
INTRODUCTION GENERALE

L'importance de l'eau en tant que support de vie et de facteur régulateur du développement d'un pays est universellement reconnue. Aussi est – il nécessaire de la quantifier et de la gérer aussi rigoureusement que possible.

Si les ressources en eau de surface doivent être mobilisées pour les différents besoins (agriculture, implantations de barrages et de retenues collinaires) en revanche et en raison des méthodes inadaptées actuellement utilisées, elles posent un problème majeur lorsqu'il s'agit de quantifier rigoureusement les éléments du bilan hydrique et cerner les problèmes de recharges des aquifères.

Plus de trois décennies de développement intense en matière d'infrastructure hydraulique ont permis de comprendre que le développement durable du pays devait passer incontestablement par une prise en charge de la question de l'eau sous ses multiples facettes.

Cette étude du bassin versant de la Tafna coïncide avec une étape très importante dans le développement de l'Algérie, qui accorde un intérêt particulier à la valorisation du potentiel hydraulique. Cette vision a été rendue nécessaire pour s'adapter à toutes les mutations nées des bouleversements climatiques, de l'évolution socio-économique, de la perception du coût réel de l'eau.

En effet, les exigences accrues en eau d'un pays méditerranéen en pleine phase de construction et disposant de plus de sept millions d'hectares de terres agricoles majoritairement sèches ont aidé à prendre conscience plus que jamais du rôle capital de l'eau.

Dans le cadre de cette nouvelle orientation, nous espérons apporter une contribution utile grâce à l'étude hydrologique d'un bassin bien représentatif de l'Ouest algérien.

L'oued Tafna qui draine un vaste bassin de 7245 km² déborde largement les limites géographiques du territoire algérien. Il s'étend des marges septentrionales des hautes plaines oranaises au Sud à la mer Méditerranée au Nord. Il présente donc, et c'est là que réside toute son originalité, des caractères physiques nettement contrastés. En 75 km à vol d'oiseau, on passe d'un domaine semi – aride à un domaine humide méditerranéen, d'un secteur montagneux à un secteur relativement plat.

Durant plusieurs décennies, avec une pluviométrie abondante et une demande en eau restreinte, la wilaya de Tlemcen s'auto- suffisait en eau potable. La construction d'ailleurs du premier barrage au niveau de la Tafna (Béni Bahdel entre 1934 et 1940) était destinée à

l'alimentation en eau potable de la ville d'Oran. Plus d'une vingtaine d'années plus tard, suite à une sécheresse quasi – continue et une démographie galopante, plusieurs chantiers de barrages se sont ouverts au niveau de la Tafna pour pallier le manque d'eau et satisfaire une demande en eau de plus en plus croissante.

Actuellement, le bassin versant de la Tafna comprend quatre barrages fonctionnels (Béni Bahdel, Meffrouche, El Izdihar à Sidi Abdelli et Hammam Boughrara) et un barrage en cours de réalisation (Sikkak). Cependant, on a toujours du mal à quantifier avec précision les apports aussi bien liquide que solide à ses barrages ; ce qui rend assez difficile la gestion de leurs stocks.

Notre travail a pour finalité plus qu'une présentation monographique, une approche à la fois analytique et synthétique des modalités de l'écoulement, du régime hydrologique et du transport des sédiments en suspension afin de déterminer les ressources en eau superficielles, leur variabilité spatio-temporelle, ainsi que l'action de l'eau sur le bassin versant.

Aussi, notre étude s'articulera en trois parties principales :

- le diagnostic physico- géographique, première étape de la connaissance des bassins versants, permettra de caractériser les principaux facteurs naturels intervenant dans l'alimentation en eau et dans l'écoulement ; facteurs orographiques et morphologiques, lithologiques, climatiques et biogéographiques. Leur interaction est déterminante dans le comportement hydrologique de ce bassin.
- En seconde partie, l'étude hydrologique, portera sur quatre sous-bassins représentatifs en l'occurrence les bassins des oueds, Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak, où sont érigés les quatre barrages : Beni Bahdel (66 Hm^3), Boughrara (177 Hm^3), Izdihar (110 Hm^3) et Sikkak (30 Hm^3). Cette étude qui, sera basée sur le traitement statistique des données hydrométriques, mettra en lumière les aspects fondamentaux de l'écoulement et l'évaluation des apports liquides annuels, saisonnier, mensuel et des crues dans les sous-bassins concernés.
- En troisième partie, l'étude des transports solides en suspension et modélisation, permettra d'évaluer les quantités des sédiments transportés par les oueds Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak et de préciser la dynamique érosive dans notre bassin et par conséquent d'en tirer des conclusions quant à l'envasement des ouvrages et la perte en sol dans l'écosystème.
- Dans une dernière étape, nous tenterons d'établir quelques modèles analytiques et descriptifs pluie - débit, débits liquides - débits solides, basés sur une approche statistique d'analyse des chroniques de données et de corrélations simples. Ces modèles préciseront l'interrelation entre les différents paramètres hydrologiques. Les outils de travail qui aideront à une meilleure conception des ouvrages hydrauliques et une meilleure connaissance du fonctionnement des sous bassins étudiés seront ainsi développés().

Ces principaux thèmes concernant le problème de l'eau dans sa globalité auront pour aboutissement la détermination des axes majeurs d'un aménagement intégré des bassins versants.

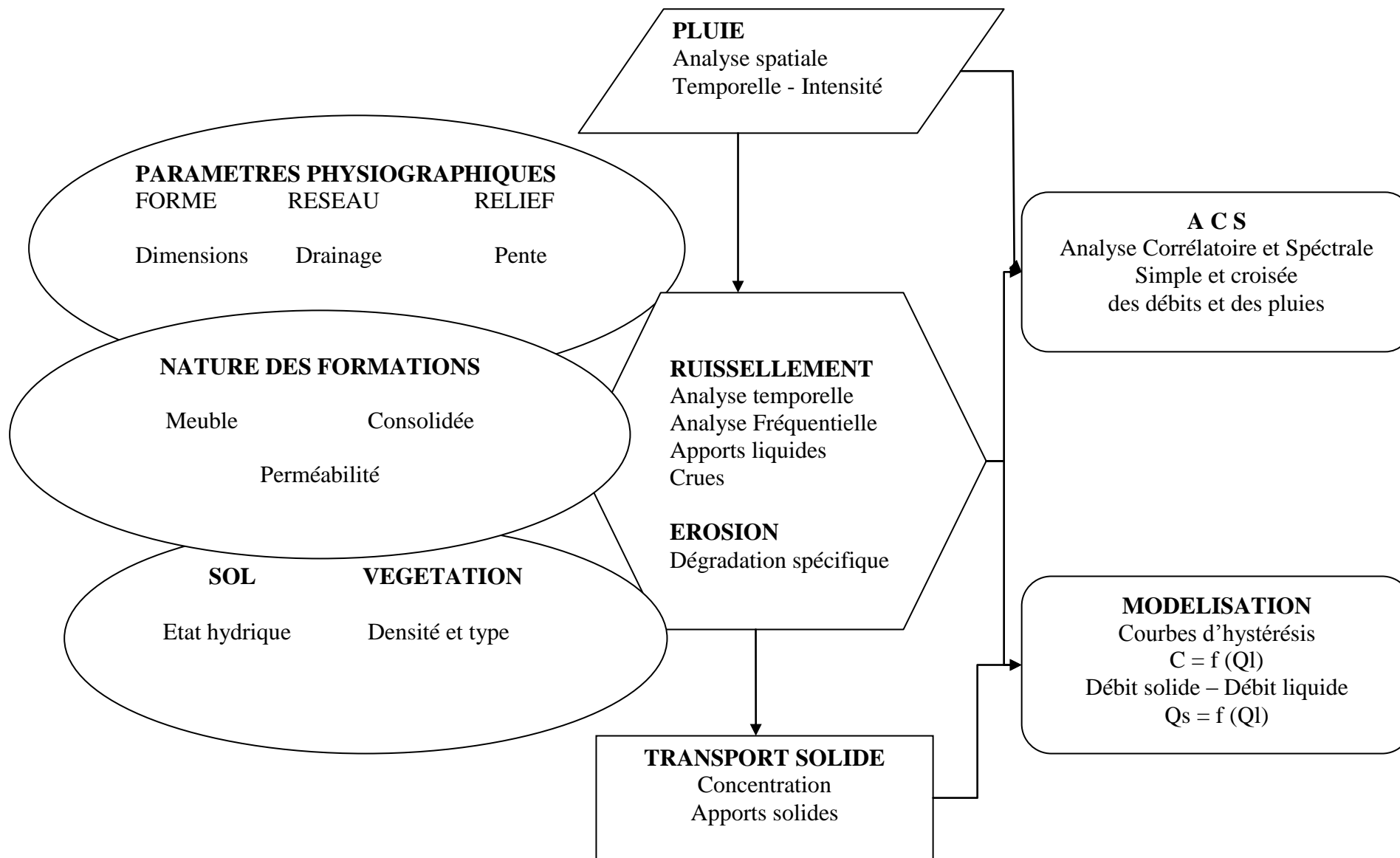


Figure 1 : Schéma synthétique de la méthodologie d'approche utilisée

PREMIERE PARTIE

**CARACTERISTIQUES PHYSIQUES, GEOLOGIE ET
FACTEURS CLIMATIQUES DU BASSINS VERSANT DE LA
TAFNA**

Chapitre I : CARACTERISTIQUES PHYSIQUES

I.1- SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le bassin versant de la Tafna, situé au Nord Ouest du territoire algérien (fig.1), s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen sur une superficie de 7245 km². Selon la nouvelle structuration des unités Hydrologiques en Algérie, le bassin versant de la Tafna appartient à l'ensemble de l'Oranie –Chott Cherguie (fig.2).

Globalement, le bassin versant peut être subdivisé en trois grandes parties (fig. 3) :

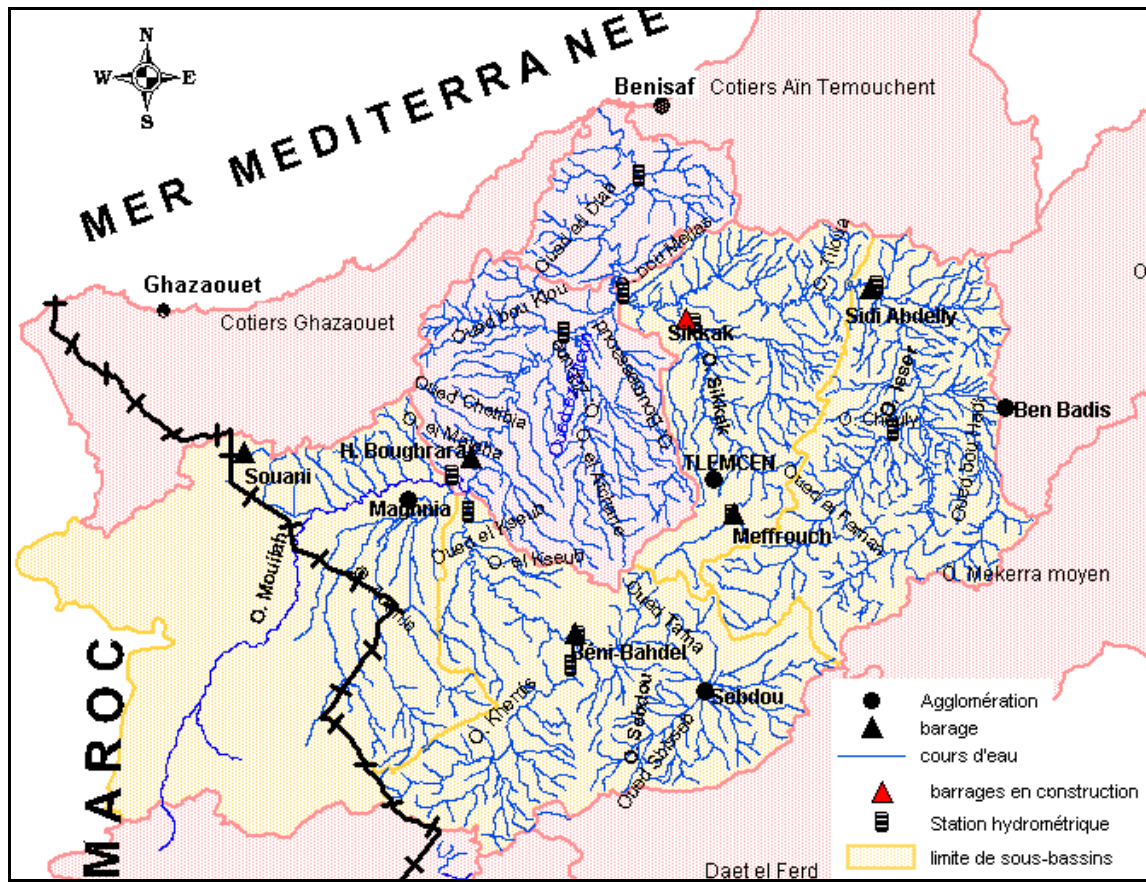
- partie orientale avec comme principaux affluents l'oued Isser et l'oued Sikkak) ,
- partie occidentale comprenant la Haute Tafna (oued Sebdou et oued Khemis) et l'oued Mouilah
- partie septentrionale : qui débute pratiquement du village Tafna et s'étend jusqu'à la plage de Rachgoune, embouchure de la Tafna sur la mer. Les oueds Boukiou, Boumessaoued et Zitoun sont les principaux affluents de cette partie.

Les plaines du bassin de la Tafna s'étendent aux pieds des monts de Tlemcen en avant des massifs de Traras et du Tessala, elles sont entourées de massifs aux reliefs élevés dessinant un édifice régulier formé essentiellement de terrains mésozoïques et cénozoïques.

Les monts des Traras au Nord Ouest dressent une barrière entre le bassin et la mer, ils correspondent à une série de crêtes de direction NE – SW culminant à 1136 m au djebel Fillaoucène.

L'oued Tafna est un cours d'eau de 170 Km de long, il prend sa source dans les Monts de Tlemcen. Le cours de cet oued peut se subdiviser en trois parties : la haute Tafna, la moyenne Tafna et la basse Tafna.

- **la haute Tafna** : l'oued prend naissance dans les Ouled Ouriach et s'affirme après la jonction d'un grand nombre de ramifications creusées dans les terrains jurassiques et descendent de crêtes atteignant 1500m. Ces ramifications se réunissent aux environs de Sebdou à une altitude d'environ 900m. A partir de cet endroit et jusqu'à Sidi Medjahed, l'oued suit un cours dans une vallée encaissée creusée dans les terrains jurassiques. Dans cette région montagneuse, l'oued Tafna reçoit l'oued Khemis (rive droite) et l'oued Sebdou (rive gauche).
- **la moyenne Tafna** : à partir de Sidi Medjahed, l'oued pénètre dans le bassin tertiaire et coule dans une vallée peu profonde dans des terrains plus ou moins argileux, Cette partie du bassin tertiaire est sillonnée par de nombreux affluents parmi lesquels certains sont importants :



Réseau hydrographique de la Tafna

la basse Tafna: le cours inférieur de la Tafna s'étend depuis les gorges de Tahouaret vers le village de Pierre Chat jusqu'à la plage de Rachgoune en mer Méditerranée, sur une distance de 20 Km.

Dans le cas de la Tafna, la taille importante du bassin versant (7245 km²) et même celle des bassins partiels contrôlés par des stations hydrométriques ainsi que sa complexité géologique, rendent une telle étude fort délicate. Aussi, l'échelle de travail adoptée correspondant au 1/200000 ne permet pas une grande précision dans la détermination des paramètres morphométriques en question. C'est pourquoi, nous nous limiterons à quelques caractéristiques physiques susceptibles de décrire le bassin en général et ses diverses unités tout en les comparant entre elles, sans pour autant prétendre en tirer des conclusions exhaustives.

I.2 CARACTERISTIQUES DE FORME

Nous, nous intéresserons dans cette partie particulièrement aux unités hydrologiques contrôlées par des stations de jaugeage.

Les valeurs de l'indice de compacité (tableau I-1) montrent que les bassins des oueds Mouilah et Chouly sont les plus compacts ($K_c < 1.3$), alors que le bassin le plus allongé correspond à celui de l'oued Boumessaoud ($K_c = 1.52$). Outre ces données extrêmes toutes les autres valeurs sont très rapprochées, les formes des bassins correspondants étant donc plus ou moins semblables.

Tableau 1 : Caractéristiques de forme des unités hydrologiques de la Tafna

Bassins	Superficie (km ²)	Périmètre (Km)	Kc	Rectangle équivalent	
				Longueur (Km)	Largeur (Km)
Oued Khemis	350	93	1.39	37.23	9.4
Oued Sebdou	255.5	78	1.37	30.70	8.32
Oued Mouilah	2650	230	1.25	82.96	31.94
Oued Zitoun	140	65	1.54	24	5.83
Oued Boumessaoud	118	59	1.52	24.53	4.81
Oued En Nchef	86	46.7	1.41	9.04	9.51
Oued Sikkak	463	116	1.50	48.49	9.55
Oued Chouly	288.9	115	1.28	21.7	13.31
Oued Isser (Bensekrane)	1139.74	180	1.49	85.26	13.37
Oued Boukiou	117.3	58	1.50	23.91	4.9

Les sous bassins de la Tafna présentent, dans l'ensemble une forme assez ramassée, favorisant à priori, le temps de concentration des eaux de ruissellement. Mais l'influence du relief est encore plus déterminante.

I.3 ETUDE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

La disposition du réseau hydrographique est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques.

Le chevelu hydrographique suit pratiquement les accidents importants qui ont affecté les formations carbonatées du Jurassique et se modifie avec l'évolution de la tectonique.

Les réseaux hydrographiques des bassins ont été réalisés à la base des cartes au 1/50000, par contre pour l'oued Mouilah, l'étude morphométrique établie à partir de la carte topographique à l'échelle au 1/200000 ne permet pas de reproduire complètement, ni fidèlement le chevelu, d'où disparition importante des thalwegs d'ordre inférieur.

Les paramètres importants qui régissent le régime hydrologique d'un cours d'eau sont : la densité de drainage (Dd), le rapport de confluence (Rc) et le rapport des longueurs (Rl).

Tableau 2 : Paramètres morphométriques des principales unités hydrologiques de la Tafna

Bassins	Dd	R_C	R_L
Oued Khemis	3.22	3.88	2.08
Oued Sebdou	2.88	3.43	2.38
Oued Mouilah	0.16	3.88	2.34
Oued Zitoun	2.42	3.50	3.16
Oued Boumessaoud	2.39	3.55	2.83
Oued En Nchef	2.51	3.37	1.82
Oued Sikkak	1.51	3.76	2.63
Oued Chouly	0.61	3.76	2.81
Oued Isser (Bensekrane)	1.08	3.70	2.05
Oued Boukiou	2.97	4.25	2.53

I.3.1 Densité de drainage

La densité de drainage est définie par :

$$Dd = \sum L / A$$

Où,

Dd : densité de drainage en km/km²

L : longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin en km.

A : aire du bassin en km².

Il faut signaler que la reproduction du chevelu hydrographique est d'autant plus fidèle que l'échelle de la carte est grande.

Les valeurs de densité de drainage obtenues sont comprises entre 0.16 et 3.22 km/km². Les plus petites valeurs correspondent aux plus grands sous bassins.

Ces résultats indiquent que nos sous bassins versants sont en général assez bien drainés. L'importance du drainage est dû principalement à la nature des formations qui forment le bassin ainsi qu'aux pentes assez fortes des versants d'une part et d'autre part au régime climatique, caractérisé par ses pluies irrégulières et violentes.

Les valeurs de la densité de drainage sont faibles dans la région des plaines: en raison d'une part à des pentes faibles auxquelles s'ajoute la faible abondance des précipitations, une évapotranspiration élevée et d'autre part, de la perméabilité non négligeable des formations lithologiques.

Par contre, la valeur de la densité de drainage est élevée dans le bassin de Khemis où se conjuguent un très fort relief, une abondance pluviométrique relative et une faible perméabilité des affleurements carbonatés. Avec des valeurs sensiblement inférieures liées à une pluviométrie plus atténuée et à une perméabilité des formations carbonatés, gréseuses, schisteuses et alluvionnaires) moins faible, les bassins de Sebdou et de Boukiou reflètent aussi un bon drainage.

I.3.2 Rapport de confluence

Il est défini par :

$$R_c = N_n / N_{(n+1)}$$

Où,

R_c : rapport de confluence.

N_n : nombre de cours d'eau d'ordre n.

Si l'on admet que, pour un bassin parfaitement organisé $R_c = 2$; les sous bassins de la Tafna sont mal hiérarchisés.

I.3.3 Rapport des longueurs

La définition est la suivante :

$$R_L = L_{(N+1)} / L_N$$

L_N : longueur de cours d'eau d'ordre n.

Les valeurs sont comprises entre 1.82 et 3.16, elles sont pour la plupart approximatives.

I.4 ETUDE DU RELIEF

I.4.1 Etude du relief

Le relief est un facteur essentiel, il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydrologique d'un bassin.

Partant de la répartition par tranches d'altitudes des bassins, nous avons établi les courbes hypsométriques et les diagrammes des fréquences altimétriques.

a)- Oued Khemis :

Le bassin d'Oued Khemis, d'une superficie de 350 km² est caractérisé par des pentes assez abruptes dépassant généralement 25% aux abords de l'oued. A l'Est et l'Ouest du bassin les pentes sont fortes à moyennes (de 3% à 25%).

Tableau 3 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Khémis (haute Tafna)

Tranches d'altitudes	Ai (Km ²)	Ai cumulées (Km ²)	Ai %	% Ai cumulés	% altitudes cumulés
1700-1550	28.3	28.3	8.08	8.08	100
1550-1400	98	126.3	28	36.08	85.74
1400-1250	134	260.3	38.28	74.36	71.45
1250-1100	29.6	289.9	8.45	82.81	57.16
1100-950	26.5	316.4	7.57	90.38	42.87
950-800	25.2	341.6	7.2	97.58	28.58
800-650	8.4	350	2.4	100	14.29

La courbe hypsométrique (tableau 3 et fig.4a), montre une concavité vers le bas, avec une pente faible vers les hautes altitudes. Elle indique la présence de pentes très fortes représentées par les Horsts qui délimitent le fossé. Vers les basses altitudes, la pente accentuée de la courbe hypsométrique indique que l'oued Sebdu se termine dans la vallée encaissée des Béni Snouss. La forme de la courbe est caractéristique d'un bassin à l'état de jeunesse allant vers l'équilibre, d'où un potentiel érosif assez important.

b)- oued Sebdu :

Le bassin versant occupe une superficie de 255,5 Km² avec une altitude maximale de 1465 m. La longueur du thalweg principal est de 78 km. Le bassin est caractérisé par deux ensembles distincts :

- au Nord et au Nord Ouest par un Horst,
- au Sud et à l'Est par un graben rempli de sédiments plio - quaternaires correspondant au fossé de Sebdu.

La courbe hypsométrique (tableau 4 et fig. 4b), montre une concavité vers le bas, avec une pente faible vers les hautes altitudes. Elle indique la présence de pentes très fortes représentées par les Horsts qui délimitent le fossé. Vers les basses altitudes, la pente accentuée de la courbe hypsométrique indique que l'oued Sebdu se termine dans la vallée encaissée de Béni Bahdel. La forme de la courbe est caractéristique d'un bassin à l'état de jeunesse allant vers l'équilibre, d'où un potentiel érosif assez important.

Tableau 4 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Sebdou (haute Tafna)

Tranches d'altitudes	Ai (Km ²)	Ai cumulées (Km ²)	Ai %	% Ai cumulés	% altitudes cumulés
1465-1400	1.40	1.40	0.55	0.55	100
1400-1300	13.975	15.375	5.47	6.02	91.63
1300-1200	31.725	47.1	12.42	18.44	78.76
1200-1100	52.50	99.6	20.55	38.99	65.89
1100-1000	70.50	170.1	27.59	66.58	53.02
1000-900	59.30	229.4	23.21	89.79	40.15
900-800	16.30	245.7	6.38	96.17	27.28
800-700	9.60	255.3	3.76	99.93	14.41
700-688	0.20	255.5	0.08	100	1.54

Les pentes au niveau du bassin sont en majorité très fortes (fig.5a), 49.0% de la superficie est à pente supérieure à 25%. Cette classe de pente est localisée principalement au Nord et au Sud du bassin correspondant à la zone montagneuse. Au niveau du fossé de Sebdou, les pentes s'adoucissent et oscillent entre 0 et 3% occupant 10.50% de la superficie du bassin. A partir de cette zone, les pentes augmentent pour atteindre des valeurs de 3 à 12% s'étalant sur une superficie de 31.20% du bassin et de 12 à 25% sur une superficie de 9.30% de la surface totale du bassin.

c)- Oued Mouilah :

Le bassin de l'oued Mouilah occupe une superficie de 2650 km². Dont la majeure partie se trouve sur le territoire marocain couvrant les plaines des Angads et de Maghnia. Le relief assez varié est constitué de zones de montagnes, de plaines et de vallées. La longueur du thalweg principal est de 124 km.

La forme de la courbe hypsométrique (tableau 5 et fig.4c), présente un l'état d'équilibre du bassin et donc un potentiel érosif moyen.

Tableau 5 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Mouilah (moyenne Tafna)

Tranches d'altitudes	Ai (Km²)	Ai cumulées (Km²)	Ai %	% Ai cumulés	% altitudes cumulés
1430-1400	26.80	26.00	0.98	0.98	100
1400-1200	306.00	332.00	11.55	12.53	97.39
1200-1000	381.00	713.00	14.38	26.91	79.92
1000-800	375.00	1088	14.15	41.06	62.45
800-600	414.50	1502.20	15.64	56.7	44.98
600-400	904.00	2406.5	34.11	90.81	27.51
400-285	243.50	2650	9.19	100	10.01

L'accentuation de la pente de la courbe vers les basses altitudes indique que la partie aval du bassin du mouilah est bien occupée par la plaine importante de Mania Oudjda. Vers les hautes altitudes, le relief accentué à l'amont du bassin est bien mis en évidence par la forme de la courbe hypsométrique

Les pentes sont en général très accentuées (fig.5b), dépassant les 20% au niveau des zones montagneuses des monts des Traras au Nord-Ouest et les monts de Tlemcen au Sud. Entre ces zones à relief fort, on retrouve des pentes plus douces (entre 0 et 10%). Cette zone plus ou moins aplatie est localisée de part et d'autre de l'oued Mouilah constitue la plaine de Maghnia.

d)- Oued Zitoun :

La région est caractérisée par deux ensembles :

- au Nord, des affleurements miocènes au relief peu accusé et au réseau hydrographique lâche.
- au Sud, des affleurements jurassiques fortement entaillés et affectés de quelques grandes fractures

Le bassin d'oued Zitoune représente de fortes pentes à l'amont et se termine par une vallée encaissée à son point de confluence. Ceci est bien indiqué par la courbe hypsométrique (tableau 6 et fig.4d), dont la forme caractérise témoigne bien de l'état vieillesse du bassin engendré par la structure faillée que par l'érosion du bassin.

Tableau 6 : Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Zitoune (Moyenne Tafna)

Tranches d'altitudes	Ai (Km ²)	Ai cumulées (Km ²)	Ai %	% Ai cumulés	% altitudes cumulés
1326-1300	1.05	1.05	0.75	0.75	100
1300-1200	4.05	5.10	2.90	3.65	97.75
1200-1100	5.30	10.40	3.79	7.44	89.25
1100-1000	7.15	17.55	5.11	12.55	80.75
1000-900	6.15	23.70	4.39	16.94	72.25
900-800	7.53	31.23	5.38	22.32	63.75
800-700	8.83	40.06	6.31	28.63	55.25
700-600	10.45	50.51	7.46	36.09	46.75
600-500	16.15	66.66	11.54	47.63	38.25
500-400	29.17	95.83	20.84	68.47	29.75
400-300	27.47	123.30	19.62	88.09	21.25
300-200	13.15	136.45	9.39	97.48	12.75
200-150	03.55	140	2.54	100	4.25

e)- Oued Boumessaoud :

On y distingue trois secteurs :

- au Sud, une zone montagneuse caractérisée par les massifs calcaires et dolomitiques,
- au Nord, une dépression remplie de sédiments tertiaires et quaternaires, formant le plateau de Zenata.
- au centre, une zone intermédiaire où le relief s'accroît brusquement donnant une limite nette entre les terrains calcaréo-dolomitiques du Jurassique et les formations marneuses du Miocène. (Abdelali, 1983)

La forme de la courbe hypsométrique du bassin de l'oued Boumessaoud présente bien l'état d'équilibre du bassin, offrant un potentiel érosif moyen à faible (Tableau 7, fig.4)

*Tableau 7 : Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Boumessaoud
(Moyenne Tafna)*

Tranches d'altitudes	Ai (km²)	Ai cumulées (km²)	Ai %	% Ai cumulés	% altitudes cumulés
1246-1200	1.725	1.725	1.46	1.46	100
1200-1100	5.125	6.85	4.34	5.8	95.80
1100-1000	5.175	12.025	4.39	10.19	86.68
1000-900	4.625	16.65	3.92	14.11	77.56
900-800	14.40	31.05	12.20	26.31	68.44
800-700	20.125	51.175	17.05	43.36	59.32
700-600	9.80	60.975	8.30	51.66	50.20
600-500	9.325	70.3	7.90	59.56	41.04
500-400	16.125	86.425	13.67	73.23	31.92
400-300	18.675	105.1	15.83	89.06	22.80
300-200	10.55	115.65	8.94	98	13.68
200-150	2.35	118	1.99	100	4.56

f)- oued Sikkak :

C'est un affluent rive gauche de l'oued Isser (lui même affluent rive droite de la Tafna) avec lequel il conflue au Nord d'Aïn Youcef, prend naissance sur le plateau de Terny au Sud de Tlemcen à la source d'Aïn Rhannous.

Le bassin de l'oued Sikkak comprend deux secteurs bien distincts :

- au Nord et au centre, des dépressions remplies de sédiments tertiaires et quaternaires.

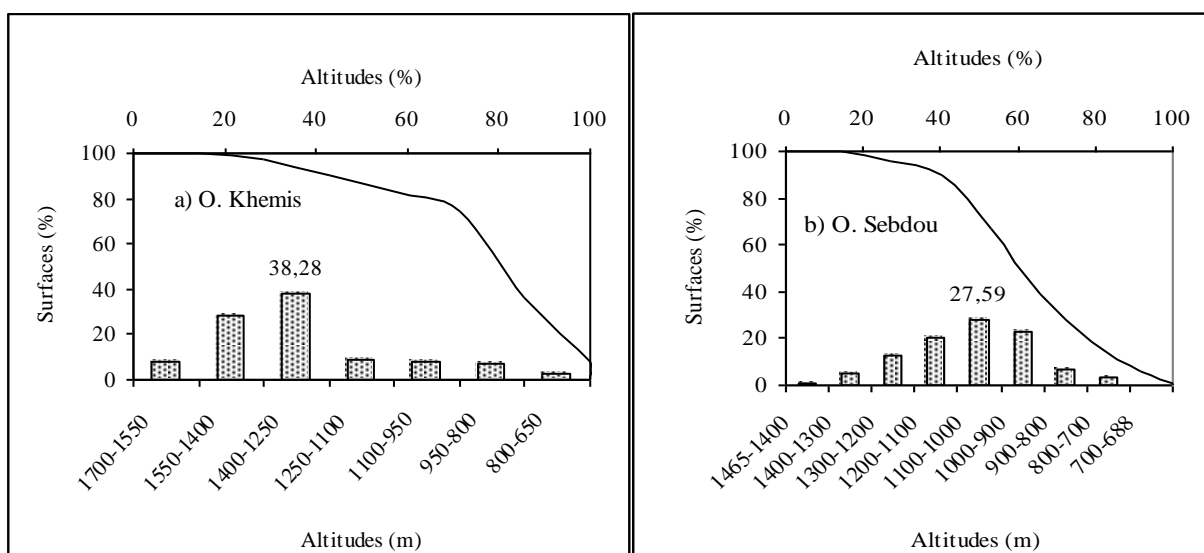
La zone montagneuse comprend :

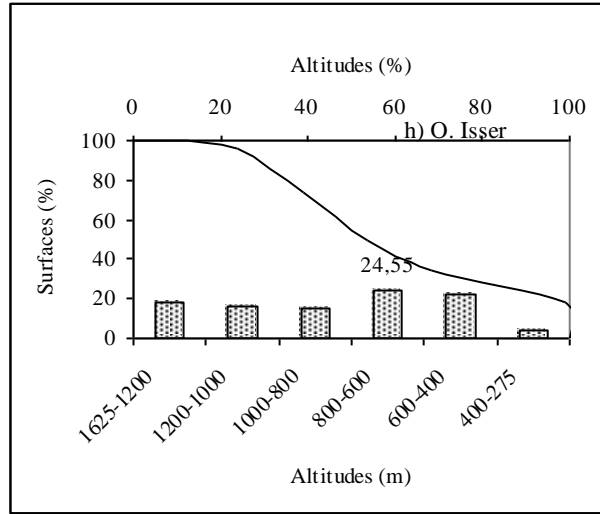
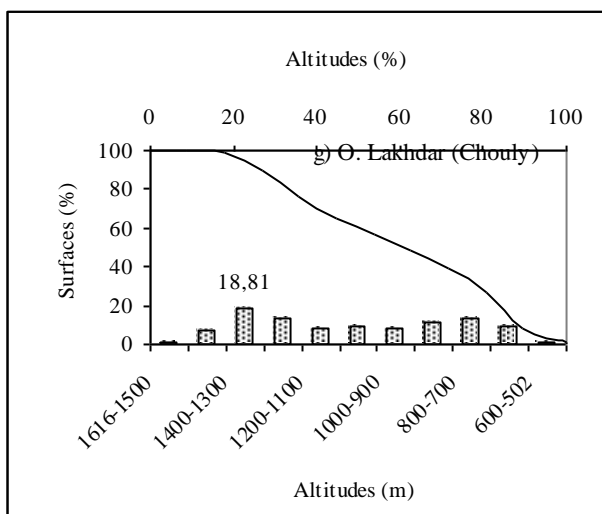
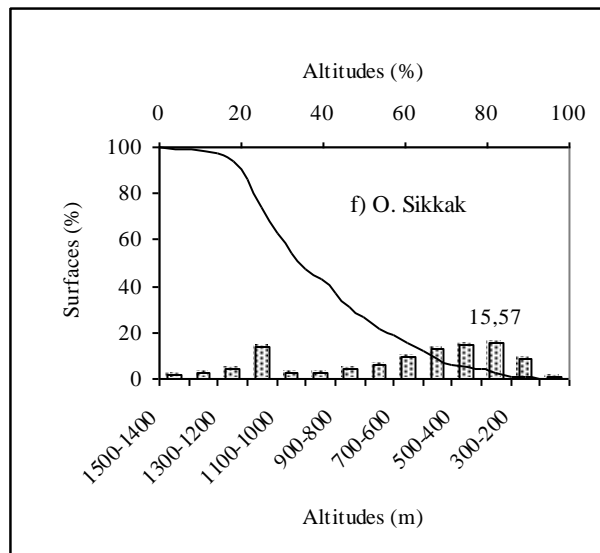
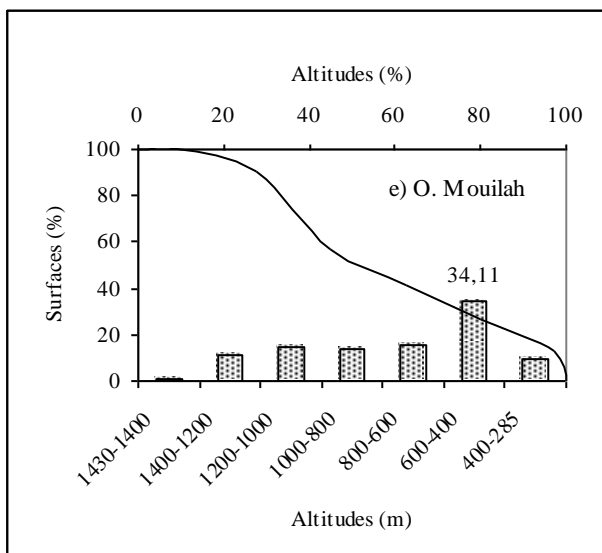
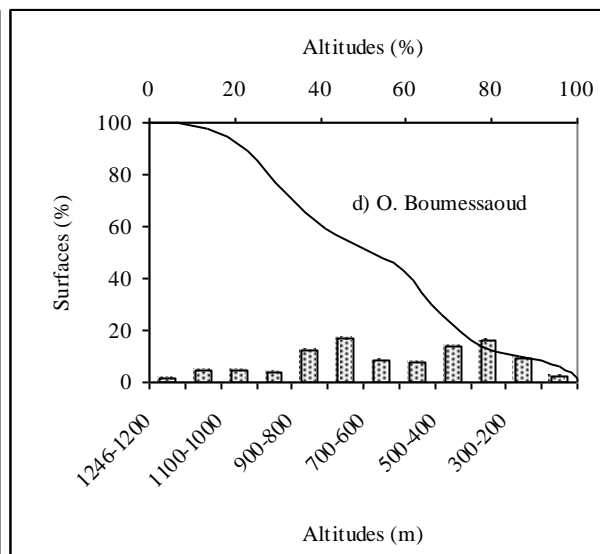
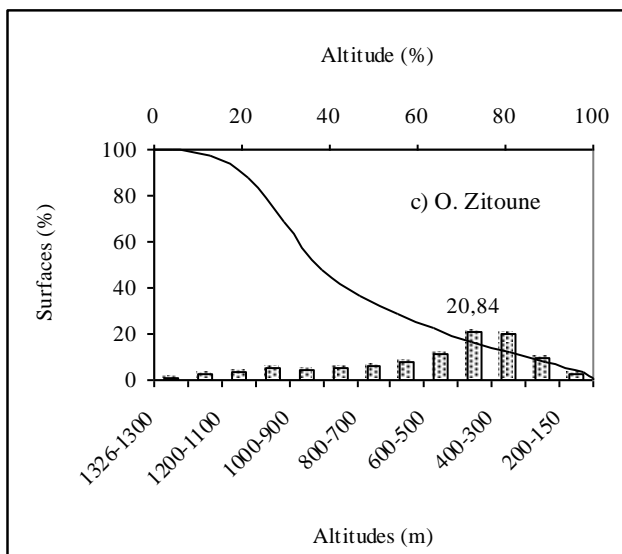
- au Sud, le plateau de Terny entouré de plusieurs massifs élevés culminant au Dj. Nador (1579m).

La courbe hypsométrique du bassin de l'oued Sikkak indique la présence du plateau de Terny et les falaises d'El Ourit vers les hautes altitudes, et de la plaine d'Hennaya vers les basses altitudes. En outre, la forme de cette courbe présente bien l'état d'équilibre vieillissant du bassin, offrant un potentiel érosif moyen à faible (tableau 8 et fig. 4f).

Tableau 8 : Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Sikkak (Moyenne Tafna)

Tranches d'altitudes	Ai (km ²)	Ai cumulées (km ²)	Ai %	% Ai cumulés	% altitudes cumulés
1500-1400	7.675	7.675	1.66	1.66	100
1400-1300	11.750	19.425	2.54	4.2	92.62
1300-1200	20.95	40.375	4.52	8.72	85.24
1200-1100	63.25	103.625	13.66	22.38	77.86
1100-1000	10.75	114.375	2.32	24.7	70.48
1000-900	12.65	127.025	2.73	27.43	63.10
900-800	20.975	148	4.53	31.96	55.72
800-700	28	176	6.15	38.01	48.34
700-600	45.150	221.15	9.75	47.76	40.96
600-500	58.975	280.125	12.74	60.5	33.58
500-400	67.025	347.15	14.48	74.98	26.20
400-300	72.075	419.225	15.57	90.55	18.82
300-200	38.075	457.3	8.22	98.77	11.44
200-145	5.7	463	1.23	100	4.06





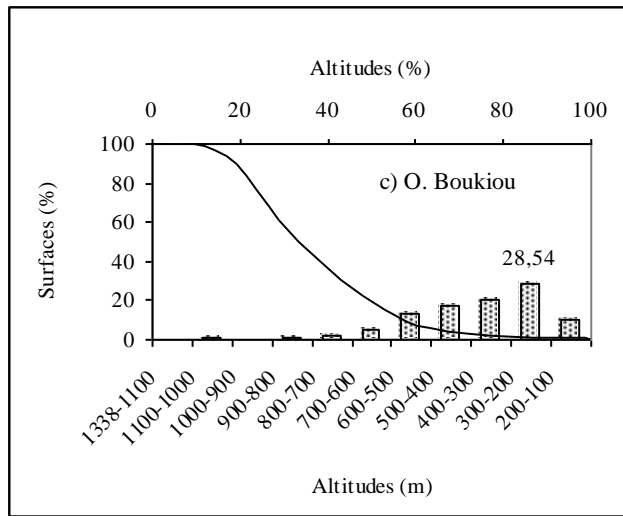


Figure 4 : *Courbes Hypsométriques et histogrammes de fréquences altimétriques des sous bassins de la Tafna (NW Algérie)*

g)- Oued Lakhder (Ex : Chouly) :

De direction SW / NE c'est un cours d'eau à régime permanent qui doit sa pérennité aux nombreuses sources qui l'alimentent telles que : Aïn Tot Hamam, Aïn Ouissert et Aïn Béni

Le cours d'eau principal se jette plus bas dans oued Isser constituant ainsi son principal affluent (affluent rive gauche). Il prend sa source dans les monts de Tlemcen à environ 900m d'altitude, il draine le versant Nord de ces monts, sa vallée est surplombée par une série de massifs.

Tableau 9 : Répartition hypsométrique du bassin versant d'oued Lakhdar (ex Chouly)

Tranches d'altitudes	Ai (km ²)	Ai cumulées (km ²)	Ai %	% Ai cumulés	% altitudes cumulés
1616-1500	2.06	2.06	0.71	0.71	100
1500-1400	20.41	22.47	7.06	7.77	89.62
1400-1300	54.35	76.82	18.81	26.58	80.64
1300-1200	37.49	114.31	12.98	39.56	71.66
1200-1100	24.58	138.89	8.51	48.07	62.68
1100-1000	25.85	164.74	8.95	57.02	53.7
1000-900	23.29	188.03	8.06	65.08	44.72
900-800	31.82	219.85	11.01	76.09	35.74
800-700	38.84	258.69	13.44	89.53	26.76
700-600	26.26	284.95	9.09	98.62	17.78
600-502	3.96	288.91	1.37	100	8.80

La courbe hypsométrique a une allure qui semble assez régulière (fig.4g), l'oued Lakhdar étant un affluent des hautes altitudes de l'oued Isser. La répartition altimétrique des surfaces est assez homogène (tableau 9) et la courbe présente un état plutôt de jeunesse allant vers l'équilibre

h- Oued Isser :

Son bassin versant a une superficie de 1140 km² avec une altitude maximale de 1625 m. La longueur du thalweg principal est de 81 km.

La limite aval du bassin coïncide avec le barrage El Izdihar de Sidi Abdelli (mis en service en Janvier 1989). L'oued Isser, prend sa source au niveau d'Aïn Isser au Sud d'Ouled Mimoun. Sa confluence avec l'oued Tafna a lieu dans la plaine de Remchi à 80m d'altitude.

Au Nord-Ouest du bassin, les pentes s'accroissent (15- 30%).

En plus des formes du relief du bassin, la courbe hypsométrique ((tableau 10 et fig.4h), indique l'état allant vers l'équilibre du bassin de l'Isser. Le potentiel érosif est assez important.

Tableau 10 : Répartition altimétrique du sous bassin de l'oued Isser

Tranches d'altitudes	Ai (km²)	Ai cumulées (km²)	Ai %	% Ai cumulés	% altitudes cumulés
1625-1200	203.68	203.68	17.87	17.87	100
1200-1000	182.45	386.13	16.00	33.87	68.50
1000-800	176.07	562.2	15.45	49.32	53.69
800-600	279.8	842	24.55	73.87	38.88
600-400	257.16	1099.16	22.56	96.43	24.07
400-275	40.58	1139.74	3.56	100	9.26

Le bassin versant de l'oued Isser est caractérisé par deux zones distinctes (fig.5c) :

- au Sud, une zone montagneuse à forte pente constituée par des calcaires du Jurassique,
- au Nord, une zone de collines à pentes douces constituées essentiellement de marnes d'âge miocène.

Au Sud du bassin les pentes sont très fortes dépassant les 30%, correspondant à la zone montagneuse constituée essentiellement de terrains calcaires fissurés au potentiel hydrique important. Cette classe de pente (> 30%) est la plus fréquente au niveau du bassin, elle occupe une superficie d'environ 365 Km² soit 32% de la surface totale. La zone médiane du bassin correspond aux plaines et plateaux où les pentes sont douces pouvant atteindre au maximum 10%; c'est le siège des particules solides charriées par l'oued Isser.

i- Oued Boukiou :

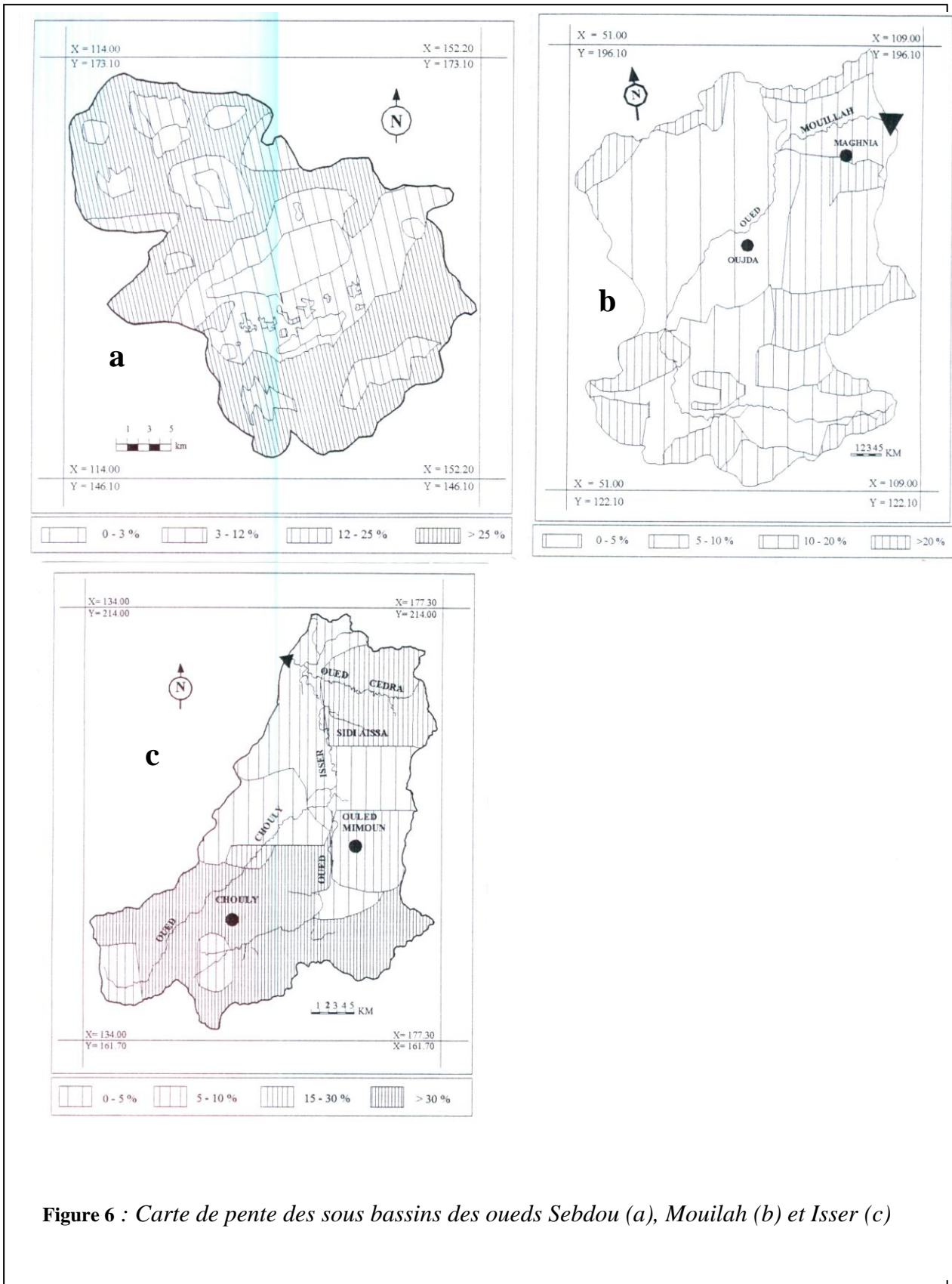
Présente deux secteurs distincts :

- à l'Est, une couverture mio-pliocène de la vallée de la Tafna.
- à l'Ouest, un bâtiment rigide de roches anciennes de Dj. Fillaoucène culminant à 1138m.

Vers les hautes altitudes le bassin de Boukiou présente une pente assez forte en descendant du Djebel Fillaoucène. Vers les basses altitudes, la plaine de Boukiou et l'état d'érosion assez avancée du bassin sont bien illustrés par la courbe hypsométrique (tableau 11 et fig.4i).

Tableau 11 : répartition altimétrique du bassin versant d'oued Boukiou

Tranches d'altitudes	Ai (km²)	Ai cumulées (km²)	Ai %	% Ai cumulés	% altitudes cumulés
1338-1100	0.3	0.3	0.26	0.26	100
1100-1000	0.725	1.025	0.62	0.88	96.3
1000-900	0.575	1.6	0.49	1.37	86.67
900-800	1.05	2.65	0.90	2.27	77.04
800-700	2.375	5.025	2.02	4.29	67.41
700-600	6.225	11.25	5.31	9.6	57.78
600-500	15.65	26.9	13.34	22.94	48.15
500-400	20.325	47.225	17.33	40.27	38.52
400-300	24.45	71.675	20.84	61.11	28.89
300-200	33.475	105.15	28.54	89.65	19.26
200-100	12.15	117.3	10.36	100	9.63



I.4.2 Altitudes caractéristiques des sous bassins

A partir des courbes hypsométriques et les histogrammes des fréquences altimétriques, nous avons tiré les altitudes caractéristiques et l'état des bassins (Tableau 12).

Tableau 12 : Altitudes caractéristiques des sous bassins de la Tafna

Bassins	Altitude la plus fréquente (m)	Altitude de fréquence ½ (m)	Observation
Oued Khemis	1400-1250	1410	Jeune
Oued Sebdou	1100-1000	1060	Equilibre
Oued Mouilah	600-400	687	Vieux
Oued Zitoun	500-400	485	Vieux
Oued Boumessaoud	800-700	630	Vers vieillesse
Oued Sikkak	400-300	575	Vers vieillesse
Oued Chouly	1400-1300	1075	Equilibre
Oued Isser (Bensekrane)	800-600	785	Equilibre
Oued Boukiou	300-200	362	Vieux

I.4.3 Indices de pente et relief

a)- Indices de pente

Le relief joue un rôle important, car il commande en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains. Son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente global I_g donné par la relation :

$$I_g = D / L$$

Où,

I_g : indice globale de Roche

D: dénivelée (m).

Sur la courbe hypsométrique déjà tracée, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5% de la surface totale.

H_5 et H_{95} sont les altitudes entre lesquelles s'inscrivent 90% de la surface du bassin. La dénivelée D est donc égale à $H_5 - H_{95}$.

L'indice de pente I_p également défini par Roche à partir du rectangle équivalent est égal à :

$$I_p = 1 / L \cdot \sum x_i \cdot \beta_i \cdot [a_i - a_{i-1}]$$

β_i : fraction de la surface totale du bassin comprise entre les côtes a_i et a_{i-1} ; fonction donnée par le tableau hypsométrique.

x_i : distance séparant deux courbes de niveau sur le rectangle équivalent.

L : longueur du rectangle équivalent.

Les valeurs de I_g et I_p sont portées au tableau.13

Tableau 13: *Indices de pentes et reliefs des sous bassins*

<i>Sous bassins</i>	I_p	I_g	<i>Relief selon "I_g"</i>	D_s	<i>Relief selon "D_s"</i>
Oued Khemis	2.89	0.019	Modéré	355.5	Fort
Oued Sebdou	1.46	0.016	Modéré	255.8	Fort
Oued Mouilah	1.16	0.011	Modéré	566.6	Très fort
Oued Zitoun	2.09	0.039	Assez fort	461.4	Fort
O. Boumessaoud	1.96	0.035	Assez fort	380.2	Fort
Oued En Nchef	0.44	0.016	Modéré	148.4	Assez fort
Oued Sikkak	1.52	0.021	Assez fort	451.9	Fort
Oued Chouly	0.19	0.037	Assez fort	628.8	Très fort
Oued Isser	0.10	0.011	Modéré	371.3	Fort
Oued Boukiou	1.65	0.020	Assez fort	216.6	Assez fort

Les résultats du tableau 13, montrent d'après la classification de l'Orstom (tableau 14), que les fortes valeurs de I_g ($0.02 < I_g < 0.05$) concernent les bassins situés à l'amont de la basse Tafna, ce qui permet de les ranger dans la classe de relief assez fort. Les valeurs les plus faibles (relief modéré) correspondent aux bassins situés généralement à la haute Tafna.

Tableau 14 : *Classification du relief selon I_g par l'ORSTOM.*

Relief très faible	$I_g < 0.002$ m/km
Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$
Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.01$
Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$
Relief assez fort	$.02 < I_g < 0.05$
Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$
Relief très fort	0.5 m/km $< I_g$

On constate, par ailleurs, que l'ensemble du bassin se range dans la classe de relief modéré, à cause vraisemblablement de l'influence de la surface. Dans le même sens, et du fait

que ce genre de classement comparatif s'applique mieux à des bassins de petite taille. Nous pensons qu'il est incommode de comparer des bassins de formes différentes étant donné que l'indice de pente I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente. Afin de pallier cet inconvénient I_g est corrigé de l'effet de surface par utilisation de la dénivelée spécifique :

$$D_s = I_g \cdot A^{1/2}$$

I_g : Indice de pente global (m/Km).

A : aire du bassin (km²).

La dénivelée spécifique apparaît donc comme une correction de la dénivelée simple par application d'un coefficient qui dépend de la forme du bassin, ce qui donne la possibilité de comparaison entre ses valeurs pour différents bassins (tableau 15).

Tableau 15 : Classification du relief selon D_s .

$D_s < 10$ m	Relief très faible
$10 \text{ m} < D_s < 25$ m	Relief faible
$25 \text{ m} < D_s < 50$ m	Relief assez faible
$50 \text{ m} < D_s < 100$ m	Relief modéré
$100 \text{ m} < D_s < 250$ m	Relief assez fort
$250 \text{ m} < D_s < 500$ m	Relief fort
$D_s > 500$ m	Relief très fort

Les valeurs de D_s (Tableau. 15), traduisent bien l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief. En effet, les plus fortes valeurs concernent les bassins situés à l'amont de la Tafna, ce qui permet de les ranger dans les classes de relief fort à très fort. Ceci est lié, à la massivité des reliefs calcaires karstifiés que comporte ce secteur.

Les valeurs les plus faibles correspondent aux bassins situés à l'amont de la basse Tafna; elles caractérisent un relief relativement moins fort.

b)- Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires par la densité de drainage :

$$C_T = D_d \cdot F_1 \quad \text{avec :}$$

D_d : densité de drainage

F_1 : fréquence des thalwegs élémentaires $F_1 = N_1 / A$ avec N_1 : nombre de cours d'eau d'ordre 1

c- Temps de concentration

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire, pour son calcul, nous faisons appel à la formule de Giandotti (**Biblio**).

$$T_c = 4 (A + 1.5 L)^{1/2} / 0.8 (H_{moy}-H_{min})^{1/2}$$

Où,

T_c : temps de concentration
(heures)

A : superficie du bassin (km²)

L : longueur du thalweg
principal (km)

H_m : altitude moyenne (m)

H_{me} : altitude minimale (m)

Tableau 16 : Valeurs des coefficients de torrentialité et les temps de concentrations des eaux des sous bassins

Bassins	Coefficient de torrentialité C_T	Temps de concentration T_C
Oued Khemis	17.6	06 h 00
Oued Sebdou	15.2	07 h 00
Oued Mouilah	0.0032	20 h 30 mn
Oued Zitoun	5.5	05 h 30 mn
O. Boumessaoud	6.9	04 h 30 mn
Oued Sikkak	1.9	09 h 30 mn
Oued Chouly	2.7	05 h 15 mn
Oued Isser	2.1	14 h 30 mn
Oued Boukiou	26.9	06 h 00

Les valeurs élevées du coefficient de torrentialité (tableau 16) correspondent respectivement aux chevelus hydrographiques : Boukiou, Khemis et Sebdou issus d'un secteur montagneux et pluvieux. Par contre, les basses valeurs des autres bassins, sont liées soit à la faiblesse des précipitations, ou encore à la forte perméabilité des formations lithologiques.

L'examen du tableau 16, montre aussi que le temps de concentration des eaux est non seulement fonction de la surface mais aussi d'autres paramètres tels que la lithologie, la pluviométrie et le relief. En effet, deux bassins ayant la même superficie ne se comportent pas forcément de la même façon.

Tels est le cas par exemple pour les bassins des oueds Boumessaoud et Boukiou qui possèdent la même superficie mais des temps de concentrations différents, respectivement égaux à 4h30mn et 6h00.

I.5 SOLS ET VEGETATION

Les sols du bassin de la Tafna sont composés de quatre grands ensembles :

- les terres d'alluvions qui recouvrent les basses terrasses et les lits majeurs des oueds,
- les terres caillouteuses aux piémonts des monts de Tlemcen et des Traras,
- les terres rouges à encroûtement, localisées dans les plaines de Maghnia et Ouled Riah,
- les terres marneuses, couvrant une grande partie de la région de Tlemcen.

La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin. Donc la présence de végétation va jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement.

L'occupation végétale a une influence directe sur l'écoulement fluvial aussi bien que facteurs orographiques et climatiques. La résistance à l'écoulement est d'autant plus grande que le couvert végétal est plus dense. Cette influence de la forêt sur le régime des eaux en domaine méditerranéen a un rôle considérable. Le paysage végétal du bassin de la Tafna a été largement dégradé et défriché en montagne par les incendies et par une petite agriculture extensive et un surpâturage endémique. Ce qui a entraîné une perte d'eau par évaporation et une accélération de l'érosion.

Dans les bassins d'étude, Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak, à l'exception du périmètre organisée de Maghnia, les aires d'irrigation sont localisées essentiellement dans la plaine d'Hennaya et au niveau des vallées des oueds tels que oued Isser et oued Saf Saf affluent du Sikkak. Les cultures pratiquées sont dominées par des cultures maraîchères et quelques vergers d'agrumes et d'arbres fruitiers. Les forêts, les maquis et les broussailles occupent pratiquement toute la bande des monts de Tlemcen et une partie des monts des Traras.

Pour la distribution du couvert végétal par bassin, nous avons rassemblé et classé les diverses formes de culture de la façon suivante :

- **Cultures extensives** : elles rassemblent toutes les cultures annuelles telles que les céréalicultures, les cultures maraîchères et l'association entre l'arboriculture et le maraîchage.
- **Couvert forestier dégradé** : sont rassemblés sous ce thème les maquis et les forêts clairs, les zones en cours de reboisement, les forêts et les maquis dégradés par l'utilisation excessive du

sous sol forestier, le pâturage sauvage et irrationnel compromettant la rénovation, le déboisement intégral pour installer d'autres cultures et les effets des incendies.

- **Couvert forestier normal** : représenté essentiellement par les forêts et les maquis denses n'ayant subi aucune dégradation que ce soit par l'action de l'homme (pâturage sauvage, déboisement) ou par l'effet des incendies.
- **Arboriculture** : représentée principalement par les vignobles et l'olivieraie, et les agrumes, vergers et murais en quantité inférieure.
- **Couvert mort** : sont désignés par ce terme tous les terrains sur lesquels n'est présente aucune forme de végétation ou de culture utilisable, rendu nu par l'érosion ou par d'autres formes de dégradation.
- **Prairies et terrains de pacage** : représentés par les surfaces qui sont utilisées pour la plupart en pâturage direct des animaux, les terres occupées par l'alfa et la lavande.

I.5.1 Le bassin de l'oued Sebdou

Les sols dans cette zone peuvent être subdivisés en trois classes :

- les sols calcaires couvrant une grande partie du bassin où se développe une arboriculture non irriguée et un élevage de montagne,
- les sols alluvionnaires constituant la cuvette de Sebdou où émergent de nombreuses sources,
- Les sols constitués par des croûtes calcaréo-gréseuses ou marno-gréseuses ainsi que des argiles de calcification où l'on retrouve un couvert forestier bien développé.

La distribution du couvert végétal dans le bassin de Sebdou donnée dans le tableau.17 et la répartition de la couverture végétale (fig.6a), font ressortir des nuances régionales importantes.

