il n'est pas question d'utiliser des formules empiriques pour calculer les caractéristiques hydropluviométriques (temps de concentration, de montée ...); puisque ces formules étaient établies pour des bassins ayant de quelques dizaines à quelques centaines d'~~Km~~<sup>2</sup> de surface. Pour les petits bassins versants ayant une surface inférieure à un kilomètre carré, seul l'observation donne des résultats acceptables.

### 3.3.4. - Etude de la variation des réserves en eau du sol

5 tubes de mesure d'humidité du sol du bassin de la citerne ont été implantés afin de connaître l'état hydrique des sols en vue de l'établissement du bilan hydrique et de la connaissance de l'E.T.R. saisonnière.

Les sites d'implantation de ces tubes ont été choisis selon la topographie et les différents types de sol déjà définis. L'utilisation de la méthode neutronique de mesure de l'humidité du sol constitue un outil commode pour l'étude "in situ" du bilan hydrologique. Cette nouvelle méthode d'analyse représente un net progrès car elle permet de renouveler les mesures au même point.

#### 3.3.4.1. - Etablissement des bilans hydriques

Le bilan hydrique d'un couvert, évalué dans la tranche de sol d'épaisseur  $Z$ , peut s'écrire dans l'intervalle de temps

$$(t_1, t_2) [15] : ETR = P - R \pm \Delta S - \phi Z (t_2 - t_1)$$

équation dans laquelle

ETR = Evapotranspiration Réelle de la culture

P = Pluie

R = Perte par ruissellement en surface

$\Delta S$  = Variation du stock d'eau dans la tranche de sol (0,Z) pendant l'intervalle  $(t_1, t_2)$

$\phi Z$  = flux d'eau à la profondeur  $Z$ , compté positivement dans le sens des profondeurs croissantes.

Les conditions rencontrées au cours de l'expérimentation ont conduit à adopter deux hypothèses simplificatrices :

- $R = 0$  : Des ruissellements observés durant cette année n'ont pas atteint les 3 % des pluies génératrices de ces ruissellements. Ce sont des ruissellements localisés, et le ruissellement global est pratiquement nul.
- $\phi Z = 0$  : Cette hypothèse repose sur la grande stabilité des profils hydriques à partir de 1,50 m de profondeur (voir figures 31, 32, 33). Les variations enregistrées entre les différentes dates ne sont pas significatives. L'expression utilisée pour calculer ETR se simplifie donc dans notre cas, sous la forme  $ETR = P \pm \Delta S$ .

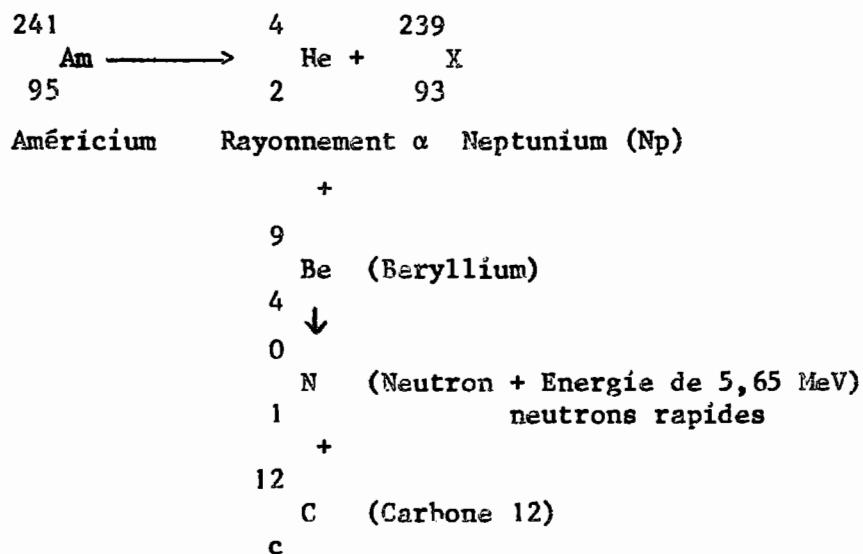
### 3.3.4.1.1. - Matériels et Méthodes

Mesure de la pluviométrie : La pluviométrie est mesurée par un réseau de 5 pluviomètres et un pluviographe.

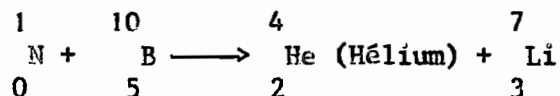
Mesure de l'humidité du sol par la sonde à neutrons :

A - Principe : La méthode neutronique utilise le phénomène de la diffusion élastique. Le principe consiste à irradier le sol à l'aide d'une source de neutrons rapides. Ces neutrons perdront progressivement leur énergie lors de leur parcours par chocs successifs avec les atomes rencontrés jusqu'à atteindre l'énergie moyenne d'agitation thermique des atomes du milieu (thermalisation). Les neutrons rapides peuvent être absorbés par les noyaux qu'ils rencontrent ou donner lieu à des chocs élastiques conduisant à ralentir leur vitesse. L'efficacité des chocs dépend de la masse du noyau avec lequel ils entrent en collision. Or le noyau d'hydrogène dont la masse est très proche de celle du neutron provoque un ralentissement beaucoup plus important que les noyaux plus lourds. Plus le milieu entourant la source contient d'atomes d'hydrogène, plus le nombre de neutrons lents présents à proximité de celle-ci est grand. "Déterminer la teneur en eau du sol se ramène ainsi à mesurer le flux de neutrons thermiques (ralentis) au moyen d'un détecteur approprié". (J. MARCESSE, Oct. 1969). Un détecteur de neutrons lents relié à une échelle de comptage fournit une indication, fonction de la quantité d'atomes d'hydrogène par unité de volume. La vitesse de comptage obtenue est liée à la teneur en eau volumique du sol dans lequel on place la sonde par l'intermédiaire d'un tube d'accès.

La source radio-active est de l'Américium qui émet des rayonnements  $\alpha$  (alpha). L'Américium est associé à du Beryllium sur lequel il agit de la façon suivante :



La détection est assurée par une ampoule remplie de trifluorure de Bore ( $\text{BF}_3$ ) gazeux enrichi en  $^{10}_5\text{B}$ . Ce gaz est insensible au passage des neutrons rapides mais capte les neutrons lents (thermiques)



Chaque particule ionisée d'Hélium issue de cette réaction se dirige vers les électrodes du détecteur. La collision crée une tension électrique négative de 20 mV. Ces impulsions négatives sont amplifiées et transmises par l'intermédiaire d'un câble vers une échelle de comptage.

*B - Description de l'appareillage* : L'ensemble de l'appareil peut se diviser en 3 parties :

- Un tube en Aluminium implanté verticalement à demeure sur le site, avec précautions dans un trou préalablement foré à la tarière. Des erreurs peuvent être introduites lorsque le contact du tube avec le sol n'est pas parfaitement réalisé. Si le diamètre de forage est trop important, des infiltrations préférentielles peuvent avoir lieu le long des parois.
- Une sonde comprenant la source radio-active : Américium-Beryllium, le détecteur au  $\text{BF}_3 - ^{10}_5\text{B}$ , l'amplificateur; chaque impulsion électrique émise par le détecteur est amplifiée et acheminée vers l'échelle de comptage.
- Un compteur de neutrons lents relié à la sonde par un câble de transmission.

*C - Etalonnage*

*C.1. - Principe* : L'hydrogène joue un rôle primordial dans le processus de ralentissement des neutrons rapides puisque la possibilité de collision est plus forte avec l'hydrogène qu'avec les autres atomes car il a une plus grande section efficace (sa masse atomique est de 1 comme le neutron). La collision entre l'hydrogène et un neutron entraîne une diminution d'énergie du neutron de moitié : le choc est parfaitement élastique. La collision avec d'autres éléments produit "une perte d'énergie moins grande et ce d'autant plus que la masse atomique de l'élément intéressé est plus élevée". [30]. Les mesures neutroniques risquent de ne plus refléter l'état hydrique du sol : intervention d'atomes d'hydrogène autres que ceux portés par l'eau (OH de l'argile, OH des acides organiques) ; il faut donc étalonner la sonde en fonction du type de sol étudié.

La mesure neutronique peut être aussi perturbée par la présence dans le sol d'éléments qui ont une grande section efficace et qui capturent les neutrons comme  $Cl^-$ ,  $Mn^-$ ,  $K$ , etc... Pour pallier ce fait certains auteurs ont résolu le problème. COUCHAT (1974) a construit un modèle mathématique de représentation de l'humidimètre et du milieu étudié. A Cadarache un programme de calcul exploite ce modèle et permet son adaptation d'après les résultats expérimentaux. La formule d'étalonnage de COUCHAT est de la forme suivante :

$$N_{i/s} = (\alpha DS + \beta) HV + \gamma DS + \delta$$

où  $N_{i/s}$  représente le comptage neutronique ramené à 1000 impulsions par seconde dans l'eau

$\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  et  $\delta$  étant des constantes

DS étant la densité sèche ou apparente

HV étant la teneur en eau du sol exprimée en % du volume.

*C.2. - Résultats de l'étalonnage* : Des échantillons représentatifs des différents horizons des profils effectués sur le bassin ont été envoyés à Cadarache pour la détermination des différentes caractéristiques des matériaux constituant le terrain. On obtient pour chaque horizon une courbe d'étalonnage. Ainsi pour le tube 512, nous avons :

de 0 à 30 cm (colluvions) de D.A. = 1,60

$$N = 13,78 HV + 48,16$$

de 30 à 100 cm (alluvions sableuses) de D.A. = 1,61

$$N = 14,55 HV + 41,14$$

de 100 à 130 cm (alluvions de texture plus fine) de D.A. = 1,60

$$N = 13,1 HV + 158,56$$

de 130 à 170 cm (alluvions sableuses) de D.A. = 1,63

$$N = 14,67 HV + 34,47$$

Dans le tableau n° 42 nous regroupons pour chaque tube et le profil correspondant fait sur le même site : l'épaisseur de la partie du profil ou du profil homogène, la profondeur d'échantillonnage, le numéro de l'échantillon analysé, la densité apparente et la formule d'étalonnage. Nous présentons sur la figure n° 30 les différentes courbes d'étalonnage des différents échantillons analysés représentatifs des différents horizons des sites de mesure de l'humidité des sols du bassin. Pour chaque profil et pour chaque horizon, à chaque mesure neutronique on fait correspondre une humidité volumique.