Tableau 17 : *Distribution du couvert végétal dans le bassin d'oued Sebdou*

Occupation des sols	Surfaces (ha)	% des surfaces
Cultures extensives	4123	16.14
Couvert forestier dégradé	8645	33.84
Couvert forestier normal	5564	21.78
Arboriculture	497	01.94
Couvert mort	2459	09.62
Prairies et terrains de pacage	4261	16.68

(BNEDER, 1993)

La végétation dans le bassin reste étroitement liée à la pluviométrie. En effet, dans le secteur Sud, les zones en cours de reboisement et les forêts claires ainsi que le couvert mort dominant. Ce type de couvert végétal qui protège mal la texture du sol contre les agents de l'érosion, correspond à la partie du bassin où la pente dépasse 25%. Celle-ci constituerait une zone où l'activité érosive serait très importante.

I.5.2 le bassin de l'oued Mouilah

D'une manière générale, les sols dans ce bassin sont constitués par :

- les sols calcaires qui longent l'oued Mouilah et se prolongent au Nord-Est des monts des Traras et aux piémonts de Tlemcen. On y trouve généralement une végétation herbacée.
- Les sols calciques : caillouteux et peu profonds, ils se développent surtout le long de la vallée d'oued Mouilah.
- Les sols alluviaux constitués principalement de sols calcaires lourds recouvrant les basses terrasses et les lits des oueds. Ils sont localisés au Nord de la plaine de Maghnia.
- Les sols rouges à encroûtement : ces sols formés de marnes du Miocène, couvrent une grande partie de la plaine de Maghnia où l'on rencontre une culture extensive irriguée.

La distribution du couvert végétal (tableau 18), montre que la moitié de la superficie du bassin de l'oued Mouilah est constitué de terrains nus, localisés au Sud (fig.6b). Ces terrains susceptibles d'être transpercés par l'effet de pluies violentes, correspondent à une zone plate à pente inférieure à 5%. L'autre partie du bassin se trouve suffisamment couverte pour résister aux menaces érosives.

Tableau 18 : *Distribution du couvert végétal dans le bassin d'oued Mouilah*

Occupation des sols	Surface (ha)	% des surfaces
Cultures extensives	57 200	21,58
Couvert forestier dégradé	9 500	3,58
Couvert forestier normal	39 000	14,72
Arboriculture	1 200	0,45
Couvert mort	131 000	49,43
Prairies et terrains de pacage	27 100	10,23

1.5.3- le bassin de l'oued Isser

Les sols du bassin ont une tendance généralement alcaline, que l'on peut subdiviser en quatre groupes :

- les terrains de nature alluvionnaire, plats ou à faible pente sur lesquels se développent de florissantes cultures arboricoles et dont l'érodabilité est faible,
- les terrains calcaires brunifiés où se développe la forêt, des cultures arboricoles et parfois des cultures extensive,
- les terrains constitués par des roches calcaréo-gréseuses ou marno-gréseuses. Ces sols sont généralement de couleur rouge où l'on retrouve une forêt dégradée et des cultures extensives.
- Les terrains squelettiques (grés calcaires, dolomies ou des carapaces calcaires). Ces sols occupant une grande partie du bassin sont généralement nus, à forte pente où l'on retrouve un couvert mort ou un maquis dégradé.

La distribution du couvert végétal (tableau 19), indique qu'au niveau du bassin de l'Isser, la superficie occupée par un couvert insuffisant (couvert forestier dégradé ou mort) s'élève à 44837 ha soit 39.34% de la surface totale. Ce type de couvert végétal prolifère sur les terrains squelettiques parfois à forte pente (> 30%), localisés surtout au Sud (fig. 6c). Ces zones sont responsables de la plus grande partie du transport solide vers la cuvette du barrage El Izdihar.

Tableau 19 : *Distribution du couvert végétal dans le bassin versant de l'Oued Isser*

Occupation des sols	Surfaces (ha)	% des surfaces
Cultures extensives	42 369	37,19
Couvert forestier dégradé	38 888	34,12
Couvert forestier normal	15 307	13,43
Arboriculture	10 474	9,19
Couvert mort	5 949	5,22
Prairies et terrains de pacage	1 014	0,89

I.5.4 Le bassin de l'oued Sikkak

Les massifs jurassiques rocheux, calcaires et dolomitiques admettent une maigre couverture forestière.

Les grés de Boumediene sont caractérisés par l'abondance de *cistus la daniferus* et par *quercus suber* qui constituent des belles forêts d'Hafir et Zarifet.

Les marnes kimméridgiennes et miocènes et les alluvions quaternaires sont occupées par les céréales et les prairies naturelles.

Les broussailles occupent une petite surface dans notre bassin, concentrées dans la région de la commune de Ain Fezza et au djebel Ain El Hout.

Une plantation d'oliviers couvre une partie de la plaine qui s'étend de Tlemcen à Hennaya, de Saf Saf à Mansourah. A son abri s'étagent en gradins les jardins irrigués qui produisent des légumes et des fruits à côté de l'oued Sikkak, voir (fig.6d).

La carte d'occupation du sol du bassin versant de l'oued Sikkak (fig.6d) présente les limites des différentes communes avec la diversité de cultures et d'occupations du sol, elle montre que les cultures extensives occupent plus de la moitié de l'espace du bassin versant, suivie par l'arboriculture qui occupe 12 % de la superficie totale (tableau 20).

Dans le détail, les céréales occupent (58.16 %) de la surface du bassin versant ; les vignes (3.11 %), (10.47%) de culture maraîchère et le reste est occupé par les arboriculture (9.63 %), les broussailles (5.50 %) et les forêts (4.57 %).

Tableau 20 : Distribution du couvert végétal dans le bassin d'Oued Sikkak

Occupation des sols	Surfaces en km²	% des surfaces
Cultures extensives	149.625	68.63
Couvert forestier dégradé	12	5.5
Couvert forestier normale	9.965	4.57
Arboriculture	26.61	12.74
Prairies et terrains de pacage	19.8	8.56

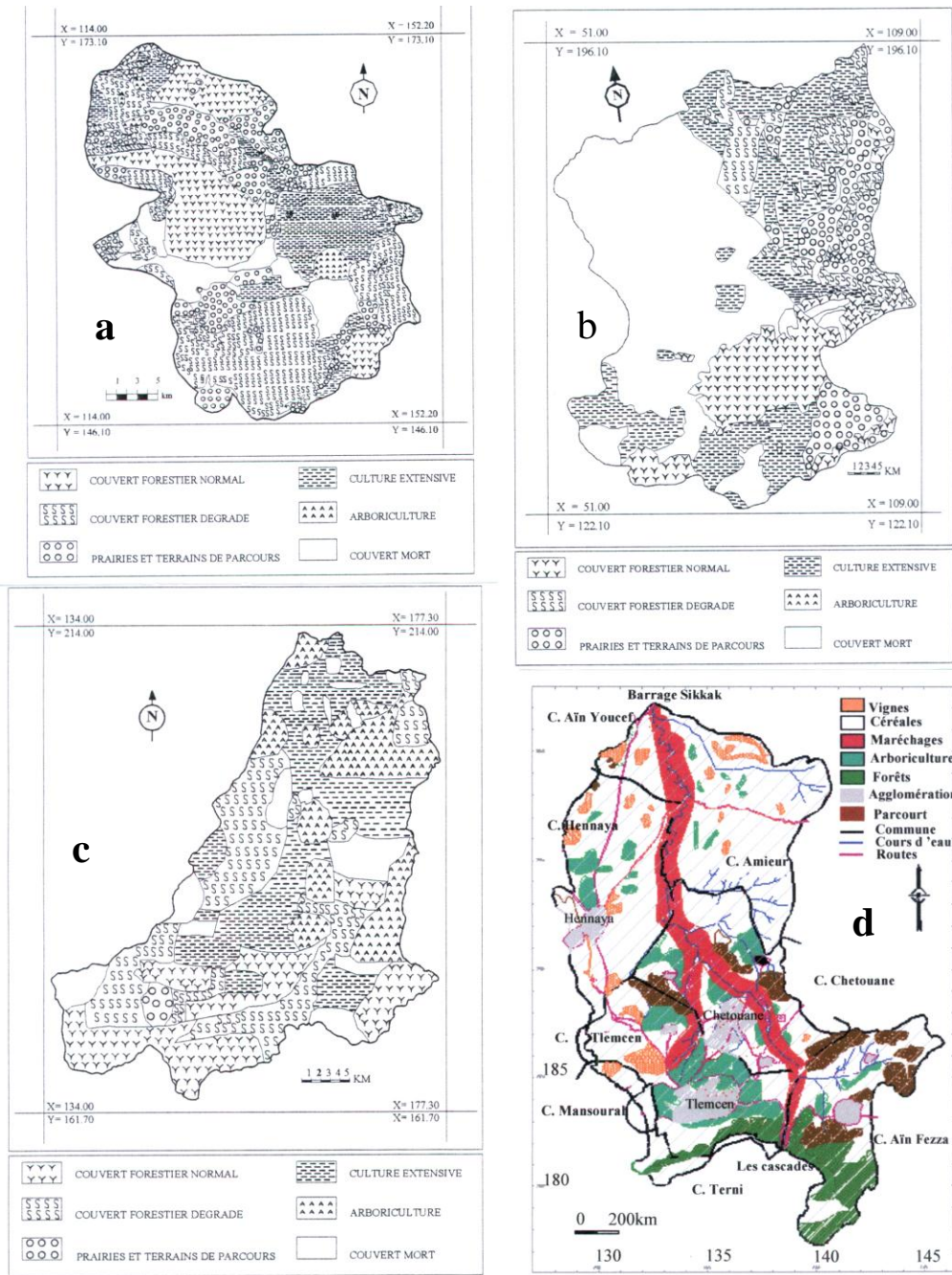


Figure 5 : cartes d'occupation du sol des sous-bassins des oueds Sebdou (a), Mouilah (b), Isser (c) et Sikkak (d)

I.6- ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES PHYSIOGRAPHIQUES

Nous avons soumis tous les paramètres physiques calculés pour les différents sous-bassins de la Tafna à une analyse en composantes principales, afin de déterminer les affinités entre ces sous bassins et déduire les paramètres les plus caractéristiques.

L'analyse en composante principale ou ACP, est une méthode de réduction du nombre de variables permettant la représentation géométrique des observations et des variables. Cette réduction n'est possible que si les variables initiales ne sont pas indépendantes et ont des coefficients de corrélation non nuls (Bouroche et Saporta, 1980).

La méthode a été appliquée à 9 individus (sous-bassins versants) et 14 variables (variables physiographiques) qui sont : la superficie (S), le périmètre (P), l'indice de compacité de Gravelius (Kc), la longueur (Lr) et la largeur (lr) du rectangle équivalent, la densité de drainage Dd, les rapports de confluence (Rc) et des longueurs (Rl), les altitudes la plus fréquente (Hf) et de fréquence 1/2 (H50), le coefficient de torrentialité (Ct) et le temps de concentration (Tc) et enfin les indices de pente globale (Ig) et de Roche (Ip).

L'analyse de la courbe des valeurs propres (fig.7), montre que les trois premiers facteurs permettent de représenter le maximum d'informations. Ainsi les trois premiers axes factoriels expriment 84% de la variance totale ; avec 48,76% pour le premier facteur ; 18,56 pour le second et 16,7 pour le troisième facteur. Le tableau 21 exprime les valeurs propres de la matrice des coefficients de corrélation, le pourcentage de variance expliquée et cumulée par chaque axe.

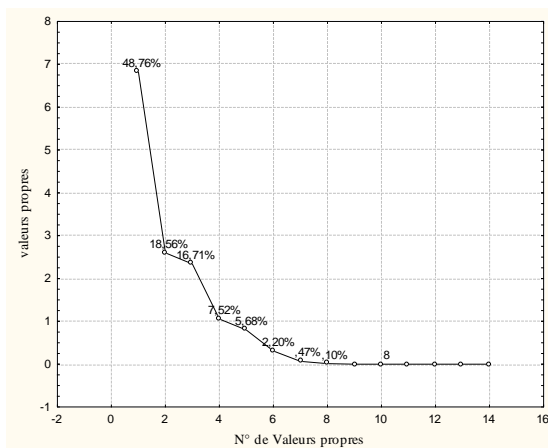


Tableau 21 : Valeurs propres

Axe	Valeur propre	% variance	Cumul %
I	6,83	48,76	48,76
II	2,59	18,56	67,32
III	2,34	16,7	84,02

Figure 6 : Valeurs propres de la matrice de corrélations des paramètres physiques des sous bassins de la Tafna

L'analyse de la matrice de corrélation (tableau 22), montre que la densité de drainage (Dd) est bien corrélée positivement avec le coefficient de torrentialité (Ct), l'indice de pente de Roche (Ip), le coefficient de compacité de Gravelius (Kc) et négativement au le temps de concentration (Tc), à la surface (S) et au périmètre (P) du bassin et ainsi aux dimensions du rectangle équivalent (Longueur Lr et largeur lr).

Tableau 22 : matrice de corrélations entre les variables

	Dd	Rc	Rl	Hf	H50	Ct	Tc	Ip	Ig	S	P	Kc	Lr	lr
Dd	1													
Rc	-0,017	1												
Rl	0,018	-0,310	1											
Hf	0,060	-0,276	-0,245	1										
H50	0,097	-0,187	-0,490	0,934	1									
Ct	0,813	0,464	-0,190	0,018	0,058	1								
Tc	-0,691	0,160	-0,492	-0,305	-0,120	-0,489	1							
Ip	0,751	0,023	0,102	-0,036	0,082	0,495	-0,407	1						
Ig	0,126	-0,323	0,883	0,142	-0,142	-0,119	-0,705	0,152	1					
S	-0,710	0,173	-0,423	-0,199	-0,044	-0,489	0,967	-0,331	-0,600	1				
P	-0,823	0,134	-0,495	-0,066	0,078	-0,612	0,947	-0,537	-0,599	0,938	1			
Kc	0,515	-0,111	0,297	-0,522	-0,547	0,204	-0,411	0,309	0,255	-0,554	-0,553	1		
Lr	-0,613	0,099	-0,627	-0,227	-0,024	-0,498	0,941	-0,420	-0,746	0,857	0,917	-0,239	1	
lr	-0,776	0,166	-0,352	-0,018	0,101	-0,517	0,886	-0,375	-0,487	0,961	0,922	-0,743	0,739	1

Les altitudes la plus fréquente (Hf) et de fréquence ½ sont bien liées entre elles et sont moyennement et négativement corrélées avec le coefficient de compacité (Kc).

Le rapport de longueur est positivement bien corrélé à l'indice de pente globale et négativement à la longueur du rectangle équivalent. Le rapport de confluence est faiblement corrélé au coefficient de torrentialité.

La matrice de corrélations des variables et des facteurs du poids de variance (Tableau 23), montre que l'Axe I qui représente presque 50% de variance est bien corrélé positivement à la densité de drainage (Dd), à l'indice de pente globale (Ig) et au coefficient de compacité (Kc). Il est aussi très bien corrélé mais négativement au temps de concentration (Tc) et aux dimensions du bassin et du rectangle équivalent.

Tableau 23 : corrélations entre les variables et les axes principaux

	Factor 1	Factor 2	Factor 3
Dd	0,805357	0,303306	-0,427734
Rc	-0,150789	0,060373	-0,641339
Rl	0,520506	-0,628369	0,472466
Hf	0,076443	0,820767	0,545628
H50	-0,069704	0,923581	0,327653
Ct	0,561217	0,396130	-0,634387

Tc (h)	-0,958421	-0,142374	-0,188255
Ip	0,544455	0,197322	-0,348826
Ig	0,646525	-0,313962	0,609117
S	-0,949031	-0,075152	-0,089680
P	-0,993473	-0,020909	0,037198
Kc	0,585354	-0,503864	-0,347591
Lr	-0,908904	-0,070613	-0,216248
lr	-0,932554	0,033258	0,092806

L'axe II avec 18,6% de variance, présente une très bonne corrélation avec les altitudes caractéristiques (Hf et h50) et une liaison moyenne avec le rapport des longueurs. Le coefficient de torrentialité et le rapport de confluence sont mieux corrélés avec l'Axe III qui représente presque 17% de la variance.

Aussi le cercle I-II représentant 67,32% d'inertie (figure 8a), indique que l'axe I détermine les paramètres du drainage et oppose les paramètres des dimensions. L'axe II a plutôt une signification topographique.

Le cercle I-III avec 65,46% d'inertie (figure 8b), précise la signification de l'axe I donnée précédemment et indique que l'axe III peut exprimer l'inter – connections et la hiérarchisation du réseau hydraugraphique.

La projection des individus (bassins) dans le plan I-II (figure 8c), et en évidence trois groupes de bassins : le premier formé par les bassins du Mouilah et de l'isser de superficie largement supérieure à celle des autres bassins. Le second groupe est formé par les bassins d'oued Khemis , Sebdou et Chouly ; ce sont des bassins de montagne et occupants le sud du bassin de la Tafna (bassins internes aux monts de Tlemcen). Le troisième groupe par les bassins de Sikkak, Zitoune, Boumessaoud et Boukiou qui font partie de la moyenne Tafna et descendent tous vers la plaine de la Tafna.(versant Nord des monts de Tlemcen et Sud des Traras pour l'oued Boukiou).

Dans le plan I-III (figure 8d), permet d'opposer les bassins de l'oued Chouly et celui de l'oued Boukiou, l'un descendant du Sud vers le nord creusé dans des formations consolidées

(calcaires et dolomies) du Jurassique des monts de Temcen et situé en hautes altitudes (Hf >1000m) ; l'autre descendant des monts des Traras du Nord vers le Sud et creusé dans des formations généralement du socle paléozoïque (Granite et schistes) mais dont les altitudes sont nettement inférieures (Hf = 300m).

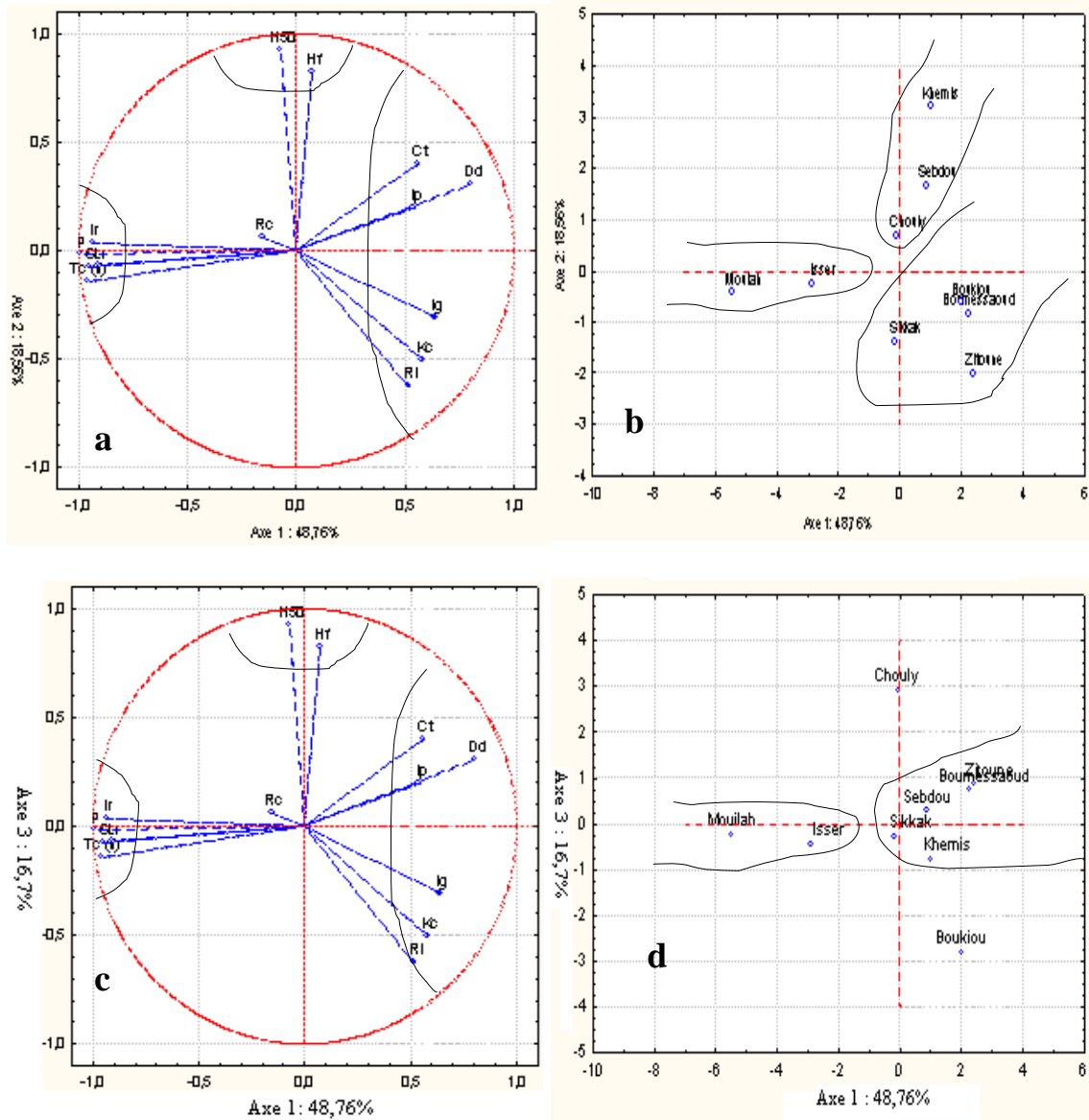


Figure 9 : Résultats de l'analyse en composantes principales

Chapitre II : GEOLOGIE ET INTERACTION HYDROLOGIQUE

La lithologie joue un rôle important sur le ruissellement, l'infiltration, l'érosion et le transport solide. Les matériaux géologiques se distinguent en formations meubles (sables, argiles, marnes) ou en formations consolidées (grés, calcaires, dolomies,...). La nature des affleurements a une influence sur l'hydrologie de surface et le type du dépôt alluvionnaire.

Dans ce chapitre, nous allons présenter brièvement quelques caractères généraux sur la géologie de la Tafna et passer ensuite à une description des formations rencontrées au niveau des quatre sous-bassins qui font l'objet de cette étude en essayant de mettre en relief leur impact sur l'hydrologie.

II.1 Cadre générale

La structure actuelle de l'Algérie du Nord est liée aux mouvements hercyniens et alpins qui ont permis l'individualisation de plusieurs domaines (fig. 9). En Oranie, du Nord au Sud :

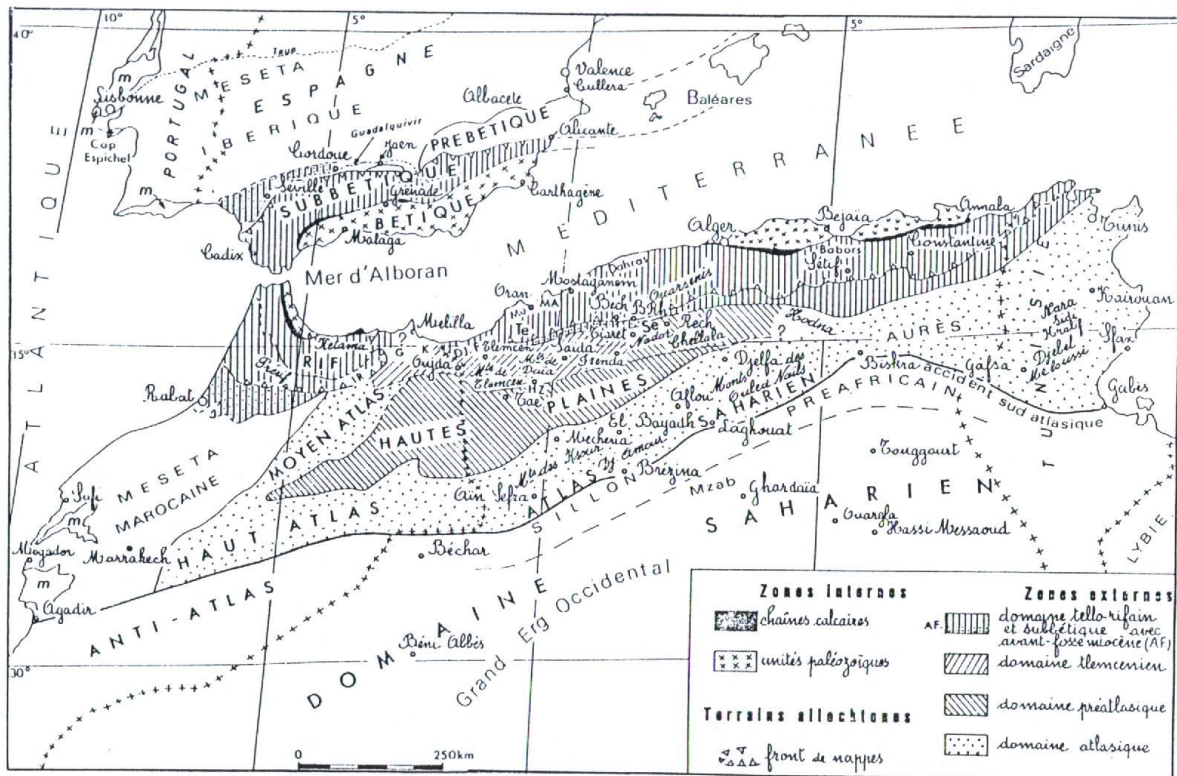
- le domaine tellien représenté dans la zone d'étude par les monts des Traras et des Sebâa Chioukh,
- le domaine tlemcenien dominé essentiellement par les monts de Tlemcen,
- les hautes plaines oranaises,
- le domaine atlasique,
- et le domaine saharien.

Le bassin de la Tafna comprend de grandes plaines, dont les deux principales sont celle de Maghnia à l'Ouest et celle des Ghossels à l'Est entourées de massifs élevés :

- le massif des Traras comprenant la chaîne des Fillaoucène qui s'étend vers l'Ouest par le massif des Béni-Snassen.
- les monts de Tlemcen dessinant la bordure sud du bassin et s'interposent entre deux domaines bien définis :
 - le domaine des nappes du Tell au Nord,
 - le domaine stable des hautes plaines oranaises au Sud.

La terminaison occidentale des monts de Tlemcen qui s'élève graduellement du Nord vers le Sud est occupée par un massif montagneux représenté par les monts de Rhar-Roubane.

La région de la Tafna a fait l'objet de plusieurs études dont vous trouvez un historique en annexe.



Bech. Bechtout ; B Rh. Bou Rheddou ; Dj. F. Djebel Fillaoussène ; G. Chaîne du Gareb ; HZ. Hassi Zerga ; IR. Zone intrarifaine ; K. Kebdana ; MA. Monts d'Arzew ; Mu. Djebel Murdjado ; Rech. Djebel Recheiga ; Tac. Djebel Taeriza ; Te. Monts du Tessala ; m. Mesozoïque du Portugal et du Maroc atlantique comportant du Jurassique supérieur et du Crétacé basal.

Figure 10 : Schéma structurale de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale (Ronest 1985)

II.2 La série lithostratigraphique :

Le grand bassin de la Tafna est caractérisé par une géologie très complexe et qualifiée de grande tectonique. L'évolution des terrains rencontrés va du Primaire au Plio-Quaternaire (fig.10).

II.2.1 Primaire

Il affleure dans le bassins de l'oued Mouilah (Fig.11) au niveau des Monts de Ghar roubane à l'ouest et les Fillaoucen à l'Est. Il est représenté par :

a)- formations schisto-quartziques :

D'âge silurien à dévonien, il s'agit de formations fortement plissées recouvrant une grande surface. A Rhar-Roubane et djebel Fillaoucène, les schistes sont alternés avec les quartzites très compacts en bancs décimétriques.

b)- granite :

Le massif granitique est situé immédiatement au NE de la ville de Nedroma. Il est de forme elliptique et de couleur blanchâtre à rosâtre.

c)- auréole de métamorphisme :

l'intrusion granitique développe une auréole de métamorphisme dans la formation schisto-quartzique. On y trouve des cornéennes, des schistes à andalousites et des schistes tachetés.

II.2.2- Secondaire :

Il occupe une grande partie de nos bassins versants étudiés et forme l'essentiel des monts de tlemcen. La série lithostratigraphique schématisé par le log de la figure 23 est représentée par :

b)- Trias :

Localisé essentiellement au Nord d'Aïn Tellout et au niveau de Béni-Bahdel et à l'Est dans le bassin d'oued Mouilah (fig.11). Il est constitué par des argiles plus ou moins dolomitiques et gypseuses et des marnes bariolées fortement teintées. Il est souvent traversé par des pointements d'ophite d'âge plus récent (Jurassique ou Crétacé) s'accompagnant, d'un léger étamorphisme. On y distingue :

c)- Le Jurassique :

i) Les argiles de Saïda :

Elles correspondent à des dépôts argileux et marneux, parfois schisteux à passées gréseuses. La formation peut atteindre 300 m jusqu'à 500 m est attribuée au *Callovo-Oxfordien* , elle offre parfois une transition assez progressive aux grès de Boumediene.

ii) Les grès de Boumediene

D'âge *Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur*, il s'agit d'un ensemble à dominance gréseuse, avec des passées argileuses masquées le plus souvent, par des éboulis ou la végétation. Ces grès à ciment calcaire, se présentent en bancs assez durs, dont les épaisseurs sont variables pouvant atteindre 500 m.

Les grès de Boumediene sont particulièrement développés dans les forêts de Zarifet et d'Hafir au SW de Terny et au niveau des cascades d'El Ourit au Sud du bassin d'oued Sikkak (Fig.12).

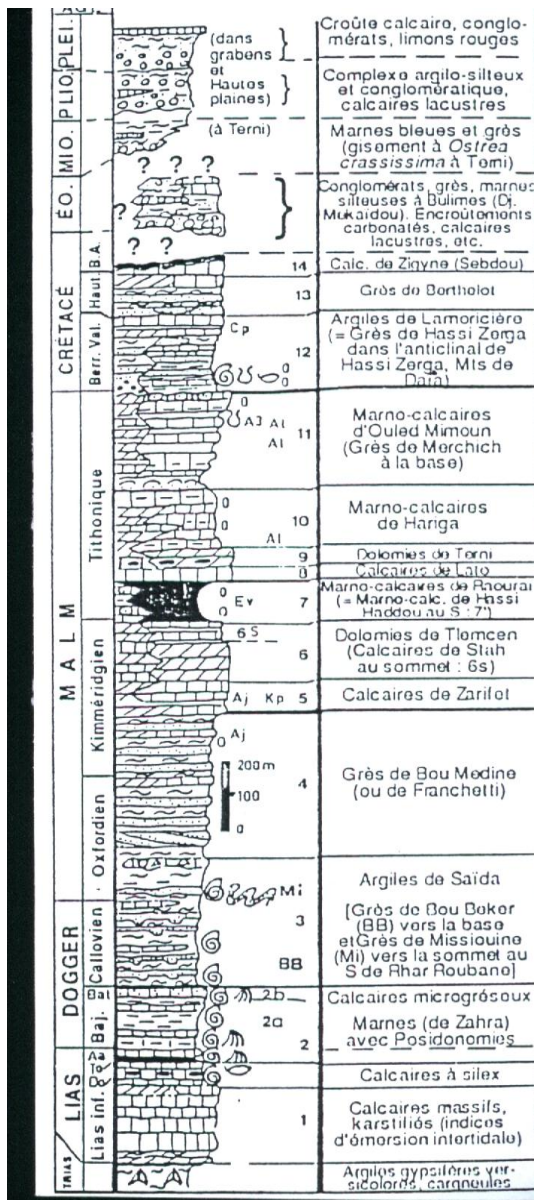


Figure 11 : Colonne stratigraphique des monts de Tlemcen jusqu'aux hautes plaines (Benest & Bensalah 1999)

iii) Les calcaires de Zarifet

Il s'agit de bancs calcaires séparés par de minces intercalations de calcaires marneux écailleux, parfois quelque peu fossilifères, marquant presque partout la base très nette du Kimméridgien et reposent directement en concordance sur les grès de Boumediene formant les falaises des environs de Tlemcen. L'épaisseur de cette formation peut atteindre 25 m au col de Zarifet.

iv) Dolomies de Tlemcen

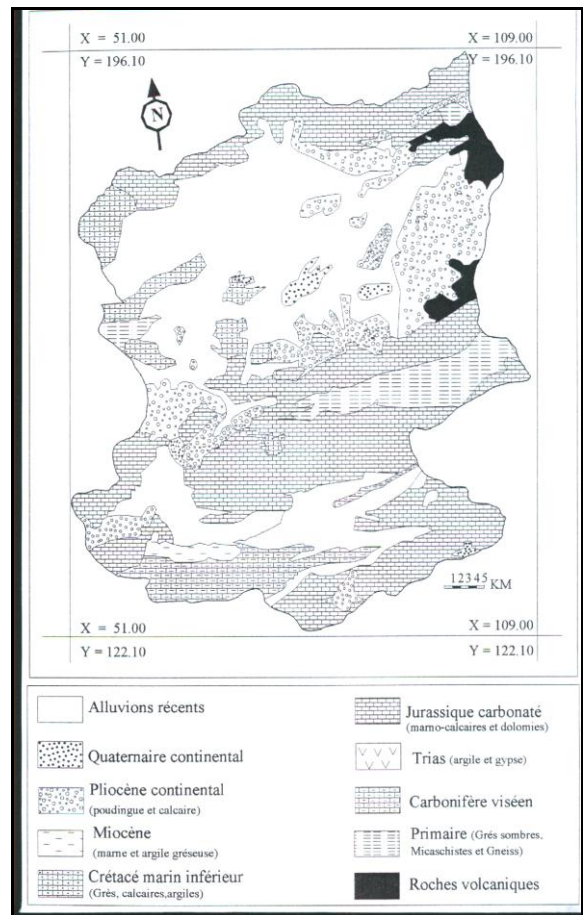


Figure 12 : Carte lithologique du bassin versant d'oued Mouilah (Tafna NW Algérie)

D'âge Kimméridgien moyen-Kimméridgien supérieur, il s'agit de dolomies cristallines grises, avec de nombreuses cavités remplies de calcite. Elles affleurent autour de Aïn Fezza, dans la forêt de Zarifet, au Nord de Tlemcen, dans les djebels Teffatisset, Aïn El Hout et sur le plateau de Terny; Elles peuvent être surmontées par les calcaires de Stah épargnés par la dolomitisation. Cette formation peut atteindre 200 m aux environs de Tlemcen à El Ourit et on la rencontre dans tous les sous-bassins étudiés.

v) Marno-calcaires de Raourai

Ce sont des marnes grises, blanchâtres en surface, intercalées de nombreux lits et bancs de calcaires marneux durs; cette formation est limitée à sa base par les lits calcaires de Stah et au sommet par les calcaires de Lato, ou les premières assises des dolomies de Terny. Elle affleure particulièrement sur le plateau de Terny, dans le djebel Lato et à l'Est de Aïn Fezza.

vi) Calcaires de Lato

Ce sont des calcaires massifs en bancs épais, leur épaisseur est d'environ 50 m au djebel Lato.

vii) Dolomies de Terny

Elles correspondent à des dolomies parfois vacuolaires avec de nombreuses stratifications obliques et un aspect très massif, qui permet de bien les distinguer des dolomies de Tlemcen. Elles sont développées au niveau du plateau des Azails, de Terny et près du barrage Meffrouch, leur épaisseur est de l'ordre de 100 m dans le plateau de Terny. Elles sont bien représentées au niveau des bassins de l'oued Sebdu, Isser et Sikkak (fig.12 et 13)

Ces trois formations précédentes sont attribuées au *Tithonique inférieur*.

viii) Marno-calcaires de Hariga

D'âge Tithonique moyen, il s'agit d'une alternance de marnes et de Calcaires. Elles sont bien exposées au djebel Hariga avec une épaisseur de 165 m dans le bassin du Sebdu, ainsi qu'au Bled El Gliia dans le bassin de L'Isser qui vont jusqu'à 270 m.

ix) Marno-calcaires d'Ouled Mimoun

"Tithonique supérieur", cette formation renferme les couches de passage du Jurassique au Crétacé, elle est limitée à sa base par les "grès de Merchich", dans le secteur de Merchich, sur le rebord sud du plateau de Terny. Elle affleure nettement dans le secteur d'Ouled Mimoun, ainsi qu'au niveau de la bordure nord du fossé de Sebdu.

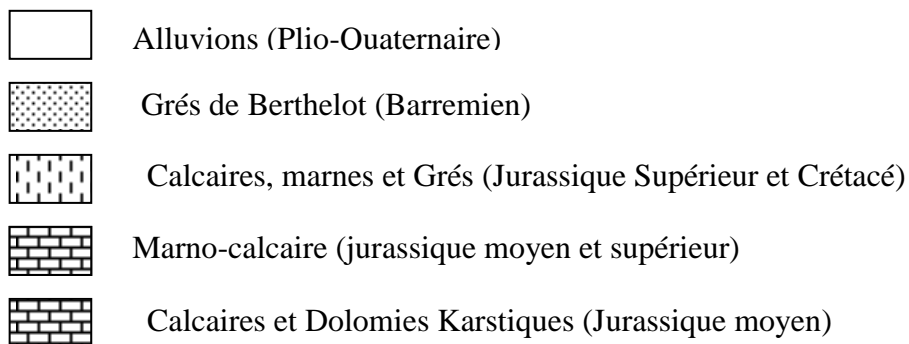
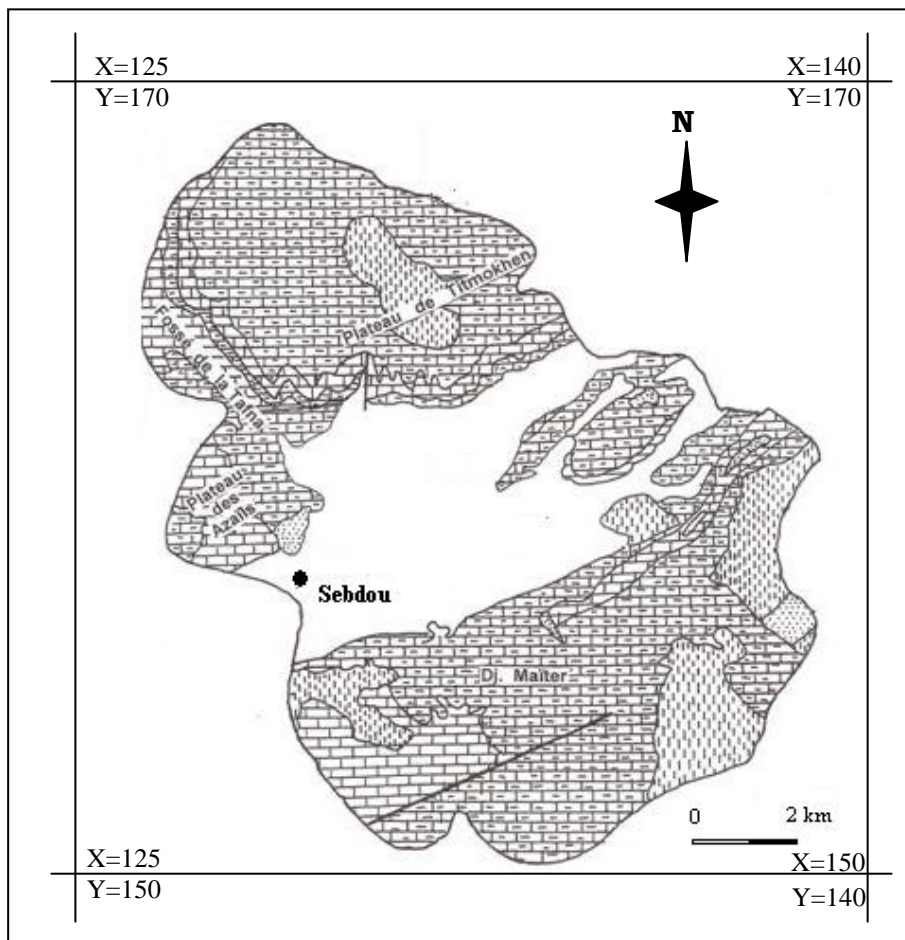


Figure 13 : Carte lithologique du bassin versant de l'oued Sebdou

d)- Crétacé :

Représenté par la série du Crétacé inférieur, on y distingue du bas vers le haut :

i) Les argiles de Lamoricière (Berriasien-Valanginien) :

C'est une formation argilo-gréseuse, nettement calcaire au sommet. Elle affleure au niveau de Hassi Zerga dans le bassin de Sebdou.

ii) grès de Berthelot (Hauterivien) :

Caractérisés par une récurrence de la smectite et surtout par l'application de la chlorite (10 à 15 m). La base est riche en stratifications obliques, marquée par des bancs de dolomies pulvérulentes.

II.2. 3 Tertiaire :

a) Eocène :

La formation affleure sur une très faible surface au niveau d'Aïn Berkouk, c'est un ensemble gréseux avec passage de bancs de poudingues. Dans la basse vallée de l'oued Isser, près de la confluence avec l'oued Tafna, le massif de Sebâa Chioukh est constitué de grès siliceux, jaunes à rougeâtres, assez friables à ciment argileux alternant avec des marnes argileuses verdâtres. Ces alternances forment une série de 100 à 150 m d'épaisseur, elles ont été attribuées à l'Eocène supérieur.

L'Eocène est surmonté par des poudingues, des grès plus ou moins grossiers et des marnes rouges ou verdâtres très ferrugineux à la base: c'est le terrain rouge de la basse Tafna, attribué à l'Oligocène par L.Gentil, 1902 pouvant correspondre à une émergence momentanée du bassin.

b) Miocène :

i) Miocène inférieur :

"Burdigalien", débute par un niveau de poudingues très durs, à blocs bien roulés hétérométriques et polygéniques, formés d'éléments calcaires dolomitiques à ciment calcaréo-gréseux, très résistants pouvant atteindre 20 m de puissance.

La partie supérieure est constituée par des argiles marneuses de teinte verdâtre, au sein desquelles s'intercalent des bancs décimétriques de grès ferrugineux friables formant un ensemble d'une épaisseur pouvant dépasser 100 m.

Le Miocène inférieur affleure surtout de part et d'autre de la Tafna, essentiellement, entre la vallée de l'oued Zitoun et le djebel Fillaoucène.

ii) Miocène moyen :

"Serravallien", repose souvent en discordance sur le miocène inférieur, déformé et partiellement érodé. Il est constitué essentiellement par une épaisse série d'argiles marneuses grises ou bleutées, qui par altération deviennent ocre. Au sein de cette série, pouvant atteindre 300 m d'épaisseur dans la vallée de l'oued Isser (fig.14a et b), s'intercalent de nombreux bancs décimétriques de grès jaunes, plus fréquents au sommet de la série. La base du Serravallien, en

particulier dans le bassin de la Tafna, est marquée par un niveau discontinu de poudingues relativement peu consolidés à ciment argilo-gréseux, bien représenté à 4 Km à l'Est de Hammam Boughrara.

iii) Miocène supérieur :

"Tortonien", formé par des dépôts de grès (Fig.15) durs, jaunes d'or ou citron, peu consolidés atteignant 20 à 30 m d'épaisseur. Ces grès s'appuient sur les marnes sérravalliennes comme entre Tlemcen et Remchi dans le bassin du Sikak, ou, directement sur le Jurassique comme c'est le cas au Nord et au Sud de la plaine de Mania dans le bassins du mouilah.

II.2.4 Plio-Quaternaire :

Représenté par des sédiments continentaux d'âges comparables, bien que de natures variables. Il s'agit d'une série complexe de dépôts discontinus formés d'éléments hétérométriques et hétérogènes. On y rencontre les faciès suivants :

- Les travertins villafranchiens situés en bordure des monts de Tlemcen (Figure 15), qui sont représentés par des travertins fortement consolidés et des calcaires lacustres.
- Le complexe de sédiments plio-villafranchiens : la bordure des massifs secondaires est soulignée par des éboulis de piémont plus ou moins encroûtés et remaniés, d'épaisseur très variable mais toujours assez faible.
- Des marnes avec peu ou pas de galets, plus ou moins tufeuses, parfois très épaisses surtout au niveau du bassin de l'oued Mouilah.
- Des anciennes alluvions allant des marnes alluvionnaires verdâtres aux galets en passant par les limons et les graviers.
- Les limons, sables et graviers récents qui s'étendent entre oued Mehaguène et Chaâbet El Arneb au Nord Est de la frontière algéro-marocaine. Les limons sont jaunes en général avec des couches rougeâtres et à leur base se trouvent les galets en lits.
- Quelques lambeaux de basaltes interstratifiés, témoins d'une activité volcanique. Ils sont situés au Nord-ouest de la plaine de Mania dans le bassin du Mouilah.

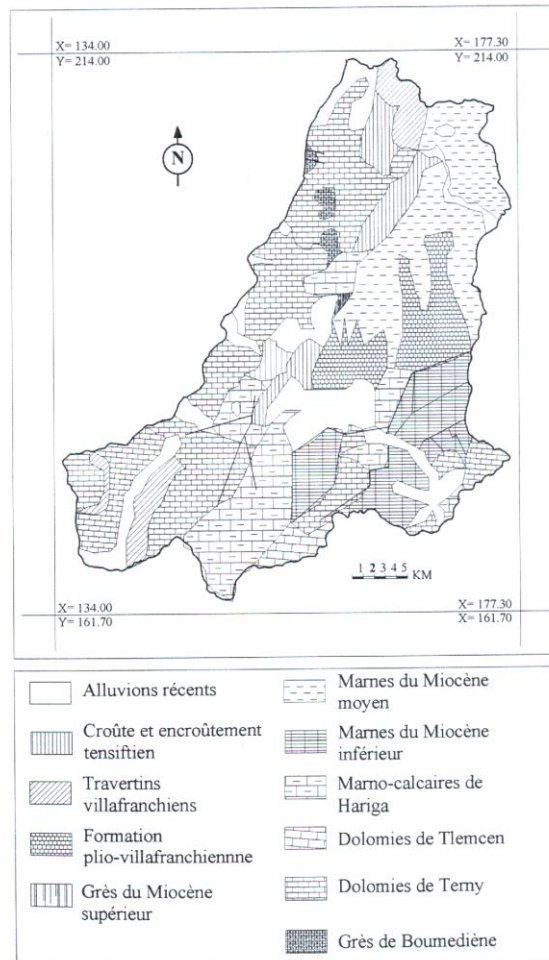
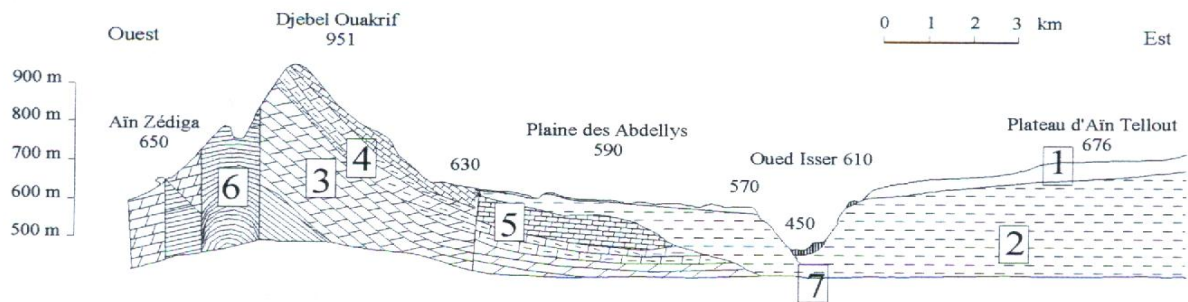


Figure 14a : Carte géologique du bassin versant d'oued Isser (Tafna, NW Algérie)



1 - Alluvions 2 - Marnes du miocène moyen 3 - Dolomies de Terny 4 - Marno-calcaires de Raourai
5 - Dolomies de Tlemcen 6 - Grès de Bou-Médine 7 - Terrasses du Soltanien ----- Failles

Figure 14b : coupe schématique au niveau d'Oued Isser

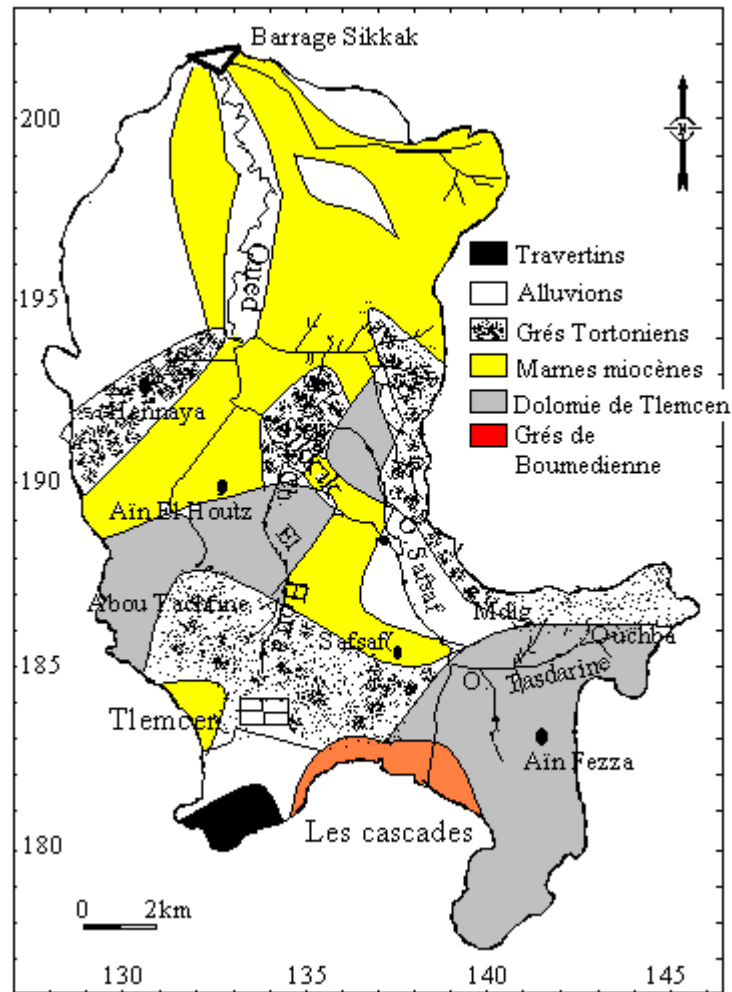


Figure 15 : Carte lithologique du bassin versant d'oued Sikkak (Tafna- Algérie)

La répartition des différentes formations par groupes lithologique en % des bassins étudiés est donnée dans le tableau 24.

Tableau 24 : répartition spatiale des différentes formations lithologiques en % des bassins versant des oueds Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak (Tafna – Algérie).

	Schistes et Quartzites	Granites et roches volcaniques	Marnes et argiles	Calcaires et dolomies	Grés	alluvions
Bassins	Terrains imperméables			Terrains perméables		
Sebdou	0	0	25	35	10	30
Mouilah	7	3	12	25	3	50
Isser	0	0	40	40	3	17
Sikkak	0	0	33	25	27	15

II.3 Impact de la géologie sur l'hydrologie

Le type de formations géologiques qui affleurent dans les bassins versants a une influence sur la répartition des écoulements superficiels. En effet, un bassin formé de matériaux très perméables avec une couverture végétale continue aura en générale une densité de drainage faible assurant une meilleure infiltration des eaux superficielles. Par ailleurs, un bassin formé de roches imperméables mais meubles et érodables, comme des marnes et des argiles, avec une végétation moyenne, présente souvent une densité e drainage élevée, ce qui favorise le ruissellement des eaux superficielles aux dépens de l'infiltration.

Les sous bassins sont formés essentiellement par des formations perméables à semi perméables qui occupent la presque totalité de a superficie du bassin, ce qui favorise l'infiltration des eaux de surface. Toutefois, l'abondance relative de formations carbonatés karstiques, représentées par les dolomies de Tlemcen et de Terny dans les bassins de Sebdou, Sikkak et Isser permet sans doute de différencier le comportement hydrologique de ces bassins à celui du Mouilah dont plus de la moitié de la superficie est occupée par des alluvions plio_quaternaires surmontant les marnes et grés miocènes au niveau de la plaine de Maghnia. L'oued Isser peut aussi avoir des comportements différents qui seraient dus à l'abondance relative des marnes et argiles qui occupe 40% de la surface du bassin. Les marnes et argiles étant plus facilement érodables et transportables en suspension.

Chapitre III : PLUVIOMETRIE DE LA TAFNA

III .1 INTRODUCTION

Plus encore que les facteurs morphologiques, lithologiques et biogéographiques, les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau (Roche 1963, Cosande, 2001...). Ce sont les précipitations, surtout liquides, qui constituent le facteur essentiel intervenant par :

- leur hauteur totale annuelle qui détermine l'abondance fluviale,
- leur répartition mensuelle et saisonnière qui influence directement les régimes hydrologiques,
- leurs totaux journaliers et surtout les averses génératrices de crues.

Ces différents aspects des précipitations sont plus ou moins modifiés selon l'effet combiné des autres paramètres physiques cités plus haut et climatiques (températures et évapotranspiration surtout). Mais, contrairement aux paramètres proprement physiques permettent une interprétation seulement qualitative du comportement hydrologique des bassins, les précipitations et les facteurs climatiques dans leur ensemble, variables aléatoires dans le temps et l'espace, permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large.

C'est pourquoi nous consacrerons, à travers ce chapitre, un développement particulier au climat du bassin de la Tafna et plus spécialement aux précipitations. En effet, les précipitations qui sont de loin les plus importantes agissent directement dans l'alimentation pluviale de l'écoulement de la Tafna.

L'équipement climatologique du bassin est cependant loin d'être satisfaisant. Le manque de documentation est flagrant, les longues séries d'observation sont rares. Toutefois, nous allons tenter de faire ressortir les caractères généraux du climat méditerranéen du bassin, ses nuances spatiales et ses irrégularités temporelles à partir de la documentation disponible. Les séries pluviométriques qui présentaient des lacunes ont été largement homogénéisées avant leur utilisation; cela est essentiel pour arriver à une série longue et continue. Il reste qu'en dépit de

données limitées, il est possible de saisir l'importance et la variabilité des précipitations sur l'alimentation de l'oued.

Malgré le caractère fragmentaire des mesures, les températures atmosphériques du bassin seront esquissées en soulignant plus particulièrement l'importance de la saison sèche et donc l'effet déterminant de l'évapotranspiration, paramètre essentiel du déficit d'écoulement.

III.1.1 Aperçu sur le climat de l'Afrique du Nord :

Par sa position en Afrique du Nord, donc en latitude, l'Algérie correspond à la zone de contact entre les masses d'air d'origine ou d'affinités polaires et arctiques d'une part et les masses tropicales d'autres part (Seltzer, 1946).

L'avancée des masses d'air froides vers le Sud peut être enregistrée à tout moment de l'année. Mais l'observation a montré qu'elles n'influent avec efficacité sur l'évolution du temps qu'entre le début de l'automne et la fin du printemps.

Les masses d'air tropicales, peuvent provenir de l'Atlantique ou du continent Africain par des courants dirigés vers le Nord, le Nord-Ouest ou le Nord-Est.

Les différentes situations météorologiques perturbées qui sont susceptibles d'affecter l'Afrique du Nord correspondent à une circulation des masses d'air orientées d'une manière zonale (approximativement d'Ouest en Est) suivant le flux de Westerlies.

Le climat de la Méditerranée eurafricaine est étroitement bloqué entre un domaine tempéré plus frais au Nord et le désert au Sud. Excepté en bordure même de la mer où l'on n'observe pas un véritable climat maritime, mais plutôt un climat contrasté traduisant plus d'influences continentales qu'océaniques et reflétant avant tout leur double appartenance aux franges de la zone tempérée et de la zone tropicale.

III .1.2 Aperçu sur le climat de l'Algérie :

Selon Seltzer (1946), le climat de l'Algérie est de type méditerranéen caractérisé par une période pluvieuse allant en moyenne de Septembre à Mai et un été sec et ensoleillé.

L'Atlas tellien joue le rôle d'un rempart qui provoque la condensation et les précipitations d'une partie de la vapeur d'eau amenée par les vents soufflant de la mer. L'altitude entraîne une diminution générale de la température, l'éloignement de la mer, une augmentation des amplitudes diurnes et annuelles.

Le climat de l'Atlas tellien présentera donc tous les degrés intermédiaires entre un climat de montagne pluvieux, froid à amplitude thermique relativement faible avec chutes de neige et un climat de plaines plus sec relativement chaud et à forts écarts thermiques.

La région de Tlemcen se trouve entre deux domaines géographiques contrastés : les monts de Tlemcen au Sud et la zone des plaines qui s'étendent vers le Nord. La Tafna présente en général la même configuration géographique.

Cette hétérogénéité se traduit-elle au niveau du climat ? C'est ce que nous Essayons d'éclaircir dans cette partie.

III .2 ETUDE DES PRECIPITATIONS

La Pluviométrie en Algérie a été étudié par plusieurs auteurs, (P.Seltzer, 1913-1938, H.Gaussen, 1918-1947, G.Medinger, 1913-1953, M.Chaumont et C.Paquin, 1913-1963). La plupart des stations du bassin ont été arrêtées pendant la guerre d'Algérie, d'autres ont subi des modifications après 1962. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle. D'autre part bon nombre de stations ont été installées lors de la restructuration du réseau pluviométrique algérien et leurs données sont très utiles pour l'établissement d'une série pluviométrique récente (1970-1998). L'intérêt et le but de cette série et de permettre la confrontation avec l'écoulement correspondant afin de dégager une étude hydropluviométrique et d'estimer la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin.

Nous avons retenu 29 stations, 26 stations sont situés à l'intérieur du bassin, ce nombre, paraît à priori, satisfaisant, mais il est en réalité très faible comparé à la superficie du bassin : 1 poste pour 279 km² environ. Ce sous équipement est encore aggravé par une forte disparité géographique du réseau : certaines parties montagneuses du bassin sont paradoxalement dépourvues en postes pluviométriques.

Par ailleurs, vu la qualité médiocre des observations, les données ne sont pas toujours dépourvues d'erreurs, de plus, faute de sécurité ces dernières années, plusieurs postes ont cessé de fonctionner (Dj. Chouachi, Béni Ouassine, Sidi Djillali.....)

Pour résoudre ce problème de fiabilité des données, l'emploi d'outils statistiques et graphiques est nécessaire pour contrôler la qualité des échantillons pluviométriques et déceler l'anomalie qui pourrait les affecter en vue de leur homogénéisation. Cette dernière opération est indispensable si l'on veut déterminer de façon plus ou moins précise les caractéristiques des précipitations. Nous n'avons pas entrepris un contrôle systématique des relevés journaliers, ou mensuels. Cependant, nous avons établi par le moyen de la méthode "double masses et écarts cumulés" une vérification complète de l'homogénéité des totaux annuels, ensuite par la méthode

de la corrélation linéaire, nous avons essayé de reconstituer par extrapolation les données manquantes dans les stations pourvues de lacunes, ce qui donc contribue à améliorer la cartographie des isohyètes. Néanmoins, une objection s'impose quant au caractère théorique des résultats, du fait qu'il n'est parfois pas tenu compte des réalités du terrain, notamment de l'effet déterminant du relief (altitude, exposition, éloignement par rapport à la mer...)

A l'échelle du bassin, certaines stations de référence (Tlemcen, Maghnia, Bensekrane, Remchi, Béni-Saf, Sebdou, Khemis, Meffrouche, Chouly et Beni Bahdel) ont été choisies au titre de la série 1970/71-1997/98, chacune d'entre elles servira de base de comparaison à un groupe de postes se trouvant dans des conditions climatiques comparables. Les données ainsi reconstituées sont représentées au tableau. (Annexe).

Bien que la notion de la moyenne pluviométrique estompe la réalité des faits climatiques, notamment en domaine méditerranéen, sa connaissance demeure nécessaire pour aborder l'étude de l'abondance des cours d'eau et surtout la détermination du bilan moyen annuel de l'écoulement. Elle permet également de cerner la variabilité des pluies sur de longues périodes d'observation, néanmoins, cette variabilité doit être précisée par des moyens statistiques qui permettent de lier les hauteurs précipitées à leur durée de récurrence.

Les résultats d'analyse de la figure 16, sont résumés au (tableau. 25) .

Dans l'ensemble, malgré des écarts plus prononcés entre certaines stations, on relève une certaine homogénéité des valeurs des précipitations.

Quelques remarques s'imposent, tout d'abord au sujet des années ayant enregistré des hauteurs de pluie supérieures à la moyenne ramenée à 28 ans; elles sont généralement situées avant l'année 1980/81, on peut parler d'ailleurs de petites périodes relativement humides, en posant, toutefois quelques réserves.