Tableau n° 43 Formules d'étalonnages correspondantes aux différents horizons des profils représentatifs des sites de mesure d'humidité

Profil et tube correspondant	Epaisseur de la partie du profil ou du profil homogène	Pro-fondeur d'échantillonnage	N° de l'échantillon analysé	Densité apparente D.A.	Formule d'étalonnage
MB <sub>2</sub> T <sub>512</sub>	0 - 30	-	835	1,60	$N=(2,15 DS + 10,45)H_v + 95,75 DS - 100,25$ $N= 13,78 H_v + 48,16$
	30 - 100	50 - 60	842	1,61	$N=(2,68 DS + 10,23)H_v + 82,44 DS - 91,59$ $N= 14,55 H_v + 41,14$
	100 - 130	115 - 125	841	1,60	$N=(0,84 DS + 11,73)H_v + 194,78 DS - 153,09$ $N= 13,1 H_v + 158,56$
	130 - 170	155 - 165	840	1,63	$N=(2,78 DS + 10,14)H_v + 74,29 DS - 86,62$ $N= 14,67 H_v + 34,47$
MB <sub>3</sub> T <sub>513</sub>	0 - 60	50 - 60	835	1,55	$N=(2,15 DS + 10,45)H_v + 95,75 DS - 100,25$ $N= 13,78 H_v + 48,16$
	60 - 230	-	1319	1,60	$N=(1,97 DS + 10,59)H_v + 106,20 DS - 106,34$ $N= 13,74 H_v + 63,58$
MB <sub>4</sub> T <sub>514</sub>	0 - 150	80 - 90	1319	1,60	$N=(1,97 DS + 10,59)H_v + 106,20 DS - 106,34$ $N= 13,74 H_v + 63,58$
	> 150 (sable géologique)				
MB <sub>5</sub> T <sub>515</sub>	0 - 250	-	1319	1,60	$N=(1,97 DS + 10,59)H_v + 106,20 DS - 106,34$ $N= 13,74 H_v + 63,58$
	> 250 (sable géologique)				

N.B. Les différentes formules d'étalonnage données dans ce tableau correspondent à des échantillons représentatifs des différents horizons rencontrés dans le bassin de la citerne.

Fig:29

Coupe schématique du microbassin BOUFAROUA-SEMMAMA.

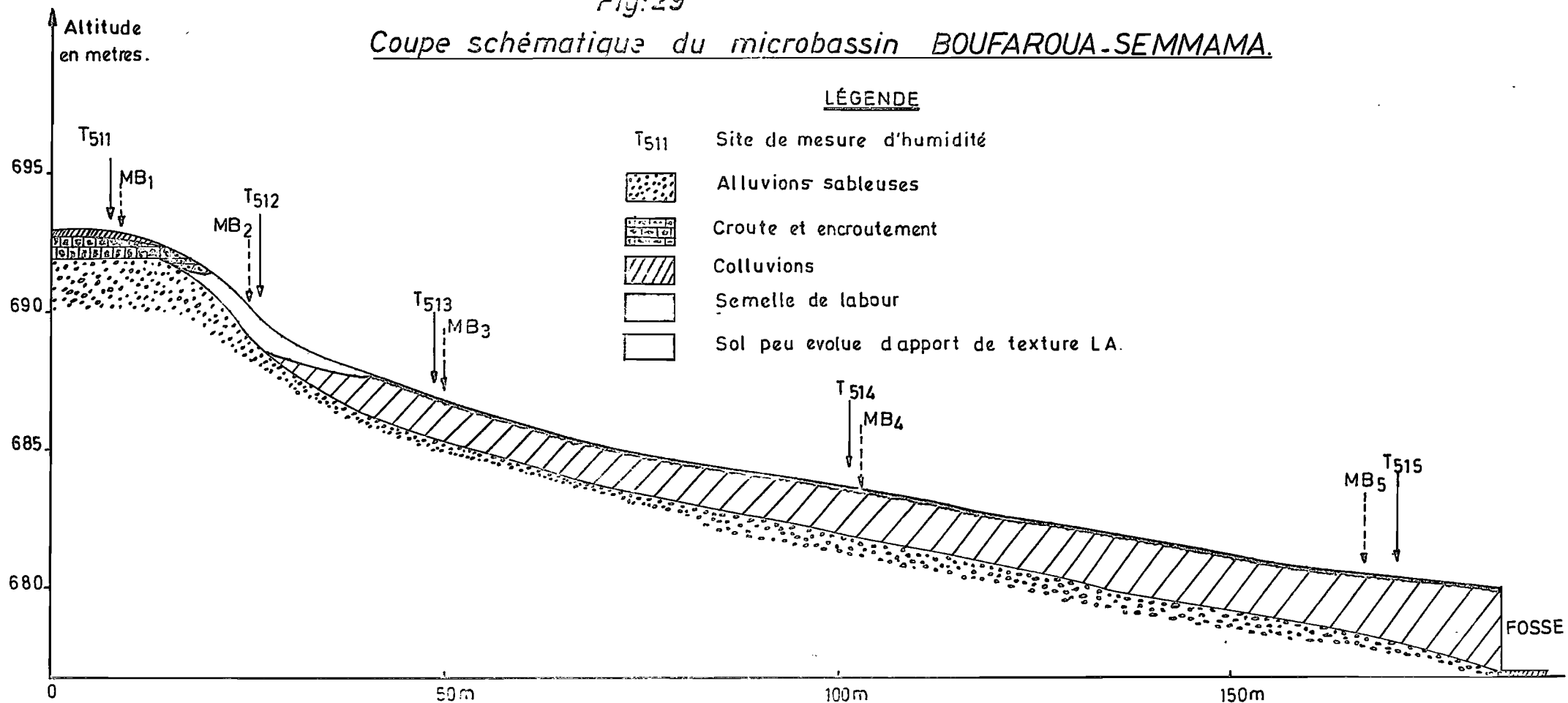
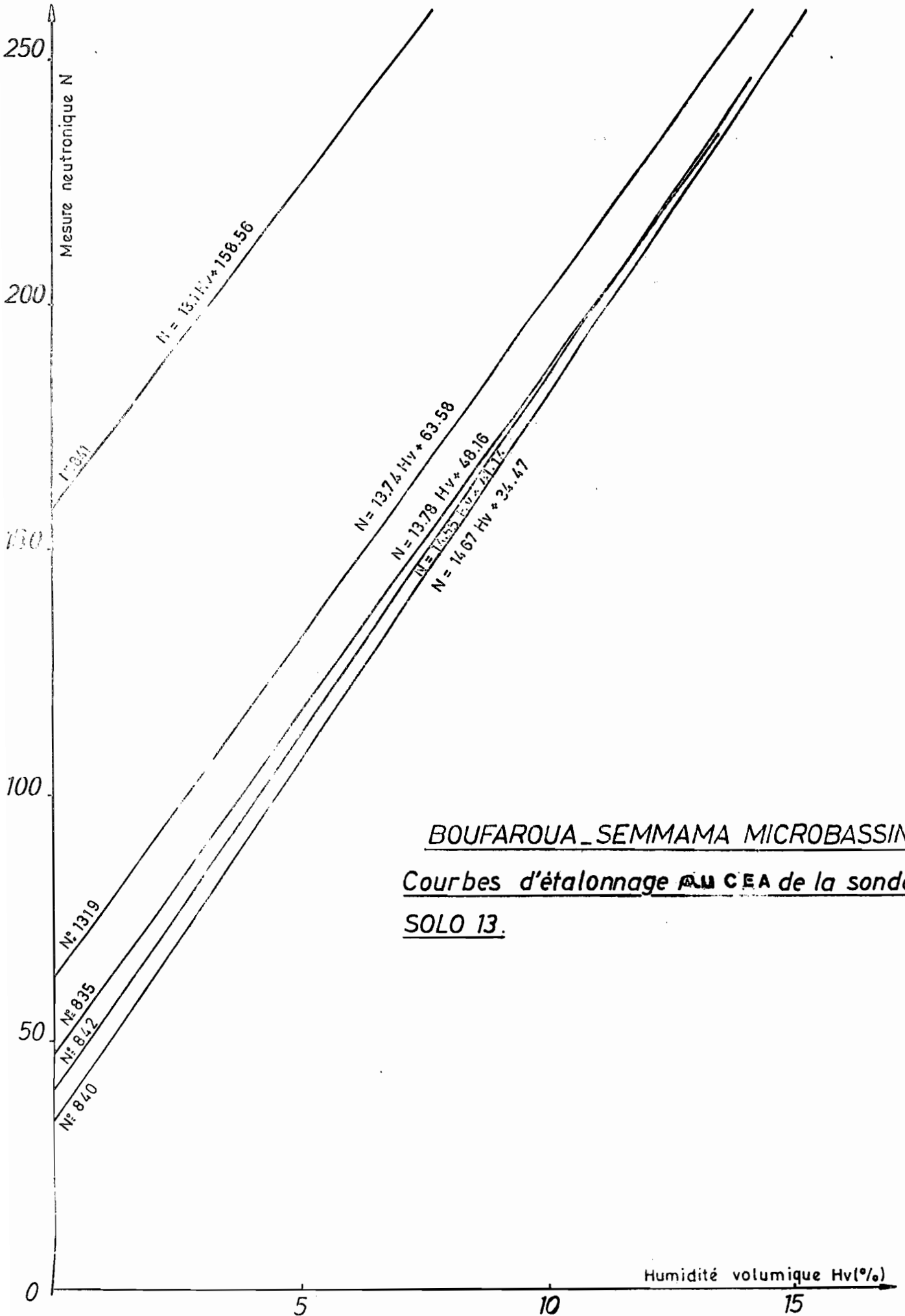


Fig: 30



D - Mesures : Les mesures d'humidité du sol ont été faites avec la sonde SOLO 13. La mesure neutronique consiste à compter le nombre de neutrons lents dans le sol pendant 30 secondes. Toutes les mesures sont faites en temps court mais en double.

MAERTENS (1965) a signalé que dans la zone 0-20 cm, un nombre non négligeable de neutrons s'échappent dans l'atmosphère, entraînant une diminution du flux de neutrons lents au niveau du détecteur. L'utilisation d'un réflecteur neutronique autorise l'emploi de la sonde jusqu'à - 10 cm sans aucune correction par rapport au milieu infini. Les mesures sont faites tous les 10 cm, compte tenu du fait "qu'on admet une sphère de mesure de 20 cm de diamètre pour la sonde SOLO" [12].

E - Résultats et interprétation :

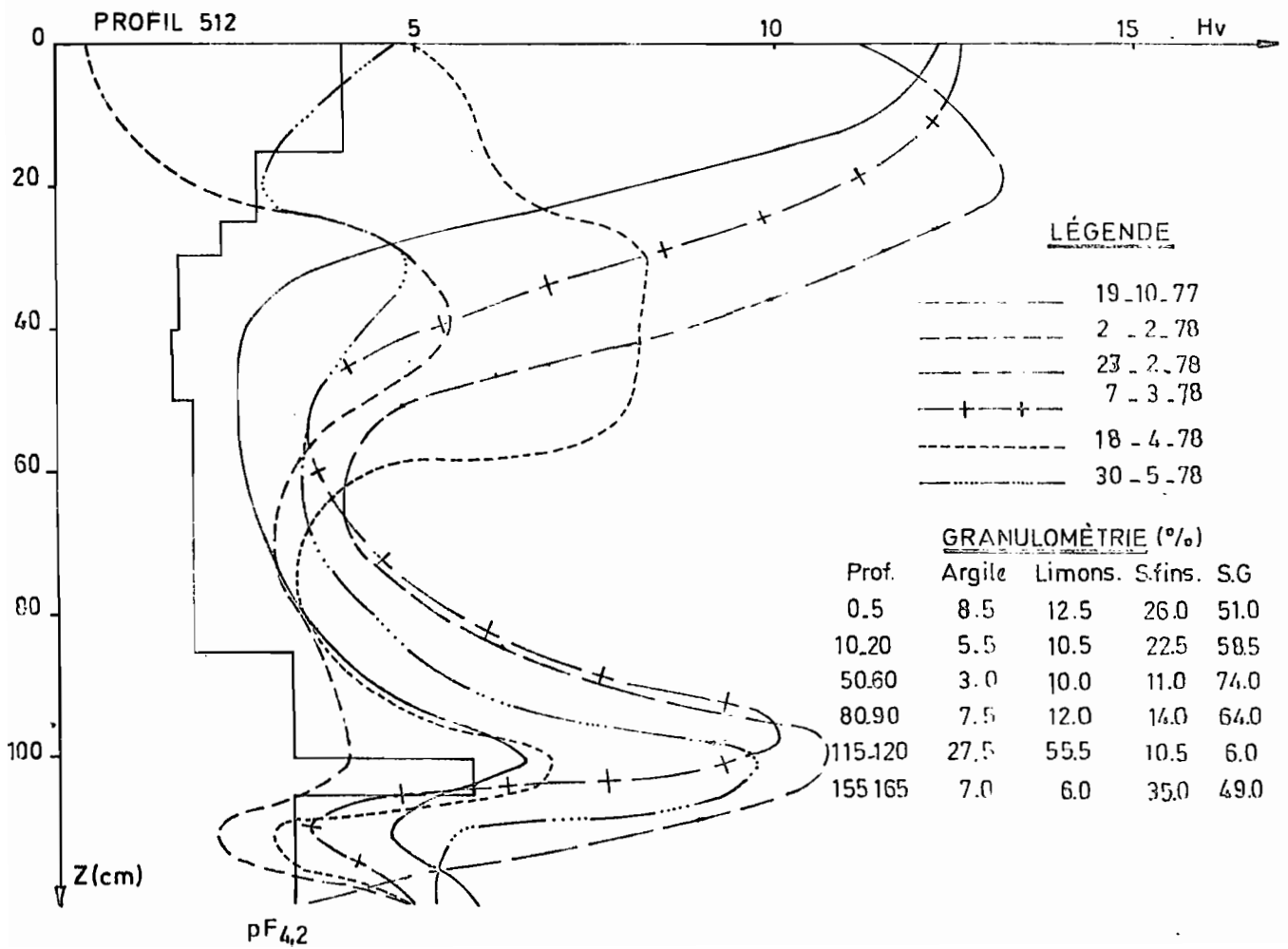
E.1. - Infiltration "in situ" : Le principe de la submersion réalisé sur le terrain à l'aide de l'infiltromètre Müntz permet de déterminer "in situ" la vitesse d'infiltration (cf. paragraphe 3.3.3.2.).

E.2. - Evolution hydrique du sol : L'utilisation de l'humidimètre à neutrons permet de mesurer l'humidification ou la dessiccation d'un profil hydrique sur un site donné matérialisé par le tubage.

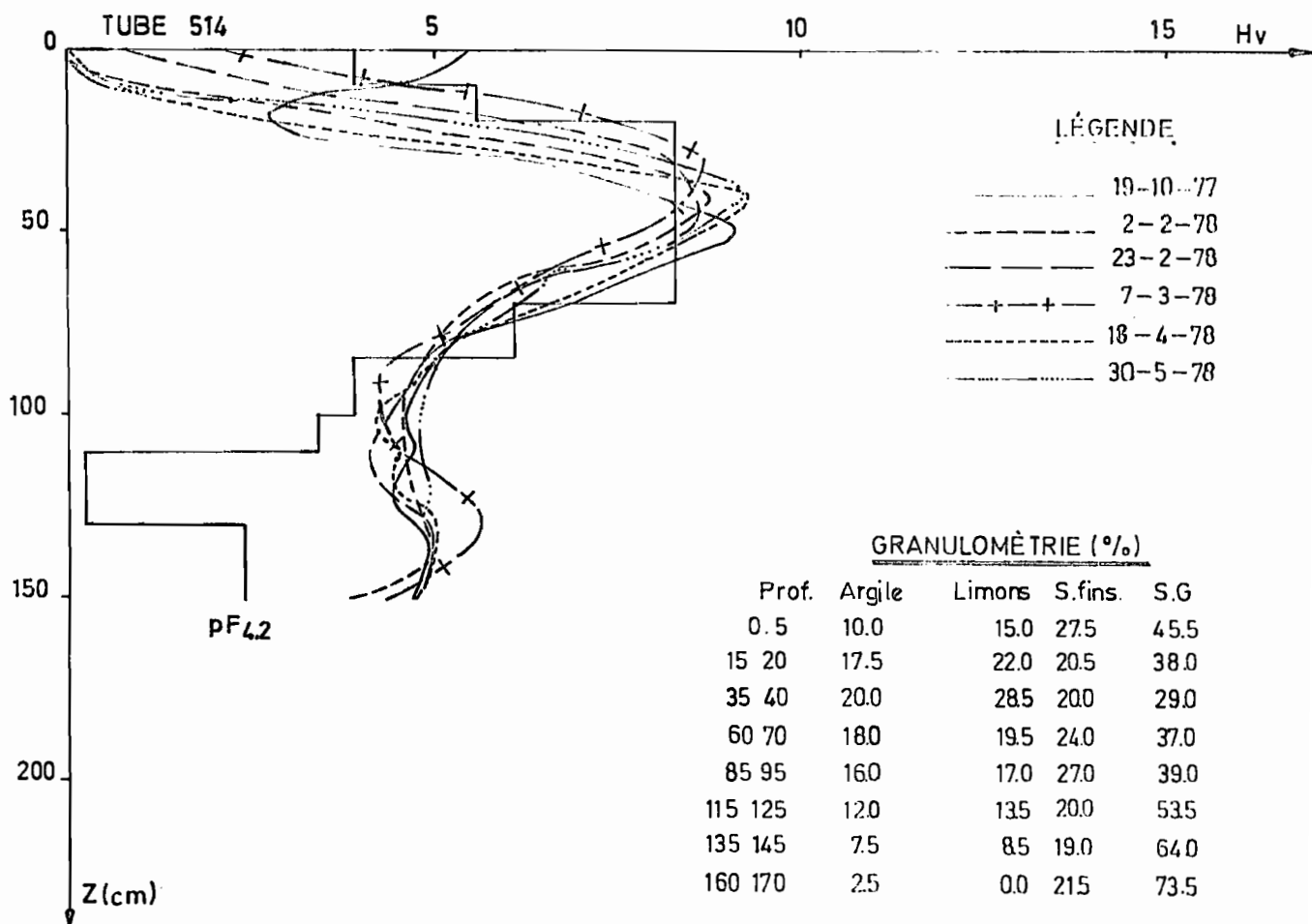
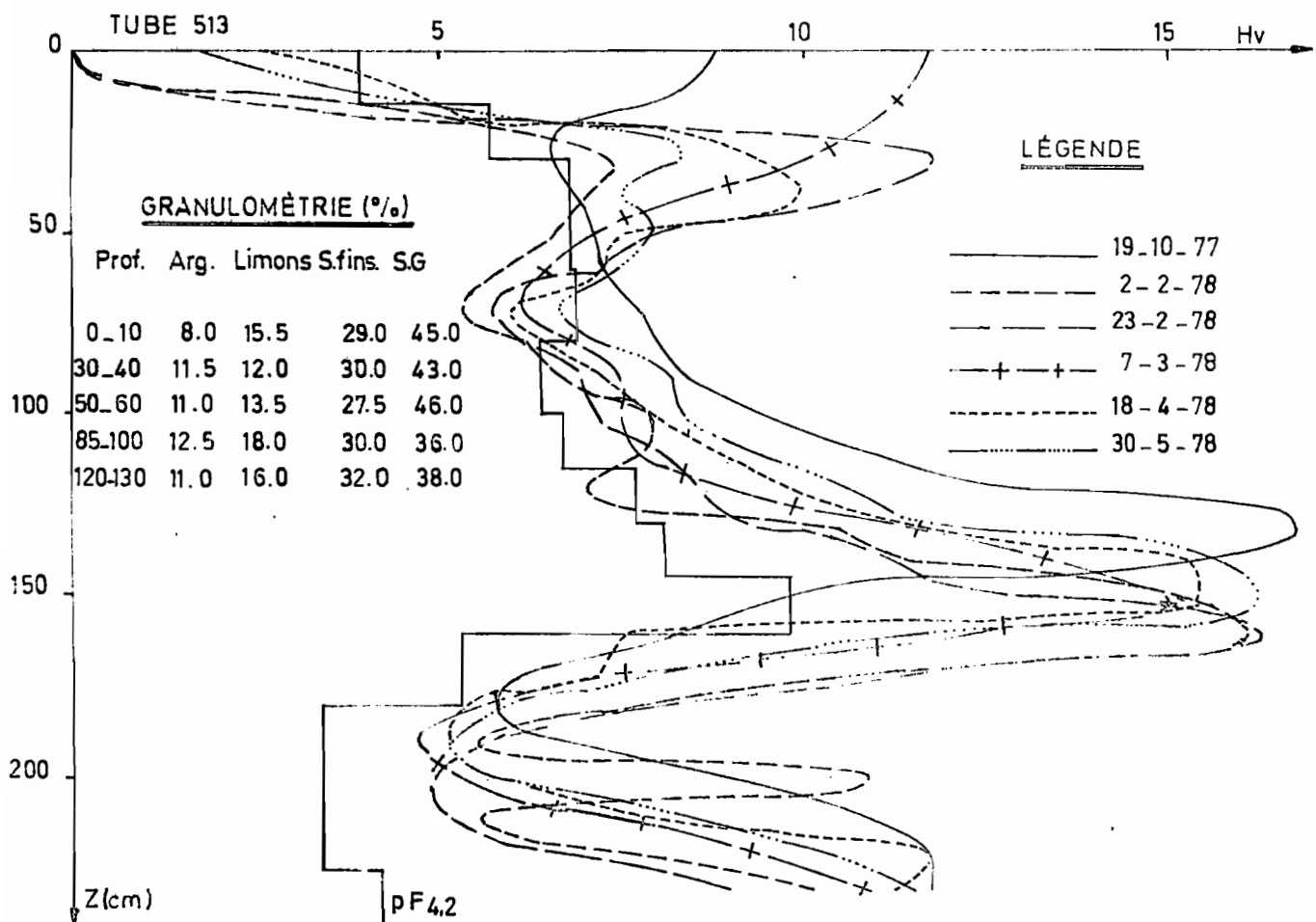
L'observation des profils hydriques met en évidence la courbe de l'avancement du front d'humectation dont la tangente indique la vitesse instantanée d'humectation (cf. figure 33 Tube 515).