Tableau 25 : caractéristiques des précipitations annuelles des stations pluviométriques du bassin versant de la Tafna

Stations	Moyenne (mm)	Max (année)	Min (année)	Nbre d'années > moy	P_M/P_m
M.B. M'hidi	314.18	687.5 (73-74)	129.3 (87-88)	16	5.32
Ghazaouet	376.84	645.4 (72-73)	290.5 (77-78)	11	2.22
Beni-Saf	406.26	464.1 (72-73)	181 (83-84)	14	2.56
Dj.Chouachi	289.9	521.8 (72-73)	108.5 (97-98)	13	4.81
Nedroma	462.32	686 (72-73)	148.6 (97-98)	18	4.62
Hennaya	436.85	705.3 (72-73)	199.4 (81-82)	14	3.54
Ain Youcef	481	675.4 (90-91)	310.7 (74-75)	13	2.17
Bensekrane	390.3	562.4 (70-71)	235.8 (82-83)	15	2.38
Remchi	398.1	570.7 (72-73)	301.7 (96-97)	12	1.89
Pierre du Chat	417.58	640.4 (97-98)	135.4 (81-82)	12	4.73
Sabra	397.5	664.7 (72-73)	119.7 (81-82)	13	5.55
Meurbah	322	594.1 (86-87)	114.5 (93-94)	11	5.19
Hafir	666.43	929.9 (86-87)	352.2 (89-90)	16	2.64
Chouly	438.45	636.8 (73-74)	218.4 (86-87)	14	2.92
Sidi Abdelli	497.63	708.4 (70-71)	300.4 (89-90)	12	2.36
Tlemcen	483.3	817.7 (72-73)	192.6 (82-83)	12	4.25
Lalla Setti	559.6	906.4 (72-73)	182.9 (81-82)	15	4.96
Meffrouche	646.21	1062.4(73-74)	208.3 (81-82)	17	5.10
Zenata	351.65	457.6 (72-73)	255.7 (92-93)	13	1.79
Saf Saf	471.88	704.7 (72-73)	194.5 (82-83)	14	3.62
Khemis	421.75	713.1 (95-96)	227.5 (88-89)	14	3.13
Beni Bahdel	435	729.1 (75-76)	187.7 (87-88)	15	3.88
Sidi Medjahed	253.23	468 (74-75)	133 (76-77)	12	3.52
Sebdou	419.78	699.2 (95-96)	225.1 (91-92)	13	3.11
Merchiche	394.73	627.5 (94-95)	247.4 (81-82)	14	2.54
H.Bouhrara	286.83	496.9 (74-75)	101.2 (84-85)	15	4.91
Beni Ouassine	293.64	544.8 (73-74)	121.4 (82-83)	14	4.49
Maghnia	325.41	521.2 (72-73)	129.3 (82-83)	12	4.03

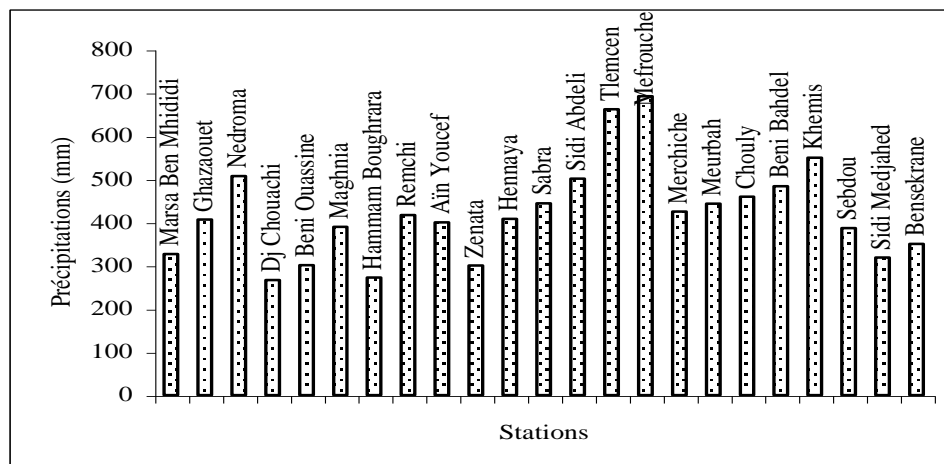


Fig.16 – Précipitations moyennes annuelles aux stations pluviométriques du bassin de la tafna

III.2.1 Variations spatio-temporelles des précipitations annuelles

Il convient de remarquer également à partir de la figure 17, la tendance déficitaire des précipitations lors des 20 dernières années (à partir de 1976) où plusieurs valeurs annuelles se trouvent en dessous de la moyenne. C'est là, en effet, que l'on repère les années les plus sèches de la période de 28 ans. Ceci implique donc que les séries pluviométriques qui seront utilisées pour le calcul des bilans hydrologiques correspondent à des périodes de faible pluviosité. Les conséquences directes vont donc se traduire par une faible hydraulicité.

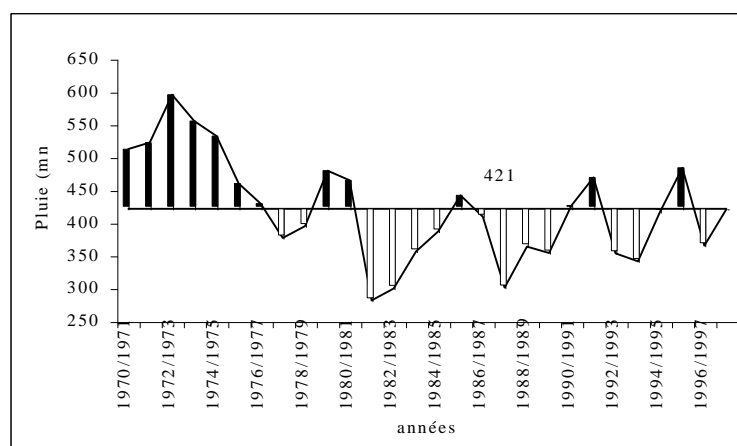


Fig. 17 – Variation annuelle des précipitations moyennes annuelles dans le bassin de la Tafna (1970/1998)

Tous les auteurs qui ont étudié la pluviométrie en Algérie montrent que la répartition de la pluie subit trois influences, celle de l'altitude, les conditions topographiques, (figure 16) de la longitude et enfin celle de l'éloignement à la mer.

Ainsi, P. Seltzer (1946) a montré que la répartition des pluies en Algérie obéit aux trois lois suivantes :

- la hauteur de pluie augmente avec l'altitude mais est plus élevée sur les versants exposés aux vents humides que sur les versants sous le vent. En effet la figure 18 montre clairement le rôle des barrières constituées par les monts des Traras et ceux de Tlemcen.
- Elle augmente de l'Ouest à l'Est.
- Elle diminue à mesure que l'on s'éloigne du littoral.

Notre carte de la répartition spatiale de la pluviométrie moyenne du bassin de la Tafna (figure 18) représente un échantillon caractéristique au niveau de l'Ouest algérien. En effet, la pluie diminue à mesure que l'on s'éloigne du littoral à cause de l'appauvrissement progressif de l'atmosphère en vapeur d'eau, lors du passage des courants aériens qui abandonnent leur pluie en franchissant les chaînes montagneuses : tel est le cas de la station de Maghnia située à une altitude de 395 m qui ne reçoit que 357.4 mm, alors qu'à 30km seulement au Nord, la station de Nedroma est plus arrosée et reçoit 462.3mm. Les Traras constitueraient un premier obstacle au passage de nuages. (Bouanani A. et al 2003)

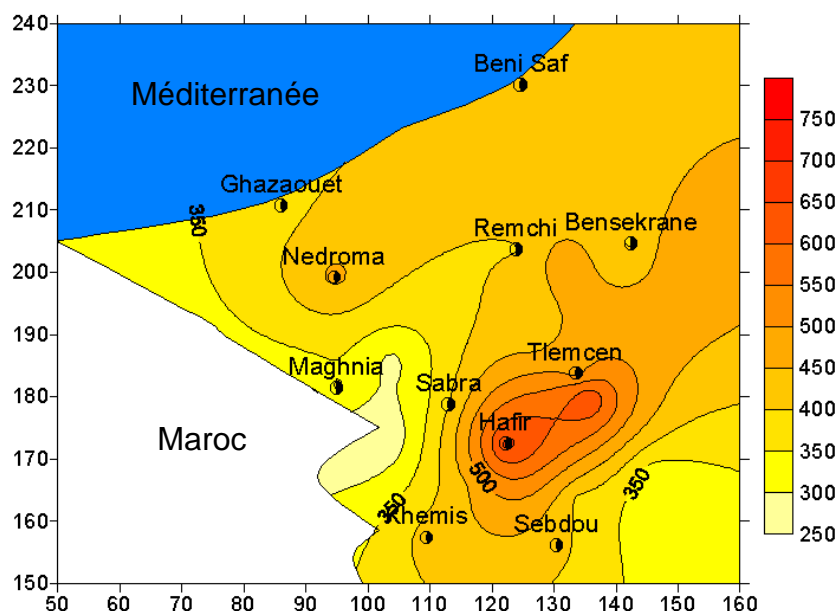


Figure 18 : Carte en isohyète de la Tafna (1970/98)

On note également une sensible augmentation pluviométrique de l'Ouest à l'Est; ceci est très perceptible au niveau du bassin. Ce dernier a une largeur Est - Ouest dans sa partie centrale approximativement égale à 100 km. La station de Maghnia, se trouvant à la limite Ouest et à une altitude de 395 m, enregistre 357.4 mm. A la même latitude, à la limite Est, les stations de Rémchi à 224 m et de pierre du chat à 81m d'altitude enregistrent respectivement une hauteur de pluie de 398.1mm et 417mm.

Le bassin de la Tafna présente diverses zones pluviométriques bien distinctes :

- Au Nord, apparaît une zone pluviométrique relativement homogène entre 400 et 450 mm qui correspond à la zone littorale (basse Tafna) avec cependant deux tentacules qui remontent vers le Sud profitant de l'effet des vallées de Sebdou et Khemis en longeant la bordure ouest du bassin.
- Au centre, le cloisonnement du relief entraîne une mosaïque de climats locaux. Le dôme traduit des écarts marqués dans la pluviométrie, dépendamment de l'altitude, cet écart varie entre 450 et 550 m.

La deuxième carte d'isohyètes établie pour la période 1913/38 (figure 19) diffère, surtout quantitativement, de la première (figure 18). La principale remarque qui découle de celle-ci a trait, à l'augmentation générale des précipitations par rapport à la période 1970/98. Ceci met en évidence la forte variabilité temporelle des pluies et confirme par là même l'appartenance de la série récente à une phase climatique sèche.

Ainsi, on assiste à un véritable décalage des zones pluviométriques: l'isohyète 650mm (figure 19) du Sud prend recul jusqu'aux environs de Khemis et est remplacée donc par l'isohyète 400mm (figure 18), à leur tour les isohyètes au niveau du dôme marquent bien 550mm, et témoignent ainsi de cette régression pluviométrique.

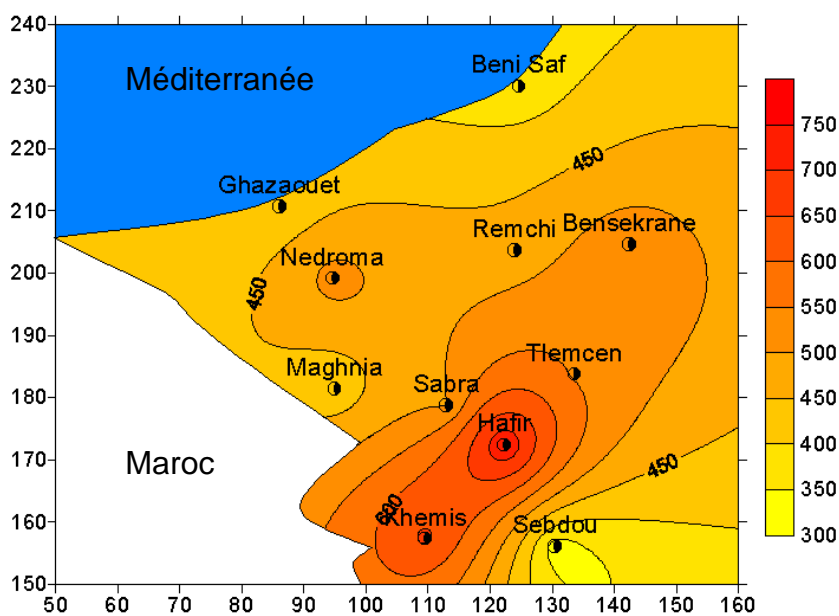


Figure 19 : Carte en isohyètes de la Tafna (données Seltzer 1913/38)

III .2.1.1- Variations temporelles des précipitations annuelles

Afin de caractériser la pluviosité propre à chaque année, il convient de tenir compte de "l'écart à la moyenne" correspondant à l'excédent ou au déficit des précipitations de l'année considérée rapporté à la moyenne de 28 ans. Cet écart est calculé par :

$$E_i (\%) = (P_i - P_n / P_n) \cdot 100 \quad \text{Avec:}$$

E_i : écart à la moyenne

P_n : module pluviométrique moyen

P_i : total de l'année considérée.

L'écart à la moyenne tableau.25, varie pour les années de plus forte pluviosité, de +119% à Marsa Ben Mhidi à +14% à Beni Saf, pour une moyenne de 61% pour tous le bassin. Pour les années de plus faible pluviosité, il oscille entre -70% à Sabra et -23% à Ghazaouet pour une moyenne de -52%.

Le coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles : rapport du module de l'année la plus humide P_M à celui de l'année la plus sèche P_m est en moyenne de 3.5 pour le bassin de la Tafna. Il varie d'environ 2 (Pierre du Chat et Zénata) jusqu'à plus de 5 à Sabra et Marsa Ben mhidi. Ceci traduit une irrégularité aussi bien spatiale que temporelle du régime pluviométrique dans le bassin de la Tafna. L'influence du relief ainsi que celle la mer sont les causes essentielles. (Megnounif et al, 1999, Bouanani et al 2003)

Aux variations spatiales des précipitations annuelles s'ajoutent des variations temporelles qui restent, toutefois moins marquées qu'à l'échelle mensuelle. Le phénomène de variabilité inter annuelle des modules pluviométriques est bien exprimé par le coefficient de variation (C_v) traduisant la dispersion relative des pluies. Les valeurs du coefficient de variation relatives à la période (1970/71-1997/98) pour quelques station importantes du bassin (Tableau.26), oscillent entre 0.26 et 0.34, ce qui implique une variabilité assez faible dans l'ensemble, par rapport à la variabilité des précipitations mensuelles qui s'exprime parfois par un coefficient de variation 10 fois plus élevé. Il est à remarquer que la variabilité inter annuelle est légèrement plus forte dans

la station de Maghnia (0.34), autrement dit, l'irrégularité pluviométrique s'accroît là où la hauteur de pluie est la plus faible.

Tableau 26 : moyenne, écart - type et coefficient de variation des séries pluviométriques (1970/71-1997/98)

Stations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J ^t	A	année
Béni Bahdel													
Moyenne P	13.6	23.1	48.5	49.0	49.8	63.7	78.6	47.4	41.6	9.6	4.8	5.2	434.9
Ecart type σ	13.8	22.4	40.8	47.3	43.2	50.8	74.4	44.9	42.2	18.9	6.5	9.4	138.4
Coef Var C_V	1.01	0.97	0.84	0.97	0.87	0.80	0.95	0.95	1.01	1.97	1.35	1.81	0.32
Maghnia													
Moyenne P	15.0	22.5	37.3	38.0	41.3	48.9	48.3	51.2	36.4	10.0	3.5	5.2	357.4
Ecart type σ	16.0	27.1	37.7	35.8	32.6	36.6	36.2	50.4	37.8	23.3	4.7	9.7	120.0
Coef Var C_V	1.07	1.20	1.01	0.94	0.79	0.75	0.75	0.98	1.04	2.33	1.34	1.87	0.34
Chouly													
Moyenne P	17.0	29.9	48.5	47.3	51.6	65.4	72.4	48.9	39.3	9.0	5.9	4.9	440.4
Ecart type σ	14.1	24.2	34.3	37.8	44.2	50.6	63.1	38.3	35.8	9.4	14.8	7.5	116.2
Coef Var C_V	0.83	0.81	0.71	0.80	0.86	0.77	0.87	0.78	0.91	1.04	2.51	1.53	0.26
Bensekrane													
Moyenne P	17.8	22.2	44.5	50.3	48.6	57.7	62.3	44.13	33.1	4.7	2.2	2.8	390.3
Ecart type σ	24.5	25.6	36.7	37.3	43.1	45.3	50.5	3.2	33.1	9.3	6.0	5.1	91.9
Coef Var C_V	1.3	1.1	0.82	0.73	0.88	0.79	0.83	0.73	1	1.9	2.7	1.8	0.23
Tlemcen													
Moyenne P	15.9	28.8	43.5	42.6	49.5	62.8	67.8	41.2	43.0	10.1	3.6	3.6	412.4
Ecart type σ	14.1	27.9	27.4	39.0	45.6	46.5	64.4	35.6	38.0	13.2	4.3	7.8	143
Coef Var C_V	0.88	0.97	0.63	0.91	0.92	0.74	0.95	0.86	0.88	1.3	1.23	1.3	0.33

II.1.4- Ajustement des précipitations annuelles à une loi de probabilité

Pour mieux cerner cette irrégularité inter annuelle des précipitations qui a un rôle essentiel et décisif sur l'écoulement fluvial et afin de caractériser le régime des précipitations annuelles, nous allons essayer de trouver une loi d'ajustement de la distribution des pluies annuelles dans le but d'aboutir à une estimation des paramètres d'ajustement et calculer des variables réduites.

L'ajustement graphique des séries pluviométriques des différentes stations de la Tafna pour la période (1970/98), (figure Annexe) montre que la pluie s'ajuste en général suivant une loi normale de Gauss ou une loi log normale. En outre nous avons calculé pour quelques stations situées dans nos bassins d'étude, les précipitations relatives à des récurrences données (Tableau 27)

Tableau 27 : Précipitations pour des périodes de récurrences dans quelques stations de la Tafna

stations	Pluie moyenne (1970/98) (mm)	Pluie décennale (mm)	Pluie centennale (mm)	Pluie millennale (mm)
Beni Bahdel	435	612	663	757
Sebdou	420	597	743	848
Maghnia	357	511	555	637
Chouly	440	589	632	711
Besekrane	393	517	618	693
Mefrouche	646	901	1110	1262
Tlemcen	483	712	900	1036
Hennaya	436	600	734	832

III.2.2 Précipitations mensuelles et les régimes saisonniers

La répartition mensuelle des précipitations dans l'année et ses variations conditionnent, en relation avec les facteurs thermiques, l'écoulement saisonnier et par là – même le régime des cours d'eau, l'érodabilité des sols et le transport des matériaux en suspension. Cependant, si le phénomène de variabilité des précipitations mensuelles ou saisonnières se prête facilement à l'analyse, vu son caractère tranché dans les bassins, il est néanmoins, malaisé de définir des saisons pluviométriques spatialement homogènes et ce, en raison des différences de régimes de précipitations déterminés eux mêmes par des variantes à la fois géographiques et météorologiques.

Les valeurs moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1970/98), traduisent clairement les variations mensuelles et saisonnières de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle. Ainsi, on peut distinguer (figure 20 et 21) deux périodes distinctes :

- Une période sèche qui correspond à la saison d'été (juin, juillet, août), caractérisée par un déficit pluviométrique bien marqué.
- Une période humide qui correspond au reste de l'année ; cependant, il faut souligner que cette période pluvieuse est elle aussi marquée par une succession de mois humides et de mois relativement secs.

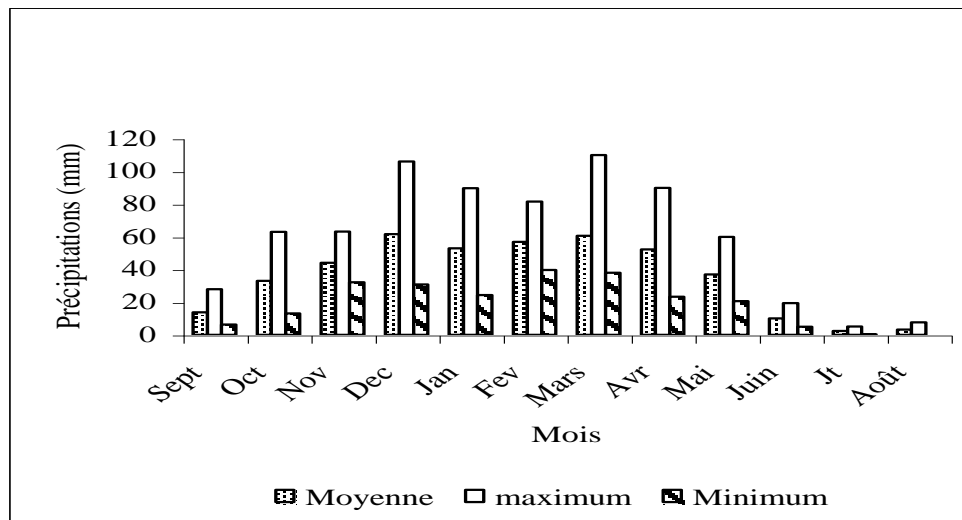


Fig. 20 – Variations mensuelles des précipitations dans le bassin de la Tafna

D'autre part, le mois le plus pluvieux diffère d'une station à l'autre, mais en générale il se situe soit en hiver (décembre ou février) ou au printemps pendant le mois mars. Le mois le plus sec est représenté par juillet et Août.

La forte variabilité inter mensuelle des précipitations, apparaît à travers les valeurs élevées des coefficients de variation mensuelle (tableau 26). Les plus fortes valeurs concernent les mois d'été où il est compris entre 1 et 3. Une variabilité aussi marquée en été s'explique par une indigence pluviométrique des mois de l'été qui sont parfois parsemées par de vifs orages pouvant être assez important par leurs actions érosives violentes.

L'organisation des saisons n'est pas homogène dans la région d'étude, elle dépend du régime pluviométrique propre à chaque secteur géographique. Ainsi nous avons, deux saisons qui se partagent le maximum, l'hiver où le total de pluie varie entre 277 et 95 mm, et le printemps avec des valeurs comprises entre 260 et 82 mm, selon la station. Néanmoins la différence des totaux pluviométriques est très faible. Pour tout le bassin de la Tafna, (figure 22), en moyenne, le maximum saisonnier se situe en hiver (169.6mm) suivi par un maximum

secondaire (147mm) au printemps, l'été (15.1 mm) étant la saison la plus sèche. En outre l'automne est lui aussi relativement pluvieux avec 90.6 mm en moyenne.

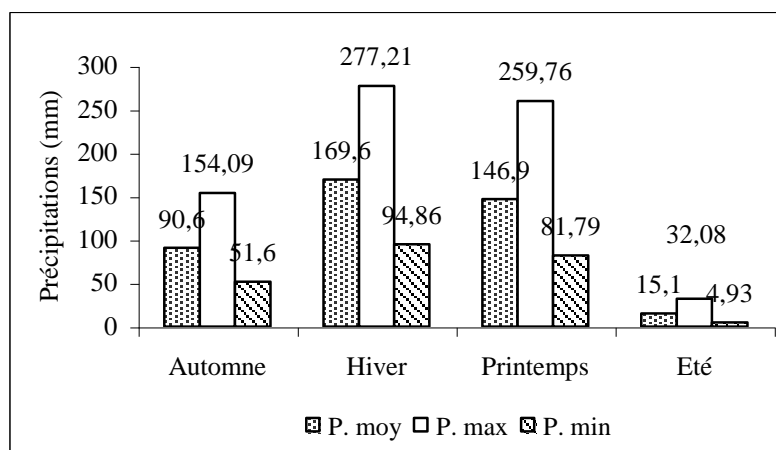


Fig.21 : Variation saisonnière des précipitations dans le bassin de la Tafna

III.2.3 Précipitations extrêmes.

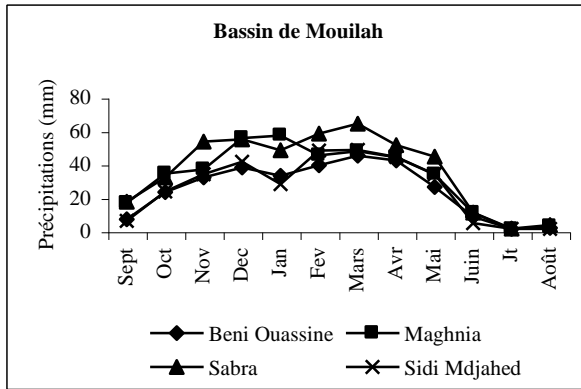
Pour dégager une idée générale sur l'importance des pluies extrêmes et leur répartition dans le temps, nous nous basons sur quelques données fournies dans l'étude de P.Seltzer (1946) pour quelques stations du bassins versant de la Tafna et concernant la période 1913-1938 (tableau 28). Ces données correspondent aux pluies « torrentielles » qui, selon certains climatologues, s'identifient aux averses qui donnent une tranche d'eau de 30 mm ou d'avantage dans les 24 heures.

Tableau 28 : nombre de jours de pluies « torrentielles » ($\geq 30\text{mm}/24\text{h}$) observés de 1913 à 1938 (P. Seltzer, 1946)

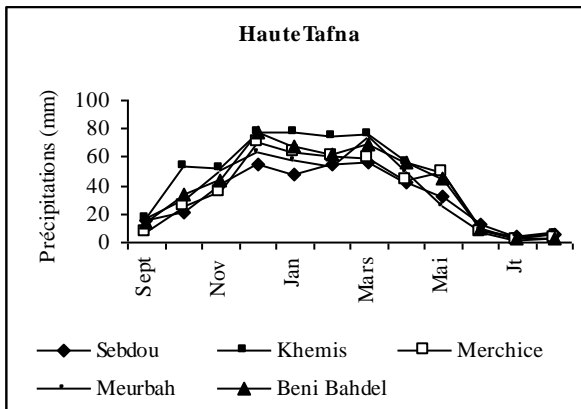
Stations	Total	Répartition annuelle												Répartition par intensité (mm/24h)				Hauteur max Obs mm/24h	Rap hauteur max à la moy an. en %
		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J ⁱ	A	30-50	50-70	70-100	> 100		

Bahdel	75	2	5	14	7	12	8	11	3	9	3	0	1	53	18	2	2	129.0	19
Maghnia	72	6	7	6	10	11	12	8	4	7	0	0	1	59	11	2	-	76.4	18
chouly	78	2	6	11	15	18	13	5	4	3	1	0	0	52	19	6	1	109.2	22

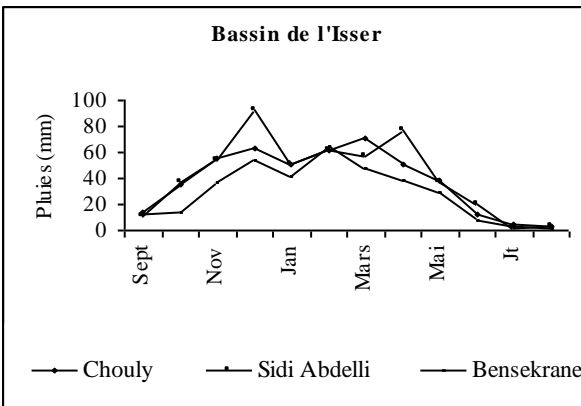
On remarque que le nombre total de jours de pluie "torrentielles" de la période 1913-1938 varie entre 72 et 78 jours. Les hauteurs de pluies maximales recueillies en 24 heures sont d'autant plus élevées que le module annuel est plus fort (cas de la station de Beni Bahdel dont le total annuel est de 690 mm). Quant à la répartition des jours de pluies "torrentielles" par classe d'intensité, il apparaît là aussi que les pluies d'intensité maximale (> 100 mm / 24 heures) sont enregistrées principalement dans les stations les plus arrosées (Béni Bahdel et chouly). Les données analysées ci-dessus ne reflètent pas, cependant toute la réalité hydrométéorologique du phénomène d'averse du fait que ces pluies peuvent se succéder au cours d'un épisode pluvieux plus long, c'est à dire sur plusieurs jours consécutifs, et peuvent, par conséquent, exercer un effet plus grand sur la genèse et la propagation des crues.



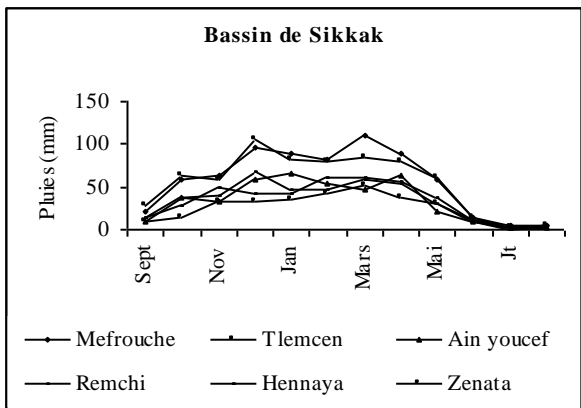
- Sabra et Maghnia, relativement plus arrosées, sabra étant située à une altitude plus élevée.
- Les moyennes maximales ne dépassent pas 70 mm et sont enregistrées en janvier pour Maghnia, en février pour Sidi Mdjahed et en mars pour Beni Ouassine et Sabra
- Le minimum en juillet et août



- Sebdou étant située derrière les monts de Tlemcen à une altitude plus faible est relativement la moins arrosée.
- Les valeurs moyennes maximales ne dépassent pas les 80 mm et sont observées en décembre pour Khémis Béni Bahdel et Merchiche et en mars pour Meurbah et Sebdou.
- Le minimum en juillet et août



- Situé plus à l'Est l'Isser semble être plus arrosée que la Haute Tafna et le Mouilah.
- La moyenne mensuelle maximale ne dépasse pas les 100 mm et est enregistrée en décembre pour Sidi Abdelli, en février pour Bensekrane et en mars pour Chouly,
- Le minimum en juillet et août



- L'effet de l'altitude est net, les stations de Mefrouche et de Tlemcen situées à 1000 et 800 m d'altitudes se distinguent bien des autres stations de la plaine,
- Les valeurs maximales inférieures à 120 mm se présentent en décembre pour Tlemcen et Remchi et en mars pour Mefrouche, Hennaya et Zénata.
- Le minimum en juillet et août

Fig.22 - Variation mensuelles des précipitations aux différentes station du bassin de la Tafna (1970/1998).

III.3 ETUDE DU REGIME THERMIQUE

Les températures moyennes annuelles et mensuelles régissent directement en interaction avec les autres facteurs météorologiques (insolation, vitesse et turbulence du vent, précipitation) et biogéographiques, le phénomène d'évapotranspiration et déficit d'écoulement annuel et saisonnier.

On dispose des données de températures moyennes mensuelles et annuelles des trois stations représentatives des bassins, avec les minima et les maxima (Tableau 29)

Tableau 29 : Moyennes mensuelles et annuelles des températures dans quelques stations du bassin de la Tafna

Stations	T°C	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An
Béni-Bahdel	Min	17	12	9	5	5	5	7	9	12	16	19	19	11.3
	Max	30	24	18	15	14	16	18	20	24	29	34	34	23
	Amp	17	12	9	10	9	11	11	11	12	13	15	15	11.8
	Moy	23.5	18	13.5	10	9.5	10.5	12.5	14.5	18	22.5	26.5	26.5	17.1
	Amplitude Thermique													
Maghnia	Min	15.6	11.5	7.6	4.7	2.8	4.7	5.9	7.5	10.4	14.4	17.3	18.1	10.0
	Max	30.4	25.3	20.2	17.1	15.6	17.3	19.5	21.5	24.6	29.4	34.3	34.7	24.2
	Amp	14.8	13.8	12.6	12.4	12.8	12.6	13.6	14	14.2	15	17	16.6	14.2
	Moy	23	18.4	13.9	10.9	9.2	11	12.7	14.5	17.5	21.9	25.8	26.4	17.1
	Amplitude Thermique													
Chouly	Min	13.6	9.6	6.5	3.7	2.3	3.2	4.7	6.5	8.8	12.3	15.1	16.2	8.5
	Max	29.6	24	18.5	14.7	13.7	14.6	17.3	19.7	23	28.1	32.7	32.2	22.3
	Amp	16.9	14.4	12	11	11.4	11.4	12.6	13.2	14.2	15.8	17.6	16	13.8
	Moy	21.6	16.8	12.5	9.2	8	8.9	11	13.1	15.9	20.2	23.9	24.2	15.4
	Amplitude Thermique													
Tlemcen	Min	15	12	8	7	5	7	7	8	10	14	17	18	10.7
	Max	28	23	17	16	14	16	17	18	22	27	32	33	21.9
	Amp	13	11	9	9	9	9	10	10	12	13	15	15	11.2
	Moy	21.5	17.5	12.5	11.5	9.5	11.5	12	13	16	20.5	24.5	25.5	16.3
	Amplitude Thermique													

Contrairement aux précipitations, les saisons thermiques semblent bien tranchées (figure 23). La saison chaude s'étend de Mai à Octobre, mois pendant lesquels les températures mensuelles sont supérieures à la moyenne annuelle, alors que la saison froide correspond à Novembre –Avril. Le maximum de température est atteint en juillet Août avec une moyenne de

25°C, alors que le minimum d'environ 8°C se situe en janvier. Cette division de l'année en deux saisons thermiques, qui est mise en évidence par une détermination des mois biologiquement humides et secs, n'est pas sans conséquence sur le comportement hydrologique et hydrogéologique des bassins. En effet, les grandes oscillations mensuelles durant les mois les plus froids s'accompagnent d'importants phénomènes tels que les baisses brutales de températures, entraînant des épisodes pluvieux générateurs de crues qui agissent directement sur l'écoulement fluvial, l'érosion et le transport solide dans les bassins. De même, les effets de la saison chaude ne sont pas sans conséquences, ainsi la stagnation des masses d'air anticycloniques provoque souvent un déficit pluviométrique et une forte évapotranspiration. Les périodes d'étiages sont longues et souvent on arrive au tarissement des oueds. Le sol des versants est pratiquement dénudé, asséché et fragilisée pour subir l'action des premières pluies qui surviennent en septembre, octobre ou parfois jusqu'à novembre.

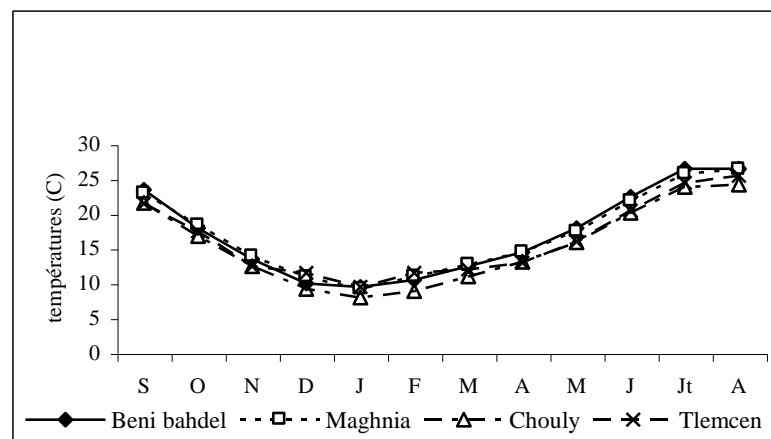


Fig. 23 : Variation mensuelle des températures dans quelques stations du bassin versant de la Tafna

Le régime des bassins connaît, toutefois, des nuances régionales qui peuvent être déterminés par les valeurs de températures moyennes, annuelles et mensuelles, que par celles de l'amplitude thermique. En effet, les températures moyennes annuelles diminuent de 17°C à Béni Bahdel et Maghnia pour atteindre 16.3 à Tlemcen et 15.4°C à Chouly. Les températures mensuelles suivent le même schéma. L'amplitude thermique annuelle qui est définie comme étant la différence entre la température du mois le plus chaud et du mois le plus froid évolue, quant à elle, en sens inverse. Ces données mettent en évidence la tendance continentale du climat dans la station de Maghnia et de Béni Bahdel, la première étant située dans une cuvette derrière la barrière montagneuse des Traras et l'autre dans les gorges des Béni Snous. Par contre, les

stations de Chouly et Tlemcen, plus élevées subissent l'effet aussi bien de l'altitude que celui de la mer.

IV- EVAPOTRANSPIRATION ET BILAN HYDROLOGIQUE

Nous avons calculé (Tableau 30), l'évapotranspiration réelle pour quelques stations de la Tafna à partir de différentes méthodes et le ruissellement par la méthode de Tixeront Berkaloff, le bilan donnant la valeur de l'infiltration pour chaque méthode.

Tableau 30 : Bilan Hydrologique de quelques stations de laTafna

Stations	R (mm)	Turc		Coutagne		Wundt		Verdeil		Thorntwaite	
		Er	I	Er	I	Er	I	Er	I+R	Er	I
Beni bahdel	35.5	415	-	376.3	23.1	420	-	390	9.4	376.3	23.1
Maghnia	20.1	351.5	-	317.8	19.5	350	-	320	17.3	331.8	5.5
Chouly	45.5	409.3	-	374.5	20.4	420	-	400	-	314.9	80
Tlemcen	58.7	445.9	-	482	-	450	-	430	-		

Le bilan calculé à partir des méthodes de Turc et Wundt n'est pas équilibré, il faut voir là soit une surestimation du ruissellement et/ou de l'évaporation réelle calculée. Toutefois on peut estimer l'infiltration moyenne à 18.5 mm à la station de Béni Bahdel, 14.1mm à la station de Maghnia et 50.2 mm à la station de Chouly.

Oued Mouilah

$S = 2650 \text{ km}^2$
 $Kc = 1,25$
 $Dd = 0,16 \text{ km}^{-1}$
 $Ig = 0,011$
 $Ct = 0,0032$
 $Tc = 20h30$
 $P = 357 \text{ mm}$
 $T = 17,1^\circ\text{C}$

Relief modéré
Couvert végétal faible
Climat semi aride
Pluies irrégulières

78% formations perméables
faiblement karstique

Oued Sikkak

$S = 218 \text{ km}^2$
 $Kc = 1,5$
 $Dd = 1,51 \text{ km}^{-1}$
 $Ig = 0,021$
 $Ct = 1,9$
 $Tc = 9h30$
 $P = 483 \text{ mm}$
 $T = 16^\circ\text{C}$

Relief modéré
Couvert végétal faible
Climat semi aride
Pluies irrégulières

67 % formations perméables
moyennement karstique

Oued Sebdu

$S = 255 \text{ km}^2$
 $Kc = 1,37$
 $Dd = 2,88 \text{ km}^{-1}$
 $Ig = 0,016$
 $Ct = 15,2$
 $Tc = 7h$
 $P = 435 \text{ mm}$
 $T = 17^\circ\text{C}$

Relief modéré
Couvert végétal moyen
Climat semi aride
Pluies irrégulières

85% formations perméables
karstification développée

Oued Isser

$S = 1140 \text{ km}^2$
 $Kc = 1,45$
 $Dd = 1,08 \text{ km}^{-1}$
 $Ig = 0,011$
 $Ct = 2,1$
 $Tc = 14h30$
 $P = 393 \text{ mm}$
 $T = 15,4^\circ\text{C}$

Relief modéré
Couvert végétal faible
Climat semi aride
Pluies irrégulières

60% formations perméables
moyennement karstique

Les paramètres Physiographique, climatiques et géologiques des sous bassins des oueds Sebdu, Mouilah, Isser et Sikkak (Tafna –NW Algérie)

DEUXIEME PARTIE
HYDROLOGIE ET TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION
DES SOUS BASSINS VERSANTS REPRESENTATIFS DE LA
TAFNA
SEBDOU – MOUILAH- ISSER- SIKKAK

Chapitre IV- Hydrologie

IV .1 INTRODUCTION

Le comportement hydrologique d'un cours d'eau est lié à la diversité des facteurs physico-géographiques analysés dans les chapitres précédents, et dont la dominance a trait, comme on l'a vu aux facteurs climatiques,

Une évaluation précise des ressources en eau et de leur variabilité passe donc par la prise en compte des :

- débits moyens annuels et bilans hydrologiques,
- régimes fluviaux et variations saisonnières des débits,
- débits moyens journaliers,
- intensités des débits extrêmes des crues et des étiages ainsi que leur fréquence,

L'originalité pluviale méditerranéenne du régime sera dégagée à travers les variations saisonnières moyennes des débits.

Avant d'aborder cette analyse, il est important au préalable de remarquer qu'il est difficile de cerner les éléments et les paramètres pris en compte pour l'étude hydrologique des quatre bassins, car leurs débits n'ont fait l'objet que de quelques études très ponctuelles répondant aux besoins actuels et à la consommation .On ne peut prétendre actuellement fournir des résultats précis, mais simplement proposer des ordres de grandeur.

Etant donné l'absence totale de toute étude globale, le cours d'eau de la Tafna appartenant au domaine hydroclimatique à caractère méditerranéen mérite d'être étudié afin de dégager les caractéristiques de son régime. Nous avons choisi les quatre principaux sous bassins de la Tafna, en l'occurrence la haute Tafna, le Mouilah, l'Isser et le Sikkak. Ce choix à été dicté par :

- le fait que ces bassins sont contrôlés, d'où disponibilité de mesures de débits liquides et de concentrations de matières en suspension.
- la présence d'un barrage au niveau de chaque bassin, juste à l'aval des stations de jaugeage.

En ce qui concerne l'étude des débits, nous nous sommes basés sur les données de stations se trouvant à l'aval : c'est le cas pour les stations de Sebdou à Béni Bahdel (bassin de la haute Tafna), station de Sidi Belkheir (bassin de Mouilah), station de Sidi Aïssa (bassin de l'Isser) et la station d'Aïn Youcef pour le bassin d'oued Sikkak. Les caractéristiques de ces stations hydrométriques sont consignées au tableau 31.

Tableau 31 : Caractéristiques des stations hydrométriques

Bassins	Stations	Code	X	Y	Z	Période
Sebdou (Haute Tafna)	Béni Bahdel	16-04-02	118,80	163,40	665,0	1970/1998
Mouilah	Sidi Belkheir	16-05-04	101,90	185,50	285,0	1973/1998
Isser	Sidi Aïssa	16-06-14	157.35	199.50	380.0	1970/1994
Sikkak	A. Youcef	16-07-04	131.70	201.70	200,0	1972/1990

Choix de l'année hydrologique : l'abondance moyenne de l'écoulement a pour unité chronologique de référence " l'année moyenne", mais, nous savons que pour des variables considérées comme aléatoire telles que les débits, cette notion d'année moyenne est sujette à caution du fait qu'elle conduit à une "régularisation artificielle" du régime hydrologique par compensation des années humides et sèches (G. Rémeniéras, 1980).

C'est pourquoi, elle est généralement substituée par la détermination des fréquences traduisant la distribution effective des modules dans le temps et leurs durées de récurrence. Cependant, pour établir un bilan moyen de l'écoulement conforme à un cycle hydrologique complet, on est tenu de se fonder sur une année hydrologique de référence comprise entre deux étiages annuels successifs. Le choix des limites de ce cadre temporel de base est délicat, car il faut tenir compte de la combinaison des principaux termes du cycle annuel de l'eau : les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement (superficiel et souterrain). Ce choix est à justifier par des critères aussi bien physiques que statistiques.

Toutefois, en Algérie, l'année hydrologique adoptée par les services de l'Hydraulique correspond à l'année climatique définie précédemment (septembre - août). Aussi, afin de pouvoir utiliser aisément la documentation hydrologique établie par ces services, nous retiendrons cette année de référence en émettant toutefois une réserve quant au découpage de l'année hydrologique adoptée qui ne tient pas compte des nuances dues à l'existence de secteurs géographiques différenciés. Une année hydrologique comptée de novembre à octobre semble plus convenable au niveau de nos sous bassins.

Cette année hydrologique est assez bien adaptée au régime thermique qui se traduit par une saison froide de novembre à avril et par une saison chaude de mai à octobre. C'est plutôt ce découpage annuel car, de façon globale, les réserves en eaux souterraines épuisées en saison estivale ne sont en voie de reconstitution qu'en novembre. Il en est de même pour l'écoulement de surface, car les précipitations de septembre et octobre ne provoquent pas efficacement le ruissellement, non seulement en raison de l'évapotranspiration encore élevée en cette période

mais aussi de la dessiccation profonde des sols se traduisant par une forte capacité de rétention capillaire.

IV.2 DEBITS MOYENS ANNUELS

L'écoulement moyen annuel ou l'abondance annuelle est une notion fondamentale en hydrologie. C'est le volume d'eau écoulé en 365 jours à la sortie d'un bassin. Le module brut ou absolu est généralement exprimé en m^3/s et le module spécifique se traduit en $\text{L s}^{-1} \text{ km}^2$.

Nous disposons de séries de données hydrométriques représentant 17 à 28 ans d'observation (tableau 31).

Nous n'effectuerons pas une extension des données hydrométriques (maximisation intrinsèque de l'information au sens de P. Dubreuil, (1974), car il semble préférable de baser notre analyse sur des données réellement observées et non théoriquement extrapolées, d'autant plus que l'étendue des échantillons et la forte irrégularité du régime hydrologique des bassins ne justifient guère une telle opération.

IV.2.1- Variations des débits annuels moyens bruts (m^3/s) :

La variation annuelle des modules (Tableaux 32) au niveau des quatre stations est illustrée par les figures 24). Le tableau 33, montre que l'oued Mouilah à Sidi Belkheir débite $1,717 \text{ m}^3/\text{s}$ avec une aire de réception de 2650 km^2 , l'oued Isser à Sidi Aïssa transite un débit de $1,350 \text{ m}^3/\text{s}$ pour une surface drainée de 1140 km^2 , l'oued Sebdu à Béni Bahdel, qui est un petit bassin de montagne (255 km^2) affiche un débit de $1,465 \text{ m}^3/\text{s}$, alors que le bassin du Sikkak (218 km^2) ne draine en moyenne que $0.648 \text{ m}^3/\text{s}$; débit relativement faible qui s'explique par la présence du barrage du Mefrouche en aval sur l'oued Nachef ainsi que le caractère karstique prépondérant des formations géologiques en amont.

Tableau 32 : Débits moyens annuels des oueds Sebdou à Béni bahdel, Mouilahà sidi belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef . (Tafna-Algérie)

Bassin	Oued Sebdou		Oued Mouilah		Isser		Sikkak	
Station	Beni Bahdel		Sidi Belkhir		Sidi Aïssa		Aïn Youcef	
année	Q (m3/s)	q (l/s/km2)	Q (m3/s)	q (l/s/km2)	Q (m3/s)	q (l/s/km2)	Q (m3/s)	q (l/s/km2)
1970/71	2,053	8,04		-	1,576	1,38		
1971/72	2,9	11,35	-	-	3,643	3,2		
1972/73	3,595	14,07	-	-	3,749	3,29	1,081	4,96
1973/74	5,476	21,43	3,704	1,4	3,576	3,14	2,401	11,01
1974/75	4,266	16,7	3,103	1,17	2,854	2,5	1,766	8,1
1975/76	1,527	5,98	1,73	0,65	2,024	1,78	0,992	4,55
1976/77	2,141	8,38	2,12	0,8	1,502	1,32	0,677	3,11
1977/78	1,099	4,3	1,824	0,69	1,039	0,91	0,511	2,34
1978/79	0,766	3	1,045	0,39	1,103	0,97	0,432	1,98
1979/80	1,922	7,52	2,914	1,1	2,688	2,36	0,579	2,66
1980/81	2,446	9,57	2,448	0,92	1,845	1,62	0,676	3,1
1981/82	0,736	2,88	1,11	0,42	0,842	0,74	0,338	1,55
1982/83	0,678	2,65	1,072	0,4	0,667	0,59	0,253	1,16
1983/84	0,412	1,61	0,818	0,31	0,342	0,3	0,129	0,59
1984/85	0,403	1,58	0,769	0,29	0,479	0,42	0,163	0,75
1985/86	1,148	4,49	0,438	0,17	1,094	0,96	0,4	1,83
1986/87	1,707	6,68	2,957	1,12	1,445	1,27	0,619	2,94
1987/88	0,351	1,37	0,623	0,24	0,455	0,4	0,295	1,35
1988/89	0,565	2,21	0,981	0,37	0,136	0,12	0,158	0,73
1989/90	0,257	1,01	1,389	0,52	0,146	0,13	0,189	0,87
1990/91	1,464	5,73	1,499	0,57	0,165	0,14	-	-
1991/92	1,085	4,25	0,967	0,36	0,361	0,32	-	
1992/93	0,465	1,82	0,454	0,17	0,614	0,54		
1993/94	0,709	2,77	1,021	0,39	0,054	0,05		
1994/95	1,136	4,45	4,695	1,77	-	-		
1995/96	1,097	4,29	2,67	1,01	-	-		
1996/97	0,189	0,74	2,03	0,77	-	-		
1997/98	0,436	1,71	0,552	0,21	-	-		
Moyenne	1,465	5,735	1,717	0,648	1,350	1,185	0,648	2,977
Ecart type	1,265	4,953	1,094	0,413	1,177	1,033	0,599	2,746
Cv	0,864	0,864	0,637	0,636	0,872	0,871	0,924	0,922

Tableau 33 : valeurs caractéristiques des modules au niveau des bassins versants

Stations	Moyenne (m ³ /s)	Max (m ³ /s) (année)	Min (m ³ /s) (année)	Nbre d'années > moyenne	Coeff. Immodération $R = Q_M/Q_m$	Coefficient Variation
Beni Bahdel	1,465	5,476 (73-74)	0,189 (96-97)	10 sur 28	28,97	0,88
Sidi Belkheir	1,717	4,695 (94-95)	0,438 (85-86)	11 sur 25	10,72	0,65
Sidi Aïssa	1,350	3,749 (72-73)	0,054 (93-94)	10 sur 24	69,43	0,87
A.youcef	0,648	2,401(73-74)	0,158 (88-89)	04 sur 17	15,2	0,93

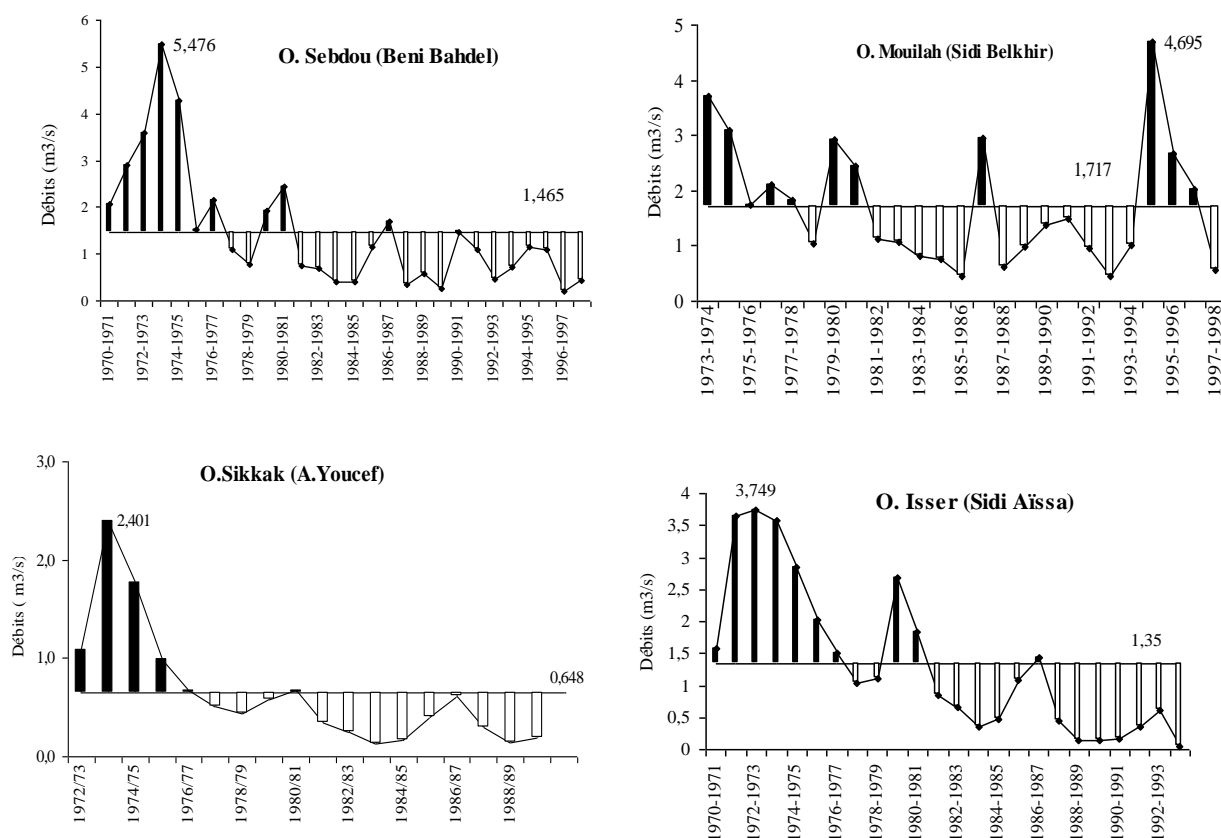


Figure 24 : Variations interannuelles des modules des oueds Sebdu à Béni Bahdel, Mouilah à Sidi Belkheir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Ain Youcef. (Tafna-Algérie)

IV.2.2 Variations des débits annuels moyens spécifiques (l/s/km²) :

Afin de mieux cerner la variation de l'écoulement dans les quatre bassins, nous utiliserons les modules spécifiques, car ces derniers permettent de les comparer entre eux en ramenant le débit à l'unité de surface. L'abondance spécifique des bassins (tableaux. 34) varie d'une part en fonction de la distribution des précipitations et d'autre part en fonction des caractéristiques physiographiques de chaque bassin, à savoir la lithologie, le couvert végétal. C'est donc un élément purement géographique.

Tableau 34 : Débits spécifiques et lames d'eau écoulées

Bassins	Cours d'eau	Q (m ³ /s)	q (l/s/km ²)	E (mm)
Haute Tafna	Sebdou	1,465	5,733	180,8
Mouilah	Mouilah	1,717	0,647	20,4
Isser	Isser	1,350	1,184	37,3
Sikkak	sikkak	0.648	2.973	93.74

Q : module annuel (m³/s) ; *q* : débit spécifique (l/s/km²) ; *E* : lame d'eau écoulée (mm)

Le bassin versant de l'Isser, s'étend sur 1140 km², il reçoit plus de précipitations. Son débit spécifique est de 1,184 l/s/km² correspondant à une lame d'eau écoulée de 37,3 mm.

Le bassin versant de l'oued Mouilah (2650 km²), reçoit moins de précipitations. Son débit spécifique est de 0,647 l/s/km², soit une lame d'eau écoulée de 20,4 mm.

Quant, à la haute Tafna (oued Sebdou) et l'oued Sikkak, leurs débits spécifiques sont respectivement de 5,733 et 2,973 l/s/km² équivalents à une lame d'eau écoulée de 180,8 et 93,74 mm. Ces valeurs relativement importantes du débit spécifique au niveau de ces deux bassins, sont dues à la taille et la lithologie des bassins ; le karst très développé permet aux circulations d'eaux souterraines de soutenir l'écoulement en période d'étiage.

IV.2.3- L'irrégularité inter annuelle des modules et leur répartition statistique

L'irrégularité inter annuelle de l'écoulement peut être mesurée par les variations de l'hydraulicité, c'est à dire le rapport du débit d'une année particulière Q_i au débit moyen d'une longue série d'observation (Q_{moy}). Elle peut être complétée par d'autres critères statistiques simples tels que le coefficient de variation, ainsi que le coefficient d'immodération (R) donné par le rapport des modules extrêmes ($R = Q_M/Q_m$).

IV.2.3.1 l'hydraulicité

Tableau 35 : *Hydraulicité des oueds Sebdou, Mouilah, Isser et sikkak. (Tafna-Algérie)*

Bassin	Sebdou	Mouilah	Isser	Sikkak
Station	B. Bahdel	S. Belkhir	S. Aïssa	A. Youcef
Année	Qi/Qm	Qi/Qm	Qi/Qm	Qi/Qm
1970/71	1,4	-	1,17	
1971/72	1,98	-	2,7	
1972/73	2,45	-	2,78	1,67
1973/74	3,74	2,16	2,65	3,71
1974/75	2,91	1,81	2,11	2,73
1975/76	1,04	1,01	1,5	1,53
1976/77	1,46	1,23	1,11	1,04
1977/78	0,75	1,06	0,77	0,79
1978/79	0,52	0,61	0,82	0,67
1979/80	1,31	1,7	1,99	0,89
1980/81	1,67	1,43	1,37	1,04
1981/82	0,5	0,65	0,62	0,52
1982/83	0,46	0,62	0,49	0,39
1983/84	0,28	0,48	0,25	0,2
1984/85	0,27	0,45	0,35	0,25
1985/86	0,78	0,25	0,81	0,62
1986/87	1,17	1,72	1,08	0,96
1987/88	0,24	0,36	0,34	0,46
1988/89	0,39	0,57	0,1	0,24
1989/90	0,18	0,81	0,11	0,29
1990/91	1	0,87	0,12	
1991/92	0,74	0,56	0,27	
1992/93	0,32	0,26	0,45	
1993/94	0,48	0,59	0,04	
1994/95	0,78	2,73	-	
1995/96	0,75	1,55	-	
1996/97	0,13	1,18	-	
1997/98	0,3	0,32	-	
max	3,74	2,73	2,78	3,71
Min	0,13	0,25	0,04	0,2

Les séries hydrométriques permettent de cerner l'évolution des débits sur des années

successives. Les courbes des variations interannuelles des modules (fig.41), montrent de fortes fluctuations de débits d'une année à l'autre ainsi qu'une indigence quasi- générale de l'écoulement pendant ces vingt dernières années. En témoignent les valeurs de l'hydraulicité qui sont en majorité inférieures à la moyenne annuelle (1). (Tableaux 31)

En effet, plus de 50% des années hydrologiques sont déficitaires. Ce fait, confirme l'hypothèse formulée au chapitre II quant à la tendance climatique "sèche" de ces deux dernières décennies.

Certaines valeurs des modules annuels sont élevées, conséquence aux fortes crues de saison froide qu'avaient connu ces bassins.

IV.2.3.2 Coefficient d'immodération

Les coefficients d'immodération (tableau 29) sont eux aussi élevés, ils varient entre 10.72 et 69.43, cette dernière valeur remarquable de l'Isser montre l'irrégularité accentuée des débits inter annuels.

IV.2.3.3 Coefficient de variation

La variation inter annuelle peut être aussi précisée par le coefficient de variation (Cv) (tableau.29). Les valeurs du coefficient de variation sont élevées. Nous relevons les plus fortes valeurs au niveau de Béni Bahdel et de Sikkak. Cette variabilité dans l'ensemble est liée à l'alimentation essentiellement pluviale irrégulière des cours d'eau, d'autant plus qu'il s'agit d'une période climatique "sèche".

IV.2.4- Etude statistique des modules

L'étude statistique des modules présente un intérêt indéniable dans le cadre des projets d'aménagements hydrauliques et permet de compléter la connaissance du phénomène d'irrégularité de l'écoulement annuel. Le choix de la période de retour du débit dépend de la taille de l'échantillon.

La forte dispersion des débits annuels mise en évidence par les valeurs du coefficient de variation (Cv), laisse supposer une distribution dissymétrique des échantillons, cette dissymétrie apparaît nettement en portant les points représentatifs des Log de Q en face de leurs fréquences expérimentales sur un papier Gausso- arithmétique (figure 25).

L'ajustement à une distribution de type Galton ou Log normale à nos bassins donne les résultats du tableau 36 suivant :

Tableau 36 : Ajustement à une loi Log-normale des modules annuels des oueds Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak.

Bassin	Paramètres statistiques		Droite d'Henry
	Moy QLog	σ Qlog	
Sebdou	6.95 l/s	0.86	Qlog = 6.95 + 0.86 u
Mouilah	7.24 l/s	0.67	Qlog = 7.24 + 0.67 u
Isser	6.72 l/s	1.16	Qlog = 6.72 + 1.16 u
Sikkak	6.29 l/s	0.72	Qlog = 6.29 + 0.72u

L'ajustement de nos séries à une loi log-normale (figure 25), paraît insuffisant en particulier pour les débits du Mouilah et de l'Isser. Aussi, nous avons soumis nos séries à d'autres lois dérivées. Nous avons retenu enfin de compte, la loi Gamma (figure 26), qui donne de bonnes adéquations.

L'adéquation à la loi log normal et Gamma a été testée par le test du χ^2 et celui de Smirnov-Kolmogorov et nous avons calculé les modules correspondant à des périodes de retour données au tableau 37.

Tableau 37 : Modules caractéristiques en m^3/s pour des périodes de récurrences données.