Le profil 512 montre qu'en 106 jours période au cours de laquelle il n'a plus que 30,2 mm et la variation du stock n'est que de - 12,2 mm d'eau, tandis que en 21 jours (du 2/2 au 23/2/1978) la quantité de pluie mesurée est de 32,2 mm et la variation du stock est de + 48,5 mm d'eau ce qui est surprenant. Les courbes d'étalonnage des échantillons prélevés dans ce profil pédologique sont très différentes. L'analyse de l'échantillon 841 prélevé à 115-125 cm de profondeur a donné une courbe d'étalonnage  $N = 13,1 \text{ HV} + 158,56$  dont l'ordonnée à l'origine représentative de la mesure neutronique à une HV nulle est très élevée. Ceci peut être expliqué par le fait qu'au niveau de prélèvement de cet échantillon, l'analyse chimique a donné 27,5 % d'argile et 38 % de limons fins. A ce niveau l'horizon est très argileux, compact, susceptible de retenir des quantités importantes d'humidité. Cette variation importante du stock d'eau entre le 2/2/ et le 23/2/1978 (+ 48,5 mm) pourrait être due à un apport supplémentaire par ruissellement ou par drainage oblique.

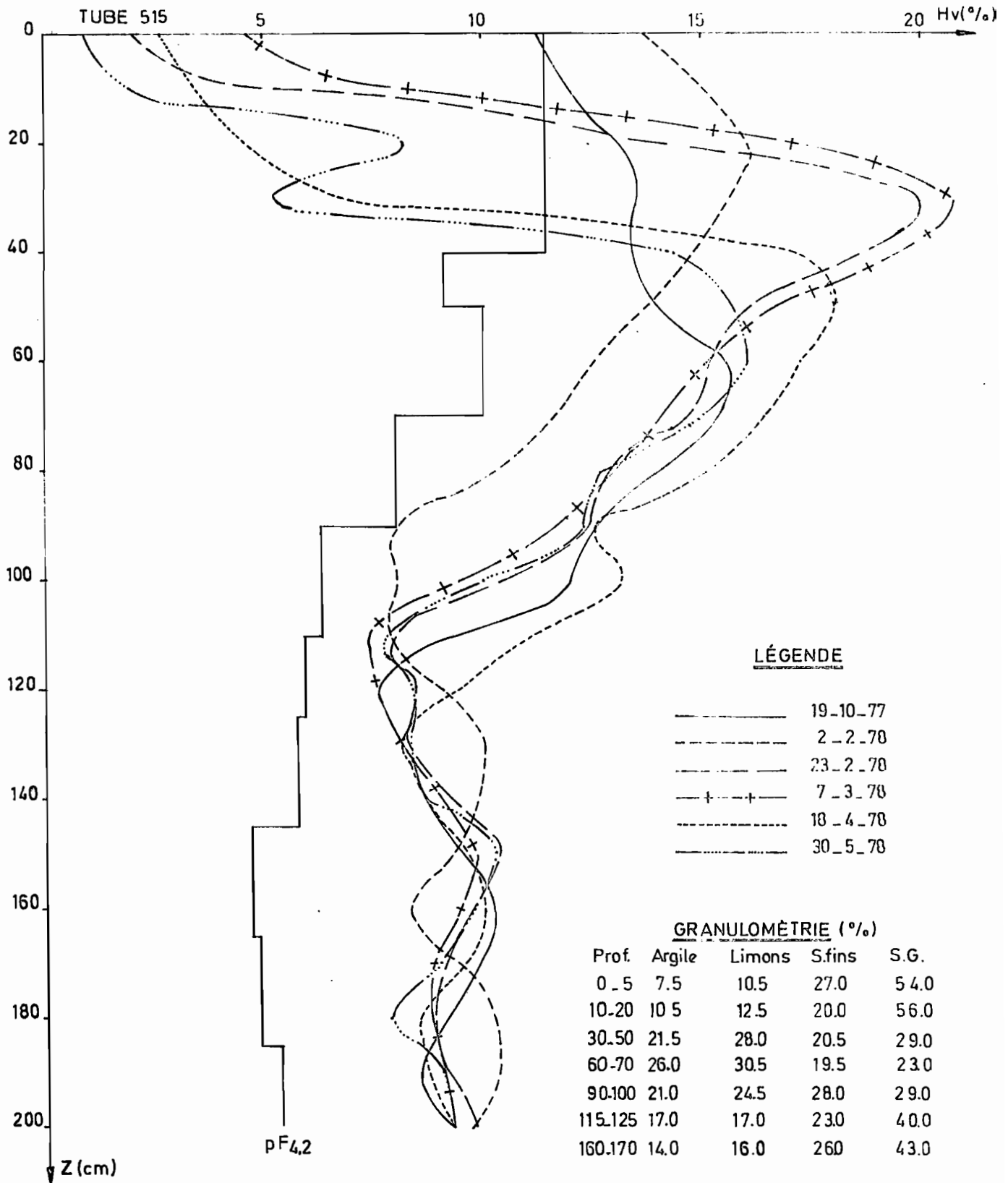
Fig: 31 Microbassin BOUFAROUA\_SEMMAMA.  
PROFILS HYDRIQUES 1977-1978.



PROFILS HYDRIQUES 1977\_1978.



PROFILS HYDRIQUES 1977\_1978.



Les autres profils des autres sites de mesures traduisent les phases d'humectation et de dessèchement observées à différentes périodes de l'année hydrologique. De ces variations des profils hydriques on constate que :

- à partir de la mi-Mai, le profil hydrique ainsi que les réserves en eau commencent à se stabiliser et ceci jusqu'aux premières pluies de Septembre.
- Durant tout l'hiver le sol s'est desséché et les réserves en eau ne commencent à se recharger qu'au début du printemps, et ceci jusqu'à Mai, à partir de cette date le dessèchement se fait régulièrement et le profil revient à son état initial à la mi-Août et ceci est confirmé par la faible quantité de pluie tombée durant les 3 mois de l'été de 1977 (19,5 mm durant les mois de Juin, Juillet et Août).

### E.3. - Variation des réserves en eau des sols

E.3.1. - Périodicité des mesures : En raison des difficultés d'avoir au bon moment la sonde, nous n'avons pu apprécier l'état hydrique des sols que 5 fois durant la période allant de Décembre 1977 à Mai 1978 et avec une mauvaise répartition. Faute toujours d'avoir la sonde, nous n'avons fait aucune mesure immédiatement ni juste avant une pluie ni juste après pour mieux préciser la contribution spécifique des sols de la citerne au ruissellement lors d'une crue et la variation du stock d'eau dans le sol due à cette pluie.

E.3.2. - Dépouillement des mesures : Pour chaque tube de mesure des teneurs en eau de chaque tranche de sol, la valeur du stock d'eau de la tranche considérée est donnée par la relation :

$$S_{(mm)} = \int_0^Z H_v \cdot dZ$$

avec H l'humidité volumique

et Z l'épaisseur de la tranche de sol considérée.

E.3.3. - Variation saisonnière des réserves en eau du sol : L'étude de l'alternance de l'humectation et du dessèchement des différents horizons de sol sous l'effet de l'infiltration et de l'évaporation peut être observée en comparant le profil hydrique annuel le plus sec (profil de référence) avec le plus humide d'une même année hydrologique. Par des déterminations répétées, nous pouvons suivre l'humidité du terrain ; il est donc possible de calculer le volume d'eau manquant par rapport au stock de référence ou au contraire les quantités stockées.

## BOUFAROUA

Tableau n° 44 Variation saisonnière des réserves en eau du sol : Micro-bassin

Date et nombre de jours entre 2 mesures	19/10/77	106	2/2/78	21	23/2	14	7/3	42	18/4	42	30/5
Tube Stock d'eau profond. (mm)	S <sub>1</sub>	ΔS	S <sub>2</sub>	ΔS	S <sub>3</sub>	ΔS	S <sub>4</sub>	ΔS	S <sub>5</sub>	ΔS	S <sub>6</sub>
512 (120 cm)	61,1	-12,2	48,9	+48,5	97,4	-14,5	83,4	+ 0,7	84,1	+13,0	71,1
513 (230 cm)	265	-40,2	224,8	+ 8,4	233,2	-31,2	202,0	- 7,0	195,0	+ 2,4	197,4
514 (150 cm)	82,3	- 6,1	76,2	+ 5,6	81,8	+ 5,2	87,0	-10,2	76,8	+ 5,0	81,8
515 (130 cm)	204,3	-10,4	193,9	+ 8,1	202,0	+ 6,9	208,9	-20,1	188,8	-24,4	164,4
Pluie (mm)		30,2		32,2		25,1		38,0		23,8	

Sur l'ensemble de la saison, la variation du stock d'eau du sol n'est plus homogène sur le bassin. Pour la zone de glacis et de pente, nous avons observé même s'il y a ruissellement localisé dans la zone de labour, le ruissellement sur le site T<sub>512</sub> existe pour des pluies n'ayant pas même dépassé 10 mm, cas par exemple de l'averse du 17/5/1978. Tandis qu'au site T<sub>514</sub> (zone de labour) où le sol est battant, de pente faible avec une végétation peu importante, le ruissellement est à chaque fois notable. Le coefficient de perméabilité de Darcy de cette zone est faible, il est de 2,5 à 5,2 x 10<sup>-5</sup> m/s (Méthode Müntz).

Pour le site T<sub>515</sub> qui constitue une zone de convergence des eaux de ruissellement et d'accumulation, le sol est constitué sur les 50 premiers centimètres par des colluvions essentiellement sableuses. Le coefficient de perméabilité de Darcy est élevé : 7 x 10<sup>-5</sup> < K (Müntz) < 1,27 x 10<sup>-4</sup> m/s et par conséquent l'infiltration est très favorable.

A l'intérieur d'un tel micro-bassin, sur le plan hydrique, les comportements des sols vis-à-vis des pluies et du ruissellement ne sont pas semblables. Cette hétérogénéité de réponse des sols aux pluies par ruissellement se traduit par une variabilité du stock d'eau du sol. Malgré la variabilité de la pluviosité et le fait que nos deux années d'observation sont tombées pendant une période sèche, l'étude des profils hydriques par la sonde à neutrons nous a révélé que même en travaillant sur de petites surfaces supposées homogènes, le ruissellement à l'intérieur d'un tel bassin est différent d'une zone à l'autre.

### 3.3.4.2. - Conclusion

La méthode neutronique de mesure de l'humidité des sols, non destructrice, permet des relevés successifs de mesures en un même lieu. L'hétérogénéité du sol devient un facteur constant et seules les variations d'état hydrique influent sur les lectures de l'appareil.