Période	02 ans	05 ans	10 ans	20 ans	100 ans	1000 ans
Sebdou	1.043	2.084	3.136	4.311	7.670	15.00
Mouilah	1.394	2.333	3.163	4.008	6.641	11.125
Isser	0.829	2.109	3.658	5.620	12.224	30.212
Sikkak	0.539	0.994	1.355	1.769	2.906	5.024

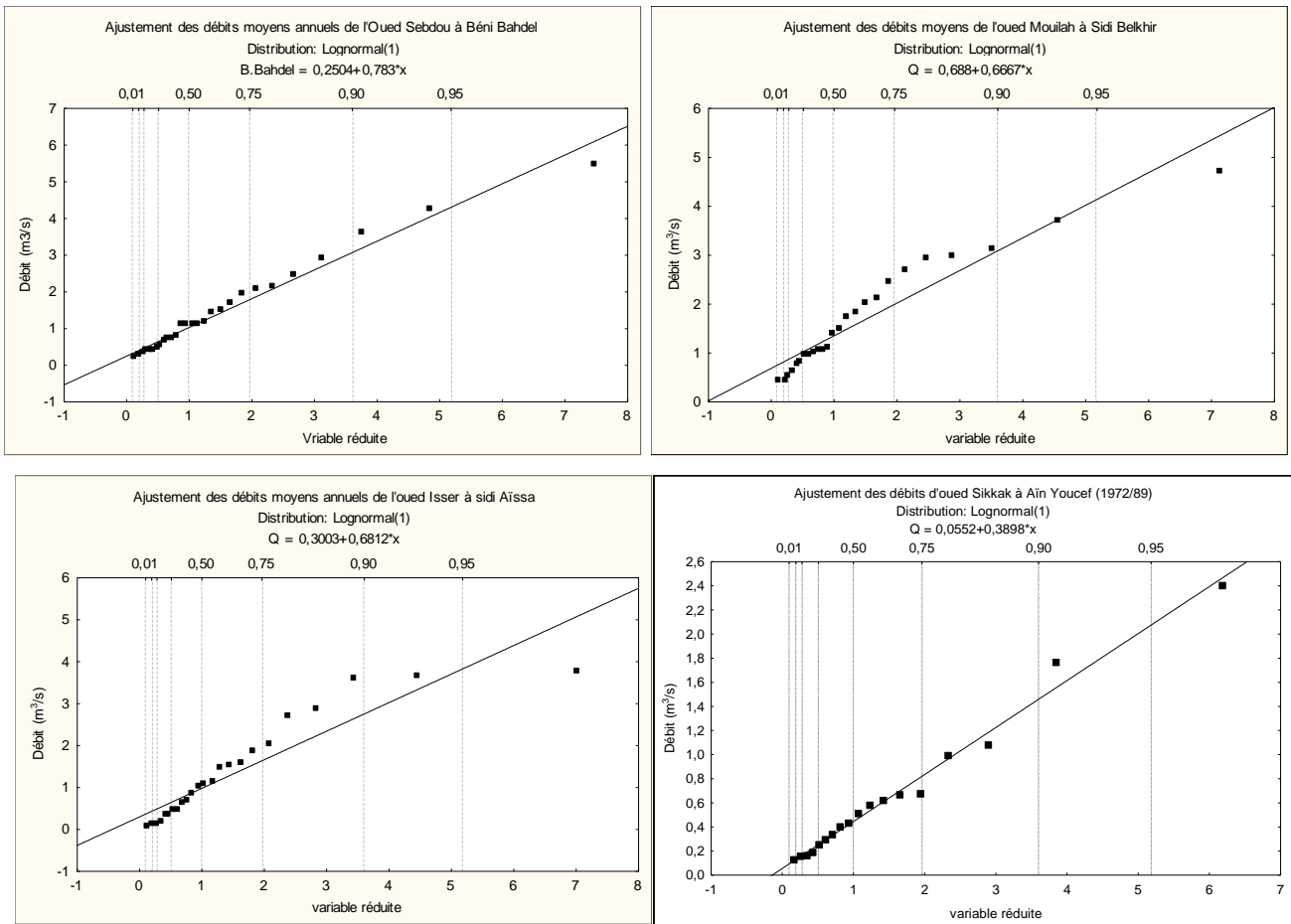


Figure. 25 : Ajustement des débits moyens annuels à une loi log-normale

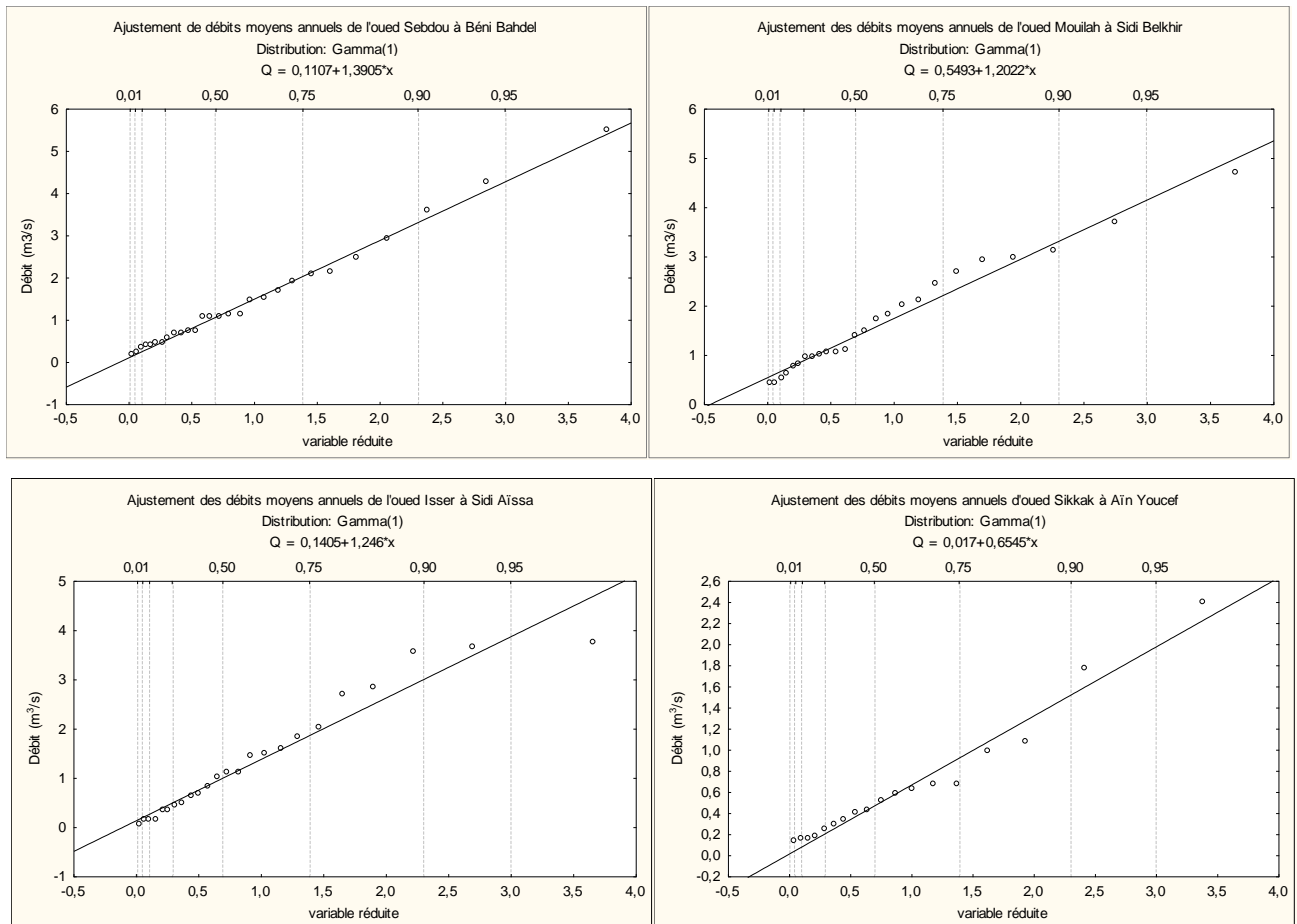


Fig. 26 : Ajustements des débits moyens annuels à une loi Gamma (1)

IV.2.5- Bilan moyen annuel de l'écoulement

Nous exprimons par P la tranche d'eau précipitée et par E la lame d'eau écoulee équivalente en mm. La différence de ces deux notions P-E donne ce qu'on appelle : déficit moyen annuel de l'écoulement (D) en mm.

Le rapport E / P est appelé, coefficient moyen annuel de l'écoulement "C". Pour cette étude, nous retiendrons l'année hydrologique correspondant à l'année climatique (septembre- août) adoptée par l'A.N.R.H., c'est pourquoi, les résultats présentés sont approximatifs (tableau.38)

Tableau 38 : Bilans moyens annuels de l'écoulement aux différentes stations

Bassins	Station de jaugeage	période	P (mm)	E (mm)	D (mm)	C (%)
H ^{te} Tafna	Sebdou	1970-1998	434,9	180,8	254,1	41,57
Mouilah	S. Belkheir	1973-1998	340,4	20,4	320	5,99
Isser	Sidi Aïssa	1970-1994	444,8	37,3	407,5	8,39
Sikkak	Aïn Youcef	1972-1989	483,3	93,74	389,56	19,4

L'étude du déficit montre le terme du bilan hydrologique $D = P - E$, c'est à dire la différence entre la hauteur d'eau reçue par un bassin en une période considérée et l'écoulement dans l'oued de ce bassin pendant cette même période. Le déficit annuel moyen de l'écoulement augmente avec l'accroissement du total pluviométrique moyen annuel, il passe de 407,5 mm sur l'Isser à Sidi Aïssa à 320 mm sur Mouilah à Sidi Belkheir; la taille du bassin de la haute Tafna et du Sikkak ne permet pas une telle comparaison. Les déficits calculés par les méthodes de Turc, Coutagne, Wundt, Verdeil et Thornthwaite, pour les bassins étudiés, sont en général proches de ceux des bilans hydrologiques (tableau. 39).

Tableau 39 : Déficit d'écoulement calculé par les différentes méthodes (mm)

Bassins	Turc	Coutagne	Wundt	Verdeil	Tornthwaite	B. hydrologique
H ^{te} Tafna	415	376	420	390	376	254
Mouilah	351	318	350	320	358	320
Isser	409	375	420	400	315	407
Sikkak	449	408	450	460		390

IV.2.6- Ressources annuelles en eau de surface disponibles

L'apport annuel moyen des bassins versants, selon la série étudiée est donné au tableau 40.

Tableau 40 : Evaluation de l'apport total moyen annuel écoulé et ses extrêmes

Stations	Apport moyen (. 10^6 m ³)	Apports extrêmes (. 10^6 m ³)	
		Minimum	Maximum
Sebdou	46	6	173
Sidi Belkheir	54	14	148
Sidi Aïssa	43	2	118
Sikkak	20	4	75

L'apport annuel moyen n'a, cependant qu'une signification théorique en raison de la forte variabilité inter annuelle de l'écoulement superficiel mise en lumière par les valeurs de l'hydraulicité et du coefficient de variation.

IV.3 DEBITS MOYENS MENSUELS ET SAISONNIERS

L'analyse des débits moyens mensuels permet de mettre en évidence les régimes des cours d'eau et leurs variations inter annuelles ou inter saisonnières. Ces régimes peuvent être traduits par divers critères numériques et graphiques parmi lesquels on retiendra, principalement les coefficients mensuels de débits (C.M.D).

IV.3.1- Coefficient mensuel de Débits

Les coefficients mensuels ou rapports des débits moyens mensuels au module de la période considérée, pris pour l'unité, ont l'avantage de permettre la comparaison des variations saisonnières du régime des cours d'eau de débits très différents. Les CMD inférieurs à l'unité correspondent aux mois de basses eaux et les CMD supérieures à l'unité représentent les mois de hautes eaux (tableaux 41).

L'examen des tableaux si dessus et les histogrammes des figures 27 , montrent que les maxima mensuels sont observés au mois de mars pour toutes les stations, alors que les minima mensuels sont enregistrés en juillet-août, ce minimum est précoce pour la station de Sidi Aïssa où il est observé dès juin.

Tableau 41 : Répartition des débits mensuels des oueds Sebdou à Béni bahdel, Mouilah à Sidi Belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef (Tafna-Algérie)

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J'	A	An
Oued Sebdou (1970 /1998)													
M	0.655	0.674	0.774	0.869	1.384	2.327	4.160	2.514	2.131	0.867	0.734	0.494	1.465
CMD	0.45	0.46	0.53	0.59	0.94	1.59	2.84	1.72	1.45	0.59	0.50	0.34	-
Max	2.209	2.178	1.976	2.915	8.894	9.628	26.09	20.85	12.52	3.036	4.677	2.354	5.476
Min	0.016	0.105	0.066	0.160	0.253	0.248	0.048	0.079	0.074	0.017	0.000	0.019	0.189
σ	0.531	0.562	0.568	0.647	1.686	2.410	6.235	4.592	3.156	0.849	0.976	0.570	1.289
Cv	0.81	0.83	0.73	0.74	1.22	1.04	1.50	1.83	1.48	0.98	1.33	1.16	0.88
Oued Mouilah (1973/1998)													
M	1.269	1.983	2.329	2.075	1.533	1.604	3.736	1.869	1.421	1.124	0.815	0.850	1.717
CMD	0.74	1.15	1.36	1.21	0.89	0.93	2.18	1.09	0.83	0.65	0.47	0.49	-
Max	4.525	16.45	26.82	14.54	4.739	6.152	33.66	18.13	4.170	3.028	3.192	3.290	4.695
Min	0.078	0.183	0.096	0.194	0.292	0.263	0.177	0.049	0.043	0.048	0.026	0.038	0.438
σ	1.045	3.235	5.182	3.592	1.111	1.306	6.970	3.510	0.964	0.904	0.812	0.805	1.116
Cv	0.82	1.63	2.23	1.73	0.72	0.81	1.87	1.88	0.68	0.80	1.00	0.95	0.65
Oued Isser (1970/1994)													
M	0.373	0.540	0.958	1.175	1.500	2.288	3.508	2.347	1.678	1.086	0.458	0.289	1.350
CMD	0.28	0.4	0.71	0.87	1.11	1.69	2.60	1.74	1.24	0.80	0.34	0.21	-
Max	1.182	1.465	2.255	3.569	4.845	8.79	16.59	11.29	8.022	6.998	1.467	1.057	3.749
Min	0.005	0.008	0.092	0.103	0.128	0.079	0.088	0.07	0.001	0.000	0.000	0.000	0.054
σ	0.391	0.492	0.675	0.975	1.296	2.192	4.775	3.287	2.024	1.505	0.471	0.355	1.177
Cv	1.05	0.91	0.71	0.83	0.86	0.96	1.36	1.40	1.21	1.39	1.03	1.23	0.87
Oued Sikkak (1972/1990)													
M	0.528	0.318	0.486	0.672	0.742	1.269	1.41	1.223	0.662	0.256	0.145	0.088	0.648
CMD	0.82	0.49	0.75	1.04	1.15	1.96	2.18	1.89	1.02	0.39	0.22	0.137	
Max	7.918	1.245	0.99	1.377	1.423	4.739	10.38	6.528	2.493	0.830	0.697	0.463	2.401
Min	0	0	0.006	0.022	0.063	0.116	0.156	0.052	0.028	0.005	0	0	0.129
σ	1.848	0.344	0.291	0.393	0.404	1.091	2.372	1.746	0.718	0.265	0.189	0.129	0.599
cv	3.5	1.08	0.6	0.58	0.55	0.86	1.68	1.43	1.09	1.04	1.3	1.45	0.93

M : débit moyen (m^3/s), *CMD* : coefficient mensuel de débit, *Max* : débit maximum du mois, *M* : débit minimum du mois, σ : écart type, *Cv* : coefficient de variation

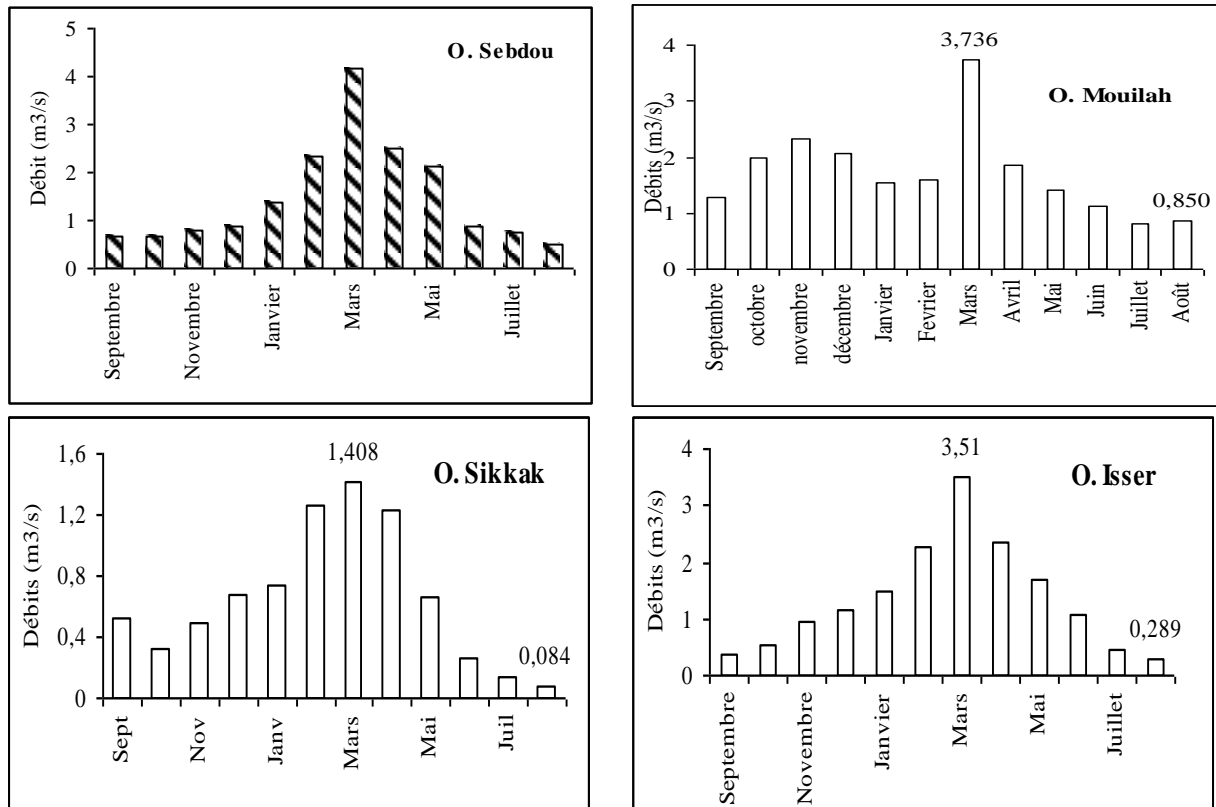


Figure 27: Variations des débits moyens mensuels des oueds Sebdou à Beni bahdel, Mouilah à Sidi Belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef (Tafna-Algérie)

Les régimes moyens de ces bassins à alimentation essentiellement pluviale comportent généralement des hautes eaux de saison froide, de janvier à mai et des basses eaux de saison chaude, de juin à septembre.

- pour le bassin de la haute Tafna (Sebdou), la période des hautes eaux commence en janvier, en raison vraisemblablement de l'énorme capacité d'infiltration qu'offre son bassin concomitant à une évaporation élevée, les pluies du début de l'année climatique n'interviennent donc pas efficacement au soutien de l'écoulement superficiel.

Par ailleurs, la période des basses eaux est assez décalée dans le temps, elle ne commence qu'au mois de juin du fait de l'importance relative des précipitations de printemps. La moyenne mensuelle minimale est également retardée, elle se situe en août. Nous pensons que ceci est lié à l'alimentation de l'oued par des circulations d'eaux souterraines (Aïn Taga : l'exutoire principal de la Tafna) qui soutiennent l'écoulement.

- pour le bassin de l'oued Mouilah, la période des hautes eaux est nettement marquée au cours de trois mois successifs : octobre, novembre et décembre, mais les CMD tombent au dessous de l'unité pendant les deux mois suivants avant de croître à nouveau en mars et avril. La moyenne mensuelle maximale se situe en mars.

La période de basses eaux, est ici plus précoce que dans la haute Tafna, elle commence en mai, il en est de même pour la moyenne mensuelle minimale qui est réalisée en juillet. Ceci peut s'expliquer, à priori par les variations saisonnières des précipitations, sans échapper aux effets importants de l'évapotranspiration potentielle.

- quant à l'oued Isser, les hautes eaux n'apparaissent qu'en janvier. Les pluies du début de l'année climatique n'interviennent donc pas là aussi efficacement au soutien de l'écoulement superficiel. La période des basses eaux est décalée dans le temps par rapport à l'oued Mouilah, elle ne commence qu'au mois de juin. A cause des précipitations importantes du printemps. La moyenne mensuelle minimale est observée en août.

- Pour le bassin du Sikkak, la période des hautes eaux se manifeste à partir de décembre. Le barrage du Mefrouche et les formations karstiques en amont retardent l'arrivée des pluies importantes d'automne sur les monts de Tlemcen d'y arriver à l'exutoire du Sikkak. En effet, le réseau de failles et fissures existantes dans les dolomies jurassiques des monts de Tlemcen (Baba Hamed et Kerzabi, 19991) au niveau de oued Nachef et Mefrouche en amont du Sikkak (Hayane, 1983), favorisent l'infiltration des eaux dans l'aquifère karstique sous le barrage du Mefrouche. Ces eaux dont une partie est stockée dans la partie souterraine du barrage et l'autre sortira plus tard pour rejoindre le ruissellement de surface par l'intermédiaire des sources.

Ainsi, il apparaît que les régimes hydrologiques sont nuancés, ils se calquent dans leurs grandes lignes sur ceux des précipitations, mais le parallélisme entre ces deux phénomènes est plus ou moins modifié par le rôle important de la lithologie (restitutions souterraines) et par celui des températures (évaporation). Les conclusions de cette analyse confirment nos suggestions émises quant au choix des limites de l'année hydrologique,

IV.3.2- Coefficient de variation

L'irrégularité mensuelle et saisonnière des débits (tableaux 41) ressort parfaitement des valeurs calculées du Cv pour les différentes stations et pour les différents mois de l'année. Il apparaît en effet que l'écoulement mensuel est extrêmement variable, pour certains mois le coefficient de variation dépasse largement l'unité et est compris entre 0.73 et 1.83 pour Sebdou, entre 0.68 et 2.23 pour Mouilah, entre 0.71 et 1.14 pour l'Isser et entre 0.5 et 3.5 pour le Sikkak. La variabilité inter mensuelle des débits est accentuée dans l'ensemble, ceci à cause vraisemblablement de la faiblesse des précipitations de ces 20 dernières années et de leur caractère très aléatoire. Ces données attestent d'une variabilité du régime encore plus marquée qu'à l'échelle annuelle.

Contrairement aux précipitations, la plus forte variabilité de l'écoulement fluvial concerne la période de saison froide ou de hautes eaux (mars), ceci s'explique par l'importance et la fréquence élevée des crues en saison froide. Au contraire, la variabilité relativement modérée des basses eaux

peut être justifiée par la fréquence limitée des crues en saison chaude ainsi que par le rôle prépondérant des eaux souterraines alimentant les cours d'eau en périodes d'étiages.

La confrontation entre la tranche d'eau précipitée et la lame d'eau écoulée (Tableau 42 et figure 28), nous montre qu'au niveau des trois stations, les débits ne suivent pas exactement les hauteurs mensuelles pluviométriques. Ceci est net dans les trois premiers mois de l'année hydrologique. Il est intéressant de constater d'après ces histogrammes, l'importance de la rétention et de la restitution suivant les bassins.

Tableau 42 : Tranche d'eau précipitée (L_p) (mm) et lame d'eau écoulée (Le) (mm) au niveau des quatre bassins

Station		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J'	A	An
B. Bahdel	Lp	13.6	23.1	48.5	49.0	49.8	63.7	78.6	47.4	41.6	9.6	4.8	5.2	434.9
	Le	6.6	7.1	7.9	9.1	14.5	22.0	43.6	25.5	22.3	8.8	7.7	5.2	180.8
S.belkhir	Lp	14.9	22.3	36.1	38.0	36.5	47.5	44.4	49.9	30.9	10.7	3.3	5.8	340.4
	Le	1.2	2.0	2.3	2.1	1.6	1.5	3.8	1.8	1.4	1.1	0.8	0.9	20.4
Sidi Aïssa	Lp	14.4	29.0	53.2	48.7	47.4	67.7	73.9	50.2	40.8	9.0	6.3	4.1	444.8
	Le	0.9	1.3	2.2	2.8	3.5	4.9	8.2	5.3	3.9	2.5	1.1	0.7	37.3
A. Youcef 1972-90	Lp	16	38.9	62.2	50.8	40.3	83.2	112	64.8	45.5	8.8	2.6	5	528
	Tle													
	Lp	12.9	24.7	50.5	49.5	41.2	62	65.8	51.5	28.7	6.7	3.2	5.1	391
	He													
	Le	6.28	3.91	5.78	8.26	9.12	14.1	17.3	14.5	8.13	3.04	1.78	1.08	93.74

Tle : Station Tlemcen ; He : Station Hennaya

Pour les bassins de Sebdou, l'Isser et Sikkak, les débits maximaux correspondent bien avec les maxima pluviométriques. L'eau précipitée dans ces bassins est infiltrée et assure le remplissage des réserves souterraines; par ailleurs, les premières pluies d'automne trouvent un sol complètement sec, ce n'est qu'au mois de Mars où les nappes aquifères sont pleines, le sol saturé, que les maxima des lames écoulées correspondent aux maxima des lames précipitées. Le maximum en Mars s'explique par les dernières fortes pluies de l'hiver et l'apport de nombreuses sources qui voient leur débit tripler ou quadrupler.

Pour l'oued Mouilah, le maximum des débits ne concorde pas forcément au maximum pluviométrique, car le mois le plus humide n'offre pas le plus gros débit.

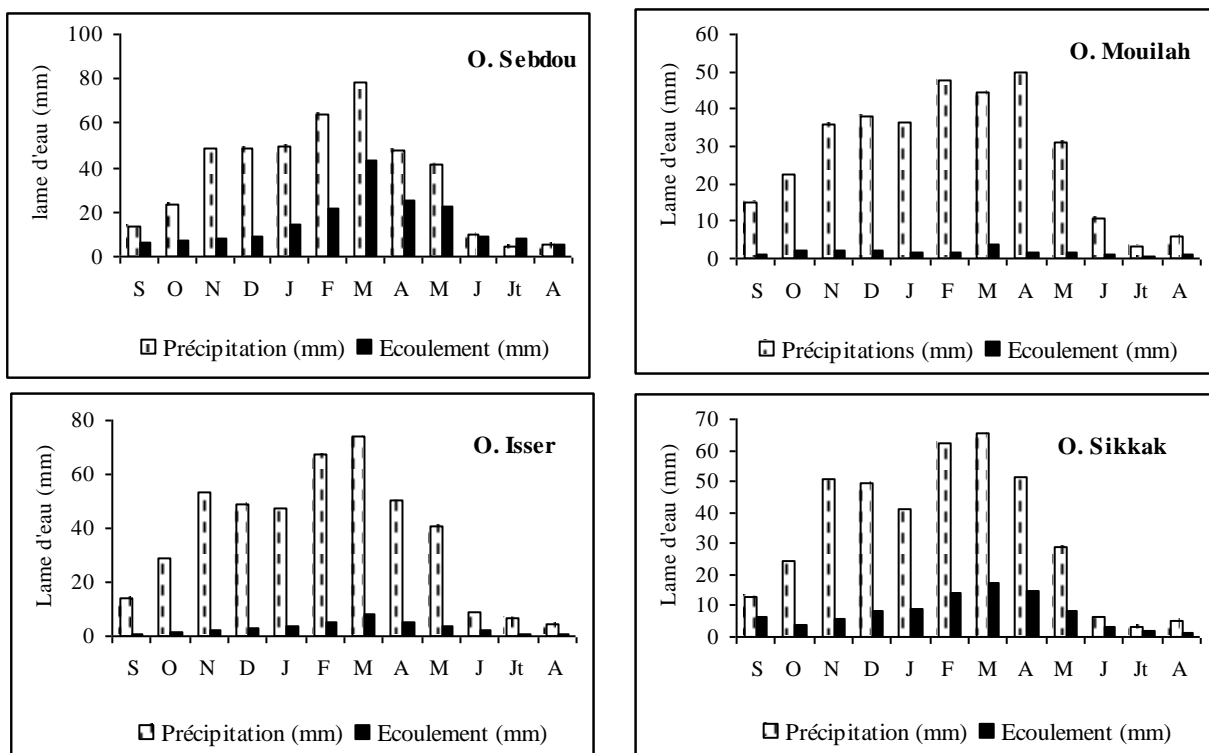


Figure 28 : Lames d'eau précipitées et écoulées aux niveaux des bassins de Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak. (Tafna-Algérie)

IV.3.3- Modifications inter annuelles du régime saisonnier

Les valeurs moyennes des fluctuations mensuelles figure 29 ne s'observent pas toujours de la même façon d'une année sur l'autre.

- à Béni Bahdel, pendant 28 ans, le maximum s'est trouvé 8 fois en mars (29%) et 6 fois en février (21,5%), 5 fois en janvier (17.9%), 3 fois en mai (10.7%), 2 fois en avril et décembre et 1 fois en septembre et octobre. Ce maximum dans ces deux derniers mois s'explique par les orages et les pluies violentes d'été et du début d'automne.

Le minimum a été enregistré 11 fois en août, 6 fois en septembre, 4 fois en juillet, 03 fois en avril, 2 fois en octobre et 1 fois en novembre et décembre.

- à Mouilah, où la période d'observation n'est que de 25 ans, le maximum mensuel a été relevé 06 fois en mars (24% du total) et 4 fois en février, 3 fois successivement en septembre, octobre, novembre et mai, enfin 1 fois en décembre et avril. Alors que le minimum moyen mensuel se place 10 fois en juillet, soit 40 % des cas, 5 fois seulement en août, 3 fois en septembre, avril et 1 fois octobre, novembre, mars et juin.

- le maximum mensuel de (1970-1994) à l'Isser s'est présenté 7 fois en janvier à égalité avec mars, 6 fois en février, 2 fois en avril et 1 fois en décembre et mai. La place du minimum est plus stable, il est fixé en 17 fois en août (71%), suivi de 7 fois en septembre soit 29%.

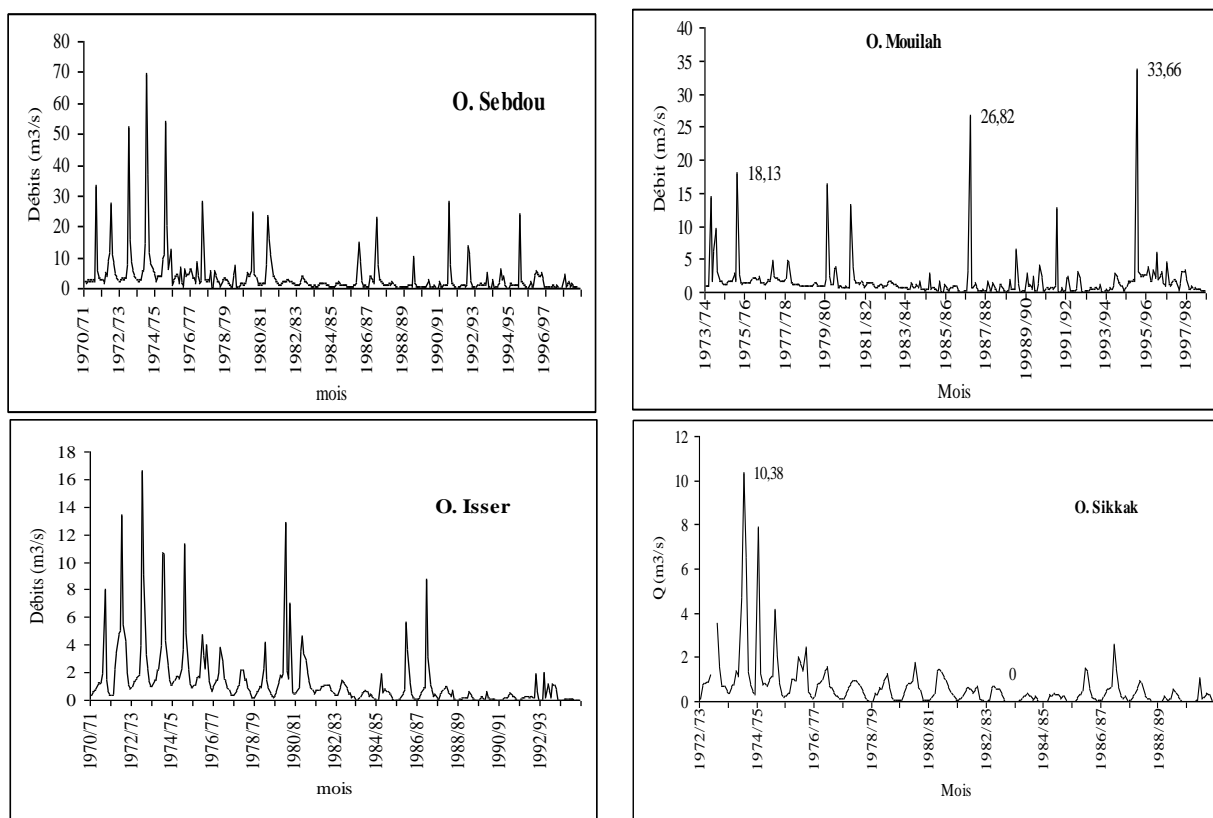


Figure 29 : Variations interannuelles des débits mensuels des oueds Sebdou à Beni Bahdel, Mouilah à Sidi Belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef. (Tafna-Algérie)

A oued Sikkak le maximum mensuel de la série 1973-1990 se présente 6 fois en février, 5 fois en mars, 3 fois en janvier, 2 fois en mai et 1 fois en septembre et décembre. Quant au minimum mensuel il caractérise le moi d'août (78%) et parfois septembre et octobre.

Le minimum mensuel est plus instable que le maximum mensuel : sur tous les oueds, le maximum moyen s'observe en février, mars (période des hautes eaux mensuelles) caractérisant ainsi le régime pluvial méditerranéen. Ce régime, se calque sur les variations pluviométriques, qui elles même sont liées à la variabilité de la circulation atmosphérique d'où l'instabilité des maxima et des minima mensuels d'une année à l'autre.

Les dates du minimum mensuel connaissent aussi une dispersion dans le temps, mais le minimum moyen se localise en Août.

D'après cette analyse, il apparaît que nos bassins versants ont un régime pluvial méditerranéen caractérisé par une forte irrégularité.

IV.3.4- Ressources mensuelles en eau de surface disponibles

Les disponibilités en eau sont plus importantes pendant les mois de hautes eaux par opposition au déficit marqué des mois de basses eaux (tableaux 43)

La moyenne de ces apports mensuels varie entre 1.32 et 11.1 Hm³ pour l'oued Sebdu à Béni Bahdel, entre 2.18 et 10.0 Hm³ pour l'oued Mouilah à Sidi Belkheir entre 0.8 et 9.4 Hm³ pour l'Isser à Sidi Aïssa et entre 0.39 et 3.77 Hm³ pour l'oued Sikkak à Aïn Youcef. Le maximum enregistré au mois de mars, peut atteindre respectivement 69.9, 90.1, 44.4 et 27.8 Hm³ pour les bassins de Sebdu, Mouilah, Isser et Sikkak.

Tableau 43 : Disponibilités mensuelles moyennes et extrêmes en eaux de surface
(10⁶ m³) des bassins des oued Sebdu, Mouilah, Isser et Sikkaka. Stafna-Algérie)

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J'	A
Oued Sebdu												
Appmax	5.7	5.8	5.1	7.8	23.8	23.3	69.9	54.0	33.5	7.9	12.5	6.30
Appmoy	1.7	1.8	2.0	2.3	3.7	5.6	11.1	6.5	5.7	2.2	2.0	1.3
App min	0.04	0.3	0.2	0.4	0.7	0.6	0.1	0.2	0.2	0.04	0.0	0.05
Rapport extrêmes	142.5	19.3	25.5	19.5	34	38.8	699	270	167.5	197.5	-	126
Oued Mouilah												
Appmax	11.7	42.6	69.5	38.9	12.7	14.9	90.1	47.0	11.2	7.8	8.5	8.8
Appmoy	3.3	5.3	6.0	5.6	4.1	3.9	10.0	4.8	3.8	2.9	2.2	2.3
App min	0.2	0.5	0.2	0.5	0.8	0.6	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Rapport extrêmes	58.5	85.2	347.5	77.8	15.9	24.8	180.2	470	112	78	85	88
Oued Isser												
Appmax	3.1	3.9	5.8	9.6	13	21.3	44.4	29.3	21.5	18.1	3.9	2.8
Appmoy	0.9	1.4	2.5	3.2	4.0	5.5	9.4	6.1	4.5	2.8	1.2	0.8
App min	0.01	0.02	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.003	0	0	0
Rapport extrêmes	310	195	29	32	43	107	222	147	7167	-	-	-
Oued Sikkak												
Appmax	20,52	3,34	2,57	3,69	3,83	11,46	27,81	16,92	6,68	2,15	1,87	1,24
Appmoy	1,37	0,85	1,26	1,8	1,99	3,07	3,773	3,17	1,77	0,66	0,39	2,79
Appmin	0,00	0,00	0,016	0,058	0,169	0,279	0,419	0,135	0,075	0,012	0,00	0,00
Rapport extrêmes	-	-	156	63	23	41	66	125	89	172	-	-

Les moyennes de la période ne sont pas significatives, il est nécessaire de prendre en considération les apports mensuels extrêmes et leurs rapports respectifs afin de mesurer l'amplitude des disponibilités potentielles en eau. Les rapports entre les extrêmes sont considérables ; ils atteignent leur maximum en saison froide et s'atténuent relativement en été. Ainsi, les ressources en eau superficielles sont soumises à de très fortes variations saisonnières qui vont dans le sens inverse des

besoins : ressources en excès en saison froide où les besoins sont relativement modérés, ressources déficitaires en saison chaude où les besoins surtout agricoles, sont extrêmement élevés en raison des conditions bioclimatiques des bassins.

IV.4 DEBITS MOYENS JOURNALIERS

L'étude du régime fluvial, à l'échelle journalière, mérite une analyse car les oueds subissent des variations journalières importantes. Nous possédons une chronique des débits moyens journaliers s'étalant de :

- 1970 / 71 – 1971 / 72 et de 1988 / 1998 pour oued Sebdou à Béni Bahdel,
- 1973 /1996 pour oued Mouilah à Sidi Belkheir,
- 1972 /83 pour oued Isser à Sidi Aïssa.
- 1972/90 pour oued Sikkak à Aïn youcef

IV.4.1- Variations journalières des débits

a)- Oued Sebdou à Béni Bahdel :

Pour l'année humide (1971/72), la courbe des débits journaliers (fig.30a) fait ressortir deux périodes :

Une saison pluvieuse qui a débuté de décembre à juin (hiver – printemps) au cours de laquelle les crues ont été brutales, et une saison chaude de tarissement pour le reste de l'année.

La décroissance des débits est moins brusque que les montées des eaux, ceci s'explique par le fait que l'oued est soutenu par de nombreuses sources en particulier la source de la Tafna.

Les débits moyens journaliers (Fig.30b) varient selon une fréquence propre à chaque mois. Au début de l'automne, une grande partie de la lame d'eau précipitée ruisselle étant donné que le sol est complètement sec et étanche à cause d'une longue période estivale sèche. Par la suite, il y a un gonflement rapide du cours d'eau et l'apparition des premières montées des eaux en hiver qui interviennent brusquement, elles durent un temps faible puis décroissent. A ce moment le sol est suffisamment gorgé d'eau, les débits grossissent sous l'effet des maxima de crue. A partir du mois d'Avril les débits commencent à décroître lentement et presque régulièrement jusqu'au minimum.

Pour l'année sèche (1996/97) (fig.30c), le débit journalier minimal atteint $0,029 \text{ m}^3/\text{s}$. Cette faiblesse du débit est aggravée par de nombreux prélèvements le long de l'oued. La capacité de rétention du bassin est relativement faible. A ajouter à cela la forte évaporation en cette saison

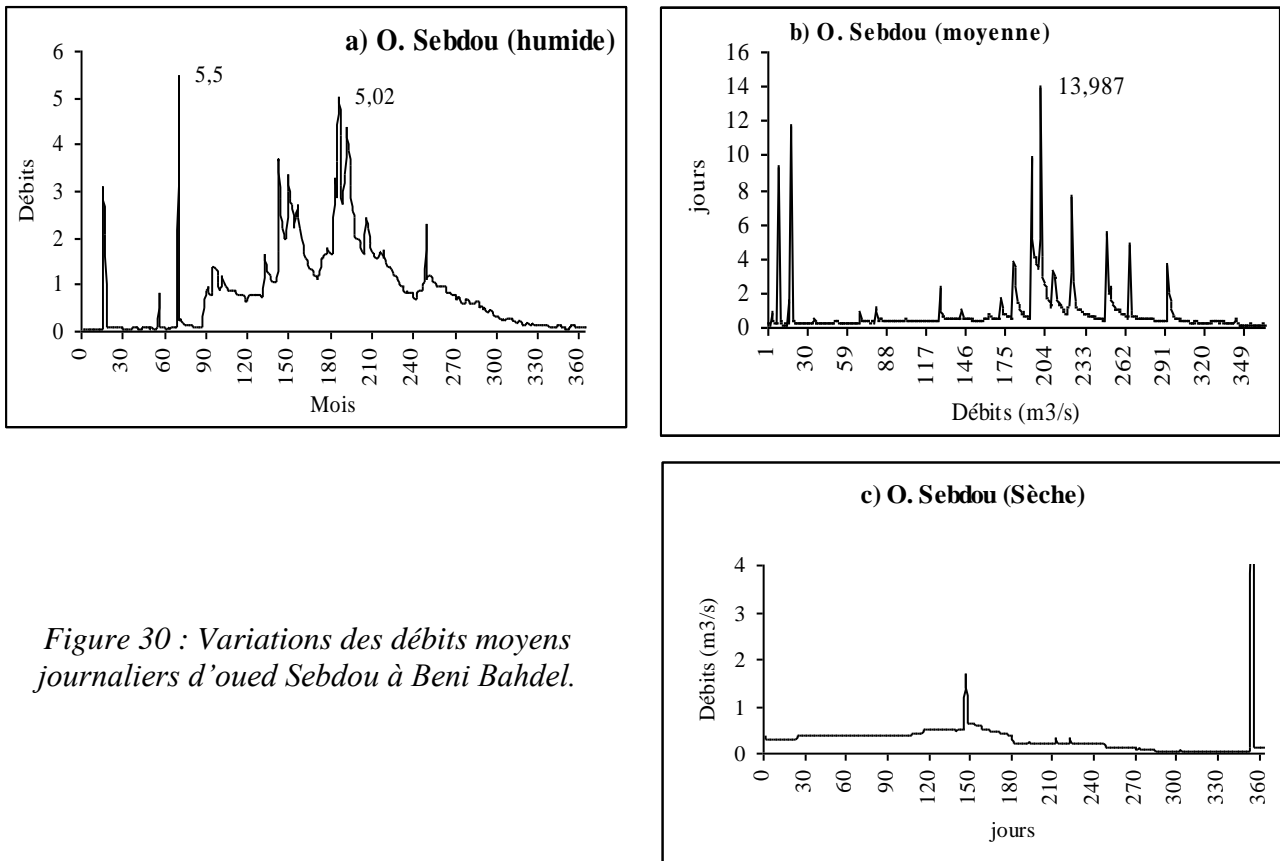


Figure 30 : Variations des débits moyens journaliers d'oued Sebdou à Beni Bahdel.

b)- Oued Mouilah à Sidi Belkheir :

La saison pluvieuse de l'année humide (1994/95) (fig. 31a) se limite trois mois (fin janvier – fin début avril) pendant lesquels les débits journaliers dépassent la moyenne annuelle. Le débit journalier maximal a été de 468,4 m³/s au mois de mars.

Pour l'année sèche (1985/86) (fig.31b), le débit maximal observé a été enregistré au mois de février avec 8,97 m³/s. On note là certaines perturbations dues probablement aux petites averses brusques.

En moyenne, l'oued Mouilah (fig.31c) marque une période de hautes eaux journalières à partir du mois d'Octobre jusqu'au mois d'Avril à partir duquel on note une chute rapide des débits.

c)- Oued Isser à Sidi Aïssa :

L'année humide (1972/73) (fig.32a) bien que plus faible, est marquée par une variation des débits journaliers plus brutale qu'au niveau de l'oued Mouilah : en effet une période de hautes eaux bien marquée à partir du mois de décembre qui continue jusqu'au mois d'avril pour décroître jusqu'à s'annuler.

Par contre, en ce qui concerne l'année sèche (1982/83) (fig.32b), la perturbation des débits journaliers est plutôt précoce. Deux maxima sont enregistrés respectivement aux mois de novembre et janvier. Entre ces deux maxima un creux se dessine au mois de décembre où l'écoulement devient plus faible

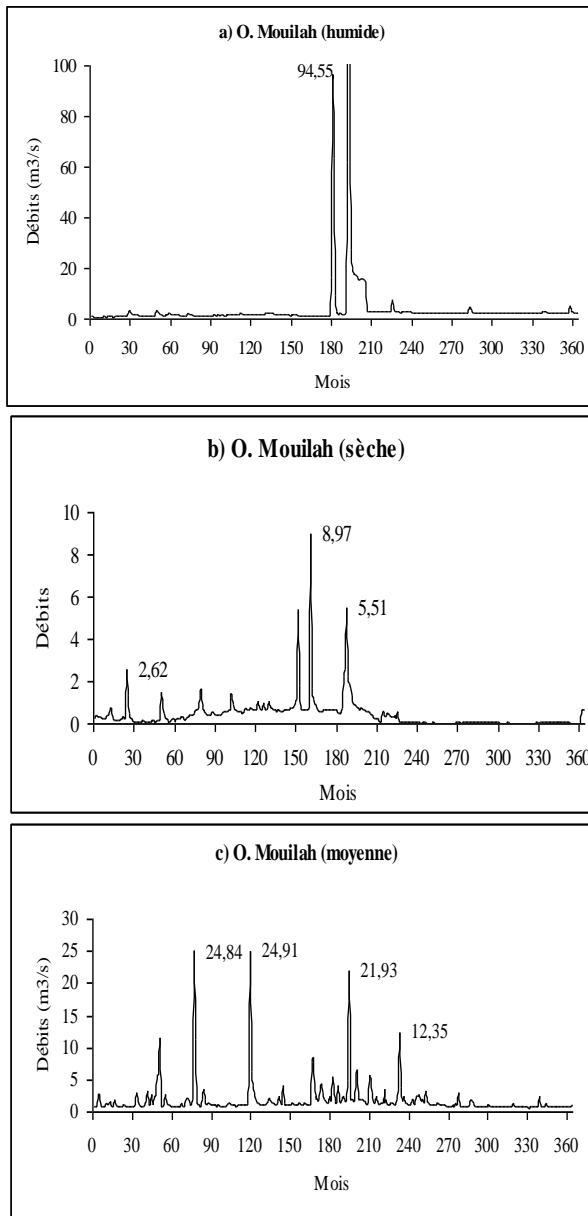


Figure 31 : Variations journalières des débits de l'oued Mouilah à Sidi Belkhir.

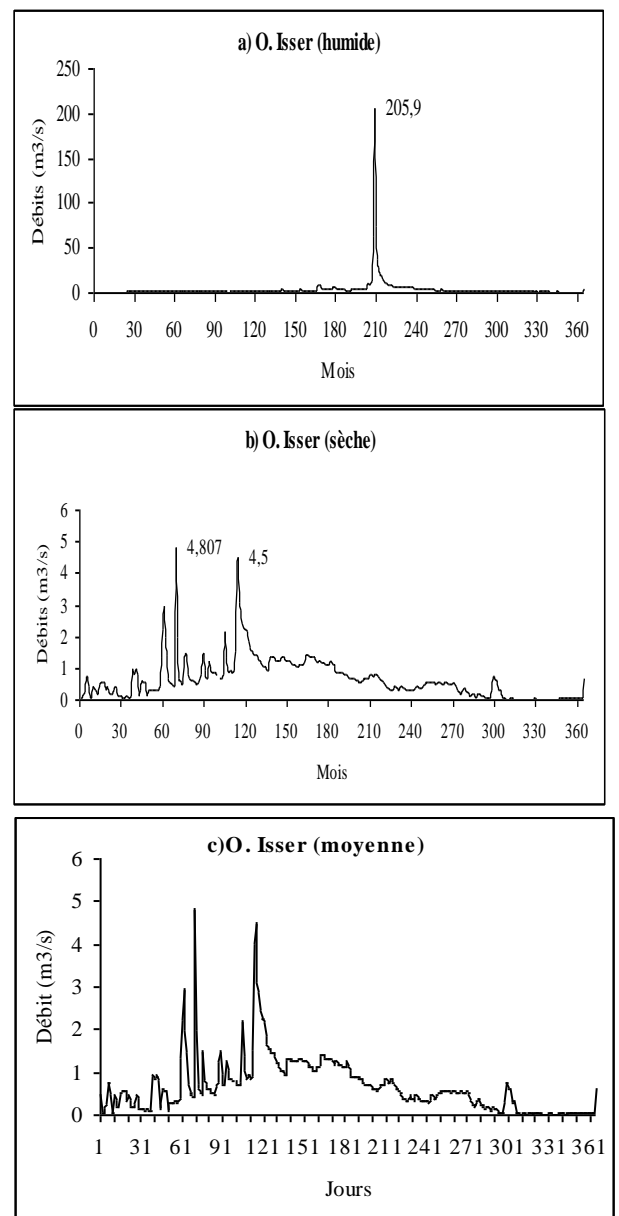


Figure 32 : Variations journalières des débits de l'oued Isser à Sidi Aïssa.

En moyenne, pour les débits journaliers de l'oued Isser (fig.32c), la période des hautes eaux est généralement limitée aux mois de décembre et avril. Au delà, nous notons une longue période d'étiage qui dure parfois jusqu'au début de l'hiver de l'année suivante.

d)- Oued Sikkak à Aïn Youcef :

L'année humide 1973/74 (fig.33a) est marquée par une saison de haute eau correspondant pratiquement au printemps (février, mars et avril), où le débit a atteint 63 m³/s vers la fin de mars. Les autres mois sont caractérisés par des débits journaliers assez faible ne dépassant pas les 2 m³/s.

Pendant l'année sèche 1983/84, l'oued Sikkak (fig.33b) est resté sec pendant 04 mois et les débits journaliers n'ont guère dépassé 1.5 m³/s.

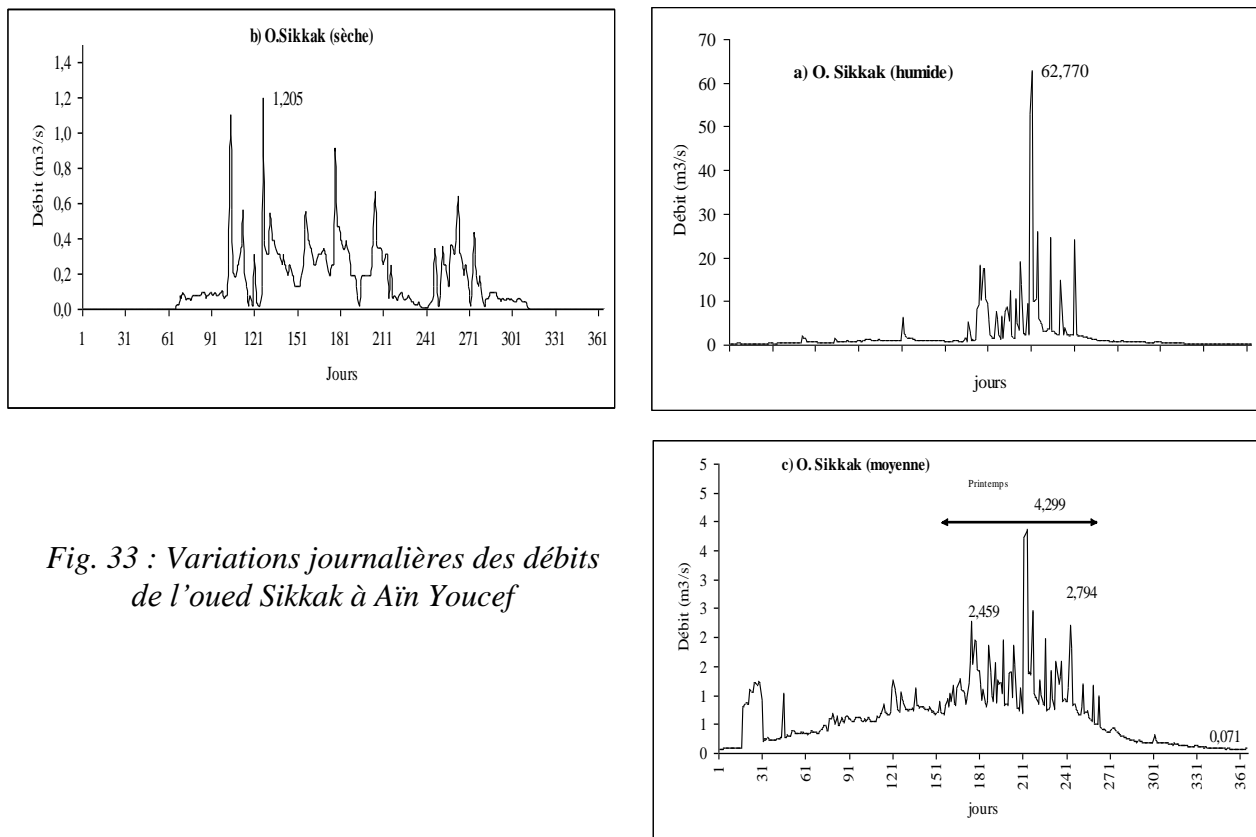


Fig. 33 : Variations journalières des débits de l'oued Sikkak à Aïn Youcef

D'une façon générale, les variations journalières des débits sont plus brutales au niveau du bassin de l'Isser qu'au bassin du Mouilah, ceci est lié en grande partie au rôle du couvert végétal. En effet, le bassin de l'oued Isser est plus boisé et de ce fait plus perméable que celui de Mouilah. Au niveau de la haute Tafna, l'infiltration semble régulariser l'écoulement de surface. Aussi les bassins de la haute Tafna et du Sikkak en grande partie karstiques, réagissent moins brutalement que le Mouilah et l'Isser.

IV.4.2- Courbes des débits classés

Pour mieux saisir les variations journalières, nous avons établi les courbes des débits classés des trois stations qui donnent en ordonnée la valeur du débit journalier qui a été atteinte ou dépassée pendant le nombre n de jours correspondant à l'axe des abscisses pour une période moyenne (Mouilah, Isser) et deux périodes particulières humide et sèche (Sebdou, Mouilah et Isser).

Les débits caractéristiques sont indiqués ci – dessous :

- débit caractéristique maximal (DCM) : débit dépassé 10 jours par an,
- débit moyen caractéristique ou de 06 mois (DC6) : débit dépassé 06 mois par an,
- débit caractéristique de 01, 03 ou 09 mois (DC1, DC3, DC9) : débits dépassés respectivement 01, 03 ou 09 mois par an,

- débit caractéristique d'étiage (DCE) : débit dépassé 355 jours par an, il est toujours plus élevé que le débit absolu (Qmin) d'étiage le plus faible survenu au cours de la période d'observation.

L'allure générale des courbes des débits classés journaliers (fig.34 à 37) laisse apparaître une concavité très prononcée qui traduit l'immodération du régime. Les différents débits caractéristiques sont indiqués aux tableaux 44

Tableau 44 : Débits caractéristiques des oueds Sebdou à Béni Bahdel, Mouilah à Sidi Belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef.

Année		Qmax	DCM	DC1	DC3	DC6	DC9	DCE	Qmin
Oued Sebdou									
Humide 1971/72	M ³ /s	5.5	3.38	2.21	1.25	0.73	0.105	0.06	0.055
	L/s/km ²	21.53	13.23	8.65	4.89	2.86	0.41	0.23	0.22
Sèche 1996/97	M ³ /s	7.520	0.592	0.512	0.367	0.295	0.111	0.037	0.029
	L/s/km ²	29.43	2.32	2.00	1.44	1.15	0.43	0.14	0.11
Oued Mouilah									
Moyenne 1973/96	M ³ /s	24.91	5.85	3.23	1.67	1.1	0.89	0.7	0.06
	L/s/km ²	9.4	2.21	1.22	0.63	0.41	0.34	0.26	0.02
Humide 1994/95	M ³ /s	468.4	16.92	3.22	2.54	2.3	1.39	0.8	0.63
	L/s/km ²	176.76	6.38	1.21	0.96	0.87	0.52	0.30	0.24
Sèche 1985/86	M ³ /s	8.97	1.65	0.9	0.67	0.24	0.07	0.02	0
	L/s/km ²	3.38	0.62	0.34	0.25	0.09	0.03	0.007	0
Oued Isser									
Moyenne 1970/83	M ³ /s	21.845	7.902	4.264	3.072	1.55	0.855	0.524	0.504
	L/s/km ²	19.17	6.93	3.74	2.70	1.36	0.75	0.05	0.44
Humide 1972/73	M ³ /s	205.9	12.9	6.66	3.25	1.73	1.38	0.86	0.8
	L/s/km ²	180.66	11.32	5.84	2.85	1.52	1.21	0.75	0.70
Sèche 1982/83	M ³ /s	4.807	2.234	1.34	0.94	0.57	0.21	0.02	0.015
	L/s/km ²	4.22	1.96	1.18	0.82	0.50	0.18	0.02	0.01
Oued Sikkak									
Moyenne 1972/90	M ³ /s	4.299	1.598	1.36	0.868	0.584	0.217	0.077	0.069
	L/s/km ²	19.72	8.98	6.24	3.98	2.68	0.99	0.35	0.32
Humide 1973/74	M ³ /s	63	14.8	6.02	1.47	0.856	0.54	0.308	0.265
	L/s/km ²	289	67.9	27.6	6.74	3.93	2.48	1.41	1.22
Sèche 1983/84	M ³ /s	1.205	0.553	0.35	0.252	0.064	0	0	0
	L/s/km ²	5.53	2.54	1.61	1.16	0.294			

a)- Oued Sebdou

Le débit caractéristique maximal (DCM) est passé de 3.38 m³/s en 1971/72 à 0.592 m³/s, alors que le débit d'étiage (DCE) est inférieur à 0.1 m³/s pour les deux années, ils seraient plus élevés sans les innombrables prélèvements le long de l'oued ainsi que les nombreuses sources captées pour

l'alimentation en eau potable ou l'irrigation. Les débits classés extrêmes (DCM et DCE) s'écartent considérablement. Le DC9 quant à lui, est resté presque constant.

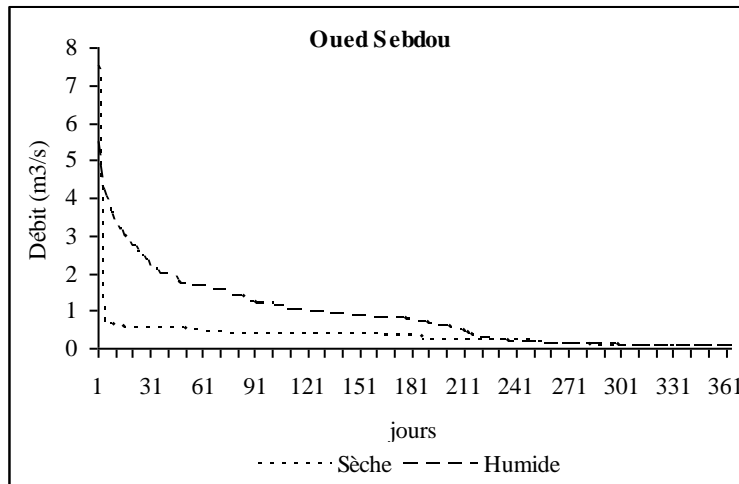


Fig. 34 : Courbes des débits classés d'oued Sebdou à Beni Bahdel

b)- Oued Mouilah

Le débit caractéristique d'étiage est très faible là aussi, à cause de l'irrigation et des prélèvements importants au niveau de l'oued ainsi que ceux au niveau de la nappe qui n'arrive plus à soutenir cet oued drainé par la nappe de la plaine de Maghnia (Bonnet.1967). Le DCM est passé de 1.35 m³/s à 16.92 m³/s, alors que le DC9 est lui aussi passé de 0.07 m³/s à 1.39 m³/s. Par contre, les débits extrêmes DCM et DCE, s'écartent considérablement du DC6.

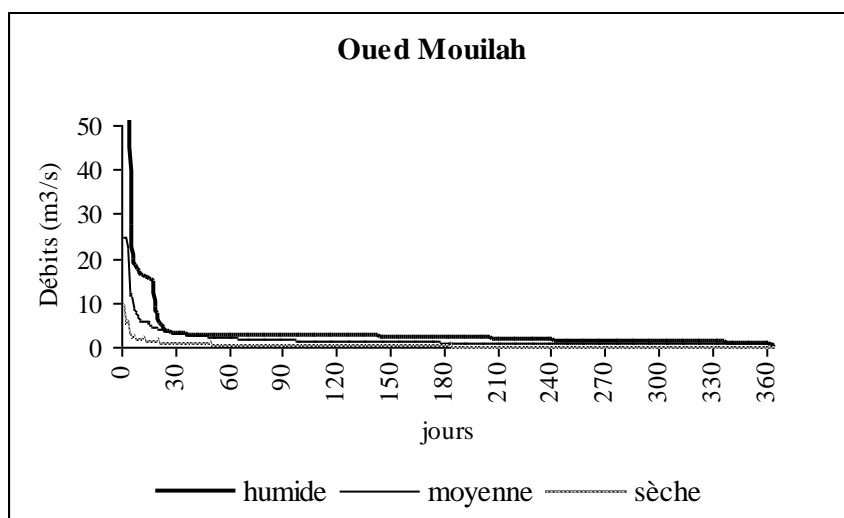


Fig. 35 : Courbes des débits classés de l'oued Mouilah à Sidi Belkhir

c)- Oued Isser

Le DCM passe de 8 à 2 m³/s. Les débits extrêmes à leur tour s'écartent du DC6. Le débit

caractéristique d'étiage fonction des prélèvements et de l'irrigation est faible. Le DC9 passe de 1.38 m³/s à 0.21 m³/s

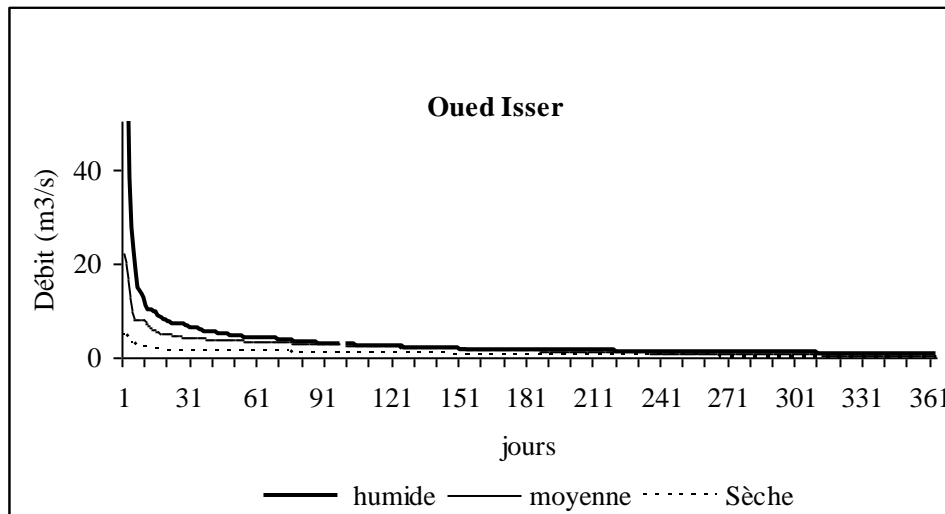


Fig. 36 : Courbes des débits classés d'oued Isser à Sidi Aïssa

d)- Oued Sikkak

Le DCM passe de 15 à 0.6 m³/s. Pour l'année sèche le débit s'annule dès le 9^{ème} mois, par contre, pour l'année humide l'oued reste pérenne.

Par ces valeurs caractéristiques, nous pouvons confirmer que le régime des cours d'eau de la Tafna connaît non seulement une grande irrégularité inter annuelle mais aussi une grande variabilité saisonnière.

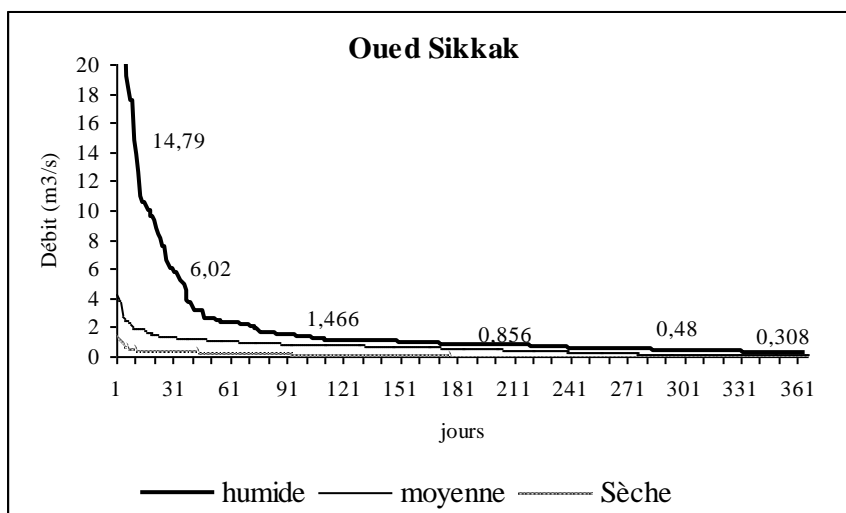


Fig. 37 : Courbes des débits classés de l'oued Sikkak à Aïn youcef

IV.5 CLASSIFICATION DES REGIMES DES COURS D'EAU

Depuis longtemps, les géographes ont tenté une classification du régime des débits des cours d'eau d'après l'allure de la variation saisonnière systématique qu'ils présentent (position respective des hautes eaux et des basses eaux).

La classification des régimes que nous donnons, ci – après, d'après PARDE, 1959 est basée sur deux types de critères plus ou moins corrélés :

- 1- la simplicité ou la complexité de la courbe chronologique annuelle des débits journaliers. Nous distinguons :
 - a- les régimes simples caractérisés par un seul maximum et un seul minimum et traduisant la prédominance d'un seul mode d'alimentation (pluvial ou nival par exemple)
 - b- les régimes mixtes présentant généralement deux maxima et deux minima sous l'influence de plusieurs modes d'alimentation.
 - c- les régimes complexes que l'on rencontre fréquemment sur les grands oueds dont les affluents reflètent de l'amont vers l'aval des influences très diverses.
- 2- la nature et l'origine des hautes eaux (pluviale, nivale, glaciaire ou mixte).

Nos bassins se classent d'après la classification de Parde, dans les régimes simples de type pluvial, car les hautes eaux se placent en saison froide et les basses eaux en saison chaude. L'irrégularité des régimes est considérable et l'époque du maximum des hautes eaux se déplace sensiblement d'une année à l'autre suivant le caprice des pluies. Cette classification est incomplète, l'auteur ne tiens pas compte des régimes semi arides. Aussi, nous proposons, une petite modification en ajoutant au diagramme de Parde le régime méditerranéen, qui est un régime pluvial simple (figure 38).

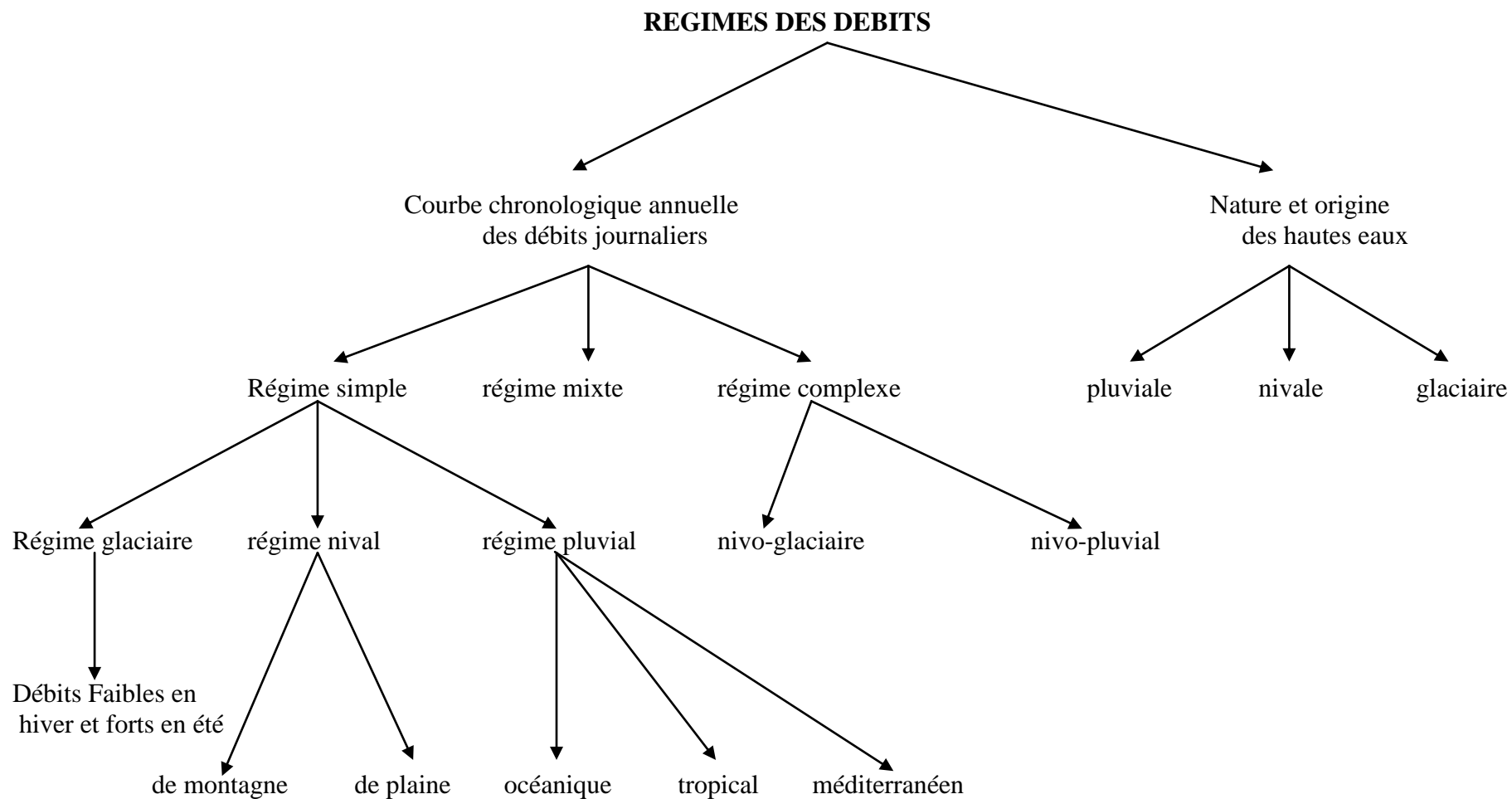


Fig. 38 :Classification des régimes des cours d'eau selon PARDE, 1959, (modifié).

IV.6 ETUDE DES DEBITS EXTRÊMES

Les débits extrêmes que sont les phénomènes de crues et d'étiages ne peuvent être cernés que dans leur succession chronologique, allant de quelques heures à plusieurs jours.

L'étude des crues permet de mettre en évidence la réaction du bassin versant pendant un pas de temps réduit à une averse ou séquence pluvieuse donnée. Cette réaction ou réponse du bassin, fonction des caractères propres des précipitations (hauteur, intensité et durée) est déterminée par la combinaison complexe des divers éléments caractérisant l'organisation fluvial : état de saturation des sols, importance des pentes, densité de drainage, taux de la couverture végétale, forme du bassin etc...

On se limitera dans l'étude des crues , à leurs caractères généraux tels que leur genèse, leur puissance, leur fréquence en précisant par ailleurs, le potentiel hydrologique énorme qu'elles représentent.

L'étude des étiages, phénomènes moins brutaux dans leur apparition, permet de mettre en valeur la forte décroissance des débits en phase de tarissement et surtout de préciser les restitutions des nappes aquifères à l'écoulement fluvial. Ils seront envisagés du point de vue de leur genèse et de leur évolution dans le temps.

IV.6.1 Les crues

L'étude des crues des oueds de l'Algérie reste un domaine inconnu, seules quelques indications très ponctuelles sont données dans les annuaires hydrologiques algériens. Les crues représentent un des traits fondamentaux du régime d'un cours d'eau, malheureusement nous ne possédons pas des longues séries de crues pour pouvoir tirer des conclusions globales. Nous nous contentons donc d'exploiter les données disponibles à savoir :

- débits instantanés de crues de l'oued Sebdou à Béni Bahdel (1988 – 1998),
- débits instantanés de crues de l'oued Mouilah à Sidi Belkheir (1973 –1998),
- débits instantanés de crues de l'oued Isser à Sidi Aïssa (1988 – 1998).
- Débits instantanés de crues de l'oued Sikkak à Aïn youcef (1972 -1990)

Cet état de fait, nous conduit à étudier brièvement ces phénomènes exceptionnels. Selon R. Frécaut (1971), il convient de distinguer crues et hautes eaux ; les hautes eaux moyennes représentent une situation saisonnière durable. Les crues au contraire, constituent avec les étiages une situation extrême dans le comportement des cours d'eau. Il s'agit de gonflements fluviaux exceptionnels et irréguliers, tant en saison froide (période de hautes eaux), qu'en saison

chaude (période de basses eaux). Pour certains auteurs les crues sont des débits égaux ou supérieurs à un certain multiple du module annuel (03 à 05 fois le module). D'après G. Remenieras, une crue annuelle est le débit le plus fort observé dans l'année.

IV.6.1.1- Genèse des crues

La crue dépend essentiellement de l'abondance et de l'intensité de la pluie : son évolution obéit principalement à la puissance et l'intensité de l'averse. Sa vitesse est largement influencée par le couvert végétal, la lithologie, par des paramètres morphométriques du bassin (indice de compacité, densité de drainage, rapports des confluences et des longueurs etc...), par la pente des thalwegs, la forme du lit (Cosandey et Robinson, 2000).

De plus les diverses branches du chevelu hydrographique interviennent bien qu'à un degré moindre dans l'évolution ou la perturbation d'une crue. Dans la plus part des cas, ce sont les averses généralisées qui provoquent la plus grande crue.

L'étude fréquentielle des crues enregistrées montre que (tableaux.45) :

- la classe prépondérante pour la Haute Tafna est celle comprise entre 25 – 50 m³/s avec 38.46% des cas.
- L'oued Mouilah, avec une période plus étendue la classe la plus fréquente est celle entre 50 – 100 m³/s enregistrant 45.68% des cas.
- L'oued Isser inscrit 45% des cas dans la classe des débits inférieurs à 25 m³/s.
- L'oued Sikkak n'a connue sur une période de 18 ans que deux crues de débit supérieur à 100 m³/s. Plus de 75% des crues ont un débit inférieur à 25 m³/s dont 42% n'atteignent pas 10 m³/s.

Tableau 45 : Répartition en (%) du nombre des crues de la Haute Tafna (1988/98), du Mouilah (1973/98), de l'Isser (1988/98) et du Sikkak (1973/90)

Classes de débits (m ³ /s)	Haute tafna	Mouilah	Isser	Sikkak
2000 – 1000	-	2.47	-	-
1000 – 500	-	6.17	-	-
500 – 200	-	16.04	-	-
300 – 100	15.38	29.63	15.00	8.33
100 – 50	19.23	45.68	15.00	-
50 - 25	38.46	-	25.00	16.66
25 -10	26.92	-	45.00	33.33
<10	-	-	-	41.66

Tableau 46 : Crues de la Haute Tafna à Béni Bahdel (1988 – 1998)

a	b	c	d	e
20 / 03 / 1989	104.600	58.32	1.79	6.54
21 / 06 / 1989	33.250	14.49	2.29	2.08
04 / 01 / 1990	21.760	12.17	1.79	1.36
08 / 09 / 1990	72.400	54.89	1.32	4.53
17 / 09 / 1990	103.400	69.18	1.49	6.47
01 / 03 / 1991	70.200	20.225	3.47	4.39
14 / 03 / 1991	84.460	47.88	1.76	5.28
09 / 04 / 1992	48.690	34.0	1.43	3.05
04 / 05 / 1992	22.650	18.41	1.25	1.42
15 / 09 / 1992	13.00	6.18	2.10	0.81
06 / 05 / 1993	43.720	24.41	1.79	2.74
15 / 06 / 1996	204.000	100.61	2.03	12.76
17 / 09 / 1997	52.000	26.88	1.93	3.25

Les valeurs extrêmes des débits instantanés maxima ont une distribution annuelle variable (tableaux 45 à 49). En effet, les figures (**Annexe II**), montrent que durant la même période (1988/98), la réponse aux crues est différente d'un bassin à l'autre. L'évolution des crues est fonction de la répartition des précipitations et de la densité du réseau hydrographique. La vitesse de propagation des maxima, elle-même fonction de plusieurs facteurs (pente, étendue du lit et hiérarchisation du chevelu hydrographique) constitue un élément fondamental dans l'évolution spatiale des crues. Parmi les crues des quatre oueds nous citerons les plus importantes dans les tableaux ci-dessus.

Les hydrogrammes relatifs aux crues sont intéressants dans la mesure où certains laissent apparaître deux montées ou plus des niveaux d'eau, dues à des averses successives. Ces aspects mettent en évidence le caractère relativement durable des précipitations de saison froide.

Contrairement à la montée, la décrue s'est généralement faite de façon beaucoup plus lente ; cette phase s'étend sur plusieurs jours avant le rétablissement du débit de base. On remarque que les courbes de décrue des oueds aux diverses stations ont des allures semblables.

Tableau 47 : Crues de Mouilah à Sidi Belkheir (1973 – 1998)

a	b	c	d	e
30 / 12 / 1973	572.00	356.35	1.61	11.11
29 / 03 / 1974	264.00	109.37	2.41	0.19
21 / 04 / 1975	709.00	264.31	2.68	13.78
24 / 01 / 1977	155.00	72.64	2.13	3.01
26 / 10 / 1977	150.00	42.66	3.52	2.91
24 / 11 / 1977	132.00	51.27	2.57	2.56
22 / 10 / 1979	641.00	244.92	2.62	12.45
30 / 12 / 1980	239.00	192.54	1.24	4.64
04 / 10 / 1986	377.00	62.21	6.06	7.32
17 / 11 / 1986	<u>1912.00</u>	530.19	3.61	37.14
04 / 10 / 1987	132.00	25.47	5.18	2.56
19 / 03 / 1989	230.00	68.39	3.36	4.47
04 / 01 / 1990	135.00	33.86	3.99	2.62
11 / 05 / 1990	226.00	40.63	5.56	4.39
05 / 06 / 1990	166.00	50.62	3.28	3.22
14 / 03 / 1991	600.00	152.45	3.94	11.66
09 / 04 / 1992	119.00	59.82	1.99	2.31
01 / 03 / 1995	249.00	94.50	2.63	4.84
13 / 03 / 1995	823.00	468.17	1.76	15.99
15 / 06 / 1996	104.00	17.28	6.02	2.02
07 / 09 / 1996	167.00	17.12	9.75	3.24
25 / 08 / 1997	121.00	22.72	5.32	2.35

Tableau 48 : Crues d'Isser à Sidi Aïssa (1988 – 1998)

a	b	c	d	e
20 / 03 / 89	143.400	101.39	1.41	4.25
07 / 09 / 90	112.000	90.36	1.24	3.31
14 / 03 / 91	<u>277.000</u>	132.55	2.09	8.20
05 / 05 / 92	46.460	21.01	2.21	1.38
01 / 10 / 94	53.820	21.90	2.46	1.59
13 / 11 / 94	49.500	17.43	2.84	1.47
13 / 03 / 95	75.700	57.74	1.31	2.24
13 / 01 / 96	24.780	12.32	2.01	0.73
08 / 03 / 96	28.440	21.56	1.32	0.84

Pendant l'année 1986/87, au mois de Novembre, de fortes précipitations eurent lieu sur la Tafna. En effet, la hauteur pluviométrique mensuelle à la station de Maghnia a été 168.3 mm soit 43% des précipitations annuelles de l'année même. Les nappes souterraines avaient atteint un niveau important et le sol était saturé. Ces précipitations ont provoqué la crue du 17 Novembre, qui a engendré certaines inondations d'où une amplitude très élevée par rapport à toutes les crues de la série observée 1912 m³/s avec un coefficient de crue de 37.14.

Les bassins connaissent quelques crues généralisées telle que celle du mois de 20 mars 1989, cette crue a donné un débit de pointe de 104.6 m³/s à Sebdou, 230.0 m³/s à Mouilah, 143.4 m³/s au niveau de l'Isser et 13.2 m³/s au Sikkak.

Enfin, cette comparaison des hydrogrammes de crues est seulement indicative car il est possible qu'ils soient dus à des averses ayant des durées de récurrence différentes en raison de leur répartition spatiale.

Tableau 49 : Crues du Sikkak à Aïn youcef (1973 – 1990)

a	b	c	d	e
29/03/73	176.3	176.3	1	11.94
22/02/74	23.28	18.3	1.27	1.58
23/03/74	25.48	13.79	1.85	1.73
30/03/74	116	62.77	1.85	7.86
20/04/74	21.58	14.79	1.46	1.46
21/04/75	44.9	34.57	1.3	3.04
01/05/76	38	17.31	2.2	2.57
01/03/79	13.58	4.92	2.76	0.92
29/10/79	5.43	1.53	3.55	0.37
05/03/80	29.88	11.74	2.55	2.02
29/12/80	17.34	8.87	1.95	1.17
10/11/84	5.86	1.15	5.1	0.39
12/12/85	5.43	1.92	2.83	0.37
09/02/86	14.52	8.83	1.64	0.98
09/03/86	6.4	4.74	1.35	0.43
18/11/86	5.62	2.68	2.1	0.38
13/02/87	15.18	8.11	1.87	1.03
22/02/87	18.09	7.27	2.49	1.23
01/01/88	3.55	1.93	1.84	0.24
21/11/88	2.59	2.59	1	0.17
20/03/89	13.2	7.32	1.80	0.89
26/04/89	3.32	1.55	2.14	0.22
04/01/90	8.05	6.38	1.26	0.54
14/01/90	9.77	6.45	1.51	0.66

a : date du débit de pointe ; b : débit instantané maximal (m³/s) ; c : débit moyen journalier maximal (m³/s)

d : moyenne b/c ; e : coefficient de crue : $e = b / \sqrt{S}$; S : aire réceptrice du bassin (km²)

IV.6.1.2 Puissance des crues

Plusieurs critères peuvent caractériser la puissance d'une crue : sa cote maximale, son débit journalier maximal, son volume et son coefficient « e » de Meyer- Coutagne – Pardé, qui constitue un bon élément d'approche dans le cadre d'une analyse comparative de crues entre des bassins de tailles différentes.

$$e = Q / S^{1/2} \text{ avec :}$$

Q : débit maximal instantané (m³/s)

S : surface réceptrice du bassin.

Pour l'oued Sebdou, les valeurs correspondantes calculées pour les crues maximales de saison froide et de saison chaude relative à la période 1988/98 (tableau 46) permettent de constater de fortes variations de la puissance des crues, le coefficient « e » oscille entre 12.76 et 0.81.

Il varie pour l'oued Mouilah entre 37.14 et 0.19 pour la période antérieure à 1988, par contre il oscille entre 15.99 et 2.02 durant la période commune (1988/98) (tableau 47)

Pour l'oued Isser (tableau 48) les valeurs de ce coefficient varient entre 8.20 et 0.73 et pour Sikkak (tableau.49), de 0.17 à 11.94.

Pour la même crue survenue le même jour (20 mars 1989) le coefficient (e) est faible pour le Sikkak 0.89. Il atteint 4.47 pour l'oued Mouilla, 4.25 pour l'oued Isser. Par contre il est plus important pour l'oued Sebdou (6.59). Ceci est lié à la taille plus réduite du bassin. Ces résultats confirment ceux déjà trouvés au chapitre 1 quant au coefficient de torrentialité de l'oued Sebdou (15.2) plus élevé et au temps de concentration plus faible (07 h) à comparer avec ceux des autres sous bassins.

Ces fortes variations sont liées aux conditions d'alimentation et de ruissellement très différentes d'un secteur hydrologique à l'autre et d'une saison à l'autre. La puissance des crues de saison froide est dans l'ensemble plus élevée qu'en saison chaude.

IV.6.1.3 Rapport débit de pointe / débit moyen journalier maximal

Un second facteur doit être pris en considération dans l'étude de la variabilité des crues c'est le coefficient « d » (tableaux 46 à 49) qui exprime le rapport du débit instantané maximal au débit moyen journalier maximal .

Ce rapport peut atteindre des proportions remarquables :

- 1.25 et 3.47 à oued Sebdou,
- 1.24 et 9.75 à oued Mouilah,

- 1.24 et 2.84 à oued Isser.
- 1 et 5.1 à oued Sikkak

Ces données mettent en évidence la forte irrégularité de l'écoulement au cours d'une journée de crue et confirment ainsi, le caractère très aléatoire du régime méditerranéen du bassin de la Tafna.

IV.6.1.4 Analyse fréquentielle des crues maximales annuelles

Si dans la plus part des études consacrées à l'hydrologie des bassins versants Sud Ouest méditerranéens, les séries des pluies annuelles sont distribuées généralement selon une loi normale de Gauss [S.M. Hayane 1983, A. Mebarki 1984, A. Ghachi 1986, A. Megnounif 1999 et All, k. Baba Hamed 2002], les modules à une loi dissymétrique log-normale de Type Galton, [A. Mebarki 1984, A. Ghachi 1986, R. Taïbi 2000, N. Khalil 2002] la distribution des débits maximums de crues reste mal déterminée, hormis quelques études fragmentaire où les auteurs ont utilisé soit la loi de Gumbel (S.M. Hayane 1983) soit celle de Frechet (A. Ghachi 1986).

On a souvent admis, à tort ou à raison, que les débits maximums annuels s'ajustent à une loi de type Galton ou à celle de Gumbel. En effet la distribution statistique d'un échantillon de maximums annuels n'est jamais normale. Il semblerait assez logique qu'elle suive une loi de Gumbel ou de Jenkinson [M. Roche, 1963]. D'autres lois ont été utilisées notamment en régime tropical, en particulier celles de Goodrich, de Gibrat-Gauss ou de la loi de Pearson III [Roche 1963]. En régime fluvial Nord méditerranéen, les débits maximums annuels suivent plutôt une loi de Galton, Gumbel ou PearsonIII [Dubreuil 1974] [Laborde 1997].

Partant de ces considérations et sachant que le régime des cours d'eau Sud méditerranéens est très irrégulier à écoulements généralement torrentiels, nous avons étudié la distribution statistique des débits maximums annuels observés au niveau des oueds Sebdu, Mouilah, Isser et Sikkak.

L'objectif de cette étude est de préciser s'il existe des lois préférentielles auxquelles s'ajustent les débits maximums annuels de ces cours d'eau.

a)- Données et Méthode

L'analyse fréquentielle est une méthode statistique de prédiction consistant à étudier les événements passés, caractéristiques d'un processus donné (hydrologique ou autre), afin d'en définir les probabilités d'apparition future (Bobée et Ashkar, 1991).

Cette prédiction repose sur la définition et la mise en œuvre d'un modèle fréquentiel, qui est une équation décrivant le comportement statistique d'un processus. Ces modèles décrivent la probabilité d'apparition d'un événement de valeur donnée.

L'analyse fréquentielle fait appel à diverses techniques statistiques et constitue une filière complexe qu'il convient de traiter avec beaucoup de rigueur. Ses diverses étapes peuvent être schématisées très simplement selon le diagramme suivant (fig.39) :

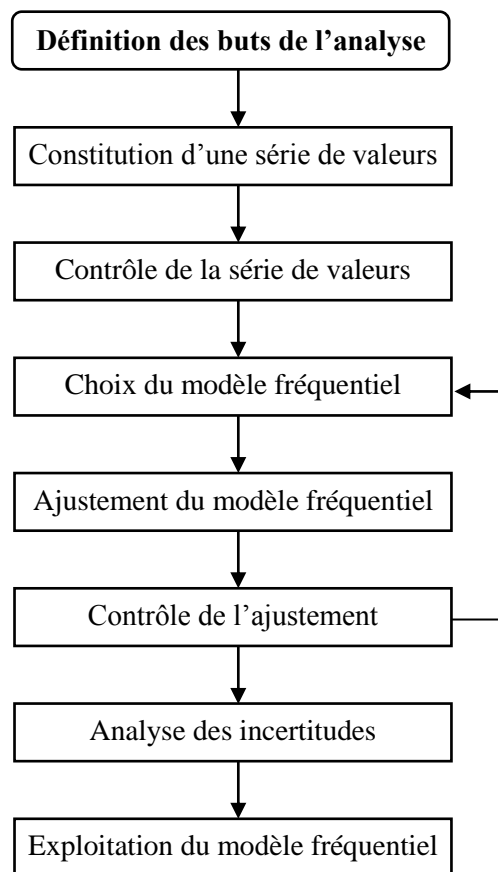


Fig. 39 : Principales étapes de l'analyse fréquentielle
(P. Meylan et A. Musy, EPFL, 1999)

La validité des résultats d'une analyse fréquentielle dépend du choix du modèle fréquentiel et plus particulièrement de son type. Diverses lois peuvent contribuer à faciliter ce choix, mais il n'existe malheureusement pas de méthode universelle et infallible. Il est en effet peu probable que les crues suivent une loi particulière, comme le rappelle notamment **Bobée (1999)**, les hypothèses à la base de la théorie des valeurs extrêmes ne sont pas entièrement respectées en hydrologie.

Le choix d'un type de modèle probabiliste est souvent basé sur des habitudes locales, qui, à la longue, deviennent de véritables coutumes. Un tel choix résulte fréquemment de l'expérience d'un ou de plusieurs auteurs, constituant peu à peu des écoles. L'attitude du praticien, suivant telle ou telle école, est légitime dès lors qu'elle le fait bénéficier d'une grande somme d'expérience, mais elle a aussi ses dangers. En effet elle peut conduire à perpétuer un choix, parfois mal fondé, dans des situations, où il peut se révéler inadéquat.

Dans certains pays, ou dans certaines administrations, il existe en effet des règles ou normes qui fixent la méthodologie d'une analyse fréquentielle. Pour l'étude des débits maximums, par exemple, la loi log-Pearson III est recommandée aux Etats-Unis.

La loi normale s'applique généralement bien à l'étude des modules annuels des variables hydro-météorologiques en climat tempérée. La loi log-normale est préconisée par certains hydrologues dont **V.- T. Chow (1987)**, qui la justifient en argumentant que l'apparition d'un événement hydrologique résulte de l'action d'un grand nombre de facteurs qui se multiplient. E.-J. Gumbel postule que la loi double exponentielle, ou loi de Gumbel, est la forme limite de la distribution de la valeur maximale d'un échantillon de n valeurs.

Aussi et pour plus de détails théoriques sur les lois utilisées dans l'analyse fréquentielle des débits extrêmes, on se référera particulièrement à la thèse (**R. Naulet 2002**).

Les séries étudiées représentent des débits instantanés maximums annuels mesurés au niveau des différents cours d'eau. Elles ne sont pas forcément de même étendue et ne se rapportent pas par conséquent toujours aux mêmes périodes. Nous avons soumis ces données à une analyse fréquentielle moyennant le logiciel « Hydrology Frequency Analysis » (HYFRAN) conçu spécialement pour le traitement des données hydrologiques extrêmes.

HYFRAN est un logiciel d'ajustement de lois statistiques comprenant un ensemble d'outils mathématiques puissants, conviviaux et flexibles permettant en particulier l'analyse statistique d'événements extrêmes et de manière plus générale l'analyse statistique de séries de données.

HYFRAN a été développé par l'équipe du Dr. B. Bobée et son groupe de recherche à l'Institut National de la Recherche Scientifique - Eau Terre et Environnement (INRS-ETE) de l'Université du Québec avec le parrainage d'Hydro-Québec.

L'échantillon est soumis à un ajustement selon un ensemble de lois statistiques et à partir d'une analyse comparative des résultats, nous choisirons la meilleure adéquation.

b) Résultats et interprétations

Les séries des débits maximums annuels ont été utilisées pour l'analyse fréquentielle, par ajustement à des lois statistiques caractéristiques pour l'étude des événements extrêmes. Seules les lois qui étaient réellement représentatives de l'échantillon, ont été retenues pour chaque station donnée, aux intervalles de confiance à 95%. Le traitement statistique aboutit aux résultats suivants (Figure 40 et Tableau 50).

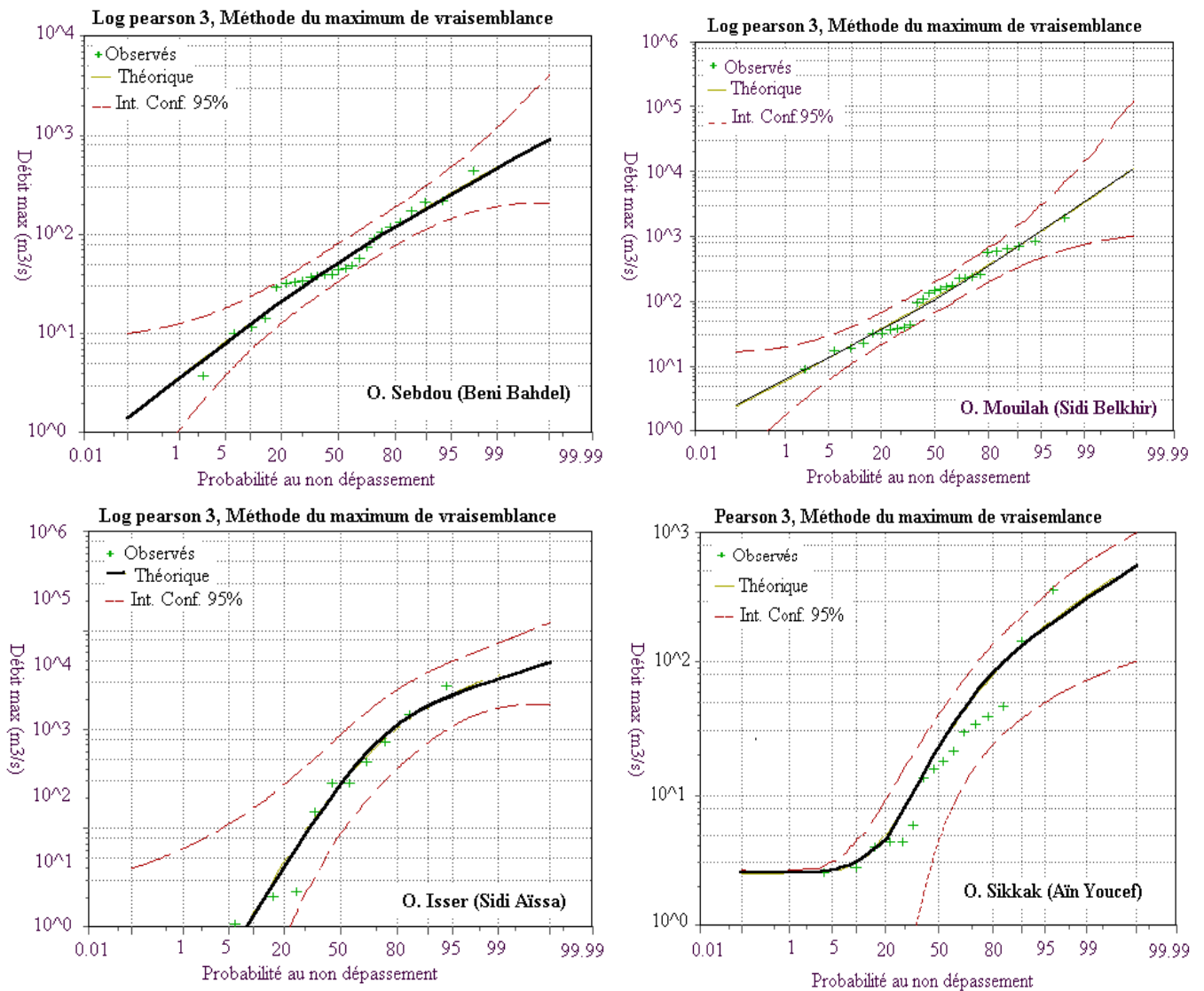


Figure 40 : Ajustement graphique des séries des débits maximums instantanés des bassins versants de Sebdou, Isser, Mouilah et Sikkak

Tableau 50 : Ajustement des séries des débits maximums instantanés correspondant aux différents bassins étudiés

Bassins	Lois d'ajustement		Statistiques			
	Log Pearson 3	Pearson 3	Moyenne	Ecart type	Coef. de variation	N
Mouilah	+		277.31	403.9	1.45	24
Sikkak		+	37.9	48.9	1.28	18
Sebdou	+		83.61	95.91	1.14	24
Isser	+		73.47	87.25	1.18	28

Il ressort de ces résultats que contrairement à ce qu'il était souvent admis et pris comme postulat, les débits maximums annuels des bassins sud ouest méditerranéen s'ajustent mieux à des lois dissymétriques basées sur les méthodes des moments et de maximum de vraisemblance en l'occurrence les lois Log Pearson III, Pearson III et Gamma. (Riad et all. 2004).

L'application de ces lois pour le calcul des débits extrêmes à des récurrences données donne pour nos différents bassins (Tableau.51).

Tableau 51 : Estimation des Quantiles de crue des différents oueds

Période de retour (an)	2		10		50		100		200		1000	
	Q	σ	Q	σ	Q	σ	Q	σ	Q	σ	Q	σ
Sebdou	52.3	11.8	187	48.5	380	151	484	228	600	332	923	699
Mouilah	121	48.7	758	244	1558	508	1895	679	2214	902	2864	1584
Isser	42.3	10.2	151	26.9	234	33.2	260	33	282	31.7	318	26.4
Sikkak	22.5	9.27	132	48.4	268	104	330	131	393	159	542	225

L'analyse que nous venons d'exposer, bien qu'elle ne soit pas exhaustive, nous a permis de poser le problème quant à l'utilisation de lois d'ajustement pour l'étude des débits extrêmes de bassins situés dans une région à régime semi aride contrasté. En effet, nous avons montré qu'en dépit de la proximité des bassins les uns des autres et un même environnement climatique, la distribution des débits extrême peut varier et elle n'est pas régie par une loi prédéterminée : les caractéristique physico-géologique des bassins peuvent influencer le régime des écoulements. Cependant, nous pouvons remarquer que cette distribution est caractérisée par une certaine tendance locale ou régionale, qu'il serait intéressant de préciser en multipliant le nombre de bassins et de séries étudiés.

L'augmentation des débits de crue en fréquence est controversée. En effet, l'accroissement relatif entre la crue biennale et centennale par exemple est énorme (>6), cette

différence apparaît nettement même si l'on tient compte seulement des rapports respectifs des crues de fréquence biennale et de fréquence décennale (>3).

Ceci serait lié, à priori, à l'irrégularité des précipitations (cf. chapitre. Climatologie) qui malgré leur faiblesse quantitative moyenne peuvent avoir une très forte intensité en fréquence rare. Cette intensité croissante est susceptible de provoquer des crues d'une grande ampleur.

IV.6.1.5 Apports de crues

Les tableaux (52 à 55) donnent les volumes totaux écoulés pendant les crues, ainsi que les volumes écoulés en année moyenne.

Tableau 52 : volumes totaux écoulés à l'oued Sebdou (1988/98)

Date de la crue	Débit maximal instantané		Volume total écoulé pendant la crue .10 ⁶ m ³	Volume total écoulé en année moyenne .10 ⁶ m ³	% du volume de la crue par rapport au volume moyen annuel
	Brut m ³ /s	Spécifique e l/s/km ²			
20 / 03 / 1989	104.600	409.39	9.03	17.82	50.67
20 / 07 / 1989	30.0	129.15	3.38	17.82	19.0
21 / 06 / 1989	33.250	130.14	0.42	17.82	2.36
04 / 01 / 1990	21.760	85.17	0.85	8.10	10.49
08 / 09 / 1990	72.400	283.37	15.64	46.17	33.87
17 / 09 / 1990	103.400	404.70	26.80	46.17	58.05
01 / 03 / 1991	70.200	274.76	8.09	46.17	17.52
14 / 03 / 1991	84.460	330.57	3.65	46.17	7.91
09 / 04 / 1992	48.690	190.57	4.08	34.22	11.92
04 / 05 / 1992	22.650	88.65	1.45	34.22	4.23
15 / 09 / 1992	13.00	50.88	0.24	14.66	1.64
06 / 05 / 1993	43.720	171.12	2.42	14.66	16.5
15 / 06 / 1996	<u>204.000</u>	798.43	12.02	34.59	34.75
17 / 09 / 1997	52.000	203.52	6.01	13.75	43.7

Tableau 53 : volumes totaux écoulés à l'oued Mouilah (1973/98)

Date de la crue	Débit maximal instantané		Volume total écoulé pendant la crue .10 ⁶ m ³	Volume total écoulé en année moyenne .10 ⁶ m ³	%
	Brut m ³ /s	Spécifique l/s/km ²			
30 / 12 / 1973	572.00	215.85	49.42	116	42.60
29 / 03 / 1974	264.00	99.62	24.71	116	21.30
21 / 04 / 1975	709.00	267.55	51.05	97.86	52.17
24 / 01 / 1977	155.00	58.49	8.37	66.86	12.52
26 / 10 / 1977	150.00	56.60	9.18	57.52	15.96
24 / 11 / 1977	132.00	49.81	7.13	57.52	12.40
22 / 10 / 1979	641.00	241.89	46.15	91.90	50.22
30 / 12 / 1980	239.00	90.19	52.48	77.20	67.98
04 / 10 / 1986	377.00	142.26	16.29	93.25	17.47
17 / 11 / 1986	<u>1912.00</u>	721.51	55.41	93.25	59.42
04 / 10 / 1987	132.00	49.81	4.75	19.65	24.17
19 / 03 / 1989	230.00	86.79	24.84	30.94	80.28
04 / 01 / 1990	135.00	50.94	4.86	43.80	11.10
11 / 05 / 1990	226.00	85.28	8.14	43.80	18.58
05 / 06 / 1990	166.00	62.64	9.56	43.80	21.83
14 / 03 / 1991	600.00	226.41	38.89	47.27	82.27
09 / 04 / 1992	119.00	44.91	10.28	30.50	33.70
01 / 03 / 1995	249.00	93.96	22.41	148.06	15.14
13 / 03 / 1995	<u>823.00</u>	310.57	82.96	148.06	56.03
15 / 06 / 1996	104.00	39.25	1.87	84.20	2.22
07 / 09 / 1996	167.00	63.02	8.42	64.02	13.15
25 / 08 / 1997	121.00	45.66	3.05	64.02	4.76

Tableau 54 : volumes totaux écoulés à l'oued Isser (1988/98)

Date de la crue	Débit maximal instantané		Volume total écoulé pendant la crue .10 ⁶ m ³	Volume total écoulé en année moyenne .10 ⁶ m ³	%
	Brut m ³ /s	Spécifique e l/s/km ²			
20 / 03 / 89	143.400	125.82	4.13	4.29	96.27
07 / 09 / 90	112.000	98.27	1.61	5.20	30.96
14 / 03 / 91	<u>277.000</u>	243.04	4.99	5.20	95.96
05 / 05 / 92	46.460	40.76	2.01	11.38	17.66
01 / 10 / 94	53.820	47.22	2.95	-	-
13 / 11 / 94	49.500	43.43	1.12	-	-
13 / 03 / 95	75.700	66.42	11.45	-	-
13 / 01 / 96	24.780	21.74	1.61	-	-
08 / 03 / 96	28.440	24.95	9.83	-	-

Parmi les quelques crues généralisées au niveau du bassin d'oued Tafna on peut citer celle du 20 mars 1989 qui a généré un volume 24.84 Mm³ au Mouilah, 9 Mm³ au niveau d'oued Sebdu, 4.13 Mm³ à oued Isser et 4.5Mm³ au Sikkak pour des débits de pointes respectivement de 230.4 m³/s, 104.6 m³/s, 143.4 m³/s et 13.2 m³/s.

Pour une même date (13 Mars 1995), la plus forte crue a écoulé à Mouilah 82.96 10⁶ m³ et 11.45 10⁶ m³ à oued Isser.

La crue du 15 juin 1996 est considérée comme la plus importante à l'oued Sebdu (52.88 .10⁶ m³ en trois jours), c'est une crue de saison chaude liée à de fortes averses orageuses très localisées.

Parmi les crues les plus dévastatrices, signalons celle du 17 novembre 1986 qui a enregistrée à l'oued Mouilah un volume de 55,41 .10⁶ m³ en 09 heures uniquement. Alors qu'à oued Sikkak, la crue enregistrée n'a donnée que 0.31Mm³. Nous ignorons le comportement des oueds Sebdu et Isser en cette date faute de disponibilité de données.

L'apport d'une seule crue constitue de 2 à plus de 80% de l'apport annuel, il varie considérablement d'une crue à une autre et d'un bassin à l'autre.

Nous pouvons tout de même conclure que les crues n'affectent pas le bassin de la Tafna avec la même puissance ni la même durée.

Tableau 55 : volumes totaux écoulés à l'oued Sikkak (1973/90)

Date de la crue	Débit maximal instantané		Volume total écoulé pendant la crue .10 ⁶ m ³	Volume total écoulé en année moyenne .10 ⁶ m ³	%
	Brut m ³ /s	Spécifique l/s/km ²			
29/03/73	<u>176.3</u>	808.72	19.65	28.02	70.13
22/02/74	23.28	106.79	10.34	74.69	13.84
23/03/74	25.48	116.88	3.99	74.69	5.34
30/03/74	116	532.11	20.69	74.69	27.70
20/04/74	21.58	98.99	1.1	74.69	1.47
25/09/74	20.35	93.35	18.99	74.69	25.43
21/04/75	44.9	205.96	13.13	54.93	23.90
01/05/76	38	174.31	2.18	30.86	7.06
01/03/79	13.58	62.29	0.93	13.42	6.93
29/10/79	5.43	24.91	0.069	18.02	0.38
05/03/80	29.88	137.06	1.6	18.02	8.87
29/12/80	17.34	79.54	2.24	21.03	10.65
10/11/84	5.86	26.88	0.486	5.07	9.59
12/12/85	5.43	24.91	0.2	12.44	1.61
09/02/86	14.52	66.61	1.02	12.44	8.19
09/03/86	6.4	29.36	1.2	12.44	9.64
18/11/86	5.62	25.78	0.306	19.24	1.59
13/02/87	15.18	69.63	1.28	19.24	6.65
22/02/87	18.09	82.98	0.82	19.24	4.26
01/01/88	3.55	16.28	0.24	9.16	2.62
21/11/88	2.59	11.88		4.52	
20/03/89	13.2	60.55	0.91	4.52	20.13
26/04/89	3.32	15.23	0.19	4.52	4.20
04/01/90	8.05	36.93	0.785	5.87	13.37
14/01/90	9.77	44.82	0.543	5.87	9.25

IV.6.2 Les étiages

Les étiages représentent un problème délicat à analyser en raison des perturbations du régime naturel des cours d'eau (prélèvements, rejets) très conséquentes en été et des difficultés de mesures inhérentes au phénomène lui-même : les jaugeages en période d'étiage nécessitent une grande précision et les résultats sont souvent entachés d'erreurs.

Dans un bassin méditerranéen, comme la Tafna, où l'écoulement connaît des formes extrêmes, l'étude des étiages mérite d'être abordée car, ces derniers constituent un frein de la croissance économique dans les différents secteurs d'utilisation. Leur intérêt est de permettre d'apprécier les réserves hydrologiques souterraines du bassin qui fournissent l'eau aux oueds par l'intermédiaire des sources, ils traduisent donc fidèlement la capacité de tel ou de tel bassin.

Les étiages qui se différencient des basses eaux par des faibles fréquences et des durées écourtées peuvent être appréhendés par plusieurs types d'expression numérique : débits moyens minimaux, débits journaliers minimaux, débits caractéristiques d'étiages (DCE) et le rapport entre les débits minimaux et module.

Nous signalons toutefois que ces débits n'apportent qu'un ordre de grandeur car l'écoulement naturel en période d'étiage est très influencé par les prélèvements.

IV.6.2.1- Genèse des étiages

La cause essentielle des étiages est une sécheresse climatique exceptionnelle et prolongée, se traduisant par une grave pénurie des précipitations et par une intense évapotranspiration en saison chaude (Frecaut, 1971). Nous avons déjà montré dans la première partie chapitre III, la nette coïncidence typiquement méditerranéenne existant entre le maximum thermique et le minimum pluviométrique en été, ce qui se traduit par un fort déficit d'alimentation en eau de ruissellement et donc une apparition des étiages. Les réserves en eau du sol sont également affectées par l'évapotranspiration qui joue son plus grand rôle en saison sèche.

Il est aussi important de déterminer pour chaque station le débit mensuel d'étiage exprimé en (m^3/s) et en ($l/s/km^2$). D'après le tableau.56, le débit moyen mensuel d'étiage le plus faible est observé sur le Mouilah ($0.65 l/s/km^2$). Ce bassin correspondant à une zone de plus faible précipitation qui est constituée essentiellement d'alluvions plio-quaternaires perméables (50% de la surface du bassin) à forte capacité d'emmagasinement mais à faible transmissivité. Sur l'Isser, le débit moyen mensuel d'étiage est de $1.18 l/s/km^2$. Le bassin de l'oued Isser est caractérisé par un « équilibre lithologique » avec 40% de marnes et argiles et autant de calcaires et dolomies. Le comportement hydrologique est plus ou moins équilibré entre l'infiltration et le ruissellement, toutefois les 17% d'alluvions vont être en faveur de l'infiltration et donc augmenteront sensiblement les débits d'étiage. Le débit spécifique d'étiage est plus élevé au niveau des oueds Sebdou ($5.73 l/s/km^2$) et Sikkak ($2.97 l/s/km^2$) qu'au Mouilah et Isser. Les bassins de Sebdou et Sikkak sont de taille plus réduite et où dominent des formations perméables (>60%) dont la

moitié est constituée par les calcaires et dolomies plus karstifiées permettant un destockage plus rapide qui soutient l'écoulement superficiel.

Tableau 56 : débits moyens mensuels d'étiage aux différentes stations

Débit brut et spécifique	Sebdou à Béni Bahdel	Mouilah à Sidi Belkheir	Isser à Sidi Aïssa	Sikkak à Aïn youcef
Période	1970/98	1973/98	1970/94	1973/90
mois	Août	Juillet	Août	Août
$Q_{\text{étiage}} (m^3/s)$	0.494	0.815	0.289	0.0835
$q_{\text{étiage}} (l/s/km^2)$	1.93	0.31	0.25	0.383
$Moy_{\text{annuel}}(m^3/s)$	1.465	1.717	1.350	0.648
$Moy_{\text{annuel}}(l/s/km^2)$	5.73	0.65	1.18	2.97

Ces valeurs seront prises avec beaucoup de discernement en raison des perturbations artificielles de l'écoulement liées aux activités humaines.

Afin de mieux saisir ces phénomènes d'étiage, nous avons tracé les courbes de tarissement à partir des relevés journaliers disponibles et nous avons montré l'évolution des modules journaliers pendant une période moyenne, humide et sèche.

Les courbes de décroissance $Q = f(t)$ sont obtenues en portant sur un graphique, en ordonnées les valeurs de Q , en abscisses les temps en jours (figures 41 à 44). Elles évoluent tantôt en paliers, tantôt en dents de scie.

a)- Oued Sebdou :

Les courbes de tarissement de l'oued Sebdou à Béni Bahdel (fig.41 a et b) montrent que l'abaissement du plan d'eau se réalise d'une manière progressive.

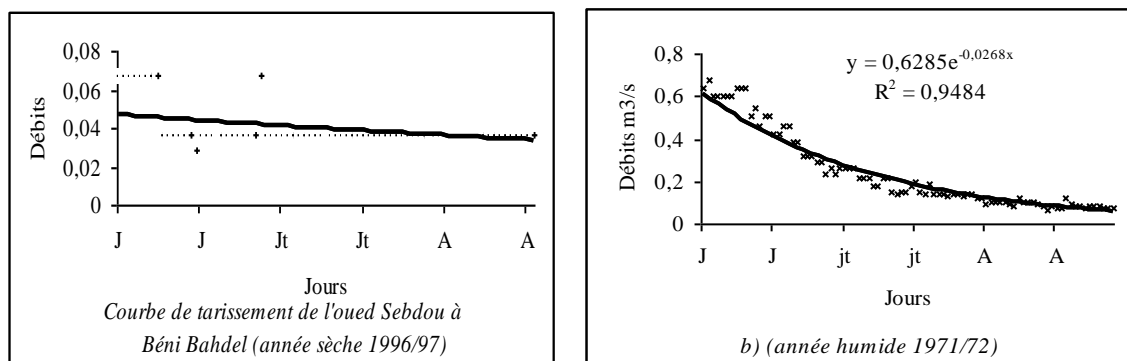
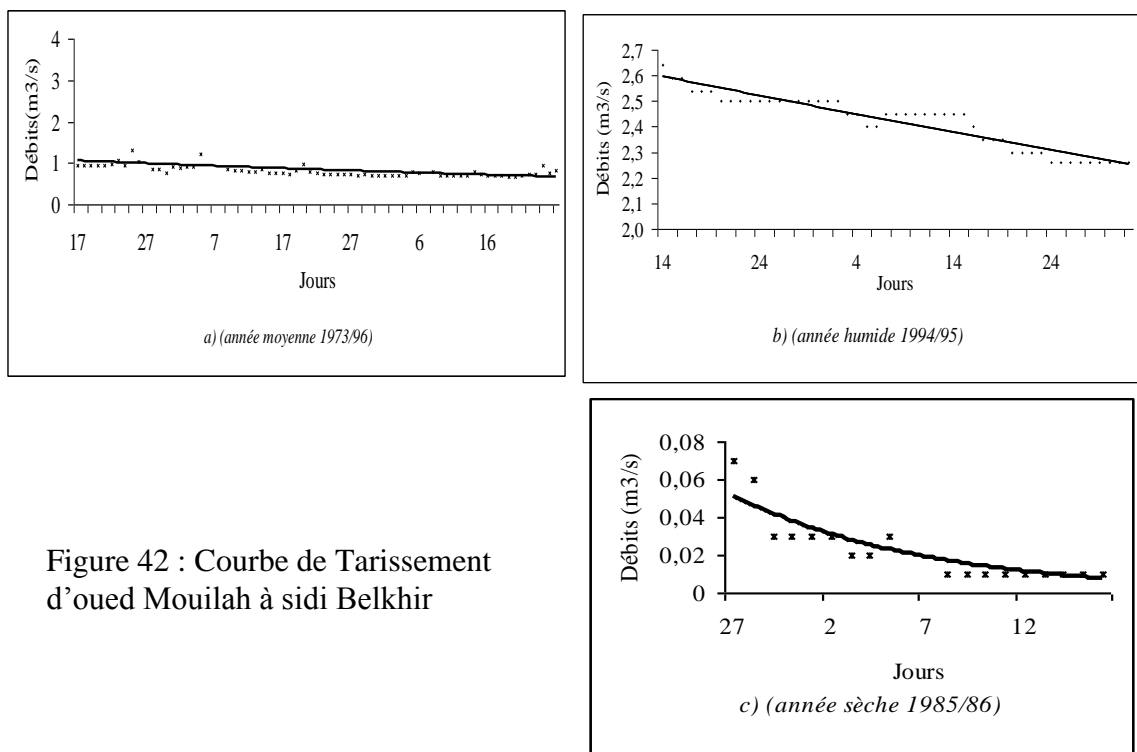


Fig. 41 : Courbes de tarissement des débits de l'oued Sebdou à Béni Bahdel

Cette décroissance est interrompue par des remontées passagères dues probablement à des averses orageuses. Nous remarquons, notamment en année sèche (1996/97), qu'après la courbure due à l'influence de petites crues, les courbes restent pratiquement horizontales, parallèlement à l'axe des temps, pendant deux mois successifs ceci est dû à l'imprécision des relevés.

b)- Oued Mouilah :

Les courbes montrent de faibles fluctuations en année moyenne et humide (fig.42 a et b), ces fluctuations sont plus prononcées en année sèche (fig.42c) provoquées certainement par des chutes de pluies et surtout le rythme des pompages à partir de l'oued pour l'irrigation.



c)- Oued Isser :

Les courbes (fig.43 a, b et c) montrent bien l'action régulatrice exercée par les réserves en eaux souterraines qui ne cessent de soutenir l'oued en période estivale grâce à l'émergence d'un bon nombre de sources dont le rendement global est élevé (F. Bensaoula, 1992).

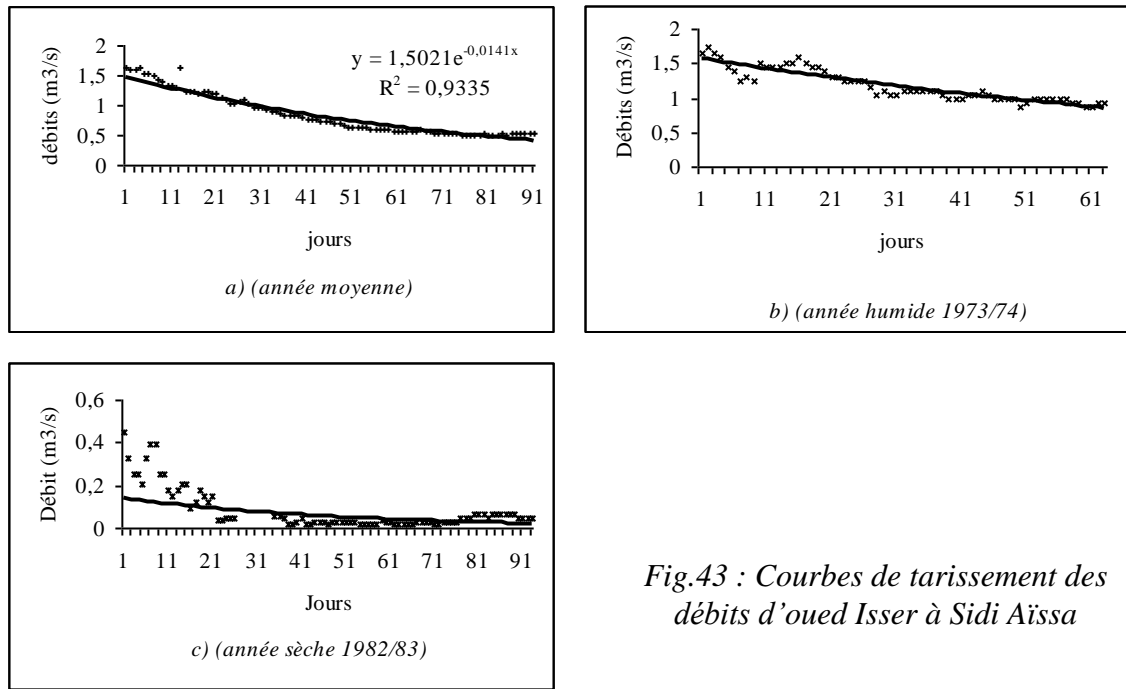


Fig.43 : Courbes de tarissement des débits d'oued Isser à Sidi Aïssa

d)- Oued Sikkak :

Les coefficients de tarissement α sont proches de ceux d'oued Isser aussi bien pour l'année moyenne que Humide (figure 44 a et b). L'oued Sikkak étant un affluent de l'Isser, des comportements semblables peuvent avoir lieu.

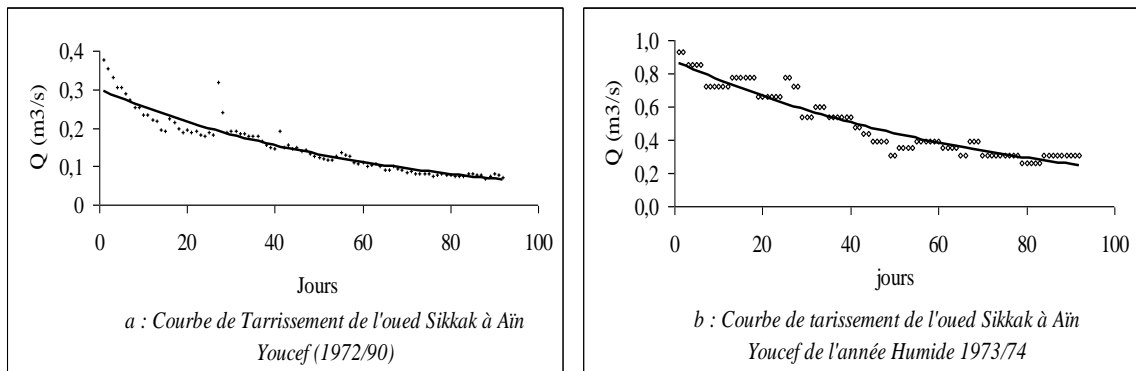


Fig. 44 : Courbes de tarissement des débits d'oued Sikkak à Aïn Youcef
Les équations des courbes de tarissement sont représentées au tableau.

Tableau 57: équations de tarissement des trois oueds

Bassin	Année moyenne	Année humide	Année sèche
Sebdou	-	$Q = 0,6285 e^{-0,0268t}$	$Q = 0,0468 e^{-0,0043t}$
Mouilah	$Q = 1,0684 e^{-0,0065t}$	$Q = 2,6046 e^{-0,0029t}$	$Q_1 = 0,0845 e^{-0,0243t}$ $Q_2 = 0,0566 e^{-0,0994t}$
Isser	$Q = 1,502 e^{-0,0141t}$	$Q = 1,5856 e^{-0,0098t}$	$Q = 0,1415 e^{-0,0206t}$
Sikkak	$Q = 0,3003 e^{-0,0166t}$	$Q = 0,875 e^{-0,0138t}$	-

En résumé, le rôle des facteurs physico – géographiques et notamment hydrogéologiques est variable d'un bassin à un autre. En effet, les bassins de Sikkak et Sebdou, ont un rendement relativement élevé contrairement à celui de l'Isser et Mouilah. Ce dernier draine une nappe alluviale, certes assez étendue, mais à alimentation réduite et est soumise à d'importants prélèvements. On peut voir aussi l'influence de la superficie des bassins et celle des parties karstiques plus développées dans les bassins du Sikkak et du Sebdou. Le tableau 58, synthétise les relations existant entre les étiages et les facteurs physico – géographiques.