La sonde à neutrons permet de repérer à tout moment le taux de remplissage en eau du réservoir sol par rapport à la capacité de rétention (en agronomie) et à suivre son évolution dans le temps. Si la sonde à neutrons fournit des informations correctes sur les sites, elle met aussi en évidence les hétérogénéités de répartition de l'eau à l'échelle du micro-bassin, qui peuvent être très accusées lorsqu'il y a ruissellement ou pluies par jours de vent.

Durant cette saison le sol du micro-bassin est en état de déficit. On trouve sur le micro-bassin une zone qui emmagasine plus que le reste du terrain (zone d'accumulation des eaux de ruissellement). Dans une zone pareille, la céréaliculture profite de ce stock d'eau et peut donner un rendement acceptable. On peut placer des tabias pour dévier les eaux de ruissellement vers les zones de culture pour approvisionner le sol en eau et favoriser la production agricole.

La sonde permet des investigations nouvelles, le comportement des arbres est difficile à étudier en évapotranspiromètre.

En matière d'irrigation, la sonde à neutrons détermine le rythme des apports d'eau c'est-à-dire combler le déficit hydrique à la capacité de rétention sur la profondeur d'enracinement.

### 3.3.5. - Qualité des eaux de ruissellement et d'érosion

#### 3.3.5.1. - Qualité des eaux de ruissellement

Les analyses classiques faites sur les eaux de ruissellement récupérées dans le dispositif de mesure portent sur la détermination de :

- la concentration totale en sels solubles (quantités)
- la composition chimique (aspect qualitatif)
- la conductivité électrique
- le pH

##### 3.3.5.1.1. - Erosion chimique sur le bassin

Pour chiffrer l'érosion chimique du sol, il faut soustraire aux quantités d'éléments dissous éliminés par les eaux de ruissellement les apports par les précipitations. La composition initiale des sels de la pluie est modifiée par des perturbations liées aux activités humaines auxquelles s'ajoutent les processus naturels : l'érosion chimique, les processus biologiques, les prélèvements d'éléments nutritifs par la plante, etc...

Les apports des éléments de l'érosion sont d'origine superficielle, il se produit un lessivage du bassin et ceci est mis en évidence par la variation des concentrations à l'exutoire du bassin.

La salinité moyenne des petites crues est légèrement plus élevée que celle des crues plus importantes. La valeur de la salinité se situe entre 100 et 500 mg/l (voir tableau n° 48). On remarque que les crues survenues au mois de Septembre ayant une salure plus élevée que les autres et ceci est expliqué par la mise en solution des sels remontés à la surface du sol par capillarité au cours de l'été.

La composition pondérale moyenne des sels (mg/l) est résumée dans le tableau n° 49 :

Tableau n° 48 Caractéristiques des eaux de ruissellement du micro-bassin de BOUFAROUA-SEMMAMA

Date de crue	Lieu de prélèvement	pH	RS g/l	C mmhos/cm	Milliéquivalents / l							Matières en suspension (mg/l)	Remarques sur les prélèvements
					Ca	Mg	Na	K	SO <sub>4</sub>	Cl	HCO <sub>3</sub>		
23/9/76	Dessableur	7,9	0,352	3,4	2,48	0,32	0,44	0,33	0,12	0,38	3,10	2260	19 jrs après la crue
	Citerne	7,9	0,322	2,9	2,55	0,20	0,42	0,23	0,13	0,29	3,00	1865	
18/11/76	Dessableur	8,0	0,111	1,4	1,1	0,0	0,16	0,07	0,02	0,05	1,30	0	Fin de crue
	Citerne	7,5	0,195	2,8	0,86	0,84	0,60	0,28	0,13	0,26	2,10	0	
9/6/77	Dessableur	8,1	0,490	3,5	2,48	0,52	0,44	0,33	0	0,38	3,40	2990	Fin de crue
	Citerne	7,9	0,324	3,0	2,40	0,30	0,36	0,22	0,12	0,35	2,90	2190	
6/9/77	Dessableur	8,0	0,421	3,4	2,48	0,42	0,44	0,33	0,12	0,38	3,25	2625	Fin de crue
	Citerne	7,9	0,322	2,9	2,60	0,20	0,42	0,23	0,13	0,29	3,00	1865	
17/5/78	Dessableur	7,0	0,267	2,7	2,41	0,24	0,11	0,19	0,04	0,12	2,8	285	Au cours de la crue

Tableau n° 49

Date de crue	Prélèvement	Ca	Mg	Na	K	SO <sub>4</sub>	Cl	HCO <sub>3</sub>	SAR
18/11/76	Dessableur	22	0	4	3	1	0	79	0,23
	Citerne	17	10	14	11	6	0	128	0,66
9/6/77	Dessableur	50	6	10	13	7	13	207	0,36
	Citerne	48	4	8	9	6	12	177	0,30
6/9/77	Dessableur	50	4	10	13	6	13	180	0,37
	Citerne	51	2	10	9	7	11	183	0,37
17/5/78	Dessableur	48	3	4	8	2	4	171	0,15

La qualité d'une eau est estimée en prévoyant l'influence de cette eau sur les propriétés chimiques (évolution du sol) d'une part et en considérant la tolérance des cultures irriguées avec cette eau d'autre part.

Le SAR (Sodium - Absorption - Ratio) est défini par :

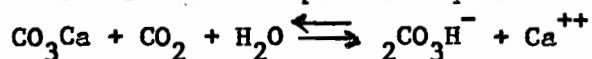
$$SAR = \frac{(Na^+)}{\sqrt{\frac{(Ca^{++}) + (Mg^{++})}{2}}}$$

La concentration des éléments est exprimée en milliéquivalent par litre dans la solution. Par définition un équivalent est égal au poids atomique de l'élément divisé par sa valence. Ainsi pour le sodium 1 équivalent est égal à 23 grammes.

La teneur en sel de ces eaux de ruissellement est très faible pour les eaux de surface qui présentent un résidu sec compris entre 0,10 et 0,5 g/l.

Du tableau n° 48 il ressort que :

- les eaux de ruissellement recueillies dans le dessableur sont plus salées que celles recueillies dans la citerne.
- la salure est due principalement à CaCO<sub>3</sub> qui par dissolution avec de l'eau de pluie chargée de CO<sub>2</sub>, enrichit les solutions du sol en bicarbonate soluble et par conséquent les eaux de ruissellement :



- les eaux de ruissellement laissées longtemps en présence avec les transports solides augmentent de salure. La meilleure solution serait de mesurer la conductivité sur le terrain
- Les teneurs en sulfates sont très faibles.

### 3.3.5.2. - L'érosion

#### 3.3.5.2.1. - Essai de mesure de l'érosion en place

Durant cette campagne nous n'avons ~~pas~~ fait aucune mesure d'érosion sur l'élément apparent de chaque aiguille piquétée dans le sol puisqu'il n'y avait ~~pas~~ aucun événement pluvieux susceptible de provoquer un transport ou un apport solide.

#### 3.3.5.2.2. - Mesure des transports solides

Sur les parcelles des pédologues, situées sur un versant d'érosion soltanien et dans les mêmes conditions que notre micro-bassin, les transports solides observés lors de la crue de Septembre 1975 ont donné les résultats suivants.

Tableau n° 50

Parcelles	Pente (%)	S (m2)	Pluie (mm)	Durée (mm)	Ruissellement (%)	T.Solide (Kg)	E/ha (Kg/ha)
P I		1600	20	30	10	4	25
P II	25	400	20	30	35	20	500

chiffres tirés de [21'].

On estime que sur un tel versant l'érosion s'élève à quelques dizaines de millimètres par an et ce qui est se produit également sur le micro-bassin de notre étude.

#### 4 - C O N C L U S I O N

Une forte variabilité de la pluviosité caractérise la zone semi-aride. Ces deux années d'observation en sont une illustration. Pour les 9 premiers mois de chaque année observée, la hauteur de pluie est de 232 mm pour la première et de 191 mm pour la seconde. Ces 2 années sont donc déficitaires puisque la moyenne est de 309 mm ; s'y ajoute une répartition défavorable au ruissellement (nombreuses averses de faibles intensités et de hauteur < 10 mm). L'année dernière (avec une hauteur de pluie annuelle de 252 mm) correspond à une fréquence 1/4 (année quadriennale sèche). Cette année sera aussi une année sèche. Les résultats d'observations du micro-bassin ne pourront être réellement utilisables que dans le cas où nous aurons des données en années sèches et en années humides. C'est seulement dans ce cas que l'on peut faire des extrapolations.

Les résultats obtenus par la statistique des hauteurs de pluie montre que :

- pour les récurrences < à 20 ans, les valeurs remarquables d'après la loi de Galton ajustée aux échantillons tronqués sont comparables à celles fournies par les lois de Pearson III et Gumbel ajustées aux maximums annuels

récurrence	Pluies journalières	Maximums annuels
20 ans	102 mm	106
10 ans	92 mm	91
5 ans	74 mm	73

- pour les récurrences supérieures à 20 ans, la loi de Galton surestime les valeurs. Il est bon de tenir compte des résultats issus de la statistique des valeurs extrêmes selon Pearson III et Gumbel où il y a une perte d'information expliquée par la faible taille d'échantillon (21 ans). Au niveau des pluies fréquentes, récurrence de 1 an par exemple, la hauteur de pluie journalière est de 38,7 mm.

En ce qui concerne les autres éléments du climat les deux années étudiées ont été très comparables :

- des températures moyennes mensuelles qui varient entre 7° et 25°C, l'amplitude moyenne journalière mensuelle étant comprise entre 10 et 19
- une humidité relative forte en hiver et faible en été. Au cours de la journée, elle est de 55 à 60 % à midi, le matin (7 h) : 80 % et le soir : 70 %.
- une forte évaporation : la hauteur annuelle évaporée est de 1680 à 1890 mm au Piche.
- le régime du vent est dominé par des vents irréguliers de secteur Nord-Est.

Les faibles pluviosités et leur répartition ont eu pour effet de ne provoquer qu'un ruissellement très peu important. La précipitation limite de ruissellement semble voisine de 8 mm avec une intensité limite de 10 mm/h. Il n'y a eu en fait que 6 jours de pluie ayant une hauteur  $>$  à 8 mm pour la première année et le même nombre pour cette année (les 9 premiers mois) dépassant ces seuils. L'eau infiltrée a pu être entièrement stockée dans une tranche de sol inférieure à 1,20 m. Les profils obtenus à la sonde à neutrons de cette tranche permettent de conclure que la totalité de l'eau infiltrée est ensuite reprise par l'évapotranspiration. En effet la végétation se développe à partir du mois de Mars et contribue au dessèchement du sol. A l'intérieur de notre micro-bassin nous avons pu mettre en évidence une certaine hétérogénéité du sol sur le plan hydrique. Ainsi, on constate que :

- sur le versant Nord au sol calcimagnésique, l'évapotranspiration réelle est de 152 mm (de 19/10/77 au 30/5/78)
- sur les bas-versant et la zone cultivée, l'ETR est très variable : la zone du bas de la toposéquence a perdu 26 mm supplémentaires dus aux apports par ruissellement, tandis qu'au site T<sub>514</sub> où le sol est battant, l'évaporation est seulement de 29 mm, le reste ayant été perdu par ruissellement.