Tableau 58 : Présentation synthétique : étiages et facteurs géographiques

Bassin	S (km ²)	PP (mm)	K	d.m.e.moy	%	emax/emin
Sebdou	255.5	434.9	Bonne	1.93	33.7	47.80
Mouilah	2650	340.4	Moyenne	0.31	47.7	35.71
Isser	1140	444.8	Bonne	0.25	21.2	21.50
Sikkak	218	483.3	Bonne	0.084	13	18.69

d.m.e.moy : débit mensuel moyen d'étiage (m³/s) *S* : surface du bassin (km²)

PP : précipitations moyennes annuelles (mm) *K* : perméabilité du bassin

% = (d.m.e.moy / moyenne du module annuel). 100

IV.6.2.2 Ressources en eaux en période d'étiage

L'apport en période d'étiage mérite d'être connu, car il témoigne des caractéristiques du régime d'un cours d'eau. Sur le plan économique, il est primordial de connaître le volume d'eau écoulée en période estivale où la demande en eau est grande. Par ailleurs, les durées d'étiage accroissent les risques de pollution (rejet des eaux usées de certaines unités industrielles telles que celles au niveau de l'oued Mouilah (Bouanani et al. 1998) et Sebdou (Baba Hamed et al 1991) et Sikkak (Bouanani et al. 2003)

Tableau 59 : volume total écoulé en période d'étiage (.10⁶ m³)

Bassin	Année moyenne	Année humide	Année sèche
Sebdou	-	2,026	0,940
Mouilah	14,20	77,60	7,92
Isser	9,20	13,98	0,593
Sikkak	1,56	5,48	00

D'après le tableau 59, l'apport total en année sèche est de 0,94.10⁶ m³ à Sebdou (1996/97) soit 1.75% du volume total écoulé en année moyenne. Ce faible pourcentage est dû

probablement au temps de réponse très rapide de l'oued et aux pertes par infiltration. Cet apport est de $7,92.10^6 \text{ m}^3$ à Mouilah (1985/86) soit 57.35% et est de $0,593. 10^6 \text{ m}^3$ à l'Isser (1982/83) soit 2,8% du volume moyen de l'année.

L'oued Sikkak a connu pratiquement trois années de sécheresse presque total de 1981 à 1984 où l'oued était à sec pendant presque 6 mois par an. Les eaux des cascades de l'Ourit sont arrêtées par le barrage. Les sources aussi bien karstiques d'oued Saf saf en amont que celles de la plaine d'Hennaya à l'aval ont montré une forte diminution des débits (Hayane 1983, Coullignon, 1985, Bouanani et al). En plus, les plus importantes sources ont été captées pour l'alimentation en eau potable.

Les résultats présentés ci –dessus sont approchés et ne tiennent pas compte des perturbations artificielles du régime. Cependant, ils permettent de constater que l'apport annuel d'origine souterraine est non négligeable et peut toutefois chuter lors des années d'indigence pluviométrique marquée.

Le bassin de la Tafna connaît donc une abondance au moment où la demande en eau est faible et une indigence parfois prolongée en période estivale, où les besoins se font grandement sentir.

IV.7 CONCLUSION

L'insuffisance de l'équipement hydrométrique et le manque de données précises ont été largement ressentis dans la compréhension de certains phénomènes hydrologiques, particulièrement liés aux formes de l'écoulement extrême. En dépit de données de débits parfois fragmentaires, nous avons pu néanmoins, dégager les grands traits du régime d'écoulement de nos sous bassins.

L'interprétation statistique et graphique des données nous a permis de saisir les variations spatiales de l'écoulement superficiel en liaison avec les données climatiques et physiographiques des sous bassins de même sa forte variabilité temporelle, annuelle et surtout saisonnières et journalières. Le calcul des bilans inter annuels ont fait ressortir la faiblesse du coefficient d'écoulement, notamment au niveau des bassin d'Isser (8.4%) et de Mouilah (6%) et au contraire, l'importance du coefficient d'écoulement au niveau du Sikkak (20%) et d'oued Sebdu (40%) serait due à sa taille plus réduite et à la karstification plus développée du système souterrain du bassin permettant un destockage plus rapide qui soutient l'écoulement superficiel.

L'analyse des variations saisonnières des débits a permis de dégager spécialement à partir des coefficients mensuels des débits, les nuances de régimes hydrologiques à alimentation

essentiellement pluviale liés aux régimes climatiques mais plus ou moins modifiés par le rôle de la lithologie. Ils ont fait apparaître la forte opposition entre l'abondance hivernale et l'indigence estivale des cours d'eau.

L'étude des formes extrêmes de l'écoulement, axée tout d'abord sur les crues, a mis successivement en évidence : le caractère torrentiel des crues principalement à la forte intensité des précipitations, leur mécanisme de propagation et enfin leur répartition fréquentielle régie par la loi de Pearson III.

Par opposition, les étiages très influencés par les prélèvements et les rejets, ont fait apparaître des tarissements marqués des oueds en été. Ceux - ci étant parfois compensés par les apports en eaux souterraines pourtant non négligeables.

Nous verrons dans la prochaine partie de l'étude, la réponse des bassins aux précipitations avec comme exemple une année sèche et pendant laquelle la sécheresse estivale est plus marquée et les activités humaines plus importantes. Pour ce faire, nous avons pensé convenable d'utiliser l'analyse corrélatoire et spectrale afin de pouvoir dégager la dynamique de ces systèmes (conf. Chap. Modélisation).

Chapitre V - EROSION ET TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION

V.1- INTRODUCTION

En raison de son climat semi-aride, de la présence de relief abrupt et de la pauvreté de la végétation, le Maghreb est l'une des régions les plus vulnérables au monde à l'érosion des sols.

L'ampleur de l'alluvionnement et l'exhaussement du fond des barrages par dépôts successifs des sédiments ramenés, par les cours d'eau maghrébins, ont suscité l'intérêt d'un grand nombre de chercheurs qui ont tenté d'expliquer les mécanismes complexes du transport solide et de quantifier les volumes sédiments transportés. Dans ce contexte, on notera les travaux de Tixeront, (1960), Heusch(1982), Milliman et Meade (1983), Sogreah (1983), Walling (1984), Lahlou(1990) et plus récemment Probst et Suchet (1992) qui ont tenté d'expliquer l'érosion mécanique et de déterminer les dégradations spécifiques des bassins versants de ces régions. D'autre part Ghorbel et Claude (1977), Rais et Abidi (1989), Albergel et al (1998), Snoussi et al. (1990), Merzouki (1992), Moukhchane et al. (1998), Demmak (1982), Bourouba (1996,1998), Terfous et al.(2001, 2003) et Megnounif et al. (2003) ont présenté en conclusion de leurs travaux des informations significatives sur le flux des matières transportées par les cours d'eau de quelques bassins versants Tunisiens, Marocains et Algériens.

Le volume de matériaux qui se déposent chaque année dans les retenues des barrages algériens sont évalués, en moyenne à 20 millions de m³ par an (Remini, 1999), ce qui contribue à réduire de 0.3% par an les capacités de stockage de l'eau estimées à 6,2 milliard de m³ (Riad et al., 1999), dans des régions caractérisées par une pluviométrie à la fois faible et irrégulière.

Dans ce chapitre, nous allons présenter une synthèse de l'étude du phénomène de transport solide en suspension, que nous avons entrepris depuis quelques années sur l'oued Tafna avec la collaboration de Terfous A. et Megnounif A. du Département d'Hydraulique de l'Université de Tlemcen.

Cette étude concerne quatre importants sous bassins de la Tafna ; ce sont les bassins des oueds Mouilah, Sebdu (ou Haute Tafna), Isser et Sikkak.

V.2- GENERALITE

D'une manière générale, l'érosion des sols correspond au "détachement" et au "transport" des particules de sol, par différents agents (gravité, eau, vent, glace), de leur

emplacement d'origine à un endroit de "dépôt" à l'aval. Dans tous les cas, ces mouvements de sol sont des processus discontinus à fortes variations spatio-temporelles, difficiles à décrire sous forme d'équations mathématiques. Nous, nous intéressons dans cette étude plus particulièrement à l'érosion hydrique, qui est un phénomène largement répandu et dont les conséquences peuvent entraîner des pertes de terre irréversibles et une diminution des capacités de stockage des barrages.

L'érosion hydrique constitue en Algérie un phénomène très grave qui affecte durement le patrimoine foncier. Elle touche 45% des zones telliennes soit 12 millions d'hectares cultivables. Ce phénomène devient encore plus grave si l'on sait que 85% des surfaces cultivables, sont situées dans les zones les plus sensibles à l'érosion (Chibanni, R. et al.1999).

Les deux agents principaux de l'érosion hydrique sont les précipitations et le ruissellement superficiel. Toutefois un grand nombre de facteurs (intensité et agressivité des précipitations, caractéristiques du sol, pentes et longueur de pente, le couvert végétal et l'état hydrique initial) et de mécanismes affectent la relation "chute de pluie – ruissellement- entraînement des terres".

V.2.1- LES PRINCIPAUX AGENTS DE L'EROSION HYDRIQUE :

V.2.1.1 – Intensité et agressivité des précipitations :

La désagrégation de la structure et le détachement des particules sous l'impact des gouttes de pluie résultent du "travail" exercé par les gouttes à la surface du sol. Il est donc lié à l'énergie cinétique des gouttes E_c .

$$E_c = \frac{1}{2} m.V^2$$

Où, m est la masse de la goutte (kg) et V la vitesse (m/s), E_c l'énergie cinétique (joules).

L'évaluation de l'énergie cinétique des gouttes reste un bon critère d'évaluation de l'agressivité des pluies. Il existe d'ailleurs une relation empirique reliant l'intensité d'une pluie et son énergie cinétique (Remy, J.C. et al. 1998).

$$E_c = 11.9 + 8.73 \log I_p'$$

avec, E_c : Energie cinétique en $\text{j/m}^2/\text{mm}$ et I_p' : intensité de pluie en mm/h .

Les pluies, lors de l'impact des gouttes, provoquent un détachement des matières et une destruction des agrégats lors de la conversion de l'énergie cinétique en efforts de cisaillement. Plusieurs phases sont à considérer lors d'une averse. Les premières gouttes de pluies qui arrivent au sol y pénètrent proportionnellement à son ameublissement et sa porosité. Cette première phase s'accompagne d'un déplacement de particules et d'un tassement du sol. Puis la couche

superficielle s'humidifie, et l'on assiste au développement quasi simultané de trois processus : la désagrégation de la structure, la formation d'une pellicule de battance et l'érosion par "splasch" ou érosion par rejaillissement (Benkhadra, H. 1997).

L'impact direct des gouttes de pluie provoque non seulement le délitage et la fragmentation des agrégats du sol, mais également l'entraînement et la projection des particules dans toutes les directions. Ce rejaillissement peut être important. Plusieurs chercheurs ont essayé de quantifier cette masse de sol détachée (D_p) expérimentalement. Les relations obtenues sont en général de la forme (Poessen, J. 1984).

$$D_p = a \cdot E_c^b$$

Où D_p est la masse détachée et E_c l'énergie cinétique de la pluie. Les coefficients a et b dépendent essentiellement de la texture et de la structure du sol.

Feodoroff et al. (1965), donnent des valeurs de 15 tonnes de terre remuées par hectare pour une averse de 25 mm et de 300 tonnes par hectare pour une averse de 100 mm.

Ces processus de désagrégation de la surface du sol et d'érosion par rejaillissement conduisent à la fermeture des pores à la surface du sol et à la réduction de son infiltrabilité en formant une croûte de battance.

Jusqu'à ce stade, on ne peut parler de transport proprement dit. Il faut que le ruissellement démarre pour qu'il y ait une prise en charge des particules détachées par mise en suspension ou par charriage.

V.2.1.2 – Le ruissellement

Le ruissellement apparaît dès que l'intensité d'une pluie devient supérieure à la vitesse d'infiltration du sol. Il est nettement plus élevé sur sol nu que sous cultures. Les plus faibles ruissellements proviennent des pluies tombantes après une période sèche. Par contre, les ruissellements et les pertes en terres les plus élevées ont eu lieu à une époque où le sol est déjà très humide et dans le cas de pluies exceptionnelles et des orages d'automne et de printemps (Chebbani, R. et al. 1999).

Le ruissellement ne débute qu'après un cumul pluviométrique journalier de 18 à 20 mm (Laouina, A. 1998) sur sol sec même si les pluies sont intenses ou après un cumul de 4 mm sur sol humide et compact (Chibbani, R. et al. 1997).

Ces seuils de hauteur dépendent en partie des caractéristiques des pluies (intensité, mais aussi du volume de pluie tombant après saturation du sol) et surtout de l'état de surface du sol (plus le sol est dégradé plus le ruissellement est rapide).

Selon Laouina, A. et al. (1993), les pluies continues mais de faibles intensités permettent une certaine infiltration de l'eau et réduisent le ruissellement sur les versants, par contre les épisodes de fortes intensités entraînent un ruissellement plus important. Mais ce sont les épisodes pluvieux durables avec des événements de forte intensité répétitifs qui occasionnent la dégradation la plus forte, avec en particulier le passage du ruissellement en nappe au ruissellement en griffes et rigoles.

D'une manière générale, il est admis que la vitesse du ruissellement est le paramètre prépondérant de l'action érosive du ruissellement superficiel. En 1965, Meyer a proposé la relation suivante pour évaluer cette vitesse (Meyer, L.D. 1965) :

$$V_R = (I^{0.33} \cdot Q_R^{0.33}) / n^{0.66}$$

Où V_R : vitesse de ruissellement

I : pente du terrain

Q_R : Débit du ruissellement

n : rugosité du sol.

Les facteurs qui régissent le ruissellement sont principalement :

a)- L'infiltration :

Tous les sols sont plus ou moins perméables. Le coefficient de perméabilité qui représente la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol dépend essentiellement de la porosité du sol.

Pour un sol homogène initialement non saturé, la surface du sol présente une certaine infiltrabilité définie comme le flux maximum qu'elle peut absorber lorsqu'elle est maintenue en contact avec l'eau et la pression atmosphérique. Au cours du temps cette baisse par l'action de la compaction des sols, que ce soit sous l'action des agents climatiques ou par l'action de l'homme, conduit à une réduction de la porosité et donc de la conductivité hydraulique. La diminution de la capacité d'infiltration constitue ainsi un facteur défavorable générateur de ruissellement et de transport de sédiments.

En revanche, cette même diminution de l'infiltrabilité joue un rôle positif contre l'érosion puisqu'elle renforce la résistance au cisaillement des sols. L'équation de Coulomb donnant la charge de rupture (τ) montre le rôle des deux paramètres essentiels :

$$\tau = c + \sigma \operatorname{tg}\varphi$$

avec, C : la cohésion qui dépend des forces capillaires et de la teneur en eau du sol.

Φ : l'angle de frottement interne qui dépend de la porosité du matériau et donc de la compacité du sol.

b)- Détention superficielle et rugosité du sol.

Elle correspond à la capacité de stockage temporaire de la surface du sol vis-à-vis de l'eau. La détention superficielle se fait sous forme de flaques dans les micro-dépressions, dont la capacité de stockage est liée à la rugosité.

c)- Pente et longueur de pente.

L'influence de la pente est complexe. Le plus souvent, l'érosion augmente avec la pente. Il se développe une érosion en rigoles dix fois plus agressive que l'érosion en nappe (Roose, E. et al. 1998). Quant à la longueur des pentes, il semble que son influence sur la naissance de rigoles dépend de diverses interactions avec la rugosité et la perméabilité du sol, le type et l'abondance du couvert végétal.

d)- Le couvert végétal

Il est clair que le couvert végétal est efficace pour réduire le ruissellement. La couverture du sol, plus particulièrement celle assurée par la strate herbacée et les résidus végétaux, constitue la protection la plus efficace du sol. Elle intervient vis à vis du sol par :

- l'interception nette : une partie de la pluie qui tombe sur la végétation est directement reprise par l'évaporation. elle ne participe alors, ni à l'infiltration, ni au ruissellement.
- La dissipation de l'énergie cinétique : une partie de la pluie interceptée par le feuillage continue sa course jusqu'au sol. L'énergie cinétique des gouttes s'en trouve alors modifiée. L'expérience montre (Ruiz-Figueroa, J.F. 1983) que l'efficacité d'un couvert végétal à l'égard de l'infiltration est d'autant plus marquée que le dernier élément récepteur est bas.

V.2.1.3- Etat hydrique initial :

L'état hydrique du sol au moment d'une pluie a une très forte influence sur la dégradation, la formation des croûtes et la réduction de l'infiltrabilité résultante (Lebissonais, Y. 1992). Les agrégats secs sont plus sensibles à l'éclatement. En effet l'intensité de ce processus croît avec le volume d'air piégé (Boiffin, J. 1984 ; Le Bissonais, Y. 1988) en particulier sous des pluies de forte intensité qui peuvent former des croûtes très rapidement.

L'état hydrique initial influence aussi la succion exercée à la surface du sol par les couches sous-jacentes et donc l'infiltration au travers de cette surface.

Lorsque le sol en surface est argileux sensible à la dispersion par l'effet de l'impact des gouttes de pluie à la désagrégation mécanique par l'alternance des cycles de dessiccation et d'humectation, il y a mobilisation des particules argileuses sous l'action de l'impact des pluies (Chibbani, R. et al. 1997). En effet, l'humectation des sols argileux entraîne un gonflement qui est une forme analogue de désagrégation. Cette argile mobilisée migre dans l'eau de l'infiltration, couvre la périphérie des agrégats et colmate les interstices intra-agrégats ou bien se dépose à la surface du sol pour former une croûte. La formation des croûtes ou organisation pelliculaire de surface, entraîne une réduction de l'infiltrabilité, accroît les risques de ruissellement et d'érosion.

V.2.2- FORMES DE MANIFESTATION DE L'ÉROSION HYDRIQUE

V.2.2.1- Erosion en nappe

Elle se produit lorsque l'écoulement et l'érosion se font sur toute la surface du sol, ce qui provoque une usure homogène non perceptible dans la majorité des cas.

Quantitativement, l'érosion en nappe est très modeste. En Algérie, les chercheurs de l'INRF et de l'OROSTOM ont évalué les pertes en terres par ce type d'érosion de 0,10 à 20 t/ha/an (Chebbani, R. et al. 1999).

Ce type d'érosion entraîne des conséquences morphologiques et pédologiques fâcheuses suite à un décapage de l'horizon superficiel diminuant insidieusement sa réserve en éléments fertilisants et un entraînement préférentiel des particules les plus fines, de la matière organique et du carbonate de calcium.

V.2.2.2- Erosion linéaire

Elle se manifeste lorsque la concentration des eaux conduit à la formation de chenaux de dimension croissante : griffes (quelques centimètres de profondeur), rigoles (incision dans la couche labourée), ravines (incision dépassant la couche labourée).

a- Erosion en griffes et rigoles

Elle se produit lorsque l'écoulement d'eau se concentre et choisit son passage. Dès qu'une griffe s'établit, l'eau de ruissellement tend à se réunir, et plus elle se creuse plus il y a appel d'eau dans la rigole. Ainsi le phénomène de creusement s'accélère de lui-même.

De point de vue quantitatif, ce type d'érosion reste dans les mêmes proportions que l'érosion en nappe.

b- Erosion par ravinement

Les ravines suivent la ligne de plus grande pente des versants. Puisque le ruissellement provenant des versant peut atteindre 50 à 80% durant les averses exceptionnelles tombant sur les terres battues ou compactées, l'essentiel du transport solide provient des ravines et des oueds (Heush, B. 1970 ; Arabi, M. et al. 1991).

Lorsque le sol est peu perméable, saturé et peu couvert, le ruissellement est abondant. Ce dernier creuse des ravines et augmente les pointes de crue des oueds, ce qui favorise le sapement des berges et les glissements de terrain, et par conséquent l'envasement des barrages, la destruction des infrastructures et la dégradation des terres. En Algérie, l'érosion ravinante a déplacé 90 à 300 t/ha/an ce qui correspond à une vitesse d'altération des versants de 8 à 17 mm/an (Chibbani, R. et al. 1999).

V.2.3- QUANTIFICATION DE L'ÉROSION HYDRIQUE

Il existe plusieurs formules permettant la quantification de l'érosion hydrique, nous ne citerons que celles qui impliquent des paramètres physiques représentatifs.

V.2.3.1 – Formule de Wischmeier et Smith (1978)

$$P_s = E_p \cdot E_s \cdot F_{lp} \cdot F_p \cdot F_{am} \cdot F_v$$

avec

P_s : pertes annuelles de sol (t/ha/an)

E_p : érosivité des précipitations (N/h).

E_s : érodabilité du sol ou susceptibilité du sol à l'érosion (t.h/N.ha)

F_{lp} : facteur de longueur de pente (sans dimension)

F_p : facteur de pente (sans dimension)

F_{am} : facteur d'aménagement (sans dimension)

F_v : facteur de conservation des sols pratiqué (sans dimension)

V.2.3.2- Formule de Fournier (1960)

$$Ass = (1/36) (P_m/P_{am})^2 (2.65) (h/S)^2 \quad (0.46)$$

Avec

Ass : apport solide spécifique (t/km²/an)

P_m : précipitations moyennes mensuelles du mois le plus pluvieux (mm)

P_{am} : précipitations annuelles (mm)

h : dénivelée moyenne (m)

S : superficie du bassin versant (km²).

V.2.3.3- Formule de Tixeront (1960)

Basée sur les données recueillies dans 32 bassins algériens et 9 bassins tunisiens sur une durée comprise entre 2 et 22 ans.

$$\text{Ass} = 354.E^{0.15} \quad \text{pour les bassins tunisiens}$$

$$\text{Ass} = 92.E^{0.21} \quad \text{pour la région est algérien}$$

$$\text{Ass} = 200. E \quad \text{pour la région centre algérien}$$

Avec :

Ass : apport solide spécifique en t/km²/an

E : Ecoulement en mm

V.2.3.4- Formule de la Sogreah

Basée sur les données de 30 bassins algériens, de superficie comprise entre 100 et 300 km², soumis à une pluviométrie annuelle comprise entre 300 et 1000 mm.

$$\text{Ass} = \alpha .E^{0.15}$$

Avec :

Ass : apport solide spécifique (t/km²/an)

α : coefficient dépendant de la perméabilité du sol, donné au Tableau ci dessous

E : Ecoulement annuel (mm)

Tableau 60

Valeurs de α pour différentes perméabilités

Perméabilité	α
Forte	8.5
Moyenne	75
Moyenne à faible	350
Perméabilité faible	1400
Imperméable	3200

V.3- LE TRANSPORT SOLIDE

Le transport solide représente l'entraînement de granulats sous l'action d'un écoulement fluide. Il existe dans différents phénomènes physiques, naturels ou industriels, et constitue un écoulement à surface libre ou en charge.

Le transport solide dans les cours d'eau constitue la seconde phase de l'érosion. Il relève essentiellement du ruissellement et met en jeu diverses formes d'écoulement de l'eau dans la nature (Hug, M. 1975).

Les matériaux alluvionnaires constituant le lit des cours d'eau proviennent de : (Probst, J.L. et al. 1992).

- L'élaboration des éléments de surface, en général des matériaux meubles du bassin versant. Si l'on ne tient compte que de l'érosion en nappe évaluée au maximum à 20t/ha/an, cette ablation est de l'ordre de 1.3 mm/an (Chebbani, R. et al.1999).

- L'érosion des berges du lit des cours d'eau et de leurs affluents. D'après les travaux effectués sur le fleuve du Sénégal, la Garonne et sur des rivières des Etats Unis, ce type d'érosion produit 20 à 30% du tonnage total des sédiments exportés (Propst, J.L. et al. 1989). Il est évalué à 32 % de la charge total pour la Haute Tafna en Algérie (Megnounif, A. et al. 2003).

Ces sédiments localisés dans les lits des oueds sont transportés par les crues pour être déposés soit sur des plaines à faible pente, soit dans des cuvettes de barrage ou encore en arrivant jusqu'à la mer.

Généralement deux modes de transport solide sont considérées : le transport solide par charriage et le transport solide en suspension. Les deux modes diffèrent par deux aspects essentiels : dans le premier cas, les particules se déplacent par roulement et glissent sur le fond et leurs vitesses est inférieure à celle de l'écoulement. Dans le deuxième cas, les particules se déplacent au sein de l'écoulement avec une vitesse de même ordre de grandeur que celle du fluide. Il n'existe pas de délimitation nette entre ces deux modes de transport. Il y a même des auteurs qui considèrent un troisième mode caractéristique intermédiaire, la saltation, où les particules se déplacent par des bonds, en alternant le charriage et la suspension (Probst, J.L. et al. 1989 et Cardoso, A.H. 1994).

Le mode de transport dépend essentiellement d'un paramètre fondamental : la taille du sédiment transporté.

V.3.1- Le transport solide par charriage

Le transport solide par charriage, représente la progression de sédiments grossiers (sables, gravier, galets et blocs), de diamètre supérieur à 1 mm, qui se déplacent par roulement ou glissement, au voisinage immédiat du fond du cours d'eau, et parcourent des distances relativement petites et discontinues dans le temps et dans l'espace.

Les mesures sur le terrain du transport solide par charriage sont très onéreuses à cause des perturbations de l'écoulement. De ce fait, les évaluations de ce type de transport son difficiles à

mener en l'absence de bases de données. On se contente généralement d'études sur modèles réduits pour déterminer la proportion du charriage par rapport à la suspension ou au transport total (Couvert, B. 1994 et al ; Du voisin, J. 1989). Pour quelques bassins versants le taux de charriage a été estimé à 12.5 % de la suspension (Djebbi, M. 1990)

V.3.2- Le transport solide en suspension

Le transport solide en suspension représente le transport de sédiments fins (argiles, limons, sables fins), de taille micronique, maintenues en suspension sur toute la hauteur de la masse liquide du cours d'eau, sous l'action des fluctuations turbulentes de l'écoulement. Les sédiments se déplacent sur des grandes distances et le débit solide croît de l'amont vers l'aval.

Quelques valeurs indicatives, permettent de délimiter les deux modes de transport. Ces valeurs utilisent le rapport entre vitesse de l'écoulement V sur le lit du cours d'eau, et la vitesse W de chute des particules. (Graf, 1971)

$V/W > 0.10$ début de transport par charriage.

$V/W > 0.40$ début de transport en suspension.

Les critères de suspension, donnés par Bagnold, Van Rijn, Eugelund et Schiedls sont représentés dans la figure 45.

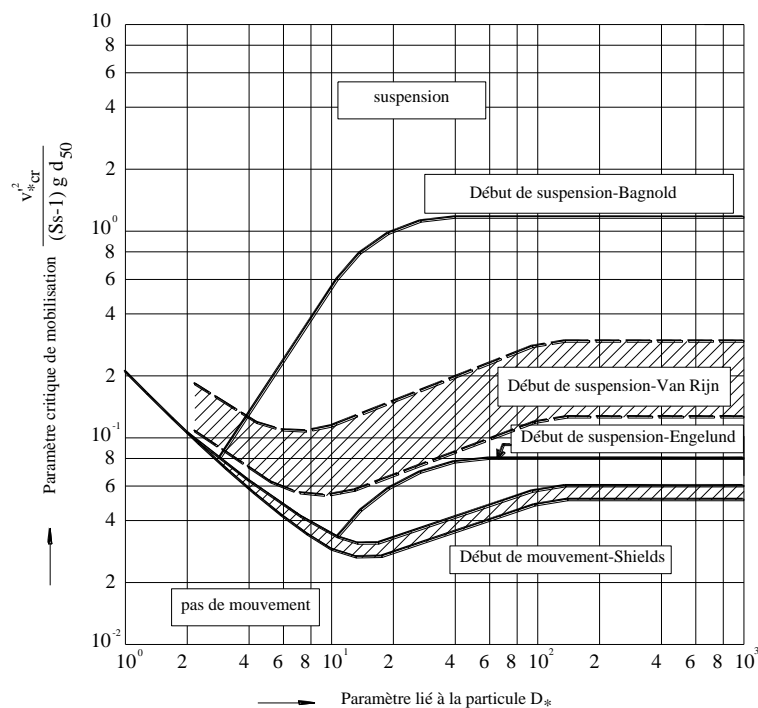


Figure 45 : Critères de suspension (Van Rijn, 1984)

Le transport en suspension se fait par Flotaison et ne comporte que très épisodiquement des retombées des sédiments sur le fond. La turbulence est le facteur principal de la suspension des sédiments.

V.3.3- Quelques données sur le transport solide en Algérie :

Les bassins versants du Tell algérien dominés par un climat semi-aride sont caractérisés par une pluviométrie saisonnière et interannuelle irrégulière. Cette irrégularité a un impact direct sur l'action érosive et notamment sur le transport solide en suspension. Ce dernier dépend de plusieurs facteurs dont l'agressivité des averses, l'état du sol et la turbulence de l'écoulement. Les valeurs de la dégradation spécifique varient d'un bassin à un autre et d'une région à l'autre. Nous citons par exemple, 1160 t/km²/an pour l'oued Mazafran (côtiers algérois), 2300 t/km²/an pour l'Isser à Lakhdaria, 490 t/km²/an pour oued Soummam à Sidi Aïch, 680 t/km²/an pour oued Medjerda à Souk Ahras (Bourouba, M. 1997) et 150 t/km²/an pour la Macta au barrage Cheurfa (Bourouba, M. 1998).

Les crues de l'automne et du printemps sont responsables de l'essentiel du transport solide. En effet, pendant l'été connu pour ces chaleurs intenses, le sol se dessèche, se fissure, se fragmente et voit son couvert végétal réduit, ce qui permet aux premières averses de l'automne de laver le sol de ces éléments fins détachés. Pendant le printemps qui succède à la saison hivernale froide et pluvieuse, les crues coïncident avec des versants saturés et déblayés. L'activité érosive dépend alors des mouvements de masses et des sapements de berges qui se produisent dans les zones mal protégés au bas des versants. On assiste alors pendant ces crues à une croissance rapide du volume ruisselé et de la turbidité. Pour la crue du 17 avril 1979 à oued Medjerda supérieur, le débit liquide et la concentration enregistrés sont 8 fois supérieurs aux valeurs moyennes mensuelles (Bourouba, M. 1998).

Ces périodes de crues de l'automne et du printemps représentent une courte période de forte érosion qui dure entre 2 et 4 mois mais responsable de la majeure partie du transport solide. Le reste de l'année est à érosion faible (Terfous, A. et al. 1999); (Bourouba, M. 1997, 1998).

Annuellement, le comportement morphologique irrégulier des bassins versants algériens passerait d'une année à l'autre d'un régime méditerranéen à érosion élevée et à écoulement abondant au régime de la zone tempérée caractérisée par un écoulement abondant et une érosion faible ou encore au régime de la frange aride à érosion élevée et à faible écoulement (Bourouba, M. 1998).

V.3.4- Etude du transport solide en suspension dans quelques sous bassins de la Tafna

V.3.4.1- présentation des données

Cette étude portera sur les bassins des oueds Mouilah à Sidi Belkhir, Sebdou à Beni Bahdel, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef. Le choix de ces bassins est dicté par la disponibilité de données de mesure des concentrations des matières en suspension. Ces données nous ont été fournies par les services hydrologiques de l'ANRH et concernent les périodes suivantes (tableau 60) :

Tableau 60 : Caractéristique des stations hydrométriques et périodes de mesure.

Bassins	Stations	code	X	Y	Z	Période
Sebou	Béni Bahdel	160402	118.8	163.40	665	1985-1998
Mouilah	Sidi Belkhir	160504	101.90	185.50	285	1977-1995
Isser	Sidi Aïssa	160614	157.35	199.80	380	1988-1998
Sikkak	Aïn Youcef	160704	151.70	201.70	200	1972-1990

L'étude est basée sur les valeurs instantanées des débits liquides (Q_L), donnés en m^3/s , mesurés aux différentes stations. A chaque mesure effectuée, a été évaluée la charge de la matière en suspension obtenue à partir d'échantillons d'eau prélevés sur les rives de l'oued au moyen d'un conteneur de 50cl. La boue recueillie sur un papier filtre est pesée après séchage à l'étuve à $105^\circ C$ pendant 30 minutes. On détermine ensuite la charge correspondante à un litre d'eau prélevé, ce qui établit la concentration, donnée en g/l. La fréquence des prélèvements effectués dépendait de la variation de la hauteur d'eau. En période de crue, à chaque variation de 10 cm de hauteur d'eau, on prélevait un échantillon. En période normale on prélevait une fois tous les deux jours.

Le calcul du débit solide en suspension est basé sur la mesure du débit liquide de l'écoulement puisque :

$$Q_{SS} = C \cdot Q_L$$

Q_{SS} : Débit solide en suspension (kg/s)

Q_L : Débit liquide (m^3/s)

C : Concentration ou turbidité (g/l)

Remarque : Si les sédiments en suspension étaient uniformément distribués dans la section du cours d'eau, un échantillon prélevé à n'importe quel point dans la section donnerait une mesure de la concentration moyenne des sédiments suspendus. Mais cette concentration connaît une

variabilité spatiale et temporelle. En effet, la concentration en sédiments varie le long d'une section de mesure, du fond du cours d'eau vers la surface et d'un instant à l'autre.

La principale difficulté de mesure des concentrations réside donc dans le prélèvement d'un échantillon qui représente fidèlement l'écoulement ; d'où le caractère approché de cette méthode.

V.3.4.2- Calcul des apports

Les apports solides en tonnes ou en millions de tonnes, A_s (10^6 t ou MT) et les apports spécifiques en tonnes par kilomètre carré par an, A_{ss} (t/km²/an) sont données par :

$$A_s = Q_s.N.10^9$$

$$A_{ss} = (A_s.10^6) / S$$

Avec :

A_s : apport solide annuel, mensuel ou saisonnier (MT)

Q_s : débit solide annuel, mensuel ou saisonnier (Kg/s)

N : temps en secondes. (s)

A_{ss} : apport solide spécifique (t/km²/an)

S : superficie du bassin versant (km²)

a)- Les apports annuels

Le flux annuel des matières solides en suspension exporté par les différents oueds étudiés est calculé par la formule :

$$A_s = \sum_1^N (t_{j+1} - t_j) Q_j C_j \quad \text{où,}$$

C_j : est la concentration mesurée à l'instant t_j

Q_j : correspondant au débit liquide à l'instant t_j ,

N : est le nombre de prélèvement effectués sur l'année considérée,

$t_{j+1} - t_j$: est le pas de temps séparant deux prélèvements consécutifs.

Au moment des crues les prélèvements sont intensifiées, et donc par suite, le pas de temps est réduit.

De même, A_l , l'apport liquide annuel engendrant le flux des apports solides A_s , est calculé par la formule

$$A_l = \sum_1^N (t_{j+1} - t_j) Q_j$$

Le (tableau 61.) présente les apports liquides (A_l), solides (A_s) et les dégradations (A_{ss}) spécifiques au niveau des différents bassins aux différentes périodes de mesure.

L'analyse de ces données, permet de déduire que :

i)- Le bassin de Sebdou

Dans le cas du bassin d'oued Sebdou (Haute Tafna), pour une lame écoulée moyenne de 100 mm/an, on enregistre un débit solide moyen annuel de 7.64 kg/s soit un apport solide moyen de 240 000 tonnes, les dégradations spécifiques varient de 107 à 3700 t/km²/an, soit une moyenne de 938 t/km²/an.

ii)- Le bassin de Mouilah

Pour le Mouilah, les dégradations spécifiques annuelles varient de 4 à 2200 t/km²/an, soit une moyenne de 364 t/km²/an, pour une lame d'eau écoulée de 18 mm/an et un apport solide annuel de 965 000 tonnes, déduit d'un débit solide moyen annuel de 35 Kg/s.

iii)- Le bassin d'Isser

L'oued Isser se caractérise par une lame d'eau écoulée moyenne de 12 mm/an apportant en moyenne, annuellement 206 000 tonnes de sédiments. La dégradation spécifique moyenne annuelle est de 180 t/km²/an, pour des valeurs variant de 4 à 1035 t/km²/an, déduit d'un débit solide de 6.6 kg/s.

iiii)- Le bassin de Sikkak

L'oued Sikkak est affecté par une dégradation spécifique moyenne annuelle de 170 t/km²/an et variant de 4 à 745 t/km²/an. La lame d'eau écoulée moyenne est de 113 mm/an, apportant en moyenne 37 000 tonnes de sédiments par an avec un débit solide moyen annuel de 2 kg/s.

La différence qui existe entre les apports solides des différents bassins est principalement liée à la différence des superficies des bassins, les contextes, climatique et géologique étant semblables. En effet les courbes en fonction de la surface des différents paramètres de l'écoulement et des apports solides (figure 46), montrent clairement l'influence de la surface, sans pour autant être affirmatif, étant donnée le nombre réduit de bassins étudiés.

Tableau 61 : Valeurs des apports liquides, solides et des dégradations spécifiques au niveau des oueds Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak. (Bassin de la Tafna)

Années	Sebdou			Mouilah			Isser			Sikkak		
	Al Hm3	As T	Ass T/km ²	Al Hm3	As T	Ass T/km ²	Al Hm ³	As T	Ass T/km ²	Al Hm ³	As T	Ass T/km ²
1972-73										145.9	0.162	745
1973-74										78.82	0.1005	460.85
1974-75										60.39	0.0721	330.90
1975-76										35.40	0.008	36.47
1976-77										23.65	0.0035	15.93
1677-78				57.54	0.105	39.77				24.11	0.001	3.94
1978-79				32.86	0.019	7.32				14.02	0.0077	35.33
1979-80-				92.18	0.827	1066.9				23.60	0.1077	439.95
1980-81				77.78	0.073	27.52				22.27	0.020	90.22
1981-82				35.00	0.218	82.34				10.96	0.0048	22.14
1982-83				33.81	0.013	4.99				9.20	0.0019	8.63
1983-84				25.89	0.063	23.91				4.89	0.0029	13.28
1984-85				24.26	0.035	13.17				5.59	0.0024	11.14
1985-86	17.72	0.042	164.70	13.69	0.059	22.18				14.54	0.0414	190.14
1986-87	22.83	0.053	208.02	92.27	5.725	2160.2				22.43	0.0482	220.95
1987-88	13.23	0.036	139.69	19.77	0.669	252.54				10.49	0.0048	22.11
1988-89	127.4	0.315	1232.5	31.11	0.998	376.58	4.274	0.248	217.33	4.16	0.0399	182.88
1989-90	12.61	0.031	123.17	43.89	2.601	981.35	4.608	0.033	28.934	6.35	0.0347	158.95
1990-91	128.2	0.935	3657.7	47.69	2.040	769.74	5.192	1.180	1035.3			
191-92	30.18	0.073	287.58	30.53	1.045	394.41	11.35	0.016	14.177			
1992-93	4.235	0.027	107.37	14.30	0.096	36.07	19.24	0.008	6.7615			
1993-94	79.08	0.191	749.15	31.81	0.447	168.70	1.713	0.001	0.5136			
1994-95	20.67	0.173	678.1	149.7	0.338	127.43	34.56	0.441	386.62			
1995-96	343.6	0.823	3221.3				38.94	0.083	71.699			
1996-97	25.73	0.064	248.62				5.712	0.003	2.3221			
1997-98	16.31	0.350	1371.2				10.05	0.045	39.56			
Moyenne	64.76	0.240	937.62	47.46	0.965	364.17	13.56	0.206	180.32	28.71	0.0369	169.07
Ecart type	93.95	0.304	1190.5	35.03	1.418	563.11	13.22	0.370	325.09	35.23	0.0461	207.25

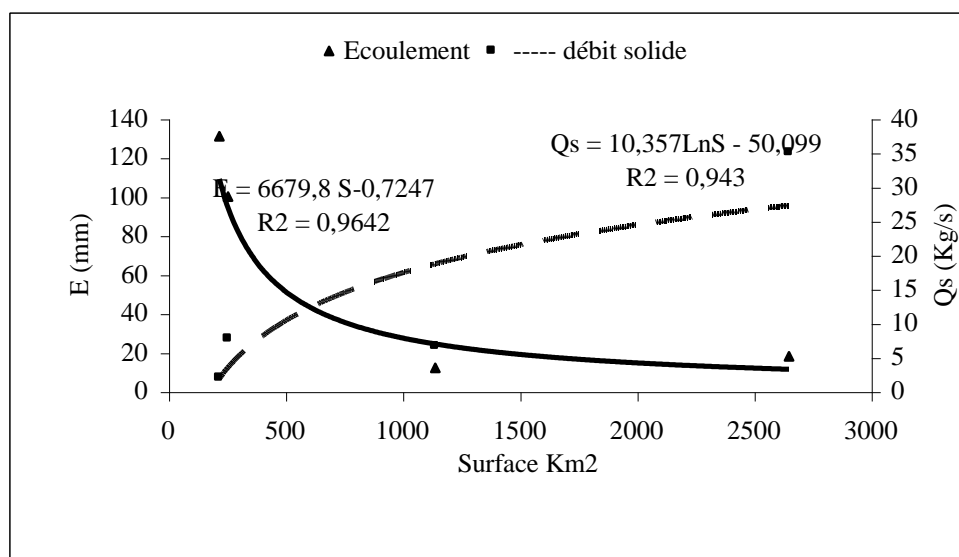


Figure 46 : variation de l'écoulement et du transport solide annuels en fonction de la surface du bassin versant (Tafna –NW Algérien)

b)- Variabilité interannuelle des apports solides

Les variations interannuelles des apports solides montrent une grande irrégularité pour les différents bassins, liée à l'irrégularité des précipitations et donc des apports liquides.

i)- Bassin de Sebdou

Pour l'oued Sebdou à Béni Bahdel (figure 47), sur une période de 13 années de 1985/86 à 1997/98 ; deux années (90/91 et 95/96) dont les précipitations dépassent la moyenne interannuelle calculée pour la période (55/98), ont charrié plus de la moitié (59.46%) du tonnage globale. La dégradation spécifique moyenne est élevée avoisinant les 1000 t/km²/an. Elle dépasse parfois (1995/96), les 3500 t/km²/an.

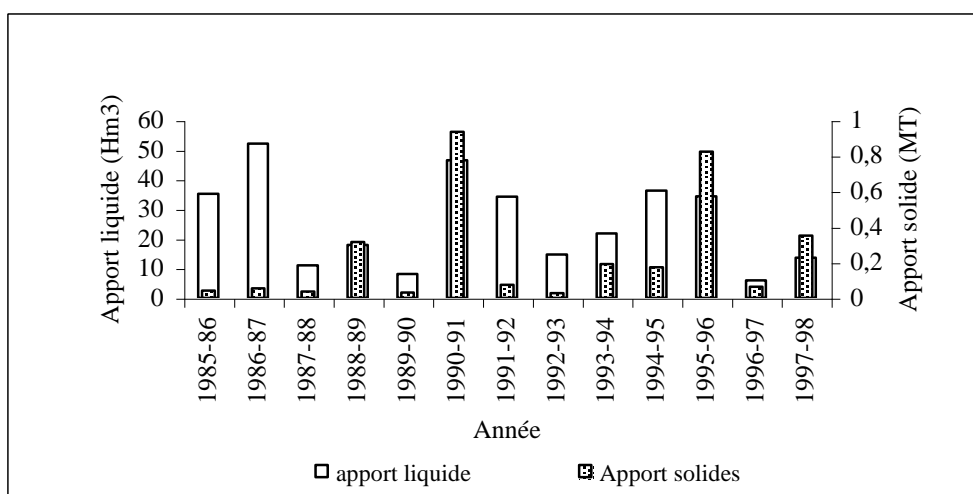


Figure 47 : Apports liquides et solides annuels de l’oued Sebdou à Beni Bahdel

ii)- Bassin de Mouilah

A oued Mouilah l’année 1986/87 a été exceptionnelle avec un apport solide de 5,725 millions de tonnes. Cet apport représente six fois la valeur moyenne annuelle de la période (1977/95). L’examen de la figure 48 permet de voir l’ampleur de l’irrégularité interannuelle, en effet, le rapport entre les valeurs extrêmes des années de fortes et faibles érosions est de 439 pour les apports solides et 55 pour les concentrations. Malgré les quantités importantes de l’apport solide, la dégradation spécifique reste modeste ne dépassant qu’à deux reprises sur 18 années le seuil de 1000 t/km²/an.

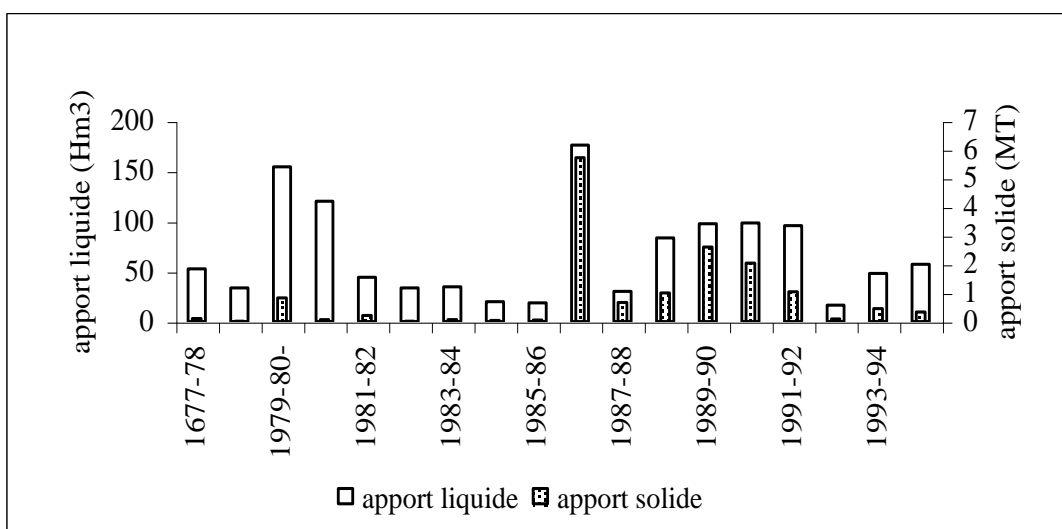


Figure 48 : Apport liquides et solides annuels d’oued Mouilah à Sidi Belkhir

iii)- Bassin de L'Isser

Pour l'oued Isser, (figure 49) durant l'année 1990/91, l'apport solide drainé vers le barrage El Izdihar représente 52% de l'apport global enregistré en 10 ans de 1988/89 à 1997/98. La dégradation spécifique de l'année 1990/91 est de $1035 \text{ t/km}^2/\text{an}$, elle est 5 fois supérieure à la valeur moyenne de la période avec un apport liquide de 5 Hm^3 , presque 4 fois plus grand. La turbidité moyenne annuelle varie entre 0.71 g/l (1996/97) et 28 g/l (190/91). Il faut noter que la crue du 7 septembre 1990 a apporté 760 000 tonnes de sédiments sur les 1.2 millions de tonnes de l'année.

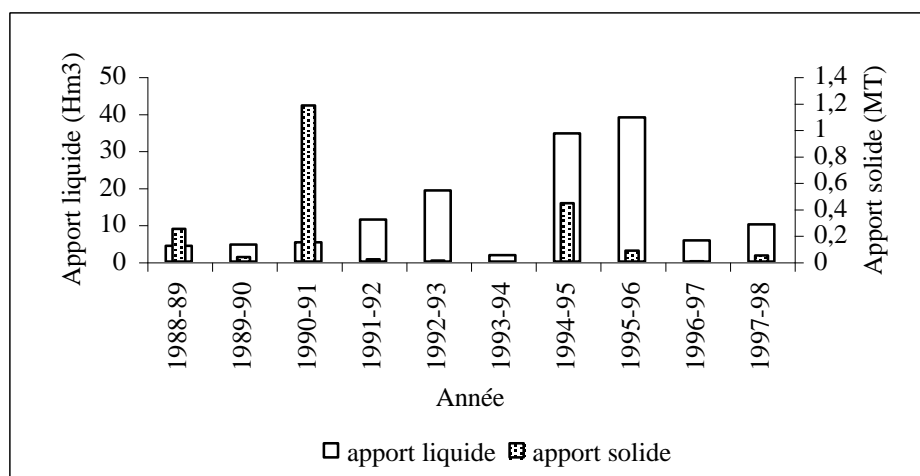


Figure 49 : Apports liquides et solides annuels dans 'oued Isser à Sidi Aïssa

iv)- Bassin du Sikkak

Sur une plus longue période de mesures, le bassin de l'oued Sikkak montre une meilleure résistance à l'érosion et donc de plus faibles valeurs en transport solide. Néanmoins l'irrégularité interannuelle est bien marquée. En effet, on peut voir (Figure 50), que de 1972/73 à 1974/75, les apports aussi bien liquides que solides sont plus importants par rapport au reste de la période puisque la région a connue une sécheresse depuis 1975. Toutefois, l'année 1972/73 est assez remarquable par son apport liquide et sa dégradation spécifique de $745 \text{ t/km}^2/\text{an}$, quatre fois plus grande que la moyenne annuelle. La crue de mars 1973 avec un débit de $176 \text{ m}^3/\text{s}$ a drainé 70% de l'apport liquide total annuel. Pendant la période de sécheresse, l'année 1979/80 a enregistré quelques crues qui ont permis un apport solide appréciable et une dégradation de $494 \text{ t/km}^2/\text{an}$, trois fois supérieure à la moyenne interannuelle

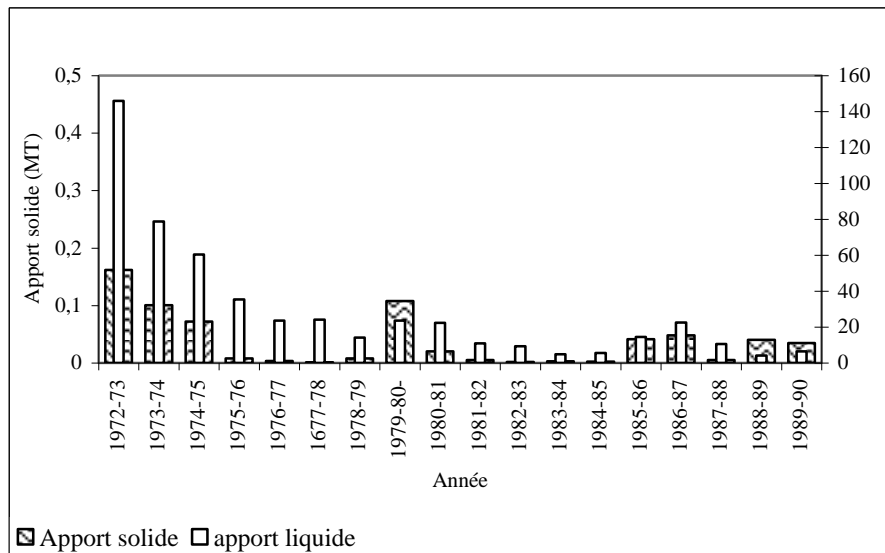


Figure 50 : Apport liquides et solides annuels de l’oued Sikkak à Ain youcef

c- Apports mensuels

Le flux mensuel des matières solides en suspension exporté par les différents oueds est calculé de la même manière que le flux annuel, pour chaque mois considéré de l’année.

i) – Oued Sebdou

Les valeurs mensuelles de la charge en suspension et les apports liquides (tableau 62), révèlent une forte variabilité mensuelle de la charge solide en suspension. 90% de cette charge est mesurée au cours de quatre mois seulement : en septembre 38%, en mars 9%, en juin 26% et en juillet 11%.

Tableau 62 : Apports liquides et solides moyens mensuelles à oued sebdou (période 1985/98)

MOIS	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	juin	Juil	Août
Al (Hm3)	1,11	0,99	1,11	1,25	1,81	4,61	7,01	3,25	2,27	1,10	0,62	0,38
Le (mm)	4,36	3,86	4,33	4,91	7,10	18,05	27,44	12,72	8,90	4,29	2,41	1,48
As (tonnes)	89633	3733,3	3405,1	854,62	3077,3	4637,6	21759	3496,4	8586,7	698201	25230	5326,1
ASS	350,82	14,61	13,33	3,34	12,04	18,15	85,16	13,68	33,61	273,27	98,75	20,85

Cette variabilité inter-mensuelle (Figure 51) de l’apport solide en suspension est due à la fréquence des crues importantes. En effet sur 156 valeurs mensuelles de débit solide, sept seulement soit 4.5% sont nettement supérieures à la moyenne (figure 52). C’est ainsi que par exemple durant l’année 1990/91, 56% de la charge annuelle en suspension ont été mesurés lors

de la crue survenue entre le 2 et le 21 septembre 1990. Mais comme on le sait, la quantité de la charge en suspension générée par une crue dépend de l'intensité des précipitations. Ainsi, les crues provoquées par la fonte des neiges génèrent très peu de charge en suspension comparativement aux crues provoquées par les orages. Par exemple en 1989, une crue causée par la fonte des neiges survenue au mois d'avril n'a généré que 1% de la charge annuelle en suspension alors que son apport annuel en eau était de 60%. En revanche, une crue provoquée par un orage violent en juillet de la même année a généré 98% de la charge annuelle en suspension pour un apport en eau relativement faible de l'ordre de 2,5 millions de m³ (tableau 63).

La fréquence des orages violents explique aussi en grande partie l'absence de corrélation entre la charge en suspension et les totaux pluviométriques d'une part, et la variabilité de cette charge d'autre part, observées aux échelles annuelle, saisonnière et mensuelle (Megnounif et al. 2003).

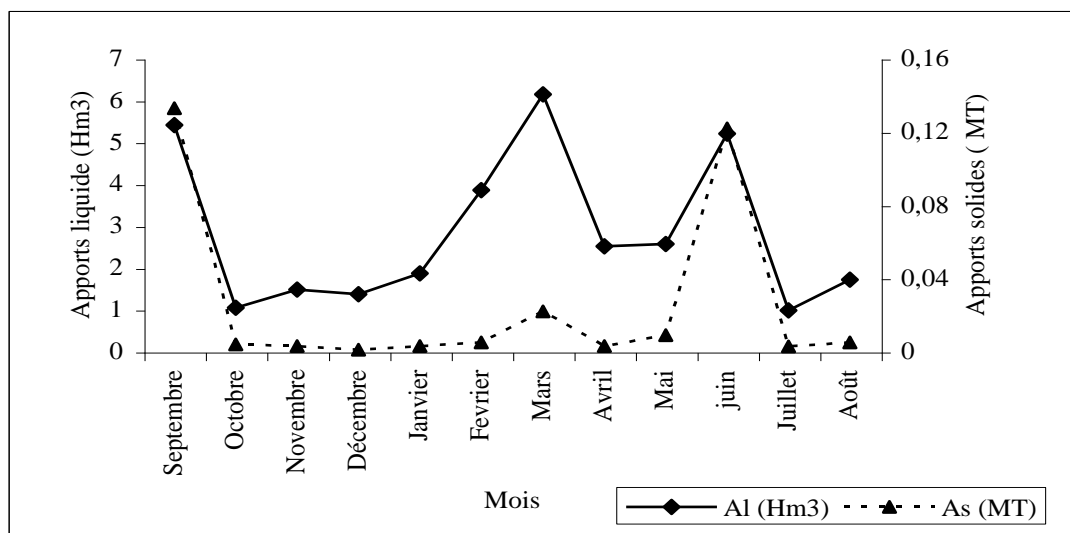


Figure 51 : Apports liquides et solides mensuels de oued Sebdu à Beni bahdel

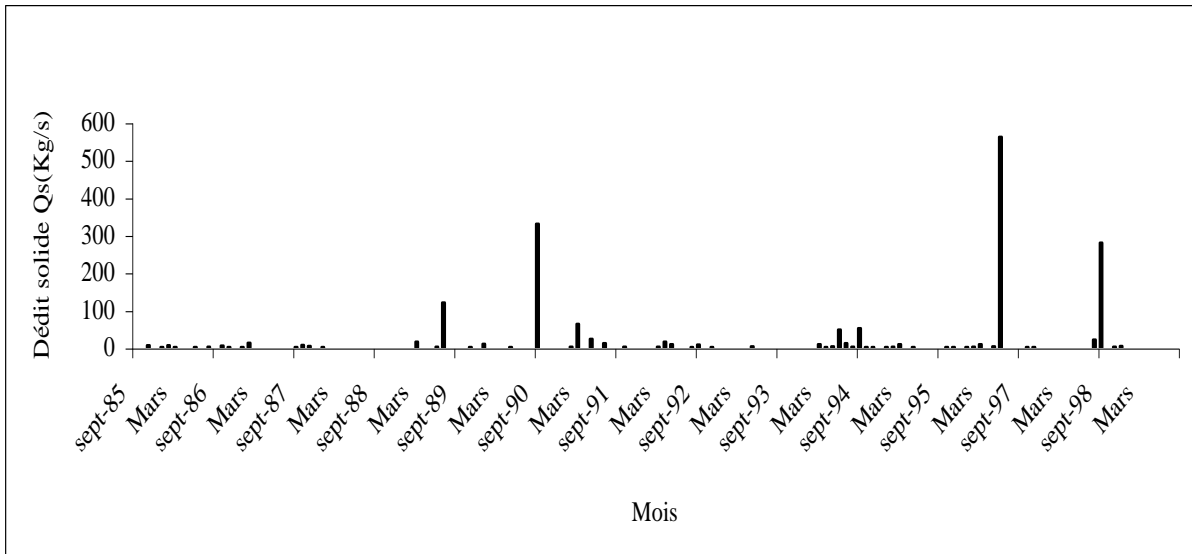


Figure 52 : Variations mensuelles des débits solides de l’oued Sebdu à Beni Bahdel

Tableau 63 : Charges liquides et solides mesurées lors de quelques crues. A oued Sebdu

Date	Al (Hm ³)	As (tonnes)	Ql max (m ³ /s)	C max (g/l)	C moy g/l)
2 au 21 septembre 1990	13.5	613 000	103.4	105.8	45.4
18 février au 3 mai 1991	55	472 000	84.5	23.7	8.7
21 au 24 juillet 1989	8.9	1931	104.6	6.4	0.22
18mars au 19avril 1989	2.5	2 686 309	29.8	115.6	105

ii)- Oued Mouilah

La variation des débits solides mensuels (figure 53), montre que sur une série de 216 valeurs correspondant à la période (1977/1994), 18 seulement soit près de 8% sont supérieures à la moyenne. La concordance entre les apports solides et liquides (figure 54), permet de constater que ce sont les crues exceptionnelles qui sont responsables de l’essentiel des transports solides. Les mois d’octobre et novembre sont sujets à une activité érosive intense. Au cours de ces deux mois plus de 55% de l’apport solide global est assurée. Le mois de mars malgré un écoulement relativement important connaît un transport solide modeste. (16%) (Tableau 64)

Tableau 64 : Apports liquides et solide moyens mensuelles à oued Mouilah (période 1977/94)

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIT	AOUT
Al (Hm3)	3,24	9,05	11,9	6,57	4,46	3,84	10,94	6,19	6,17	2,73	1,31	1,26
E (mm)	1,22	3,42	4,49	2,48	1,68	1,45	4,13	2,34	2,33	1,03	0,49	0,47
As (MT)	0,035	0,224	0,314	0,009	0,016	0,019	0,15	0,04	0,103	0,048	0,003	0,004
Ass (t/km2/an)	13,27	84,67	118,57	3,39	6,22	7,52	56,67	15,12	38,78	18,04	1,25	1,12

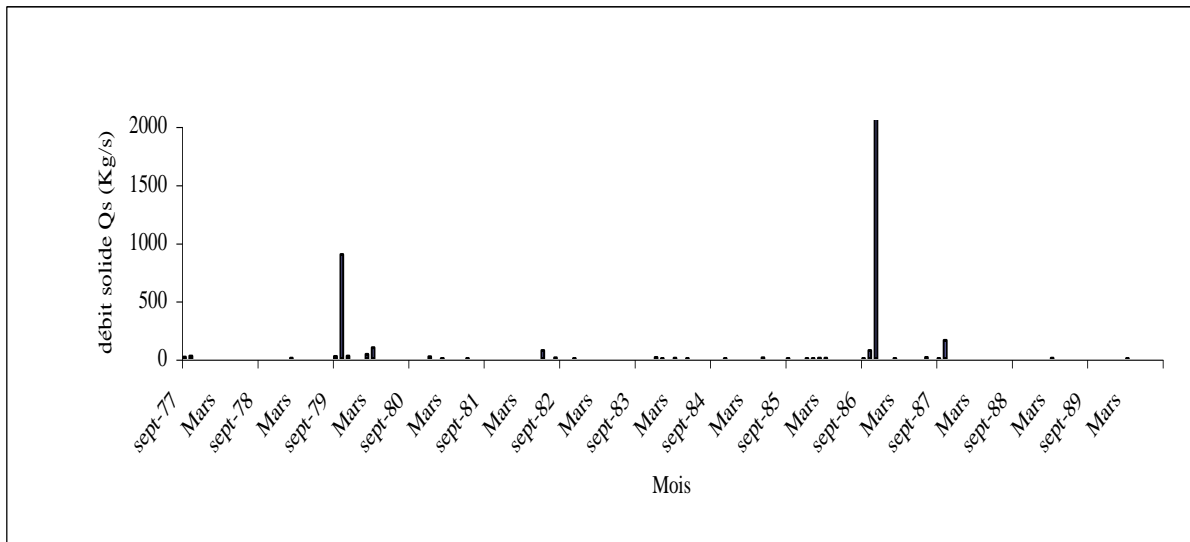


Figure 53 : Variations mensuelles des débits solides de l'oued Mouilah à Sidi Belkhir (1977/94)

En effet, après la grande saison sèche, les premières pluies de septembre trouvent un sol sec et dur, difficilement érodable. La réponse du bassin en matières en suspension est donc très faible. C'est les pluies torrentielles qui suivent en octobre et novembre qui arracheraient de grandes quantités de matières solides, qui seront par la suite véhiculées en suspension par le cours d'eau.

Comme exemple de l'importance des crues dans les apports solides à oued Mouilah, nous citons celle de novembre 1986. Cette crue a duré six jours, avec un débit de pointe de 581 m³/s. L'apport liquide représente 45% de l'apport annuel avec 79 Hm³. Cette crue a généré un débit solide de pointe de 25452 Kg/s et une turbidité de près de 44 g/l. L'apport solide transportait s'élevait à 3 millions de tonnes soit 51% de l'apport solide annuel.