Aussi bien qu'à l'exutoire, nous avons enregistré un coefficient global faible, l'étude de l'infiltration par la sonde à neutrons a pu faire apparaître des déplacements d'eau ruisselés à l'intérieur du micro-bassin. Celui-ci ne peut donc en fait être malgré ses petites dimensions, considéré comme un échantillon homogène ~~de la région~~. C'est d'ailleurs ce qui avait indiqué la mesure de la perméabilité au Müntz.

Malgré l'absence du transport solide global dans le dispositif de mesure, nous avons constaté grâce aux analyses des eaux de ruissellement qu'il y a une dissolution élevée. La salure est due principalement au CaCO<sub>3</sub> de la zone de croûte et encroûtement qui par dissolution avec l'eau de pluie chargée de CO<sub>2</sub>, contribue à la dégradation des sols.

Aussi, même sur une petite unité comme celle qui a été choisie se manifeste une hétérogénéité du sol vis-à-vis du ruissellement; elle se manifeste déjà lors de mesures de perméabilité, (mais la dispersion est telle qu'il est difficile de conclure). C'est surtout l'étude des profils qui est révélatrice.

A cette difficulté, s'est ajoutée celle de la variabilité de la pluviosité, et le fait que nos deux années de campagne sont tombées pendant une période sèche.

Enfin, l'étude de la petite région où nous trouvons, nous a révélé une couverture du sol très variable dans le temps et dans l'espace.

Il apparaît donc très difficile d'étudier physiquement un phénomène comme le ruissellement, en travaillant sur des surfaces élémentaires supposées "homogènes". Cette homogénéité n'étant souvent qu'apparente. Une autre difficulté provient de la nécessité d'une longue durée de l'étude due à la variabilité interannuelle de la pluviosité ; enfin, la dispersion d'autres facteurs, comme la pente et la couverture végétale rendent nécessaire de nombreuses répétitions de ce type d'études.

## B I B L I O G R A P H I E

- [1] Anonyme  
Note concernant la théorie et l'utilisation de la sonde à neutrons (NEMO 10). Centre d'Etudes Nucléaires de Cadarache, France
- [2] BONVALLOT (J.), DELHOUME (J.P.) - 1978  
Etude de différentes accumulations carbonatées d'une toposéquence du Centre Tunisien (Djebel Semmama). ORSTOM - Mission Tunisie.
- [3] BOULAINÉ (J.) - 1976  
Cours d'hydropédologie T.1.  
Institut National Agronomique - E.N.G.R.E.F. - Paris
- [4] BOURGES (J.), FLORET (C.), PONTANIER (R.) - Décembre 1973  
Etude d'une toposéquence type du Sud Tunisien - Djebel Dissa. Les sols, bilan hydrique, érosion, végétation. (Résultats de la saison 1972-1973). ES-89 ORSTOM - Mission Tunisie.
- [5] BOURGES (J.), FLORET (C.), PONTANIER (R.) - Mai 1975  
Etude d'une toposéquence type du Sud Tunisien Djebel Dissa. Les sols, ruissellement, bilan hydrique, érosion, végétation. (Résultats de la saison 1973-1974). ES-93 ORSTOM Mission Tunisie.
- [6] BOURGES (J.), FLORET (C.), PONTANIER (R.) - Juillet 1977  
Etude d'un milieu représentatif du Sud Tunisien. (Type "Segui"). Citerne Telmam. (Résultats des campagnes 1972-73 et 1973-74) ORSTOM Mission Tunisie.
- [7] BRUNET-MORET (Y.) - 1969  
Etude de quelques lois statistiques utilisées en hydrologie. Cah. ORSTOM Série Hydrologie, Vol. VI, n° 3.
- [8] BRUNET-MORET (Y.) - 1970  
Utilisation de la loi de PEARSON III pour des échantillons de taille inconnue et ayant  $0,2 < \gamma < 1,1$ .  
Note technique n° 2, Service Hydrologique ORSTOM Paris.
- [9] BRUNET-MORET (Y.) - 1975  
Distribution gaussio-logarithmique.  
Cah. ORSTOM, Ser. Hydrologie, Vol. XII, n° 2, ORSTOM.

- [10] CAMUS (H.), CHAPERON (P.) GIRARD (G.), MOLINIER (M.) - 1976  
Analyse et modélisation de l'écoulement superficiel d'un bassin tropical. Influence de la mise en culture.  
Côte d'Ivoire, Korhogo - 1962-1972.  
Travaux et documents de l'ORSTOM n° 52 Paris.
- [11] COLOMBANI (J.), DUBREUIL (P.) - 1970  
Mesure de l'humidité et de perméabilité des sols dans les bassins représentatifs et expérimentaux. Additifs aux Protocoles et présentation des résultats. Note technique n° 21, Service Hydrologique ORSTOM Paris.
- [12] COLOMBANI (J.) - 1977  
Note concernant l'étalonnage de la sonde à neutrons SOLO n° 13 relativement au site d'essai du Djebel Dissa.  
ORSTOM - A.T.P.-CNRS n° 651-2337 - ORSTOM Tunis.
- [13] CORMARY (Y.), MASSON (J.) - 1964  
Etude de conservation des eaux et du sol au centre de recherches du Génie Rural de Tunisie. Application à un projet type de la formule de perte de sol de Wischmeier.  
Cahiers ORSTOM - Pédologie - Vol. II, fasc. 3 - 1964 ORSTOM Paris.
- [14] C.T.G.R.E.F. - 1974  
Bilans hydrologiques. Essais d'estimation de l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant.  
Considérations théoriques et applications pratiques. Rapport n° 1.
- [15] DAUDET (F.A.), LESPINAT (P.A.) - 1969  
Etude avec un humidimètre à neutrons du bilan hydrique naturel d'une culture.  
Extrait du vol. XXIV, n° 12, L'Agriculture Tropicale.
- [16] DUBREUIL (P.) - 1967  
Point de vue théorique sur le rôle du sol dans le cycle hydrologique. Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie, vol. IV, n° 1, 1967 ORSTOM Paris.
- [17] DUBREUIL (J.), GUISCAFRE (J.) - 1971  
La planification du réseau hydrométrique minimal.  
Cahiers ORSTOM, sér. Hydrologie Vol. VIII, n° 2 1971 ORSTOM Paris.

- [18] DUBREUIL (J.) - 1974  
Initiation à l'analyse hydrologique. Masson et Cie - ORSTOM Paris.
- [19] DUBREUIL (P.), GUISCAFRE (J.) - Juillet 1976  
Etude des précipitations dans le massif forestier landais :  
Critique et homogénéisation des données statistiques sur  
24 heures - ORSTOM - Service spécial de l'aménagement régional  
d'Aquitaine.
- [20] DUCHAUFOR (P.), BONNEAU (M.), JACQUIN (F.), SOUCHIER (B.) - 1970  
Précis de Pédologie - Troisième édition entièrement refondue.  
Masson et Cie, Editeurs - Paris.
- [21] D.R.E.S. - O.R.S.T.O.M. - Juin 1975  
Etude hydrologique préliminaire des Oueds Zéroud et Merguellil.  
- CHI : le milieu physique et naturel des B.V. des Oueds Zéroud  
et Merguellil.  
- CHII : la pluviométrie.
- [21'] HENTATI ADEL - 1977  
Conditions d'équilibre ou de déséquilibre de divers types de  
milieux dans le Djebel Semmama et sur son piédmont. Thèse de  
Doctorat de 3ème cycle Strasbourg.
- [22] F.A.O. - Août 1964  
Projet de planification intégrée de la Tunisie Centrale.  
Rapport préliminaire, Annexe I. Région de Sbeitla, Etude Hydro-  
géologique.
- [23] GOUYET (R.C.) - Octobre 1976  
Monographie des Oueds Zéroud et Merguellil. Préparation des  
données pluviométriques.  
+ Première partie : Présentation générale.  
+ Seconde partie : présentation des stations.  
DRES - Service Hydrologique - Tunis.
- [24] GRISOLLET (H.), GUILMET (B.), ARLERY (R.) - 1962  
Climatologie - Méthodes et pratiques. Monographie de la météoro-  
logie. Gauthier-Villars et Cie, Editeur PARIS.

- [34] O.R.S.T.O.M. - 1973  
Bulletin du groupe de travail sur la dynamique actuelle des sols.  
n° 2 - Comité Technique de Pédologie ORSTOM BONDY.
- [35] PEGUY (P.) - 1970  
Précis de climatologie - 2ème édition revue et remaniée.  
Masson et CIE, Editeurs - Paris.
- [36] RIOU (CH.), DUBOIS (G.J.) - 1966  
L'utilisation des bacs d'évaporation sous climat sahélien.  
Cah. ORSTOM, Série Hydrologie, n° 5.
- [37] RIOU (CH.) - 1975  
La détermination pratique de l'évaporation.  
Application à l'Afrique Centrale.  
Mémoire ORSTOM n° 80 - ORSTOM PARIS.
- [38] ROCHE (M.) - 1963  
Hydrologie de surface - ORSTOM - Gauthier-Villars Paris, 429 p.
- [39] ROOSE (E.J.), HENRY DES TUREAUX (P.) - 1971  
Etude de l'érosion et du ruissellement sur les sables tertiaires  
de Basse Côte d'Ivoire - Abidjan - ORSTOM
- [40] ROOSE (E.J.) - Août 1975  
Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années  
de mesures en petites parcelles expérimentales.  
ORSTOM ABIDJAN (Centre d'Adiopodoumé).

ANNEXES

Annexe A  $\frac{1}{2}$  Echantillons des totaux pluviométriques annuels Sbeitla (57 ans)

Rang	Hauteur (mm)	Fréquence expérimentale	Rang	Hauteur (mm)	Fréquence expérimentale
1	547.2	0.0088	31	278.0	0.5351
2	546.8	0.0263	32	276.7	0.5526
3	532.7	0.0439	33	274.4	0.5702
4	497.7	0.0614	34	272.3	0.5877
5	462.7	0.0789	35	257.0	0.6053
6	453.3	0.0965	36	254.9	0.6228
7	452.6	0.1140	37	251.5	0.6404
8	452.3	0.1316	38	251.3	0.6579
9	447.1	0.1491	39	249.8	0.6754
10	440.3	0.1667	40	249.1	0.6930
11	438.9	0.1842	41	234.0	0.7105
12	433.8	0.2018	42	232.0	0.7281
13	420.0	0.2193	43	231.0	0.7456
14	413.2	0.2368	44	223.3	0.7632
15	384.1	0.2544	45	217.2	0.7807
16	374.7	0.2719	46	214.8	0.7982
17	371.2	0.2895	47	214.0	0.8158
18	357.3	0.3070	48	213.0	0.8333
19	353.0	0.3246	49	209.2	0.8509
20	351.0	0.3421	50	173.1	0.8684
21	345.0	0.3596	51	169.1	0.8860
22	342.4	0.3772	52	165.7	0.9035
23	325.6	0.3947	53	165.3	0.9211
24	303.0	0.4123	54	141.3	0.9386
25	301.3	0.4298	55	133.9	0.9561
26	300.2	0.4474	56	132.6	0.9737
27	290.3	0.4649	57	127.7	0.9912
28	287.2	0.4825			
29	285.3	0.5000			
30	282.3	0.5175			

Fréquence expérimentale au dépassement  $F = \frac{n - \frac{1}{2}}{N}$

Pour l'étude statistique nous n'utilisons que les hauteurs des précipitations des années où il y a observation complète.

## A<sub>2</sub> Ajustement de la loi de Pearson III aux maximums annuels pluviométriques

La loi de PEARSON III s'écrit sous la forme :

$$F(x) = \frac{1}{\Gamma(\gamma)} \int_0^x (ax)^{\gamma-1} e^{-ax} da = \int_0^x f(x) dx$$

a et  $\gamma > 0$  et  $\neq 0$

F(x) fréquence au non dépassement varie de 0 à 1

x varie de 0 à  $+\infty$

La détermination des paramètres se fait par :

a) La méthode du maximum de vraisemblance (Roche p. 42)

$\gamma$  est déterminé par :

$$\rho(\gamma) = \log \bar{P} - \frac{1}{N} \sum \log P_i$$

$$\log \bar{P} = 1,71645$$

$$\frac{1}{N} \sum \log P_i = 1,65778$$

il vient  $\rho(\gamma) = 0,05870$  d'où on déduit  $\gamma$  en utilisant le tableau  $\gamma - \rho(\gamma)$  de la page 90 (initiation à l'analyse hydrologique), on a . . .

$$\gamma = 3,8909$$

et

$$\frac{1}{a} = \frac{\bar{P}}{\gamma} = 13,3792$$

b) L'utilisation de la méthode des moments :

$$\Sigma_1 = 1093,2$$

$$\Sigma_2 = 75101,08$$

$$\Sigma_3 = 6558487,78$$

$$R_1 = \frac{\Sigma_1}{N} = 52,0571$$

$$R_2 = \frac{\Sigma_2}{\Sigma_1} = 68,6984$$

$$R_3 = \frac{\Sigma_3}{\Sigma_2} = 87,3288$$

$$R_3 - R_2 = 18,6304$$

$$R_2 - R_1 = 16,6413$$

$$\text{Le résidu } R = (R_3 - R_2) - (R_2 - R_1)$$

$$R = 1,9891$$

Première approximation de  $\frac{1}{a} = R_2 - R_1$  d'où

$$\gamma = \frac{R_1}{1/a} = 3,1282$$

Amélioration du  $\gamma$

$$\text{soit } R_{2a} = R_2 - R \times \frac{2}{3+\gamma/(\gamma+1)} = 67,8512$$

$$\frac{1}{a} = R_{2a} - R_1 = 15,7941$$

$$\gamma = \frac{R_1}{1/a} = 3,2960$$

$$\frac{1}{a} = 15,7941$$

$$\gamma = 3,296$$

$$\gamma \neq 3,3$$

**A<sub>3</sub> AJUSTEMENT de la loi de Galton aux pluies journalières**  
 (Station Service des Eaux)

L'équation de la droite représentative de la distribution est de la forme :

$$\log (x - x_0) - \log S = 0,4343 \sigma t \quad (1)$$

avec  $x_0 = 0$

Graphique : En ordonnée  $\frac{R - \frac{1}{2}}{N (1 - F_0)}$

N étant le nombre total de jours de la période d'observation

En abscisse : précipitation correspondant au rang  $R_i$

$F_0$  = correspondant au seuil de troncature < 5 mm

La fonction de répartition de la distribution tronquée, au non dépassement s'écrit :

$$F(x) = F_0 + (1 - F_0) \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_0^u \frac{1}{u} \exp \left| - \frac{(\log u)^2}{2\sigma^2} \right| du$$

avec  $u = \frac{x - x_0}{S}$

Si  $G(u)$  est la fréquence au non dépassement de la variable  $t' = \frac{\log u}{\sigma}$

la fréquence au non dépassement de la variable  $x$  est :

$$F(x) = F_0 + (1 - F_0) \cdot G(u)$$

et la fréquence au dépassement :  $F_1(x) = 1 - F(x) = (1 - F_0) (1 - G(u))$

Si  $t'$  est la variable normale pour la fréquence au non dépassement

$$\frac{F(x) - F_0}{1 - F_0}, \text{ la variable } x \text{ est donnée par : } X = x_0 + S \exp(\sigma t' / \log e)$$

soit en logarithmes décimaux :  $\log \frac{x - x_0}{S} = \sigma t' = \sigma t' \log e$

la droite représentative de la distribution correspond à l'équation :

$$\log (x - x_0) - \log S = 0,4343 \sigma t$$

Pour  $t = 0$  ( $F = 0,5$ ) ;  $S = x - x_0$  d'où  $S = 5,1$  mm sur le graphique  
pour  $t = 3,09023$  ( $F = 0,001$ )

$$t' = t \log e = 1,3421, \quad x - x_0 = 132 \quad \text{sur le graphique}$$

$$\text{d'où} \quad \sigma = 1,3421 = \log \frac{132}{5,1} \quad \underline{\underline{\sigma = 1,0528}}$$

La fonction de répartition s'écrit =

- au non dépassement :

$$F(x) = 0,9 + (1 - 0,9) \frac{1}{1,0528 \sqrt{2\pi}} \int_0^x \frac{1}{x} \exp \left| -\frac{1}{2} \left( \frac{\log \frac{x}{5,1}}{1,0528} \right)^2 \right|$$

- et au dépassement :

$$F_1(x) = (1 - 0,9) G_1(t') \quad \text{où} \quad t' = \frac{1}{\sigma} \log \frac{x}{S}$$

$$\text{et} \quad G_1(t') = \int_{t'}^{\infty} \frac{1}{\log e \sqrt{2\pi}} \exp \left| -\frac{1}{2} \left( \frac{t'}{\log e} \right)^2 \right| dt'$$

La précipitation journalière de probabilité une fois/an correspond à :

$$F_1 = \frac{1}{365} \quad G_1 = \frac{F_1}{1 - F_0} = 0,027397 \quad t' = 0,83610 \quad (\text{table B})$$

$$\log x = \sigma t' + \log S = 1,58782 \quad x = 38,7 \text{ mm}$$

La précipitation journalière de prob une fois en 10 ans correspond à :

$$F_1 = \frac{1}{365 \times 10} \quad G_1 = \frac{F_1}{1 - F_0} = 0,0027397 \quad t' = 1,1921$$

$$\log x = \sigma t' + \log S = 1,9626 \quad x = 91,8 \text{ mm}$$

La précipitation journalière de prob une fois en 100 ans :

$$F_1 = \frac{1}{365 \times 100} \quad G_1 = \frac{F_1}{1 - F_0} = 0,00027397 \quad t' = 1,51$$

$$\log x = 2,2973 \quad x = 198,3 \text{ mm}$$

la précipitation journalière de prob une fois en 5 ans :

$$F_1 = \frac{1}{365 \times 5} = 0,00054795 \quad G_1 = \frac{F_1}{1 - F_0} = 0,0054795$$

$$\log x = 1,8708 \quad t' = 1,10485$$

$$x = 74,3 \text{ mm}$$

Ajustement graphique à une loi gaussio-logarithmique tronquée aux précipitations journalières à Sbeitla - Service des eaux - 21 années de relevés 1954-1975 soit 7665 jours = N

Moyennes annuelles des précipitations : 333,8 mm

Hauteurs journalières classées par ordre décroissant

Rang R	Hauteur (mm)	$F = \frac{R - \frac{1}{2}}{N}$	$F_1 = \frac{R - \frac{1}{2}}{1 - F_0}$ $F_0 = 0,80$	$F_1 / (1 - F_0)$ $F_0 = 0,90$	$F_1 / (1 - F_0)$ $F_0 = 0,97$
1	135.0	0.0000652	0.000326	0.00065	0.0021733
2	117.4	0.0001957	0.000978	0.00196	0.006523
3	108.0	0.0003262	0.001631	0.00326	0.01087
4	77.0	0.0004556	0.003383	0.00457	0.01522
5	74.4	0.0005871	0.002935	0.00587	0.01957
6	72.0	0.0007175	0.003588	0.00717	0.02392
7	62.5	0.0008480	0.00424	0.0085	0.02827
8	61.0	0.0009785	0.0049	0.0098	0.03262
9	55.0	0.0011089	0.0055	0.0111	0.03696
10	52.6	0.0012394	0.0062	0.0124	0.04131
11	51.0	0.0013699	0.0068	0.0137	0.04566
12	50.7	0.0015003	0.0075	0.0150	0.05001
13	50.4	0.0016308	0.0082	0.0163	0.05436
14	50.0	0.0017613	0.0088	0.0176	0.05871
15	48.0	0.0018917	0.0095	0.0189	0.06306
16	47.3	0.0020222	0.0101	0.0202	0.06741
17	47.2	0.0021526	0.0108	0.0215	0.0718
18	44.5	0.0022831	0.0114	0.0228	0.0761
19	43.0	0.0024136	0.0121	0.0241	0.0805
20	40.0	0.0025440	0.0127	0.0254	0.0848
21	40.0	0.0026745	0.0134	0.0267	0.0891
22	39.0	0.0028050	0.0140	0.0280	0.0935
23	34.0	0.0029354	0.0147	0.0294	0.0978
24	34.0	0.0030659	0.0153	0.0307	0.1022
25	34.0	0.0031963	0.0160	0.0319	0.1065
26	33.2	0.0033268	0.0166	0.0333	0.1109
27	33.0	0.0034573	0.0173	0.0346	0.1152
28	33.0	0.0035877	0.0179	0.0359	0.1196
29	33.0	0.0037182	0.0186	0.0372	0.1239
30	32.3	0.0038487	0.0192	0.0385	0.1283
31	32.3	0.0039791	0.0199	0.0398	0.1326
32	32.0	0.0041096	0.0205	0.0411	0.1370
33	32.0	0.0042401	0.0212	0.0424	0.1413
34	31.5	0.0043705	0.0219	0.0437	0.1457
35	31.5	0.0045010	0.0225	0.0450	0.1500
36	30.5	0.0046314	0.0232	0.0463	0.1544
37	30.5	0.0047619	0.0238	0.0476	0.1587
86	20.1	0.0111546	0.0558	0.1115	0.3718
115	15.1	0.0149380	0.0747	0.1494	0.4979
204	10.1	0.0265493	0.1327	0.2655	0.8850
376	5.1	0.0489889	0.2449	0.4899	> 1
895	0.1	0.1166993	0.5835	> 1	-

la précipitation journalière de prob une fois en 50 ans :

$$F_1 = \frac{1}{365 \times 50} \quad G_1 = \frac{F_1}{1 - F_0} = 0,00054795$$

$$\log x = 2,2003 \quad t' = 1,4179 \quad x = 158,6 \text{ mm}$$

la précipitation journalière de prob une fois en 2 ans :

$$F_1 = \frac{1}{365 \times 2} \quad G_1 = \frac{F_1}{1 - F_0} = 0,013699 \quad t' = 0,9579$$

$$\log x = 1,716$$

la précipitation journalière de prob une fois en 20 ans :

$$F_1 = \frac{1}{365 \times 20} \quad G_1 = \frac{F_1}{1 - F_0} = 0,0013699 \quad t' = 1,2380$$

$$\log x = 2,0100 \quad x = 102,5$$

A4 Contribution de la pluie maximale journalière à la pluie de l'année  
 Station Sbeitla Service des Eaux