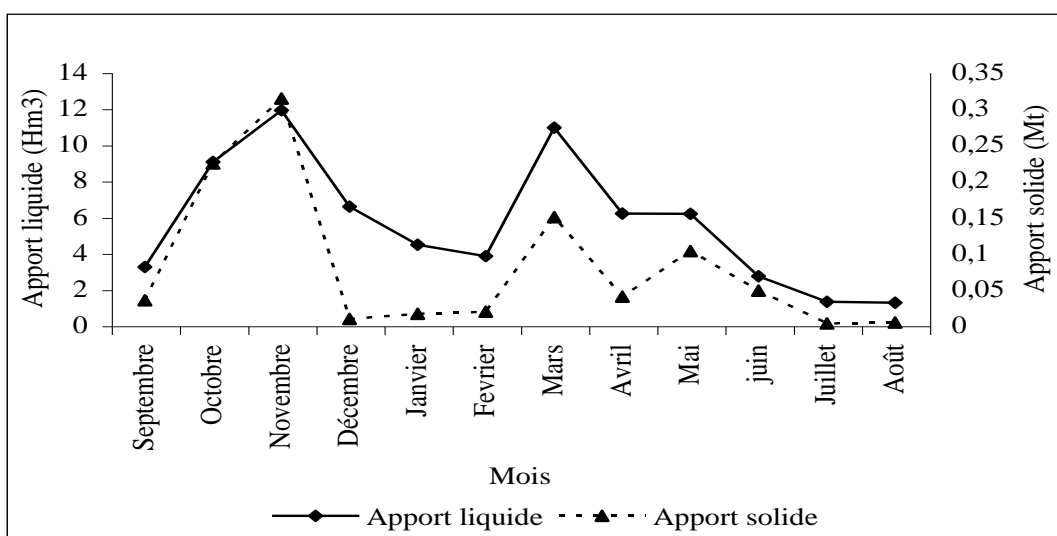


Figure 54 : Apports liquides et solides mensuels de oued Mouilah à Sidi Belkhir (1977/1995)

iii)- Oued Isser

A oued Isser sur la période (1988/89), il apparaît (figure 55) que c'est pendant les mois de mars et septembre que l'action érosive est la plus active. En effet l'apport solide en Mars représente 49% du total annuel. Quant au mois de septembre l'apport solide enregistré est important (35%), relativement aux écoulements. 4 fois plus faibles que ceux de mars le reste des mois, le transport solide est faible (tableau 65)

Tableau 65 : Apports liquides et solide moyens mensuelles à oued Isser (période 1988/98)

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avri	MaiI	Juin	Juil	Août	Année
Al (Hm3)	1,03	0,87	1,32	0,72	1,38	1,05	4,31	0,97	0,80	0,86	0,20	0,06	13,56
Le (mm)	0,90	0,76	1,16	0,63	1,21	0,92	3,79	0,85	0,70	0,75	0,18	0,05	11,90
As (tonnes)	71415	2520	20932	709	3735	1246	100242	2641	2096	13,40	2,28	6,22	205561
Ass (t/km2/an)	62,65	2,21	18,36	0,62	3,28	1,09	87,93	2,32	1,84	0,01	0,00	0,01	180,32

La variation, mensuelle des débits solides durant la période 1988/98 (figure 56), permet de constater que 10 valeurs sur 120 soit près de 8%, sont supérieures à la moyenne. Ce qui veut dire que l'essentiel de l'apport solide est causé par quelques crues durant l'année. En effet, l'année 1990, est marquée par la plus importante crue de la période d'étude. Cette crue est survenue le 7 de septembre. Avec un débit de pointe de 112 m³/s et un apport liquide de 1.6 Hm³ (soit 19% de l'apport annuel), la crue a transporté près de 112 322 tonnes de sédiments.

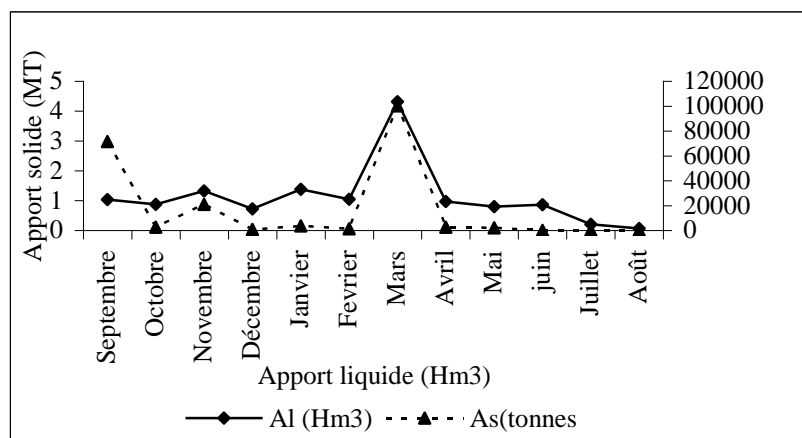


Figure 55 : Apports liquides et solides mensuels de oued Isser à Sidi Aïssa

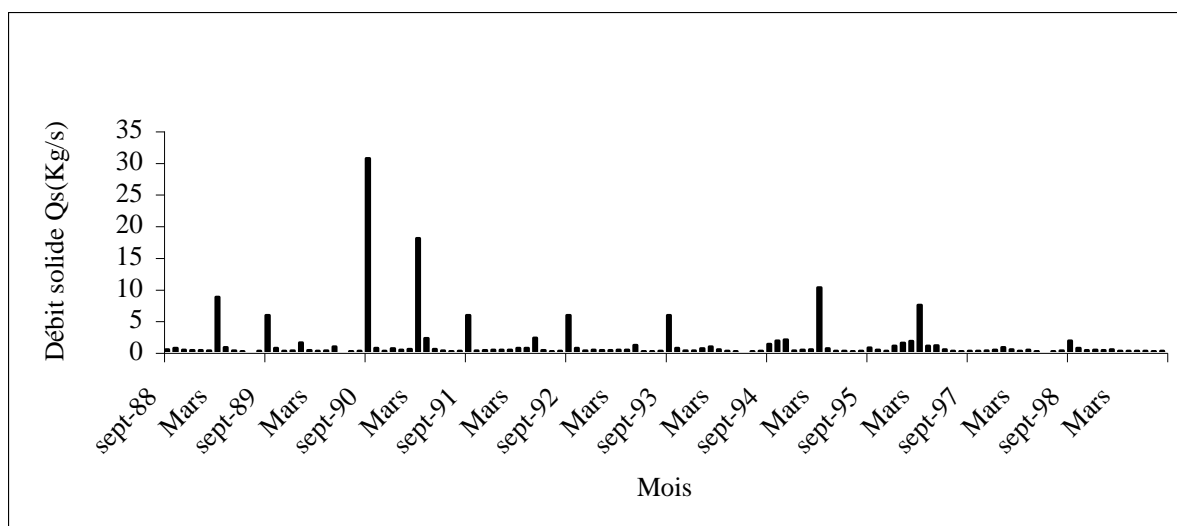


Figure 56 : Variations mensuelles des débits solides de oued Isser à sidi Aïssa

iv)- Oued Sikkak

Le comportement du bassin de l'oued Sikkak diffère légèrement des autres bassins, puisque apparemment, c'est au mois de mars (figure 57) que les apports aussi bien liquides que solides sont les plus importants (tableau 66).

Tableau 66 : Apports liquides et solide moyennes mensuelles à oued Sikkak (période 1972/90)

MOIS	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIN	AOUT
Al	1,392	1,113	1,302	1,938	1,971	3,278	10,210	3,397	2,170	0,757	0,866	0,226
E (mm)	6,386	5,105	5,973	8,891	9,042	15,036	46,834	15,585	9,954	3,471	3,972	1,034
As (tonnes)	976,43	561,3	1242,4	2523,9	1941,9	4912,6	19040	4822,5	712,6	58,12	55,99	8,889
Ass	4,479	2,575	5,699	11,578	8,908	22,535	87,339	22,122	3,269	0,267	0,257	0,041

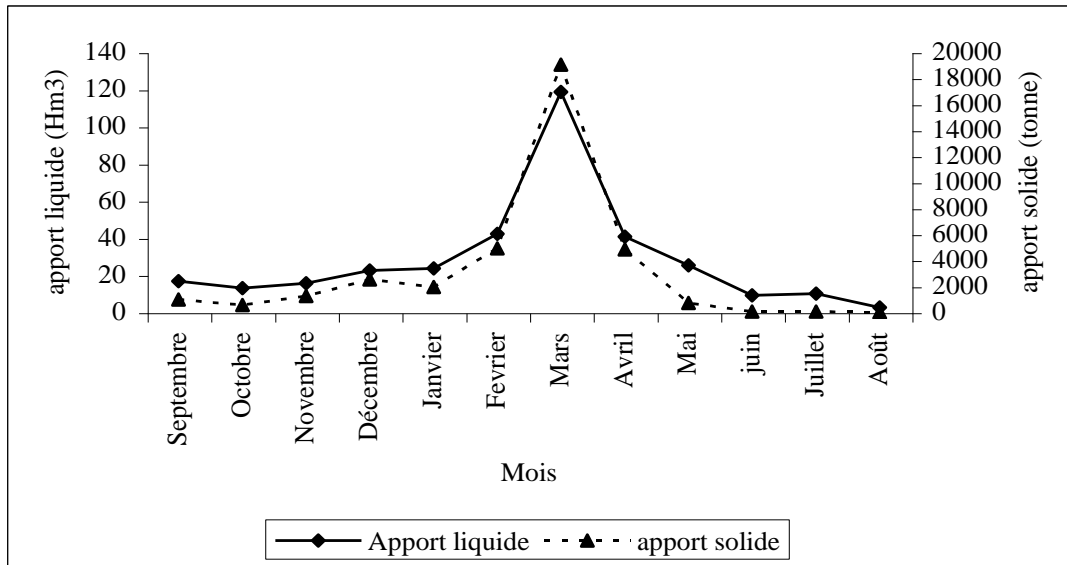


Figure 57 : Apports liquides et solides moyens mensuels de l'oued Sikkak à Aïn youcef

En effet le mois de mars assure près 31% des apports liquides annuels et 52% des apports solides. Le bassin étant à l'état de vieillesse et formé par plus de 60% de formations cohérentes et perméables, il apparaît que malgré une pluviométrie et un écoulement mensuels, relativement plus importantes par rapport aux autres bassins, l'apport solide de l'oued Sikkak est plus faible, d'où une plus faible action érosive. Sur la période de 1972/90, on note que, très peu de valeurs sont supérieures à la moyenne (Figure 58). On peut dire que les crues violentes sont responsables de la plus grande partie des transports solides et des dégradations des bassins versants. La plus importante crue enregistrée sur les 18 ans de mesures sur oued Sikkak est celle du 26 mars au 3 avril 1973. Avec un débit de pointe de $176 \text{ m}^3/\text{s}$ et une concentration de pointe de 10 g/l , elle a généré un apport solide de 156847 tonnes (soit 91%) de l'apport annuel.

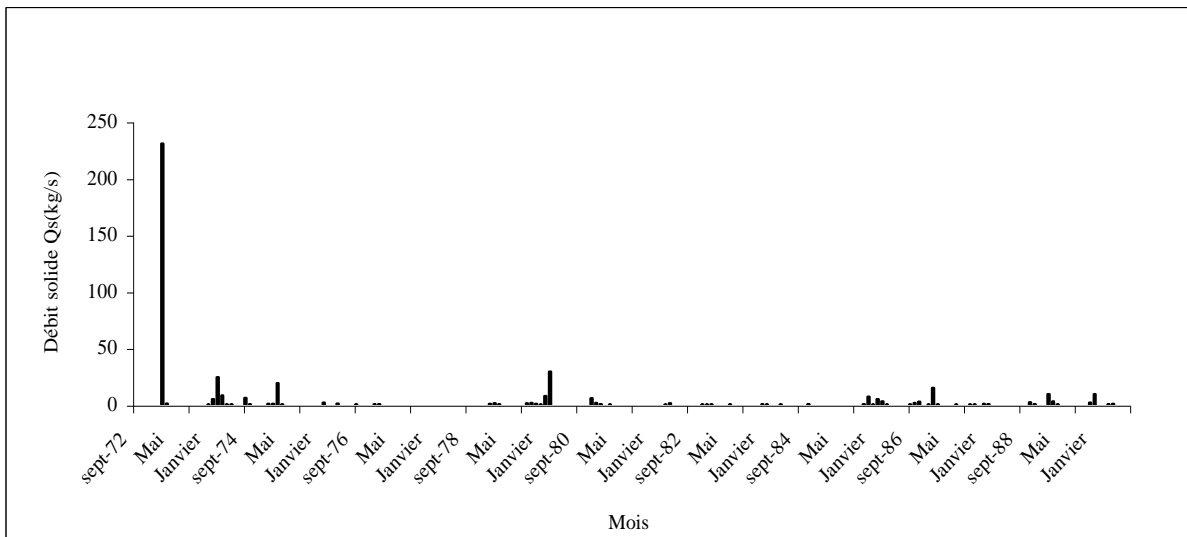


Figure 58 : Variations mensuelles des débits solides de l'oued Sikkak à Aïn Youcef (1972/89)

d- Apports saisonniers

Pour mieux appréhender le phénomène de l'érosion et du transport solide, nous avons vu qu'il serait judicieux d'analyser la répartition saisonnière des flux et des apports solides en suspension dans nos bassins.

i)- oued Seb Dou.

La répartition saisonnière (tableau 67) des transports solides confirme la variabilité mensuelle. 82% de la charge en suspension est transportée en automne (40%) et en été (42%), alors que les apports liquides durant ces deux saisons n'est que de 21%. (figure 59)

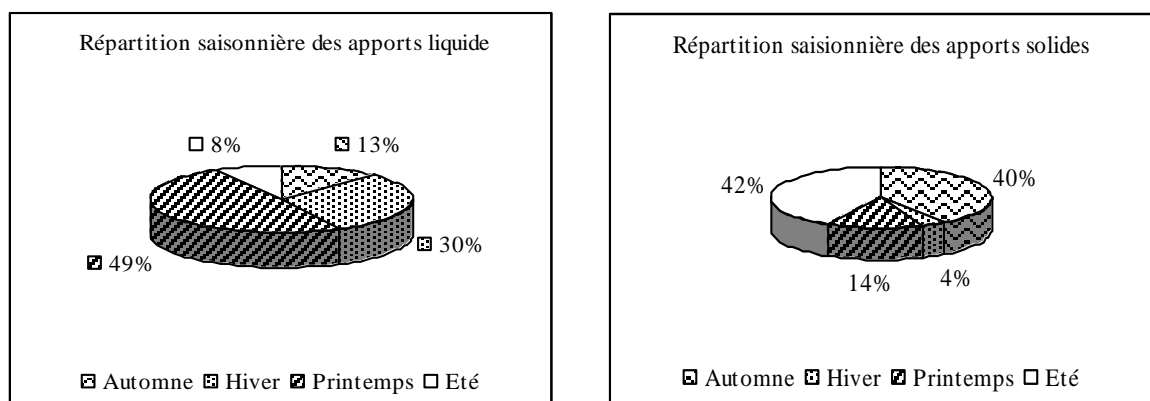


Figure 59 : Répartition Saisonnière des apports liquides et solides de l'oued Seb Dou à Beni Bahdel (1985/98)

Tableau 67 : Apports liquides et solides moyens saisonniers à oued Sebdou
(période 1985/98)

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté	Année
Al (Hm3)	3,2065	7,6805	12,5363	2,0912	25,5145
Le (mm)	12,5498	30,0608	49,0658	8,1846	99,8609
As (MT)	0,0968	0,0086	0,0338	0,1004	0,2396
Ass (t/km2/an)	378,7551	33,5401	132,4551	392,8667	937,6170

Pour l'automne, la forte charge s'explique par le fait que les précipitations, souvent intenses, tombent sur un sol asséché et mal protégé par la végétation (Chibbani et al., 1999 ; Cosandey et al., 2002 ;Roose et al., 1999). Au printemps la charge en suspension n'augmente pas proportionnellement aux apports pluviométriques si bien que le flux saisonnier reste inférieur à celui mesuré en automne malgré une hausse très significative des totaux pluviométriques.

Donc contrairement à d'autres zones climatiques (Probst, 1992), au Maghreb, les plus fortes concentrations de la charge en suspension ne sont nécessairement pas mesurées durant les périodes de hautes eaux. En été, ce sont essentiellement, deux orages exceptionnels de juillet 1989 et de juin 1996 qui ont amplifié les apports solides avec successivement 2,7 et 1,16 millions de tonnes.

En effet nous avons montré, (Megnounif et al., 2003) que sur la période de 1989/90 à 1992/93, c'est à dire en ne tenant pas compte de la crue de juin 1996, l'apport saisonnier de l'été n'est que de 19% alors que ceux de l'automne et du printemps passent à 43,7% et 36,4%.

ii) Oued Mouilah

L'analyse du Tableau 68, et de la figure 60, laisse apparaître que l'automne et le printemps se distinguent par leurs apports liquides forts, engendrant un flux important de matières solides en suspension. Les plus importants sont enregistrés en automne (59 %) et à un degré moindre au printemps (30%).de l'apport annuel.

Tableau 68 : Apports liquides et solides moyens saisonniers à oued Mouilah.
(période 1977/95)

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté	Année
Al (Hm3)	15,33	10,44	16,41	5,27	47,45
Le (mm)	5,79	3,94	6,19	1,99	17,91
As (MT)	0,573	0,044	0,293	0,055	0,965
Ass (t/km2/an)	216,51	17,13	110,57	20,41	364,62

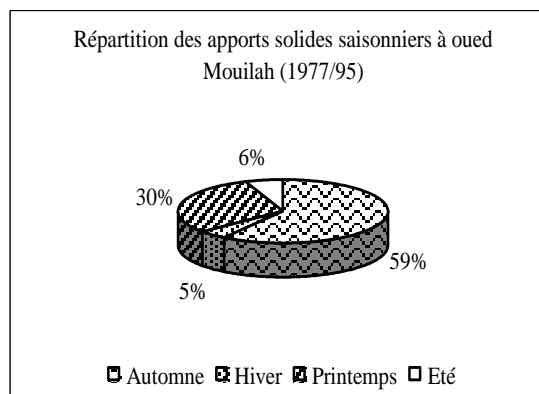
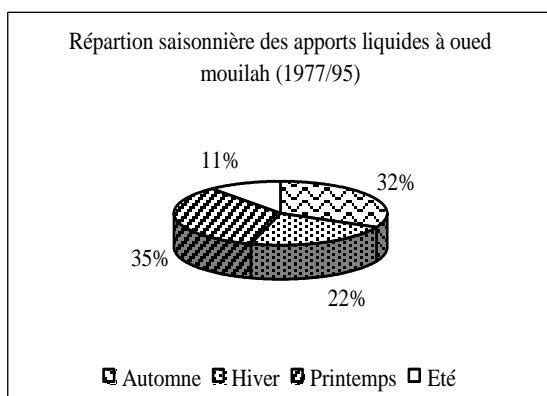


Figure 60 : Répartition saisonnière des apports liquides et solides de l'oued Mouilah à Sidi Belkhir (1977/95)

Après une grande saison sèche, les premières pluies de l'automne trouvent un sol sec et dur, difficilement érodable. La réponse du bassin en matière en suspension est donc très faible. Ce sont les pluies torrentielles qui surviennent en octobre et novembre qui arracheront de grandes quantités de matières solides, qui seront par la suite véhiculées en suspension par le cours d'eau.

La réponse du bassin se manifeste rapidement par les ruissellements et des écoulements hypodermiques peu profonds. Quoique moins importantes que celles de l'automne, les pluies du printemps survenues après un hiver peu pluvieux et froid avec une succession de gels et dégels favorisant la déstabilisation de la structure du sol le rendant plus vulnérable à l'érosion, trouvent un sol meuble et déclenchent alors des écoulements fortement chargés.

En hiver, période de transition entre deux saisons humides, bien que la pluviométrie soit nettement beaucoup plus faible, les écoulements le sont moins, ce qui est dû essentiellement aux réserves importantes en eau, emmagasinées dans le sol, suite aux fortes pluies de l'automne.

L'été se distingue des autres saisons, par des valeurs très dispersées ; de pluviométrie faible à nulle sans conséquences généralement sur le transport solide, mais parfois des orages estivaux ramènent des quantités considérables de matières en suspension.

iii) Oued Isser :

97% du transport des matières en suspension s'effectue pendant l'automne (46%) et le printemps (51%) (Tableau 69). L'automne dont l'apport liquide est de presque la moitié que celui du printemps transporte environ la même quantité de sédiment. Les saisons d'hiver et d'été sont des saisons à érosion insignifiante (Figure 61).

Tableau 69 : Apports liquides (Al) et solides (As) moyens saisonniers à oued Isser.
(période 1988/98)

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté	année
Al (Hm3)	3,22	1,12	6,08	3,14	13,56
Le (mm)	2,83	0,98	5,33	2,76	11,90
As (MT)	94869,17	21,90	104979,50	5690,11	205560,69
Ass (t/km2/an)	83,22	0,02	92,09	4,99	180,32

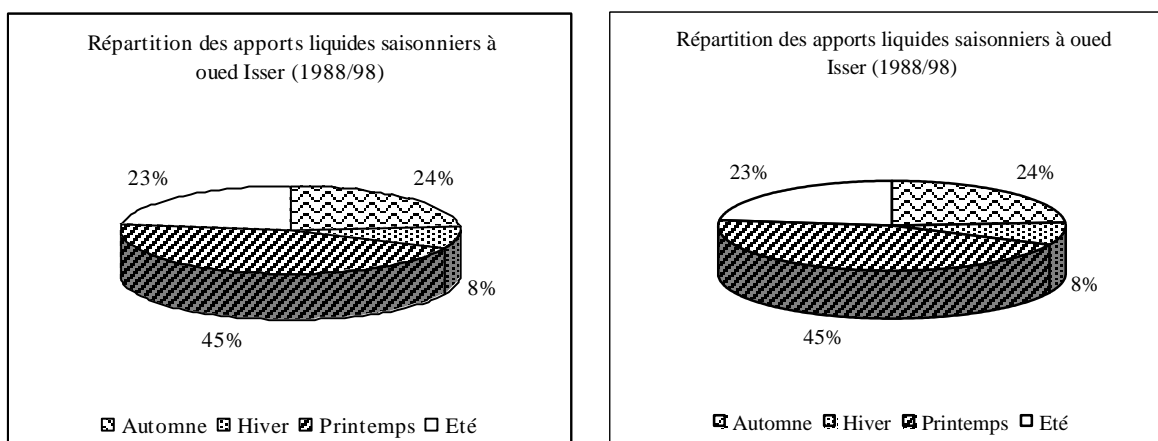


Figure 61 : Répartition saisonnière des apports liquides et solides de l'oued Isser à Sidi Aïssa (1988/98)

iv) Oued Sikkak

A oued Sikkak (tableau 70), c'est au printemps et à l'hiver qu'on enregistre les forts écoulements qui engendrent aussi les plus forts flux en suspension. Avec 67%, par rapport au total annuel, l'oued sikkak véhicule 24575 tonnes de matières en suspension au printemps.

Tableau 70 : Apports liquides et solides moyens saisonniers à oued Sikkak.
(période 1972/90)

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté	Année
Al (Hm ³)	3,807	7,187	15,777	1,848	28,620
E (mm)	17,464	32,970	72,372	8,478	131,284
As (T)	2780,143	9378,442	24574,944	123,003	36856,532
Ass (t/km ² /an)	12,753	43,020	112,729	0,564	169,067

Cette valeur reste toutefois faible par rapport aux autres bassins. Aussi, contrairement aux autres bassins étudiés l'hiver présente des caractéristiques érosives plus prononcées. Quant à l'automne, avec un apport liquide deux fois plus faible qu'en hiver, il ramène trois fois moins de sédiments (figure 62). L'été reste une saison sèche avec un transport quasi nul.

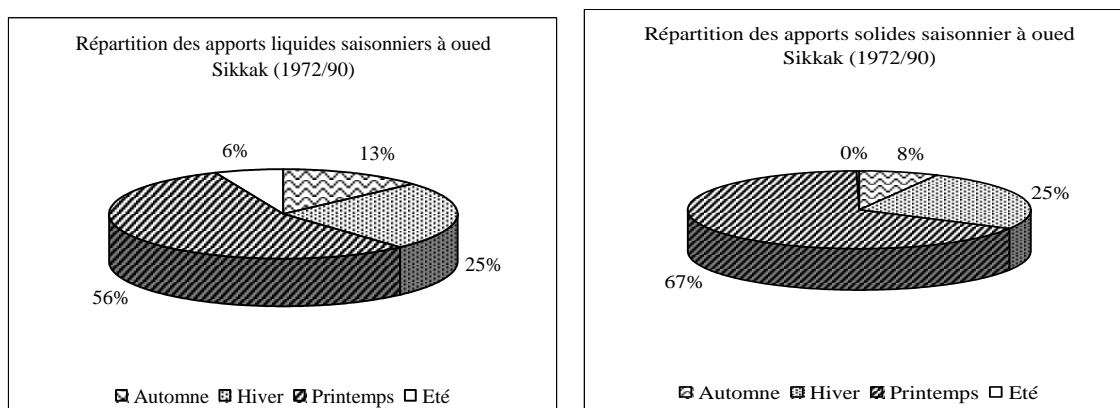


Figure 62 : répartition saisonnière des apports liquides et solides d'oued sikkak à Aïn Youcef

CONCLUSION

Sur la base des mesures continues de la charge en suspension réalisées dans les différents bassins : Sebdou (1985/98), Mouilah, (1977/95), Isser (1988/98) et Sikkak (1972/90), de la Tafna, nous avons calculé les différentes valeurs des paramètres de l'écoulement liquide et du transport solide (Tableau 71).

Il ressort de ces estimations que l'action érosive est différente d'un bassin à l'autre, en effet la dégradation spécifique moyenne varie entre 170 t/km²/an pour oued Sikkak et 937 t/km²/an pour oued Sebdou. Pour le Mouilah et l'Isser, elle est respectivement de 364 et 180 t/km²/an. Bien que la taille des bassins semble jouer un peu sur ces valeurs, le bassin de Sebdou

est relativement le plus touché par ce phénomène, alors qu'il ne l'est pas pour le plus grand bassin.

Tableau 71 : Valeurs de quelques paramètres d'écoulement et du transport solide dans les Bassins des oues Sebdou, mouilah, Isser et Sikkak (Tafna, NW Algérie).

Bassins	Sebdou	Mouilah	Isser	Sikkak
Ec (mm)	99.86	18	12	131
Qs (kg/s)	7.6	35	6.6	2
As (tonnes)	240 000	965 000	206 000	37 000
Ass (t/km ² /an)	937	364	180	170

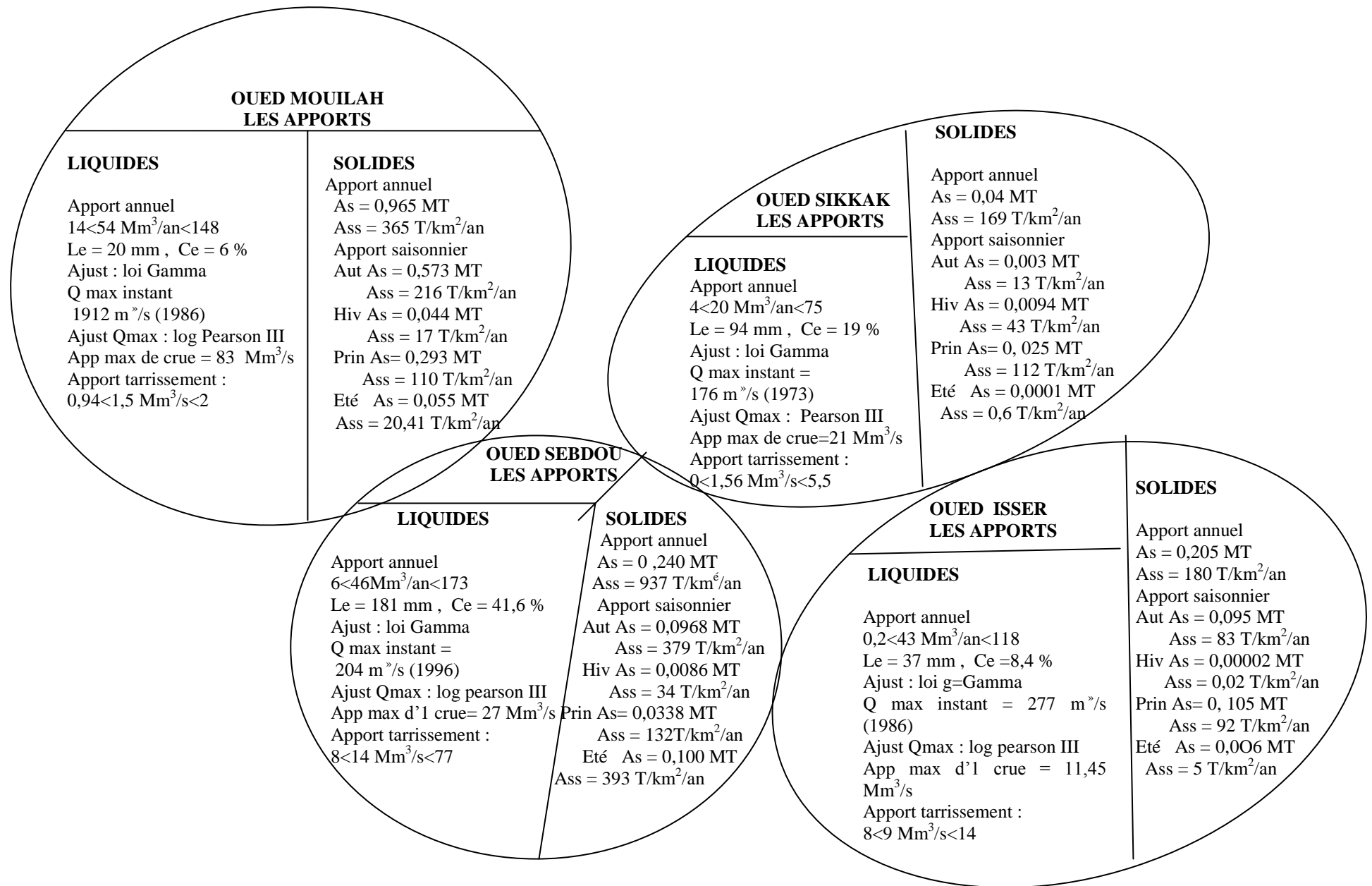
Toutefois, si on regarde la variabilité interannuelle de ce phénomène, on constate que la dégradation spécifique varie considérablement. Ainsi on passe de 120 à 3657 t/km²/an pour le Sebdou, de 4 à 2200 t/km²/an pour le Mouilah, de 4 à 1035 t/km²/an pour l'Isser et de 4 à 745 t/km²/an pour le Sikkak. Ces taux de dégradation se situent dans la fourchette des valeurs proposées par Walling (1984). En se fondant sur les travaux réalisés au Maghreb, cet auteur estime que les dégradations spécifiques dans le bassin versant varient entre 1000 et 5000 t/km²/an.

D'autres auteurs ont proposé des valeurs encore plus élevées. Ainsi Probst et Suchet (1992) ont avancé des valeurs supérieures à 5000 t/km²/an pour cinq bassins versants. C'est le cas d'oued Agrioun en Algérie où la dégradation spécifique a été estimée à 7200 t/km²/an. D'autre part des valeurs de dégradation spécifiques nettement inférieures à celle trouvée pour le bassin de Sebdou ont été observées dans certains bassins versants du Maghreb. Sur la base de données de mesures de la charge en suspension réalisées dans 130 bassins versants des trois pays du Mghreb (Maroc, Algérie et Tunisie), Probst et Suchet ont estimé que la dégradation spécifique moyenne est respectivement de 400 à 610 t/km²/an pour les oueds qui se jettent dans la mer Méditerranée et l'océan Atlantique. Des valeurs encore plus faibles ont été estimées dans certains bassins versants. C'est le cas notamment de l'oued Leham en Algérie orientale (104 t/km²/an) (Bourouba ; 1989). Dans le cas du bassin de la Tafna, Sogreah (1967) a estimé la dégradation spécifique à 150 t/km²/an, valeur proche de celles des oueds Sikkak et Isser, mais inférieure à celles des autres sous bassins étudiés de la Tafna .

La comparaison des valeurs de dégradation spécifique révèle une très forte disparité spatiale du taux d'érosion des sols au Maghreb. Cette disparité résulte principalement de la différence de la lithologie, du couvert végétal, de la pente et de la taille des bassins versants (Probst et Suchet, 1992 ; Fox et Moore, 1993). A cette variabilité spatiale s'ajoute la variabilité

temporelle aux échelles annuelle, saisonnière et mensuelle. A l'échelle saisonnière, c'est à l'automne que se produit le maximum du transport solide pour les bassins de Sebdou, Mouilah et l'Isser. A oued Sikkak c'est au printemps que le phénomène est plus accentué. En deuxième position, on trouve le printemps pour le Mouilah et l'Isser, l'hiver pour le Sikkak et l'été pour le Sebdou. Toutefois pour le Sebdou, nous pensons que l'importance des transports en été est conjoncturelle, dû à des orages d'été exceptionnels.

En tout état de cause, cette variabilité temporelle dépend de la fréquence des orages et de leur période d'occurrence. En effet, ce sont ces orages qui génèrent la plus grande partie de la charge en suspension.



Les paramètres hydrologiques des sous bassins des oueds Sebdu, Mouilah, Isser et Sikkak (Tafna –NW Algérie)

TROISIEME PARTIE

MODELISATION DES ECOULEMENTS ET DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION

Chapitre VI - ANALYSE CORRELATOIRE ET SPECTRALE DES PLUIE ET DES DEBITS

VI.1 INTRODUCTION

Pour décrire exactement la dynamique d'un système complexe, il convient d'en connaître à tout moment les variables d'état : pression, température, vitesse d'écoulement. A l'heure actuelle, il est difficile d'établir précisément les structures de couplage entre toutes ces variables. Afin de surmonter ce problème, il existe une méthode consistant à assimiler le système étudié à une "boîte noire" dont on ignore le contenu et à en étudier le comportement : c'est " l'analyse systémique ". Ce type d'étude est donc une approche phénoménologique basée sur l'observation et l'expérience.

La finalité de cette analyse systémique réside dans la caractérisation du système par sa fonction de transfert, c'est-à-dire par le mécanisme qui modifie l'entrée pour la relier à une sortie par une relation de cause à effet. Cette fonction est appelée la réponse impulsionnelle du système.

Ces méthodes, développées au laboratoire souterrain de Moulis (France) pour les problèmes d'hydrogéologie par Mangin (1981, 1981a, 1981b, 1984) comprennent deux principaux types d'analyse : l'analyse corrélatoire et l'analyse spectrale soit de façon simple ou croisée.

Les analyses corrélatoire et spectrale des chroniques d'entrée et de sortie d'un système permettent d'obtenir des informations sur le fonctionnement de ce système, à partir de l'analyse de la structure de la totalité des chroniques de pluies et de débits. Le système karstique est assimilé à un filtre ; il reçoit des informations d'entrée qu'il va restituer en leur conservant la structure de départ de la pluie ou en les modifiant, leur donnant alors une autre organisation.

Dans un premier temps, il faudra donc analyser les informations contenues dans la chronique des débits (structure du signal de sortie). Il sera alors possible de détecter quelles informations sont conservées, éliminées ou modifiées. Enfin, une analyse pluie – débit (entrée – sortie) va nous permettre d'apprécier de quelle manière les informations d'entrée sont reproduites à la sortie (figure 63).

Pour plus de détail, le développement complet de la théorie est donné par Max (1980), Mangin (1984), Box et al. (1994) et Duan et al. (1998).

Cette approche a été utilisée le plus souvent pour l'étude de la réponse (débits des sources) des systèmes hydrogéologiques en milieux karstiques en France par Mangin (1981, 1984), et Larocque et al (1998), au Maroc par Hsissou (1991, El Ouali (1992), et Bouchaou et al. (1995), et en Algérie par Abdesselam (1995). En outre, l'analyse corrélatoire et spectrale a été appliquée dans l'étude de la turbidité des eaux d'aquifère karstique. Bouchaou et al. (2002). Plus récemment, Riad (2003) dans son étude typologique de quelques bassins versants au Maroc a utilisé l'analyse corrélatoire et spectrale pour essayer de caractériser le comportement des écoulements superficiels vis-à-vis des pluies.

L'objectif est de montrer que cette approche peut être utilisée pour la compréhension et la caractérisation d'un système hydrologique en étudiant la réponse aux entrées pluies de l'écoulement global (souterrain et de surface) à l'aval.

VI.1.1- METHODE

Les informations contenues dans les chroniques seront mises en évidence soit par rapport au temps (analyse dans le domaine temporel) soit par rapport à la fréquence (analyse dans le domaine fréquentiel).

VI.1.1.1- Analyse dans le domaine temporel : Analyse corrélatoire

L'analyse corrélatoire permet d'apprécier les informations contenues dans les chroniques (entrée ou sortie) par rapport au temps. Deux types d'analyses sont menées : le corrélogramme simple qui se rapporte à l'étude d'une seule chronique et le corrélogramme croisé qui se rapporte à l'étude de la sortie du système en fonction de l'entrée.

a)- Corrélogramme simple :

Il met en évidence la dépendance des événements entre eux pour des intervalles de temps de plus en plus grands : il traduit, par conséquent, la mémoire du système étudié et le degré d'organisation du drainage. Analytiquement, le corrélogramme simple est la fonction d'autocorrélation d'une chronique finie où r_k est un coefficient de corrélation et m , la troncature qui est la durée maximum pour le calcul des coefficients d'autocorrélation (fig. 64).

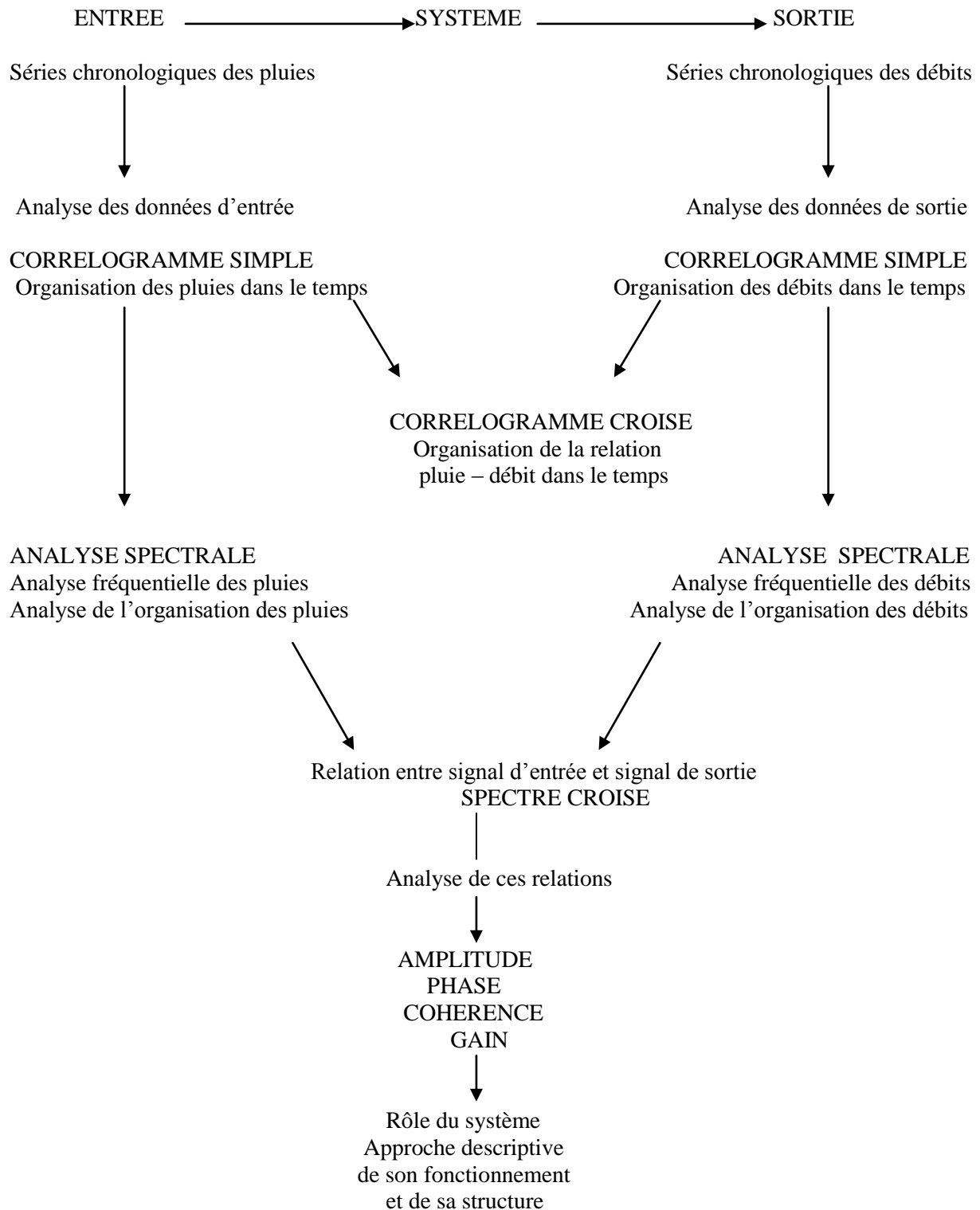


Figure 63 : Organigramme des analyses corrélatoire et spectrale montrant les étapes de traitement de l'information hydrologique

La troncature doit être sensiblement égale au tiers du nombre d'éléments de la période d'étude et aucun cas, être supérieure à la moitié. Le choix de celle - ci est fondée sur des principes semi - empiriques :

- pour $m > n/2$, les résultats ne sont pas corrects,
- pour $n/3 < m < n/2$, les résultats sont généralement faussés,
- pour $m < n/3$, les résultats sont corrects. (n : nombre d'observations)

Par exemple, si on veut étudier un cycle hydrologique, au pas de temps journalier, on pourra prendre $m = 125$.

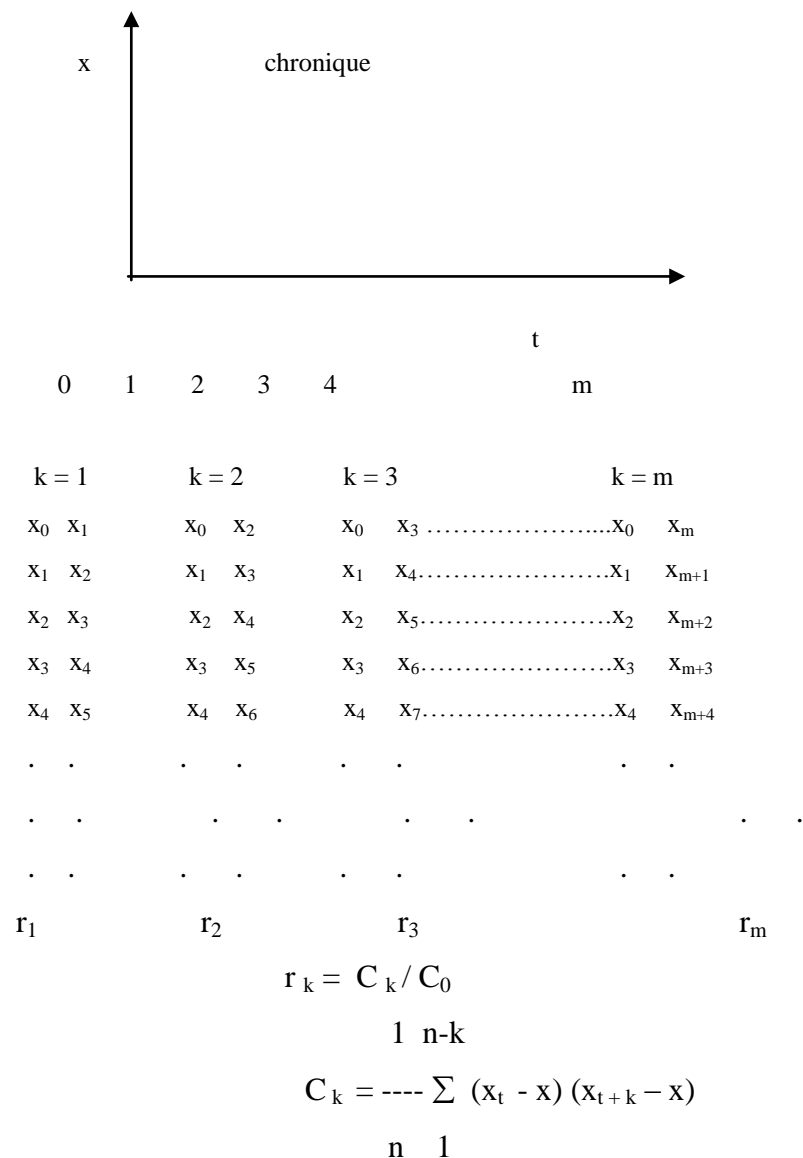


Figure. 64 : Expression analytique du corrélogramme simple
(A. Mangin, 1984)

Lorsqu'un corrélogramme tend rapidement vers zéro, il caractérise une succession d'événements indépendants les uns des autres. Le phénomène peut être considéré comme quasi

aléatoire. En revanche, si la décroissance du corrélogramme est lente, elle caractérise des événements dépendants les uns des autres. Dans le cas des données hydrométriques, le corrélogramme montre la façon dont le système module le signal d'entrée. Si le corrélogramme décroît rapidement, le système module très peu le signal d'entrée : il est donc sans mémoire et de ce fait, il est bien drainé avec des réserves négligeables. Au contraire, si le corrélogramme décroît lentement, "l'effet mémoire" est important. Cet effet mémoire traduit, en terme d'hydrogéologie une régulation liée à l'importance des réserves.

L'effet mémoire est défini comme le temps, en jours, nécessaire pour que la valeur du corrélogramme soit inférieure à 0.2.

b)- Corrélogramme croisé :

C'est la fonction d'intercorrélation de deux chroniques finies. Il permet de voir la dépendance (intercorrélation) entre deux chroniques (entrée et sortie) avec un décalage des chroniques dans le temps de plus en plus grand (retard entrée – sortie).

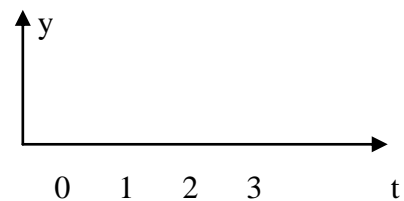
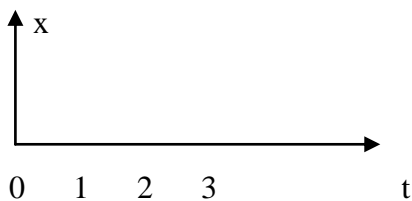
La figure 94, présente l'expression analytique du corrélogramme croisé. Lorsque la fonction d'entrée est une fonction purement aléatoire et que le système est linéaire (une forte pluie produit une forte crue), le corrélogramme croisé est la réponse impulsionnelle du système. Il donne une image de l'hydrogramme unitaire.

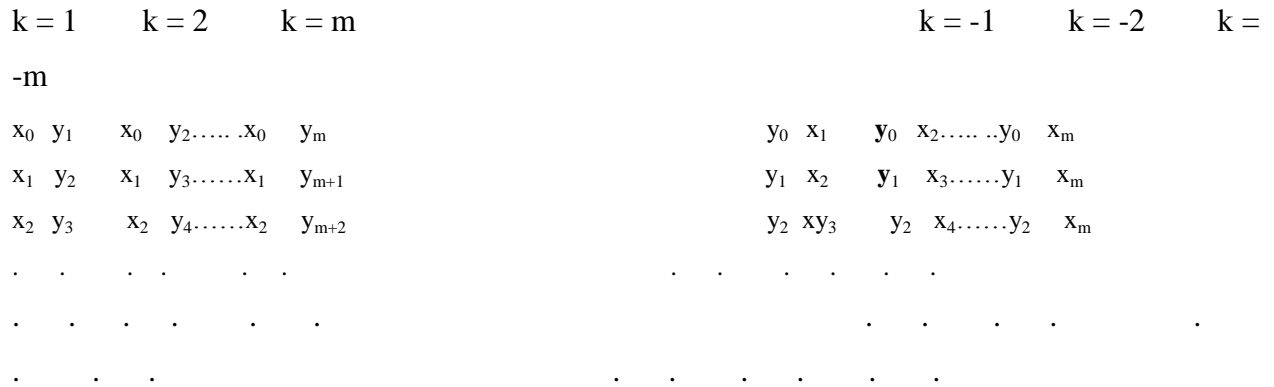
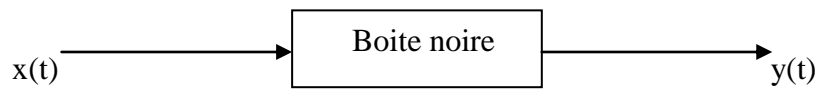
Lorsque le signal d'entrée est structuré, alors le corrélogramme croisé fera apparaître les périodicités.

Par contre, si le corrélogramme croisé est symétrique, alors les processus choisis comme étant les entrées et les sorties peuvent être reliés par une même cause.

Un système à réponse rapide présente un hydrogramme unitaire étroit et pointu ; le corrélogramme croisé correspondant sera également pointu et peu étendu. Dans ce cas, la régulation est faible et donc on a peu de réserves.

Un corrélogramme croisé étalé caractérise un système qui module le signal d'entrée. Ce système possède des capacités de stockage importantes et ne répond pas directement par une impulsion à une excitation.





$$r_{+k} = r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{S_x \cdot S_y} \text{ avec :}$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y})$$

$$r_{-k} = r_{yx}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{S_x \cdot S_y} \text{ avec :}$$

$$C_{yx}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (y_t - \bar{y})(x_{t+k} - \bar{x})$$

$$S_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x})^2 \text{ et}$$

$$S_y^2 = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (y_t - \bar{y})^2$$

Figure 65 : Expression analytique du corrélogramme croisé (d'après A. Mangin, 1984)

VI.1.1.2- Analyse dans le domaine fréquentiel : Analyse spectrale

Les analyses spectrales permettent de décomposer l'information par rapport aux fréquences. Deux analyses sont menées :

- une analyse sur une seule chronique : le spectre de densité de variance,
- une analyse de la sortie en fonction de l'entrée : le spectre croisé.

En combinant l'analyse spectrale simple et croisée, on obtient la fonction de cohérence et la fonction de gain.

a)- Spectre de densité de variance :

Il permet de décomposer la variance totale d'une chronique en fonction de la fréquence. La décomposition de la variance totale dans le domaine fréquentiel est la transformée de Fourier du corrélogramme de la chronique.

L'expression analytique du spectre de densité de variance s'écrit selon A. Mangin, 1981 de la manière suivante :

$$S_f = 2 \left[1 + 2 \sum_{k=1}^{k=m} D_k \cdot r_k \cdot \cos 2 \pi f k \right]$$

f : fréquence = j / 2 m. si le pas de temps est journalier j = 0, 1, 2, 3,.....m.

k = 0, 1, 2, 3, 4,.....m si le pas de temps est journalier.

r_k : corrélogramme simple de la chronique.

D_k : un filtre de r_k nécessaire pour que la valeur estimée de S_f soit non biaisée. De nombreuses fonctions de pondération de D_k sont proposées : celle de Tukey s'est révélée la mieux adaptée :

$$D_k = (1 + \cos \pi k / m) / 2$$

L'analyse spectrale consiste à déterminer la distribution de l'information fréquence par fréquence. Le spectre de densité de variance représente la décomposition de la variance totale dans le domaine fréquentiel. Il permet de mettre en évidence les composantes à long terme, saisonnières ou aléatoires.

A partir du spectre, on calcule le temps de régulation du système qui représente la durée d'influence du signal d'entrée. Ce paramètre hydrologique traduit donc l'inertie du système (en relation avec l'importance des réserves, mais aussi de la fluctuation de leur drainage). Ce temps de régulation s'obtient en divisant la valeur maximale du spectre correspondant à la fréquence nulle) par 2.

La fréquence de coupure F_c est définie comme la fréquence à partir de laquelle les informations liées à la fonction d'entrée du système sont filtrées. Sa valeur est la fréquence à partir de laquelle le spectre est nul ou négligeable. Selon la valeur de F_c , la bande spectrale sera plus ou moins large :

- un système à bande spectrale large ($F_c > 0.2$) modifie très peu les informations contenues dans le signal d'entrée,
- un système à bande spectrale étroite ($F_c < 0.2$) modifie la plupart des informations contenues dans le signal d'entrée.

Le corrélogramme sera utilisé donc dans un premier temps pour détecter un phénomène structuré ou aléatoire du signal; alors que le spectre de densité de variance fournira les périodes des phénomènes aléatoires.

b)- Spectre croisé :

Le spectre croisé est la transformée de Fourier du corrélogramme croisé.

Le spectre croisé est un nombre complexe défini par deux fonctions : la fonction d'amplitude et la fonction de phase.

- Fonction d'amplitude : représente la répartition de la covariance entre l'entrée (x) et la sortie (y) pour différentes fréquences. Elle met en évidence les domaines fréquentiels pour lesquels la relation entrée – sortie existe. Elle permet, en se référant au spectre simple du signal d'entrée, de présenter la manière dont la fonction d'entrée a été modifiée par le système.
- Fonction de phase : exprime le déphasage entrée – sortie pour chaque fréquence. Le déphasage peut être calculé à partir de l'expression suivante :

$$\varphi = \theta_{xy} / 2 \Pi f \quad \text{où :}$$

φ : déphasage entrée – sortie en jours

θ_{xy} : valeur de la fonction de phase pour la fréquence de coupure

f : fréquence de coupure.

- fonction de cohérence et de gain : la fonction de cohérence définit la corrélation entre les événements à l'entrée du système et ceux observés à la sortie (A. Mangin, 1981). Elle est définie comme le rapport de la covariance entrée – sortie sur la racine carrée du produit des variances de l'entrée et de la sortie. Son expression est la suivante :

$$C_{x,y} = \text{Covar.}xy / \text{Var } x \cdot \text{Var } y = S_{xy}(f) / S_x(f) \cdot S_y(f)$$

$S_{x,y}(f)$: fonction d'amplitude croisé

$S_x(f)$: spectre de la fonction d'entrée

$S_y(f)$: spectre de la fonction de sortie

La fonction de gain fournit une estimation de l'amplification ou de l'atténuation du signal d'entrée. Ainsi, au niveau des systèmes hydrologiques, le gain inférieur à 1 (atténuation) pour les hautes fréquences correspond à une mise en réserve lors des crues ; le gain supérieur à 1 (amplification) pour les basses fréquences donne une idée sur le destockage de ces réserves; cela signifie que sur les périodes non pluvieuses, il y a persistance d'un débit entretenu par les réserves du système. Alors qu'avec un signal atténué, plusieurs hypothèses peuvent être émises dont :

- mise en réserve de l'aquifère,
- forte évapotranspiration,
- existence de deux entrées du système.

La fonction de gain représente la régression dans le domaine fréquentiel entre l'entrée x et la sortie y . Son expression analytique est la suivante (A. Mangin, 1981) :

$$R_{x,y}(f) = S_{xy}(f) / S_x(f) \text{ où :}$$

$S_{xy}(f)$: fonction d'amplitude croisée

$S_x(f)$: spectre de la fonction d'entrée.

Selon les données disponibles et les objectifs de l'étude, l'analyse corrélatoire et spectrale sera appliquée sur le court et / ou le long terme.

VI.1.2 Traitement des données

L'analyse a porté sur les pluies et débits journaliers enregistrés au niveau des bassins versants des oueds Sebdou, Mouilah et Isser, affluents importants de l'Oued Tafna dans le Nord - Ouest algérien, durant le cycle hydrologique (1996/97). Pour les données de pluie, nous avons choisi les données enregistrées respectivement aux stations de Beni Bahdel pour le Sebdou, Maghnia pour le Mouilah et Chouly pour l'Isser, situées à l'intérieur des bassins et considérées comme représentatives Megnounif et al. (1999).

Le traitement des chroniques des données a été réalisé en utilisant le logiciel STOCHASTOS qui a été développé pour réaliser le traitement de séries chronologiques ou climatologiques selon les méthodes mises au point au Laboratoire Souterrain du C.N.R.S de Moulis en France (D'Hulst, 1978) .

VI.1.2.1 Analyse du signal entrée (pluie)

Les corrélogrammes correspondants aux pluies au niveau des trois bassins (figure 66) décroissent rapidement, ils atteignent la valeur 0,2 au bout du premier ou du deuxième jour. Ils traduisent ainsi un processus quasiment aléatoire.

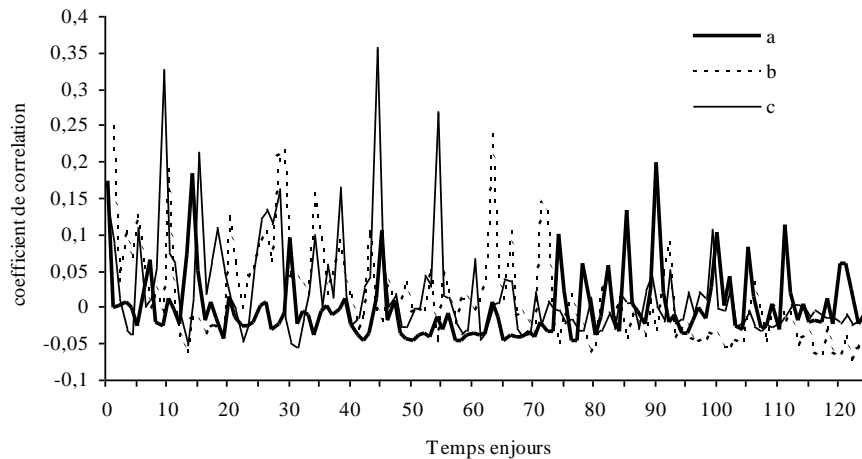


Figure 66 : Corrélogrammes des pluies aux stations de Béni Bahdel (a), Maghnia(b) et Chouly(c) montrant un phénomène aléatoire.

Les spectres de la densité de variance (figure 66), montrent que la répartition des pluies n'est pas monotone. En effet, de légères tendances apparaissent correspondant à des variations périodiques : 5^{ème}, 35^{ème} et 78^{ème} jour, pour la station de Béni Bahdel (oued Sebdou), 10^{ème} et 54^{ème} jour pour la station de Maghnia (Mouilah) et 28^{ème} et 79^{ème} jour pour la station de Chouly (Isser), traduisant une légère structuration du signal "pluies".

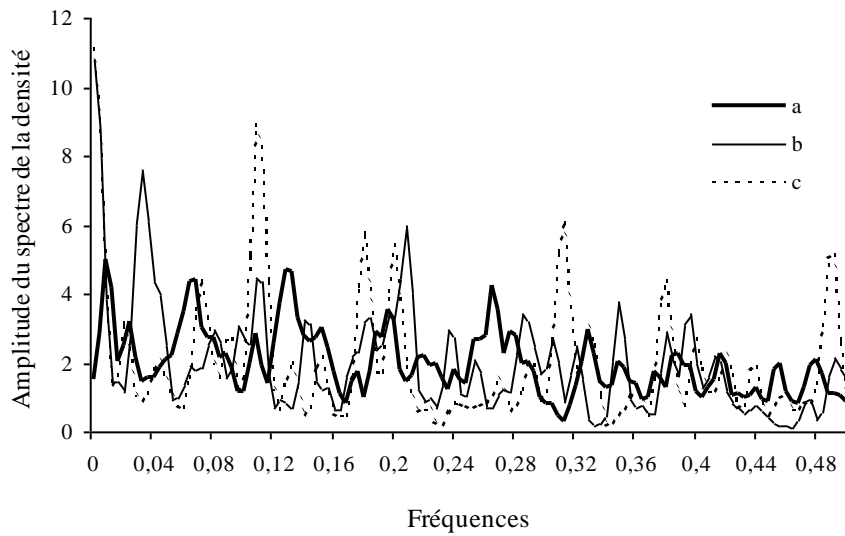


Fig. 67 : Spectres de la densité de variance des pluies aux stations de Béni Bahdel (a), Magnia (b) et Chouly (c) montrant une variation périodique.

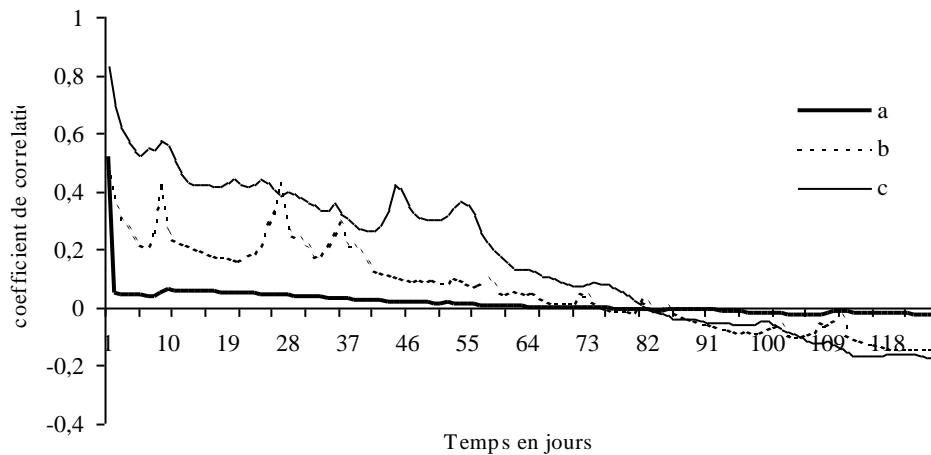


Figure 68 : Corrélogrammes des débits des oueds Sebdou (a), Mouilah (b) et Isser (c) montrant l'absence de mémoire du stockage en eau du Sebdou et de bonnes réserves pour l'Isser.