Année (21 ans)	Pluie (mm)	(P.M.J./P.A.) x 100)	Nbre jours pluie
1957 - 58	135,0	31,12	35
1969 - 70	117,4	21,47	48
1963 - 64	77,0	17,01	34
1959 - 60	74,4	16,90	45
1973 - 74	72,0	23,76	44
1954 - 55	62,5	21,53	28
1972 - 73	61,0	13,90	77
1964 - 65	55,0	18,25	30
1960 - 61	50,0	22,39	22
1958 - 59	47,3	8,64	62
1967 - 68	40,0	10,41	48
1968 - 69	40,0	17,32	38
1974 - 75	34,0	11,30	57
1962 - 63	34,0	8,23	46
1970 - 71	34,0	15,96	42
1971 - 72	32,2	12,63	68
1955 - 56	31,2	18,83	33
1956 - 57	30,5	8,22	37
1961 - 62	24,0	11,21	28
1965 - 66	21,7	9,27	42
1966 - 67	20,0	8,01	31

## ANNEXE B

CITERNE HYDROLOGIQUE SEMMAMA BOUFAROUA  
Pluviométrie journalière par poste (Année 1976-77)

Mois	Jour	Postes Pluviométriques					Pluviographe (seau)	Moyenne sur le bassin
		C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>	C <sub>4</sub>	C <sub>5</sub>		
Septembre	16	4,0	3,8	3,8	4,0	4,5		4,0
	19	2,7	2,9	2,9	3,0	2,9		2,9
	23	20,1	21,2	21,7	23,0	21,1		21,4
	Total	26,8	27,9	28,4	30,0	28,5		28,3
Octobre	3	3,5	3,4	3,6	3,3	3,7		3,5
	8	11,4	7,9	10,1	10,2	10,1		10,0
	11	3,2	3,1	3,2	3,7	3,3		3,3
	25	3,2	3,5	3,6	3,3	3,2		3,4
	Total	21,3	17,9	20,5	20,5	20,3		20,2
Novembre	4	3,0	2,5	2,7	3,2	3,1		2,9
	16	26,5	23,4	23,9	24,1	25,8		24,7
	18	28,1	26,6	27,2	29,7	28,6		28,0
	19	1,9	2,0	2,1	2,3	2,3		2,1
	22	3,3	3,30	3,6	3,7	3,4		3,5
	Total	62,8	57,8	59,5	63,0	63,2		61,2
Décembre	12	1,4	1,1	1,4	1,5	1,5		1,4
	21	2,5	2,6	2,6	2,6	2,5	1,8	2,4
	23	6,4	7,9	7,8	8,2	7,1	6,2	7,3
	26	5,7	5,3	5,7	5,6	5,7	4,9	5,5
	Total	16,0	16,9	17,5	17,9	16,8		16,6
Janvier	2	1,8	1,3	1,5	1,4	1,6	1,4	1,5
	7	4,6	5,6	5,4	5,0	5,2	4,2	5,0
	8	11,3	10,7	11,7	10,7	11,7	11,2	11,2
	9	15,6	13,8	14,9	15,0	15,5	15,6	15,1
	23	1,2	1,4	1,4	1,4	1,3	0,5	1,2
	24	0,5	0,4	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5
	Total	35,0	33,2	35,4	34,1	35,8	33,4	34,5
Février	13	8,6	6,8	8,0	8,2	9,0	7,1	7,9
	15	0,5	0,6	0,6	0,5	0,5	0,3	0,5
	Total	9,1	7,4	8,6	8,7	9,4	7,4	8,4

Mars	20	9,5	10,1	10,6	9,4	9,8	8,9	9,7
	29	1,7	1,6	1,7	1,6	1,6	0,9	1,5
	30	30,5	23,4	27,5	32,3	30,8	28,6	28,8
	31	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,0	0,1
	Total	41,9	35,2	39,9	43,6	42,4	38,4	40,1
Avril	10	1,7	2,0	2,0	1,9	2,3	0,8	1,8
	13	0,7	0,4	0,7	0,8	0,6	0,5	0,6
	17	0,4	0,3	0,4	0,4	0,5	0	0,3
	18	3,2	3,4	3,4	3,3	3,2	2,8	3,2
	19	2,4	2,7	2,4	2,6	2,5	2,4	2,5
	20	2,5	2,4	2,6	2,5	2,5	2,4	2,5
	Total	10,9	11,2	11,5	11,5	12,1	8,9	10,9
Mai	7	1,1	1,3	1,4	1,4	1,1	0,7	1,2
	8	1,4	1,1	1,3	1,4	1,4	1,0	1,3
	17	4,5	5,0	4,8	4,9	4,8	3,4	4,5
	18	3,0	2,4	2,9	2,8	3,1	2,1	2,7
	28	2,3	2,1	2,3	2,4	2,3	1,2	2,1
	Total	12,3	14,9	12,7	12,9	12,7	8,4	11,8
Juin	1	8,2	5,6	7,6	7,3	7,8	6,1	7,1
	3	3,9	3,5	3,6	3,9	3,8	2,1	3,5
	Total	12,1	11,1	11,2	11,2	11,6	8,2	10,6
Juillet	26	1,5	1,6	1,4	1,5	1,5	0,2	1,3
	Total	1,5	1,6	1,4	1,5	1,5	0,2	1,3
Août	7	0,6	0,8	0,5	0,6	0,5	0,2	0,5
	9	1,1	0,9	1,0	1,1	1,0	0,6	0,9
	13	5,2	7,5	6,4	7,3	5,6	5,0	6,2
	Total	6,9	9,2	7,9	9,0	7,1	5,8	7,6

CITERNE HYDROLOGIQUE SEMMAMA-BOU FAROUA  
PLUVIOMETRIE JOURNALIERE PAR POSTE (Année 1977-1978)

Mois	Jour	Poste pluviométrique					Moyenne sur le bassin (mm)	Pluviographe (seau)
		C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>	C <sub>4</sub>	C <sub>5</sub>		
Septembre	6	13,0	10,2	12,1	11,7	12,8	11,8	11,1
	18	0,2	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,0
	27	0,1	0,1	gouttes	0,1	0,1	0,1	0,0
	28	0,7	0,5	0,7	0,8	0,7	0,6	0,4
	Total	14,0	11,2	13,2	13,0	13,9	12,8	11,5
Octobre	12	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,2	0,3
	14	0,4	0,6	0,7	0,6	0,6	0,5	gouttes
	15	5,6	5,3	5,5	5,6	5,6	5,4	4,8
	17	2,9	2,4	2,6	2,8	2,7	2,7	2,9
	18	12,8	13,0	13,4	12,7	13,0	13,2	14,3
	19	2,3	2,5	2,3	2,2	2,3	2,3	2,4
	31	0,8	0,7	1,0	0,8	1,1	0,7	0,0
	Total	25,0	24,7	25,8	25,0	25,4	25,0	24,7
Novembre	24	20,5	17,5	19,0	19,8	21,0	19,4	18,4
	25	4,4	2,4	3,5	3,0	3,7	3,6	4,0
	Total	24,5	19,9	22,5	23,6	24,7	23,0	22,4
Décembre	9	0,1	0,1	traces	0,2	0,1	0,1	0,2
	18	0,1	traces	traces	0,1	0,1	0,1	T
	23	2,4	2,4	2,3	2,4	2,4	2,3	1,8
	Total	2,6	2,5	2,3	2,7	2,6	2,5	2,0
Janvier	13	2,3	2,7	2,5	2,8	2,1	2,4	2,2
	19	T	T	T	T	T	T	T
	20	2,3	2,6	2,5	2,3	2,2	2,3	2,1
	23	T	T	T	T	T	T	T
	Total	4,6	5,3	5,0	5,1	4,3	4,7	4,3
Février	12 et 13	16,0	14,5	16,7	16,1	17,0	15,9	15,3
	13	19,3	9,5	15,3	16,4	18,1	16,3	19,4
	Total	35,3	24,0	32,0	32,5	35,1	32,2(33,6)	34,7

\* (17,7 sans C<sub>2</sub>)

Mars	2	23,3	17,1	22,6	23,1	25,1	22,1	21,2
	5	2,9	3,1	3,1	3,2	3,1	3,0	2,8
	18	16,4	13,6	15,1	16,1	16,7	15,8	15,2
	22	1,0	0,9	0,8	1,1	1,1	0,9	0,6
	30	20,1	16,1	18,4	18,6	20,9	18,9	19,4
	Total	63,7	50,8	60,0	62,1	66,9	60,4	59,2
Avril	2	2,5	3,2	3,0	3,0	2,4	2,7	1,9
	Total	2,5	3,2	3,0	3,0	2,4	2,7	1,9
Mai	5	T	T	0,1	0,1	0,1	T	T
	6	5,6	5,3	5,5	5,5	5,9	5,5	4,8
	14	1,7	1,7	1,8	1,7	1,6	1,6	1,0
	17	9,7	8,8	9,9	10,7	10,0	9,7	8,9
	18	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	T
	22	2,1	1,8	2,0	2,2	2,0	1,9	1,1
	30	5,3	4,8	5,4	5,1	5,0	5,0	4,5
	31	4,5	3,4	4,1	4,4	4,4	4,1	3,8
	Total	29,0	25,9	28,9	29,8	29,1	27,9	24,1

MICRO BASSIN HYDROLOGIQUE  
BOUFAROUA-SEMMAMA

Echelle  $\frac{1}{2000}$

— LEGENDE —

Ci : Pluviometre.

Mi : Essai de permeabilite au Müntz

MBi Profil pedologique

Ti Point de mesure d'humidite

J Jujubier

( ) Limite du champs.