VI.1.2.2 Analyse du signal de sortie (débits)

Pour le bassin de Sebdou, le corrélogramme (figure 68a) décroît rapidement et atteint la valeur 0,2 au bout du 2^{ème} jour, caractérisant des événements indépendants les uns des autres. Il est donc sans mémoire et de ce fait il est bien drainé avec des réserves en eau négligeables. Pour les deux autres bassins, les corrélogrammes (figure 68b et c) décroissent lentement et

n'atteignent la valeur 0,2 qu'au bout du 40^{ème} jour pour le Mouilah et du 63^{ème} jour pour l'Isser. Cela dénote un effet mémoire important et une régulation des deux bassins par des réserves plus ou moins importantes.

La bande spectrale est très large pour les débits du Sebdou (figure 69a) et indique que le système ne modifie pas les informations de la fonction d'entrée (pluie). Le temps de régulation est de 5 jours. Pour le Mouilah et l'Isser, la bande spectrale est plutôt étroite avec une fréquence de coupure de 0,025 et 0,018. Les deux systèmes modifient donc la plus grande partie des informations de la fonction d'entrée pluie. Les temps de régulation sont de 21 et 43 jours exprimant l'inertie des systèmes et l'importance des réserves en eau.

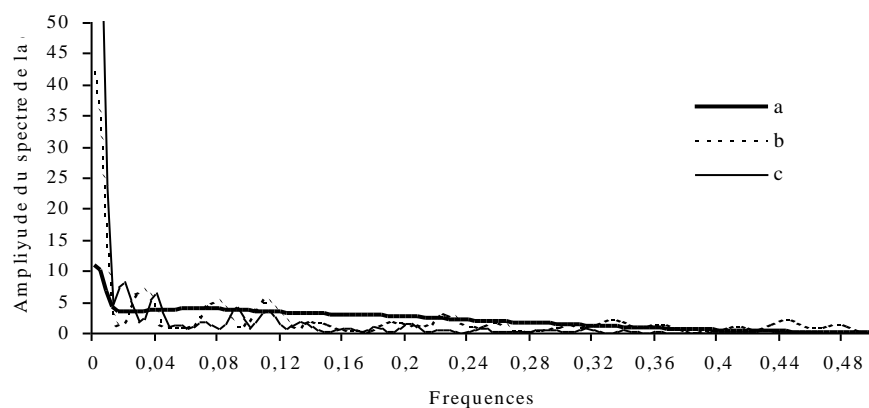


Figure 69 : Spectres de la densité de variance des débits des oueds Sebdou (a), Mouilah (b) et Isser (c). On remarque l'étroitesse de la bande spectrale pour le Mouilah et l'Isser.

VI.1.2.3 Analyse croisée

Pour l'oued Sebdou, avec un maximum d'intercorrélation de 0,159 pour le décalage de 13 jours, le corrélogramme (figure 70a), présente une forme plus ou moins pointue avec plusieurs ruptures de pente traduisant un retard dans les apports de l'oued. La réponse est donc composite avec, La première partie (forme pointue) qui correspond au ruissellement de surface (négligeable) auquel s'ajoute un écoulement souterrain plus important (partie étalée).

Les corrélogrammes du Mouilah et de l'Isser (figure 70b et c) présentent une forme arrondie et très étalée avec un décalage d'un jour et un maximum d'autocorrélation respectivement de 0,431 et 0,406. Cela dénote un pouvoir régulateur important.

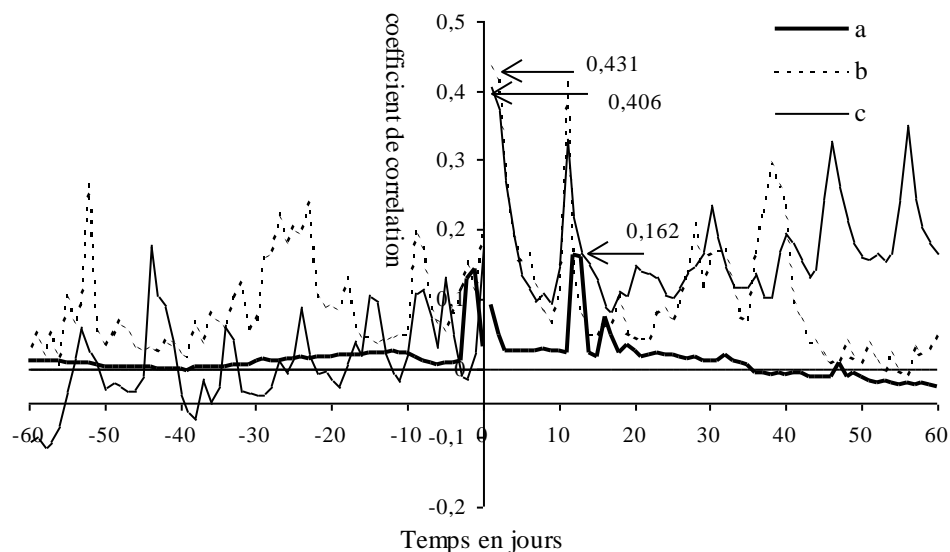


Figure 70 : Corrélogramme croisé pluie – débit des oueds Sebdou (a), Mouilah (b) et Isser (c)

La fonction d’amplitude montre l’importance des phénomènes de basses et moyennes fréquences dans la relation pluie - débit. Pour l’oued Sebdou (figure 71a), la fréquence de coupure (F_c) est de 0,018 avec une bande spectrale étroite donc le système est très inertielle. Par contre pour les oueds Mouilah et Isser avec un F_c de 0,018 et 0,016 et des bandes spectrales plus larges (figure 71b et c), les systèmes sont moins inertiels.

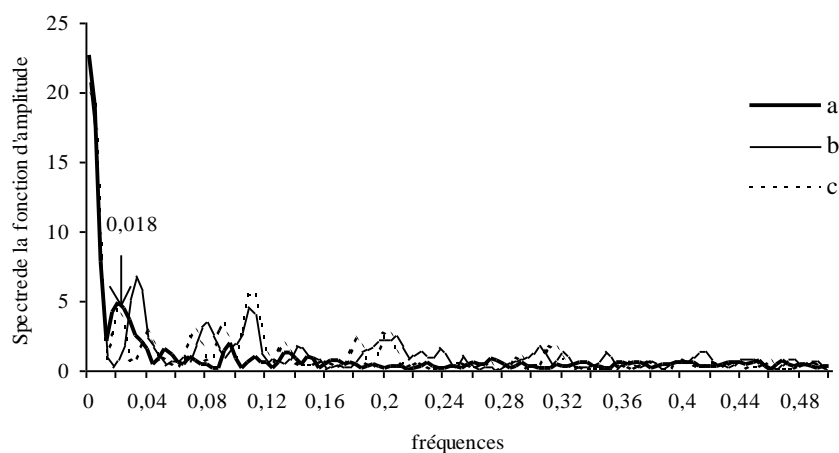


Figure 71 : Variation au cours du temps de la fonction amplitude, Sebdou (a), Mouilah (b), et Isser (c), indiquant les réponses inertielle différentes entre le Sebdou et les deux autres oueds.

La fonction de phase détermine pour chaque fréquence le déphasage entre les pluies et les débits (figure 72a, b et c). Le temps de déphasage correspondant aux différents systèmes est de 9 jours pour l’oued Sebdou, de 2 jours pour l’oued Mouilah et de 5 jours pour l’oued Isser. Le

bassin de Sebdou plus karstique et plus perméable, favorise d'abord un passage de la plus grande partie des eaux pluies dans le réseau souterrain pour rejoindre l'écoulement de surface.

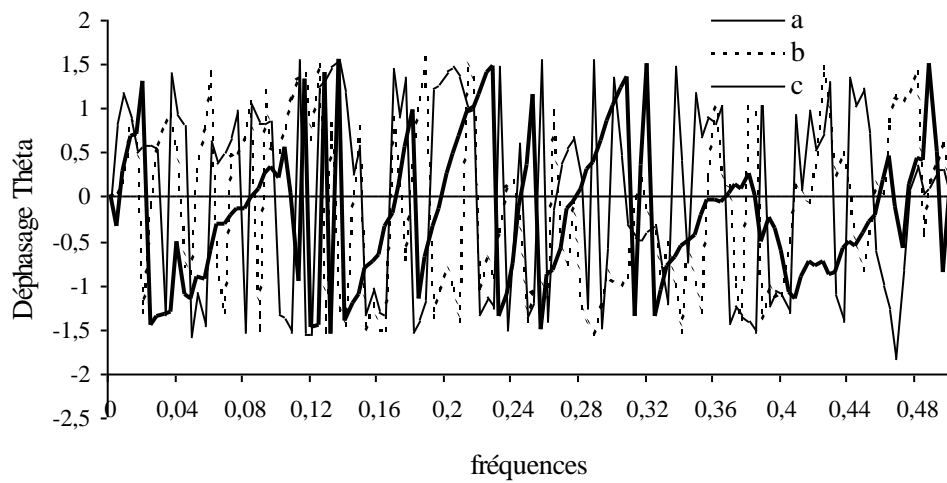


Figure 72 : Evolution de la fonction de phase θ pour les oueds, Sebdou (a), Mouilah (b), and Isser (c) indiquant un temps de déphasage très important du Sebdou.

La fonction de cohérence exprime la linéarité de la relation pluie - débit. Le coefficient de cohérence étant inférieur à 1 (figure 73a, b et c), nos bassins présentent des systèmes non linéaires.

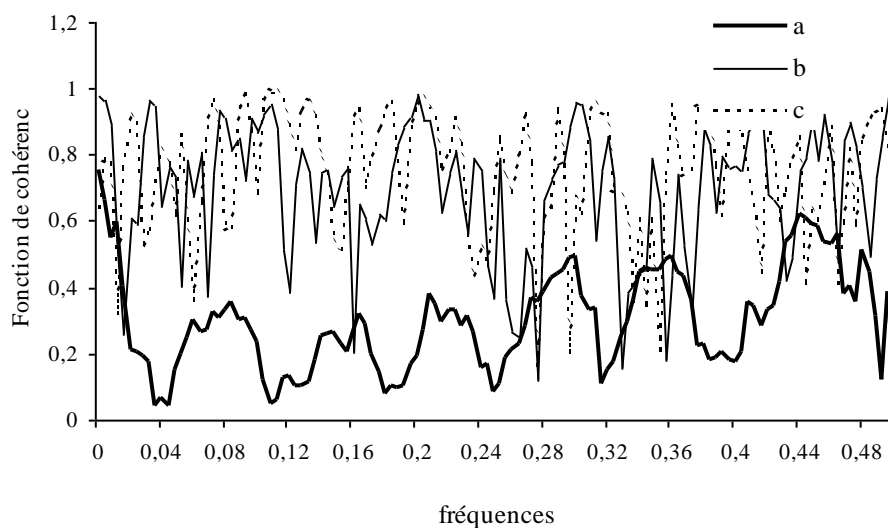


Figure 73 : Variation de la fonction de cohérence pour les oueds, Sebdou (a), Mouilah (b), et Isser (c) montrant des réponses non linéaires.

L'atténuation ou l'amplification du signal d'entrée est représentée par la fonction gain (Fg). Dans le cas du Sebdou, l'atténuation du signal d'entrée est très rapide (figure 74a). Le gain est inférieur à 1 dès que la fréquence devient supérieure à 0,01 (stockage). Pour les fréquences inférieures à 0,01, le signal d'entrée est très amplifié (déstockage des réserves).

Pour l'oued Mouilah, l'atténuation du signal est moins rapide (figure 74b), le gain est inférieur à 1 dès que la fréquence devient supérieure à 0,018 moment où s'effectue le déstockage des réserves. Le karst est donc beaucoup moins développé au niveau du bassin de Mouilah qu'au niveau de celui de Sebdou.

En ce qui concerne l'oued Isser (figure 74c) le gain est inférieur à 1 au moment où la fréquence devient supérieure à 0,05 (stockage).

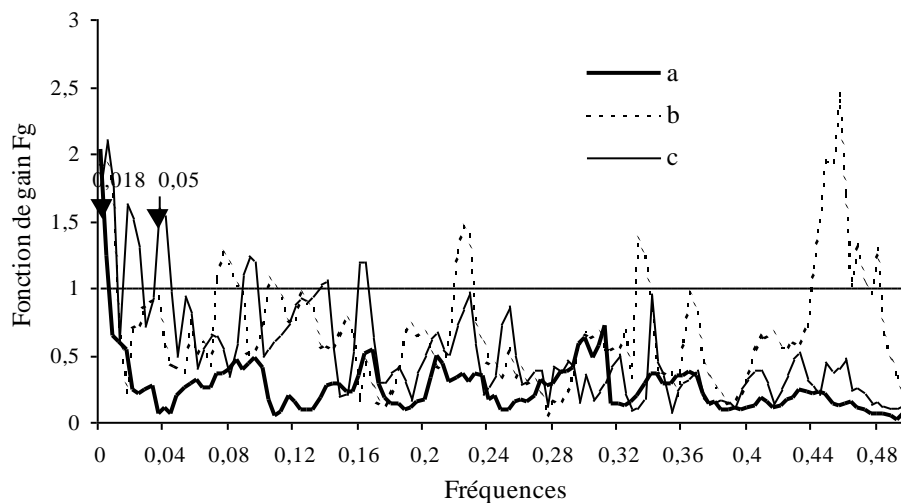


Figure 74 : Variation de la fonction de gain pour les oueds Sebdou (a), Mouilah (b), and Isser (c). On peut voir le déstockage rapide des réserves pour le Sebdou

VI.1.3- DISCUSSION ET CONCLUSION

L'analyse corrélatoire et spectrale a permis de mettre en évidence la structure de la totalité des chroniques d'entrée (pluie) et de sortie (débits). En effet, nous avons pu dégager le caractère quasiment aléatoire des pluies au niveau des trois bassins témoignant d'un régime climatique méditerranéen à tendance semi-aride vis à vis des pluies peu fréquentes, irrégulières et violentes (Megnounif et al, 1999). Le même résultat a été obtenu dans les Monts du Djurdjura (Abdesselam, 1995) et au Maroc dans le Tadla par (Hsissou, 1991), dans le Haut Atlas d'Errachidia (Amharref, 1991 et El Ouali, 1992), dans l'Atlas de Béni Mellal (Bouchaou, 1995),

Bouchaou et al., (2002) et dans le moyen Atlas d'Oum Er Bia (Khalil, 2002). Quant à la réponse des différents systèmes à ces pluies, l'analyse corrélatrice et spectrale montre que le bassin de Sebdou ne réagit pas de la même façon que les deux autres. En effet l'oued Sebdou représente bien l'exutoire d'un système hydrogéologique bien karstifié (Collignon, 1993 et Baba Hamed, 2001) et bien drainé, aussi, l'information du signal pluie est bien restituée. Les bassins des oueds Mouilah et de l'Isser avec une superficie plus importante, représentent deux systèmes assez semblables sur le plan géologique. La réponse des deux bassins aux entrées pluie montre qu'il s'agit de deux systèmes où la partie karstique n'est pas importante (Baba Hamed et al, 2001) et qu'ils sont du moins constitués par une partie karstique à l'amont et une autre à l'aval moins perméable : il s'agit de la plaine alluvionnaire de Maghnia pour le Mouilah et les vallées d'Ouled Mimoune et Bensekrane pour l'Isser.

Tableau 72 : Résumé des résultats de l'analyse corrélatoire et spectrale des pluies et des débits des bassins versant des oueds Sebdou, Mouilah et Isser

Bassin versant	Analyse simple		Analyse croisée P/Q			conclusion
	Signal pluie	Signal débit	Forme des courbes	Fonction phase et cohérence	Fonction gain	
Sebdou	<ul style="list-style-type: none"> - Aléatoire - Périodicité - structuré 	Sans mémoire Aucun filtrage $Tr = 5j$	<ul style="list-style-type: none"> - pointue avec ruptures de pentes - écoulement composite (ruissellement surf négligeable + apport souterrain important) 	<ul style="list-style-type: none"> -Non linéaire - déphasage = 9j 	Atténuation rapide pour $f > 0,01$ Amplification pour $f < 0,01$	<ul style="list-style-type: none"> -Bon stockage en eau -Déstockage Bassin à tendance karstique
Mouilah	<ul style="list-style-type: none"> - Aléatoire - Périodicité - structuré 	Effet mémoire Modification de l'information d'entrée $Fc = 0,025j^{-1}$, $Tr = 21j$	<ul style="list-style-type: none"> - arrondie et étalée - pouvoir régulateur important 	<ul style="list-style-type: none"> -Non linéaire - déphasage = 2j 	Atténuation moins rapide	Bassins avec une partie karstique peu développée
Isser	<ul style="list-style-type: none"> - Aléatoire - Périodicité - structuré 	Effet mémoire Modification de l'information d'entrée $Fc = 0,018j^{-1}$, $Tr = 43j$	<ul style="list-style-type: none"> - arrondie et étalée - pouvoir régulateur important 	<ul style="list-style-type: none"> -Non linéaire - déphasage = 5j 	Atténuation moyenne	Bassins avec une partie karstique peu développée

VII : MODELISATION DES TRASPORTS SOLIDES EN SUSPENSION

VII.1 INTRODUCTION

La recherche de modèles reliant les paramètres hydroclimatiques (précipitations, écoulements et/ou transport de matériaux solides) a fait l'objet de nombreuses études (Walling D.E. et al. 1981, Demmak A.(1982), Megnounif A. et al. 2000, 2003, Katlan Z. et al. 1987, Probst J.L. et al. 1992, Terfous A. et al, 1999, 2001 ; Achit M. 2002, Benkaled A. et al. 2003, ...). L'objectif de ces auteurs est d'expliquer les phénomènes de l'écoulement et du transport solide et de mettre en évidence des relations susceptibles d'être appliquées à des régions ou des bassins versants où les mesures sont rares ou inexistantes.

Les caractéristiques climatiques, morphométriques et morphologiques diffèrent d'une région à une autre ou d'un bassin à un autre. Aussi, il est admis aujourd'hui que les fluctuations climatiques sont des phénomènes quasi-cycliques (Kayzer N. et al., 1990 ; Tardy Y., 1994). En effet, du siècle écoulé, le climat du monde a changé. La pluviosité sur les continents, le débit des cours d'eau, la température ont augmenté dans plusieurs régions du monde et diminuer dans d'autre (Tardy Y., et al 1992 et 1995). Les caractéristiques morphométriques des bassins changent aussi au cours des années, on sait par exemple que le couvert végétal se développe et se conserve ou non en fonction de la pluviosité.

Tous ces paramètres font que les modèles diffèrent d'un auteur à un autre. Chacun tente de caractériser le région ou le bassin étudié par le modèle le plus représentatif et le plus fiable (coefficient de corrélation). Ces modèles ont été testés dans différentes régions du globe et ont donné des résultats plus ou moins satisfaisants. Les rendant presque universels (tableau 73)

Tableau 73 : Quelques modèles utilisés en Algérie

Bassinou région	Modèle	Equation	Auteur
Massif central (France)	Puissance	$Q_1 = 16 P^2$	Coutagne
Bassins algériens	Puissance	$Q_1 = 11.8 P^{2.82}$	A.N.R.H
Bassins algériens	Linéaire	$Q_1 = 0.736 (P - 404)$	Samie
Oued M'righa (Algérie)	Polynôme	$Q_1 = 50.6 P^2 - 3.54 P$	Roeder
Oued Ouergha (Maroc)	Puissance	$A_1 = 690 A_s^{0.58}$	Lahlou
Medjerda supérieur (Algérie)	Linéaire	$A_{ss} = 1.06 E - 66.2$	Bourouba
La garonne (France)	Puissance	$C = 3.6 \cdot 10^{-3} Q_1^{1.583}$	Probst & Bazerbachi

VII.2 EVOLUTION DES DEBITS SOLIDES EN FONCTION DES DEBITS LIQUIDES.

La mobilisation des matériaux solides sur les versants et leur transport éventuel par les cours d'eau, représentent deux phénomènes distincts, mais liés entre eux. Le débit solide moyen des sédiments en suspension qui transitent sur une section d'écoulement moyen est calculé par le produit de la concentration moyenne des sédiments en suspension C_s par le débit liquide moyen Q_l durant une période de temps donné. $Q_s = Q_l C_s$.

Depuis longtemps, on a essayé de corréliser les débits solides aux débits liquides et de déterminer une relation qui permettait d'estimer les premiers à partir des seconds. A ce titre, nous citons les travaux de Jakuschoff (1932) sur les rivières de Turquie et ceux de Straub (1936) sur le fleuve du Missouri (USA) (Einstein., 1950, Leopold. et al.,1953).

La concentration des sédiments en suspension C_s et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle de puissance $Y = a X^b$ (Etchanchu et al., 1986 ; Walling.et al., 1981 ; Wood P.A., 1977).

$$C_s = a Q_l^{b-1}$$

Une autre relation empirique communément appelée courbe du transport solide (Cambell F.B.et al., 1940 ; Crawford, 1991) lie le débit solide au débit liquide :

$$Q_s = a Q_l^b.$$

Ce type de relation a été proposé dès 1895 par Kenedy, (Einstein, 1989). Depuis, plusieurs chercheurs ont essayé d'identifier surtout la valeur de l'exposant b. Leopold et al. (1953) proposent pour les rivières de l'ouest des Etats Unis d'Amérique des valeurs de b variant entre 2 et 3, d'autres auteurs tels que Parsons et al.(1963), Muller et Forstner (1968), Bruschin et Trau (1977), Wood (1977), Finlatson (1978), Walling et Webb (1981,1982), Meybeck (1984) ainsi que Probst et Bazerabachi (1986) les limitent entre 1 et 2, en fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants, ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau.

VII.2.1- Données et Méthodologie

L'étude est réalisée à partir des données collectées au niveau des différents bassins étudiés (Sebdou, (1988-1998) Mouilah (1977-1995), Isser (1988-1998) et Sikkak (1972-1990)), constituées des débits instantanées et des concentrations des concentrations des sédiments en suspension. L'analyse de ces données (chap. V), montre une variation d'année en année et de saison en saison en volume et en quantité de sédiments charriés.

La méthode d'échantillonnage systématique du transport solide sur la plupart des cours d'eau algériens est l'échantillonnage uni ponctuel. Un échantillon est prélevé par l'observateur en un point de la section mouillée au niveau de la station hydrométrique. L'analyse de laboratoire des échantillons prélevés est effectuée selon les procédés classiques à savoir filtrage, séchage à l'étuve et pesée. L'évaluation du transport solide durant une crue est effectuée de la même façon que pour les débits liquides, sur la base d'un dépouillement des enregistrements.

Concernant les débits liquides, les lectures de hauteur d'eau sont transformées en débits liquides grâce aux courbes d'étalonnage établies par les services de l'Agence nationale des Ressources Hydrauliques.

Le nombre des prélèvements, leur échelonnement correct dans le temps conditionne la fiabilité et la précision de la relation de puissance débit solide - débit liquide.

Pour déterminer la relation débit solide – débit liquide, une approche à différentes échelles temporelles, basée sur les modèles de régression, est adoptée, en tenant compte de la donnée hydro pluviométrique des différents bassins.

VII.2.2 – Analyse des débits instantanés

L'étude porte sur les valeurs instantanées des débits liquides en m^3/s et des débits solides en kg/s , mesurés au niveau des bassins des oueds Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak, respectivement aux stations de Béni Bahdel(1988/98), Sidi Belkhir (1977/94), Sidi Aïssa (1988/98) et Aïn Youcef. (1972/90).

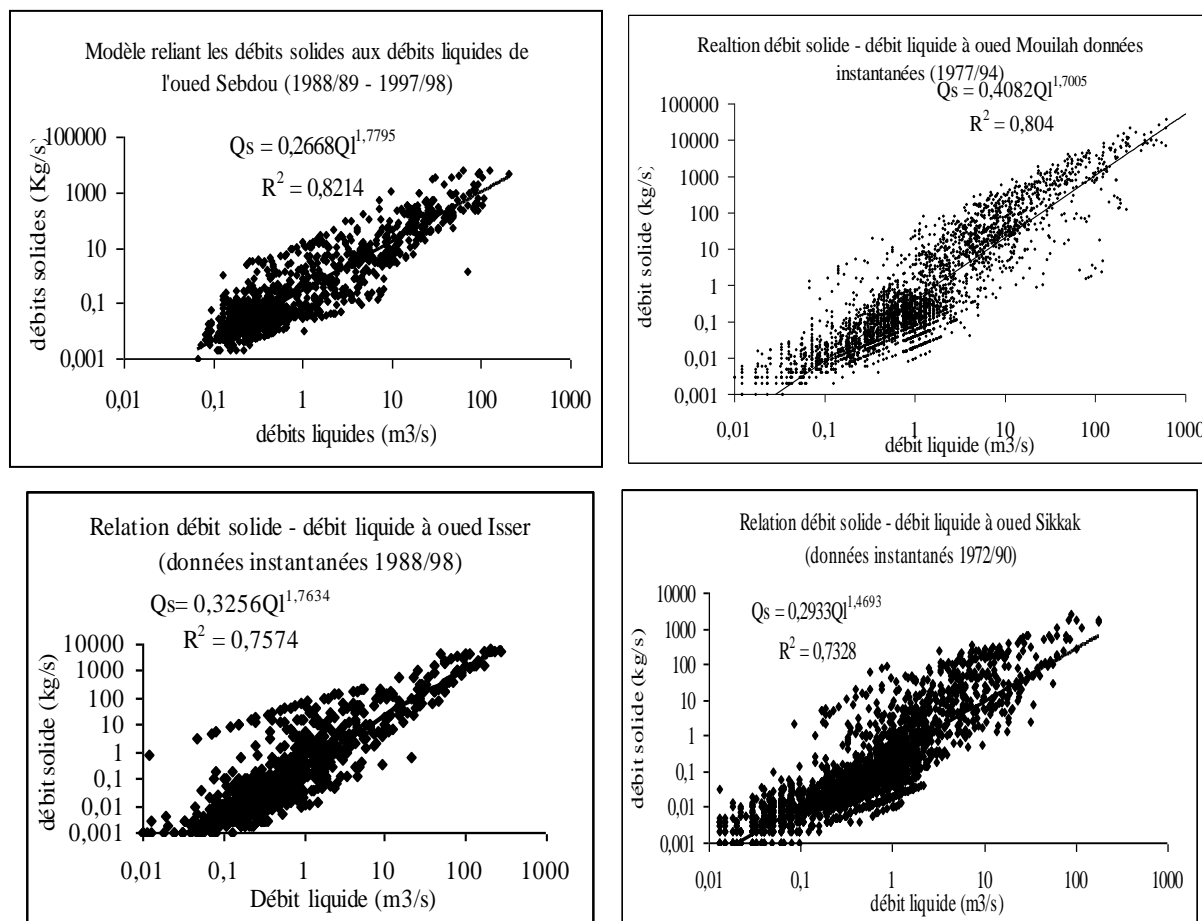


Figure. 75 : Relations débits solides en fonction des débits liquides dans les sous bassins des oueds Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak.

Comme pour la plupart des cours d'eau, on trouve pour les quatre oueds (figure 75) une bonne relation en puissance (Probst et Bazerbachi, 1986) liant le débit des matières solides en suspension en kg/s au débit liquide en m^3/s . Une première analyse, graphique montre qu'à de faibles débits liquides généralement estivaux (moins de $0,5 m^3/s$) peuvent être associés de forts débits solides (près de $10 kg/s$) déclenchés sûrement à la suite d'orages violents. De même, de fortes valeurs des débits liquides n'ont engendré qu'un faible transport solide dû à la vidange des nappes survenue à la suite d'une crue importante.

Les valeurs des paramètres a et b de la relation $Q_s = a Q_l^b$, (tableau 74) varient peu d'un bassin à l'autre. Pour le paramètre a , il varie de $0,41$ pour Mouilah à $0,26$ pour Sebdou. L'exposant b est compris entre $1,5$ et 2 , ces valeurs sont proches de celles trouvées à oued Mina (Achit, 2002), à oued Wahrane (BenKhaled et al. 2003) et sur la rivière Arbucies dans le Nord -Est de la péninsule Ibérique (Battala et al 1992).

Tableau 74 : Paramètre de la relation débit solide – débit liquide

Bassin	période	a	b	Coef. corrélation	Taille Echan.
Sebdou	1988/98	0.2668	1.7795	0.91	1705
Mouilah	1977/94	0.4082	1.7005	0.9	4003
Isser	1988/98	0.3256	1.7634	0.87	1070
Sikkak	1972/90	0.2933	1.4693	0.86	2565

VII.2.3 : Analyse saisonnière

Pour étudier les réponses des bassins aux débits liquides et matières en suspension au cours de l'année hydrologique, nous avons jugé utile de regrouper suivant différentes saisons les valeurs instantanées (prélevées au niveau de chaque bassin aux différentes périodes d'étude) et d'analyser la relation liant les débits liquides aux débits solides en suspension. Le tableau 75, résume les modèles trouvés.

Tableau 75 : paramètre des modèles trouvés pour les bassins de Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak

Saisons Bassins	Automne				Hiver				Printemps				Eté			
	a	b	r	n	a	b	r	n	a	b	r	n	a	b	r	n
Sebdou	0.59	2.15	0.89	376	0.22	2.18	0.92	406	0.26	1.59	0.9	230	0.48	1.92	0.9	310
Mouilah	0.52	1.82	0.89	1009	0.27	1.81	0.86	947	0.44	1.66	0.92	1146	0.37	1.56	0.87	616
Isser	1.31	1.89	0.82	202	0.39	2.25	0.88	379	0.25	1.71	0.93	428	0.03	0.87	0.68	56
Sikkak	0.36	1.4	0.79	490	0.32	1.79	0.83	923	0.24	1.48	0.89	838	0.07	0.85	0.79	314

r : coefficient de corrélation ; *n* : taille de l'échantillon

D'après les résultats du tableau ci dessus, nous constatons que :

- **En automne**, le facteur a et l'exposant b sont les plus élevés (pour les bassins de Sebdou, Mouilah et l'Isser), avec des valeurs qui s'approchent de 2. Ceci peut expliquer l'importance de la dynamique érosive en cette saison. En effet à la saison sèche d'été où le sol se fissure et perd sa cohésion, succède l'automne avec des averses plus ou moins violentes sur un sol fragilisé. Il se produit alors pour de faibles écoulements des apports solides importants Le bassin du Sikkak par contre ne présente pas une activité érosive importante en automne, la valeur de b 1.4 est relativement faible.

- **En hiver**, le modèle de l'oued Sikkak dont l'activité érosive est assez importante, voit son exposant b augmenter pour atteindre la valeur de 1.8. Pour les trois autres bassins malgré la faiblesse des apports solides l'exposant b reste élevé, cela dénote qu'à de forts débits liquides sont associés de faibles débits solides. En effet dans ces bassins l'écoulement en hiver est plutôt assuré

par la vidange des nappes que par la pluviométrie. De même que l'état du sol doit se trouver avec une certaine saturation qui limite les effets de la pluie.

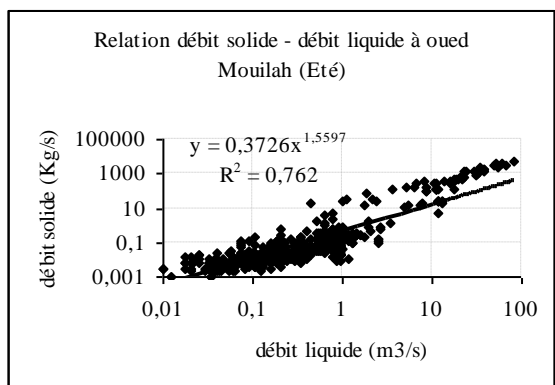
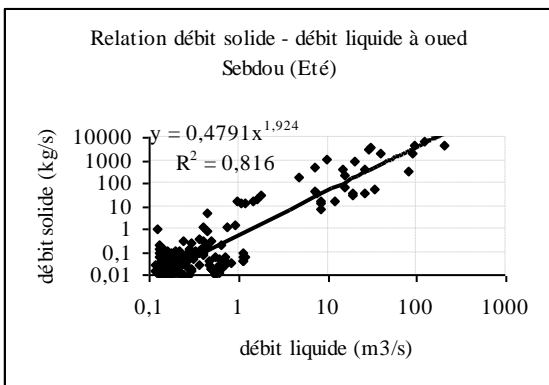
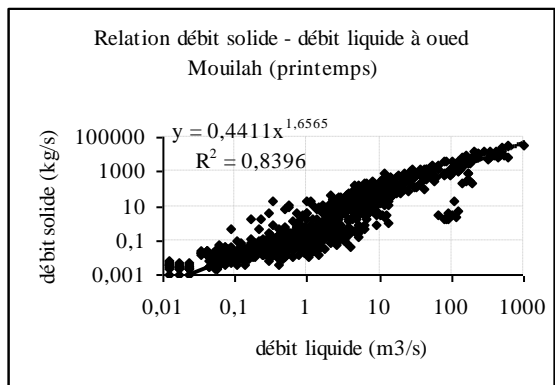
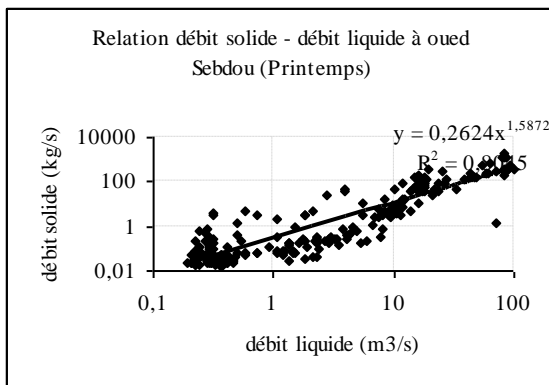
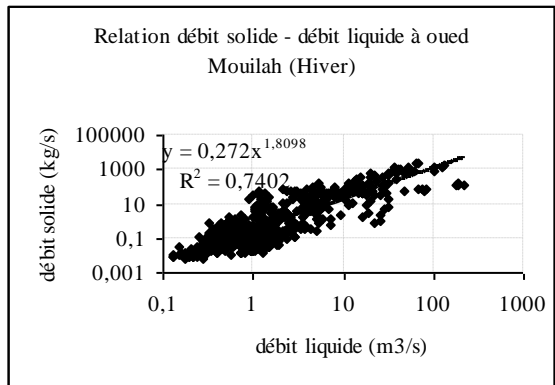
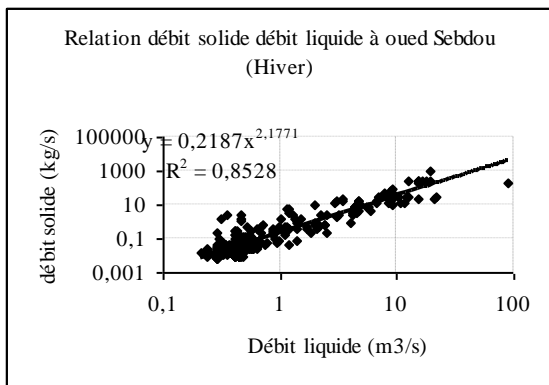
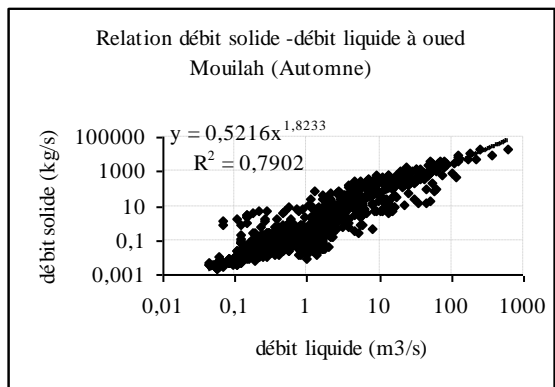
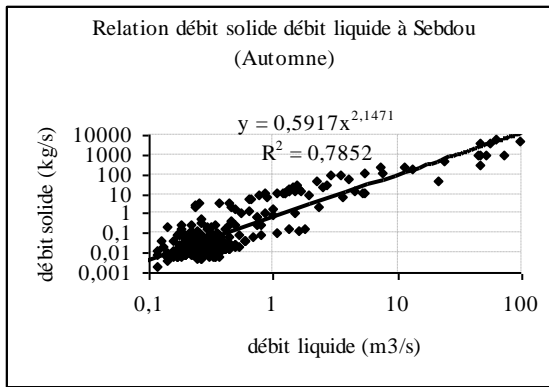
- **Au printemps**, le facteur a et l'exposant b présentent des valeurs moyennes entre celles de l'automne et celles de l'été et sont proches de ceux du modèle global pour chaque bassin. Ceci exprime bien que le modèle du printemps est plutôt un modèle représentatif moyen. Aussi les meilleurs coefficients de corrélation sont donnés au printemps. La figure 76, montre que les nuages de points sont alignés harmonieusement autour de la droite de régression. Au printemps, l'état du sol et la couverture végétale font que l'action érosive se trouve diminuée par rapport aux écoulements abondants.

- **En été**, l'exposant b est plus faible et est inférieur à 1 pour l'Isser et le Sikkak, cela s'explique par les faibles écoulements et donc de faibles transports solides. Le nuage de points de la figure 76, montre bien que les valeurs aussi bien des débits liquides que celles des débits solides ne dépassent guère l'unité.

Pour l'oued Sebdou, la valeur de l'exposant b reste élevée (1.92). En effet, l'oued Sebdou a connu durant la décennie de mesures deux crues estivales très importantes en juillet 1989 (avec un débit de pointe de $Q_p = 29.8 \text{ m}^3/\text{s}$ et un apport solide de $A_s = 2.7 \text{ Mt}$) et juin 1996 (avec un débit de pointe de $Q_p = 100.6 \text{ m}^3/\text{s}$ et $A_s = 1.16 \text{ Mt}$). La figure 76 montre bien l'impact de ces crues sur la répartition des points en deux nuages bien séparés, l'un pour les faibles valeurs saisonnières normales et l'autre pour les fortes crues estivales exceptionnelles.

L'oued Mouilah a connu lui aussi des crues estivales assez importantes en juin (1990 et 1996) et août (1997), ce qui explique aussi bien les valeurs élevées de a et de b du modèle que la répartition des points de la figure 105, avec un petit nuage représentant des valeurs assez importantes.

- le facteur b est peut être lié directement à la superficie de drainage en période de crue (Benkhaled et al., 2003), mais il exprime aussi l'importance du tau des transport solide.
- Le paramètre a exprime l'état du sol d'un bassin d'une manière générale et son degré de saturation en particulier (Benkhaled et al., 2003). Ce paramètre a reste en général inférieur à 1, et même très faible en été pour l'Isser et le Sikkak. Pendant l'été la pluviométrie est presque nulle, les sources les plus importantes au niveau des deux bassins sont presque toutes captées, les apports aussi bien liquides que solides se trouvent ainsi réduits.



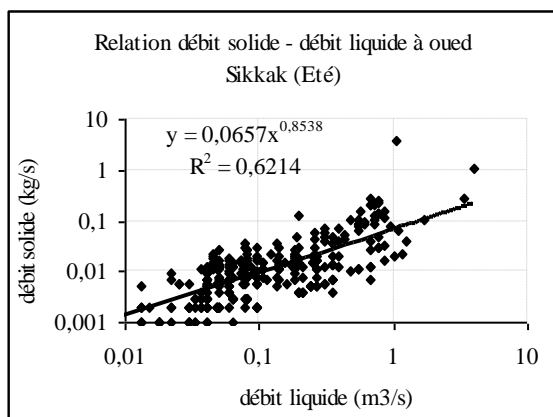
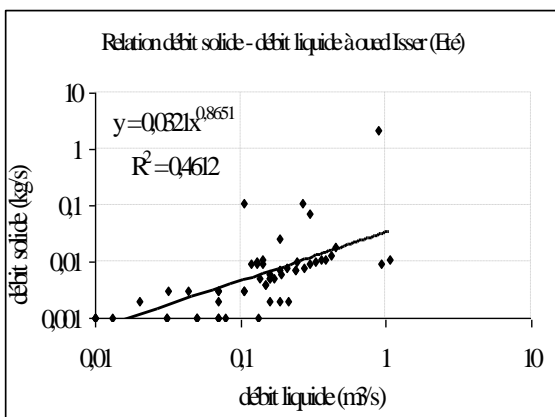
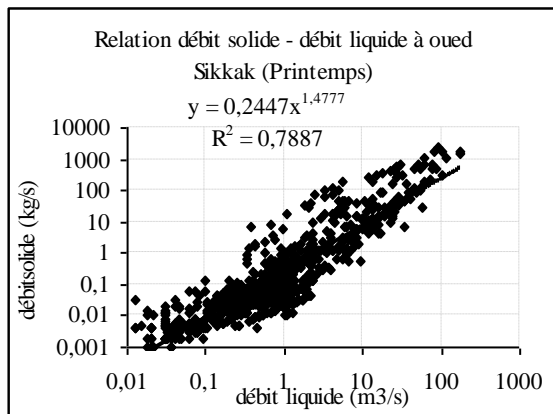
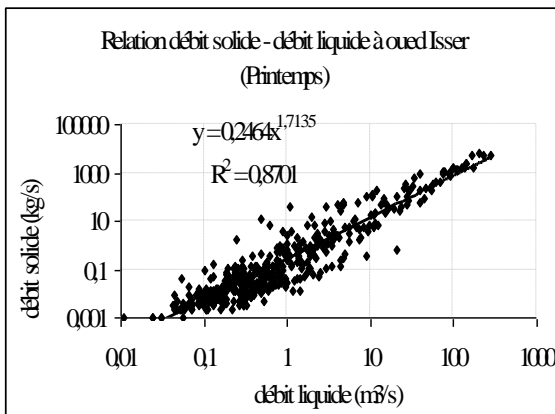
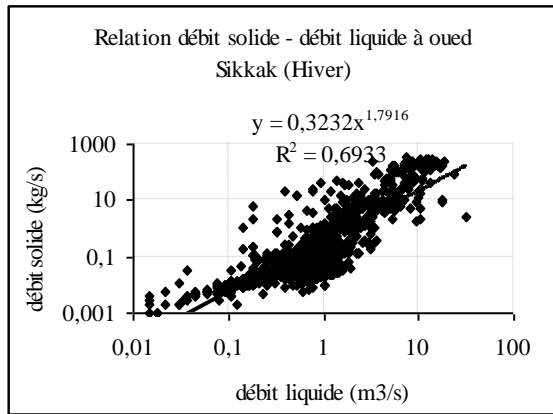
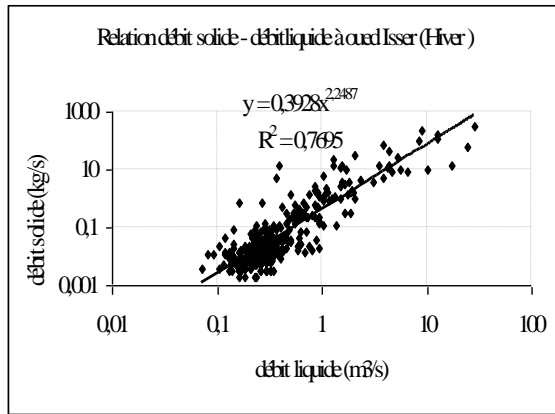
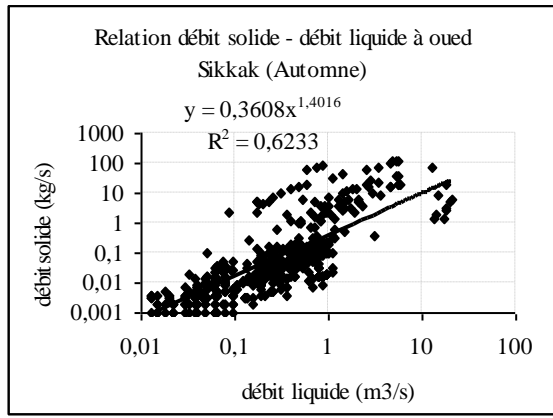
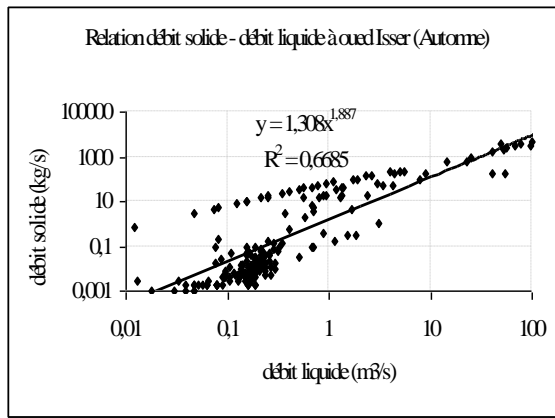


Figure 76 : Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides pour les bassins versants de Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak

VII.3 – EVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES SEDIMENTS EN SUSPENSION ET DES DEBITS LIQUIDES DURANT LES CRUES.

VII.3.1- Méthodologie

Cette étude est basée sur les travaux de G.P. Williams, 1989. Selon cet auteur, les relations entre concentration des sédiments en suspension (C) et les débits liquides Q_1 pour un événement hydrologique telles que les crues, peuvent être étudiées qualitativement par l'analyse des courbes des concentrations et des débits liquides en fonction du temps. A cet effet, l'auteur propose une classification de ces relations basées sur le rapport C/Q_1 durant les phases de montée de crue et de décrue. Cinq modèles de relations sont ainsi établis (tableau 76).

Bien que ce n'est pas toujours évident, vu le manque et l'imprécision des données, nous allons présenter, dans ce qui suit, les graphes des relations $C-Q_1$ pour les plus importantes crues au niveau de chaque bassin. Nous essayons en même temps de caractériser et de classer ces différentes relations pour une meilleure compréhension du phénomène.

Plusieurs facteurs, affectent les relations $C-Q_1$. L'intensité des précipitations et leurs distribution spatiale, volume et vitesse d'écoulement, les distances parcourues des eaux des crues dans le cours d'eau principal.

La concentration des sédiments à travers une section affecte la mobilisation continue, le stockage et la diminution spatio-temporelle des sédiments disponibles. Les sédiments transportés proviennent du lit et des berges par érosion ou glissement et des affluents tributaires. Le matériel du lit transporté en suspension à la station de mesure peut être influencé par les volumes, la hauteur, la puissance des crues précédentes, le pouvoir du courant à passer tout obstacle et par le couvert végétal qui peut retenir ou relâcher les sédiments. Les sédiments provenant des versants peuvent venir des terres par ruissellement. Dans certains endroits l'homme joue un rôle important dans la production des sédiments par les pratiques culturelles.

La forme des courbes de concentration et celle de la relation $C-Q_1$ dépendent en partie de :

- le temps et le volume des sédiments provenant de différentes sources jusqu'à la station de mesure.
- la proximité de la source des sédiments par rapport à la station.

Parmi d'autre considérations sont impliqués, le temps et la vitesse d'entraînement des sédiments relative par rapport à la vitesse du mouvement de l'eau.

Tableau 76 : Classes des relations $C - Q_1$

Classe	Modèle	Critère C/Q_1	Référence
I	<p>courbe simple (single line) ligne droite</p> <p>Courbe, la pente croît quand Q_1 augmente Courbe, pente décroît quand Q_1 augmente.</p>	<p>$(C/Q_1)_f \approx (C/Q_1)_f$ les pentes des deux sections montée et décrue sont égales</p> <p>les pentes des deux sections montée et décrue sont inégales</p> <p>les pentes des deux sections montée et décrue sont inégales</p>	Wood (1977)
II	Boucle dans le sens des aiguilles d'une montre (Clockwise loop).	$(C/Q_1)_f > (C/Q_1)_f$ pour toutes les valeurs de Q_1	Paustian et Beschta (1979)
III	Boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (Counterclockwise loop)	$(C/Q_1)_f < (C/Q_1)_f$ pour toutes les valeurs de Q_1	Axelsson (1967)
IV	Linéaire simple plus une boucle (single line plus a loop)	<p>$(C/Q_1)_f \approx (C/Q_1)_f$ pour une partie des valeurs de Q_1</p> <p>$(C/Q_1)_f \gg (C/Q_1)_f$ pour une autre partie des valeurs de Q_1</p> <p>$(C/Q_1)_f > (C/Q_1)_f$ pour une partie des valeurs de Q_1</p> <p>$(C/Q_1)_f < (C/Q_1)_f$ pour l'autre partie des valeurs de Q_1</p>	-
V	Forme en huit (figure eight)	$(C/Q_1)_f < (C/Q_1)_f$ pour l'autre partie des valeurs de Q_1	Arnborg et al. (1967)

$(C/Q_1)_f = (C/Q_1)_f$ de la courbe de montée de crue pour des débits donnés ; $(C/Q_1)_f = (C/Q_1)_f$ de la courbe de décrue .

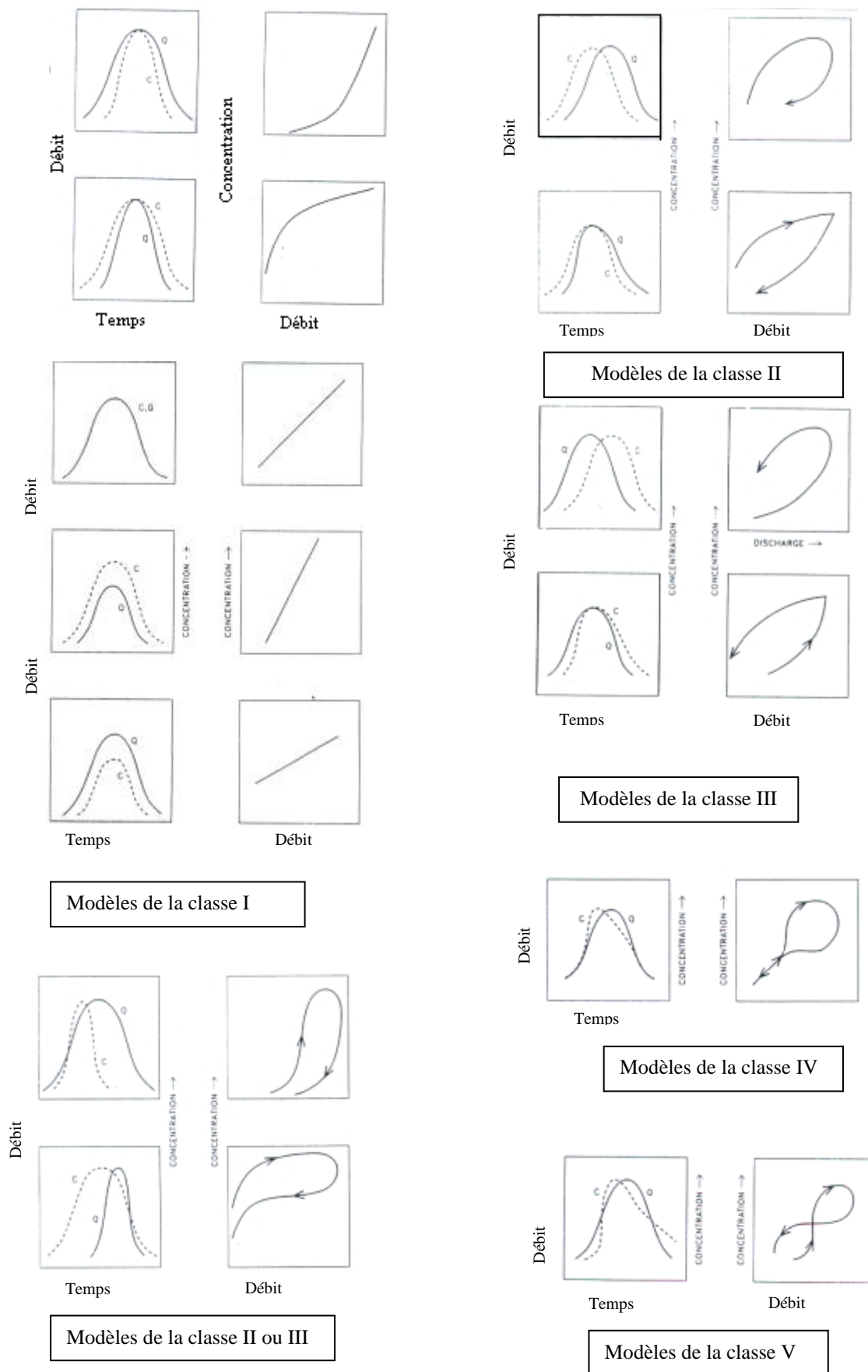


Figure 77 : Modèles des relations concentration débit liquide
(Williams, G.P., 1989)

a)- Modèle Classe I,

de la courbe simple (ou single line) : la relation $C - Q_1$ la plus simple est du type linéaire (ligne simple ou courbe simple). Son seul caractère est que les rapports C/Q_1 sont égaux pour les valeurs de Q , que ce soit en montée de crue ou en décrue. Trois sous groupes découlent dans ce type de modèle : la ligne droite, la ligne à concavité vers le haut et la ligne à concavité vers le bas. Dans le premier cas, pourrait être associé un apport continu de sédiments pendant toute la crue (Wood, 1977). Ce modèle indique aussi que les concentrations des sédiments en suspension doivent augmenter ou diminuer en parfaite synchronisation avec le débit liquide. C'est que les courbes doivent avoir des pics simultanément avec des largeurs et des pentes semblables. L'apport continu des sédiments pourrait s'étendre même au delà de la courbe des débits ou descendre sous celle-ci. On peut concevoir que la même chose peut résulter de facteurs qui influencent l'entraînement des sédiments (taille des particules).

b)- Modèle classe II,

de la boucle dans le sens des aiguilles d'une montre ou « clockwise loop » peut être due à deux causes principales.

- A un épuisement du stock de sédiment disponible avant le maximum du débit (Arnborg et al., 1967 ; Walling, 1974 ; Wood, 1977 ; Wansickel et Beschta, 1983). L'épuisement ou la diminution des sédiments peut s'expliquer soit, par un petit apport disponible, soit par un débit continu et/ou intense.
- Le deuxième postulat consiste à la formation d'obstacles au passage de la crue maximale (Arnborg et al. 1967).

Le « clockwise loop » a tendance à se produire plus au début de la saison des pluies qu'après (Sidle et Campbell, 1985). Ceci est lié à la disponibilité des sédiments produits par les crues précédentes, comparés à un manque ou une diminution des réserves en sédiments à la fin de la saison sèche. Selon, Heidel (1956), dans les petits cours d'eau, la concentration maximum des sédiments se produit habituellement avant le débit maximum.

c)- modèle classe III,

en boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre où « counterclockwise loop ». Le maximum de concentration est postérieur au maximum des débits. Les valeurs des concentrations C pendant la montée de crue sont inférieures à celle de la décrue pour des valeurs de Q_1 données alors

$(C/Q_1)_r < (C/Q_1)_f$. La disposition chronologique des données se présente comme une boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre.

Les boucles dans le sens contraire des aiguilles d'une montre sont apparemment bien connues, à partir de la publication de Heidel (1956), cependant, peu d'exemples semblent avoir été édités pour des événements simples.

Les « counterclockwise loop » résultent de l'une des trois causes suivantes :

Une des causes possibles, est le temps de parcours de l'onde de crue et du flux des sédiments, particulièrement en raison de la distance entre la source de la crue et la station de jaugeage (Heidel, 1956). Les variations des débits tendent à suivre les vitesses de l'onde de crue. Cette vitesse est généralement plus rapide que la vitesse moyenne d'écoulement (Milliams G.P., 1989). Puisque les sédiments en suspension tendent à être transportés avec une vitesse proche de celle de l'écoulement moyen, le flux de sédiments tendent à traîner derrière l'onde de crue. Aussi le temps de retard (latence) augmente avec la distance en aval (dimensions importantes d'oued Mouilah).

Le retard du pic des sédiments à une station en aval se manifeste au niveau des écoulements dans un cours d'eau caractérisé par des irrégularités qui empêchent le mouvement des sédiments par rapport à celui de l'eau.

La deuxième cause rapportée des boucles dans le sens contraire des aiguilles d'une montre est l'érodabilité importante du sol en même temps que de l'érosion prolongée pendant la crue (Kung et Chiang, 1977).

La troisième cause est la variabilité de la distribution saisonnière des pluies et de la production des sédiments dans le bassin

d)- le modèle classe V,

en forme de huit (8) ou « figure eight ». La diffusion jugée approximativement constante, la distribution des variables indique, qu'avec d'abord un maximum des concentrations en premier, on a souvent la formation d'une boucle dans le sens des aiguilles d'une montre. Toutefois, dans certaines conditions, se développe une boucle en forme de huit indépendamment des pics des variables. Les deux parties du huit sont dirigées séquentiellement dans des directions opposées. Le rapport C/Q pour différentes valeurs de Q explique l'orientation des courbes en fonction du temps sous une forme en huit pour les relations $C-Q_1$.

Pour les événements hydrologiques simples, les relations en forme de huit, n'ont pas reçu beaucoup d'explication.

La forme en huit de la classe V, combine des parties de la classe II (Clockwise loop) et III (counterclockwise loop). En effet, bien que les maximums des concentrations et des débits arrivent au même moment, l'augmentation de C est plus rapide que celle de Q_1 et le pic de la concentration

vient avant celui du débit. Ceci donnera une boucle dans le même sens des aiguilles d'une montre, pendant la montée de la crue. Après, le pic la concentration diminue doucement en fonction du temps, relativement aux débits liquides, pendant la décrue et on obtient une boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre.

VII.3.2- Application aux bassins des oueds Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak.

L'application de l'approche des Hystérésis (« Hyteritic curves), pour les différentes crues enregistrées au niveau des quatre sous bassins étudiés durant les périodes de données disponibles, fait ressortir la distribution (tableau 77), des différentes classes d'évolution des relations concentration en sédiments transportés avec les débits liquides et leur fréquence relative.

Tableau 77 : fréquence des différentes classes d'évolution de la relation C-Q₁ des crues au niveau des bassins de Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak

Classes	Nombre total des crues	I- courbe simple	II- clockwise	III- counterclockwise	V- figure huit
Sebdou (1988/98)	15	40 %	20%	26,67%	13.33%
Mouilah (1977/94)	39	43.59%	20.51%	20.51%	15.39%
Isser (1988/98)	12	33.33%	41.67%	8.33%	16.66%
Sikkak (1973/90)	21	52.38%	28.57%	9.5%	9.5%

a)- Oued Sebdou

Les courbes (figure 78), montrent qu'à oued Sebdou, l'évolution des concentrations en fonction des débits liquides pendant les crues suit principalement trois modèles :

- la courbe simple ou linéaire, surtout pour les crues du printemps, pourrait être associée avec un apport continu de sédiments pendant toute la crue (Wood, 1977),
- la boucle dans le même sens ou dans sens contraire des aiguilles d'une montre pendant les crues d'automne. Les crues d'automne surviennent après une saison sèche où le sol est particulièrement fragilisé et facilement érodable et où les pluies peuvent être violentes mais de courte durée. Ceci permettra soit, à l'apparition du pic des concentrations avant, le pic des débits, si l'averse est de faible intensité et de longue durée, ou l'apparition du pic des débits avant celui des concentrations si l'averse est de forte intensité et de courte durée,
- la boucle en huit pour la crue selon l'intensité et la durée de la pluie de mars 1991. A noter, le cas de l'importante crue de juin 1996, qui a engendré une concentration en sédiment de 50g/l avec un débit maximum de 196 m³/s, et qui présente une évolution de la relation C-Q₁ entre le début et la fin de la crue . Dans la première étape les débits apportent une importante quantité de

sédiments, le sol sec est facilement érodable. La concentration des sédiments en suspension croît et décroît en synchronisation avec le débit liquide. Cela donne un modèle en ligne droite. En deuxième période, quand le débit liquide est au maximum, le changement de débit tend à suivre la vitesse de l'onde de crue. Le flux des sédiments tend à suivre la vitesse moyenne de l'écoulement, et traîne derrière l'onde de crue. Le pic du débit se présente alors avant le pic des flux des sédiments. On obtient une boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre pour la relation C- Q_l.

b)- Oued Mouilah

L'analyse des courbes de concentration en fonction des débits liquides (figure 79) pour les oued Mouilah, montre que pour la majorité des événements enregistrés durant la période 1977/94, les courbes C-Q_l présentent :

- presque 50% des crues se présentent sous le modèle de la courbe simple de la classe I. et qui ont eu lieu surtout en automne et au printemps et à un degré moindre en hiver et en été. Ça pourrait être associé avec un apport continu de sédiments pendant les crues et/ou à la disponibilité des sédiments produits par les crues précédentes. La distance parcourue par les eaux due à la taille importante du bassin aiderait à l'accumulation des sédiments et à la régulation des ondes de crues par rapport à la vitesse des sédiments.
- le modèle « clockwise loop », se présente pour les crues survenues en automne après une saison généralement sans pluie et où le sol est dénudé et fragilisé. L'érosion est active dès les premières pluies qui, même si elles sont d'un faible apport liquide, et peuvent donner des concentrations importantes en sédiments en suspension.
- le modèle « counterclockwise loop » : en effet, à oued Mouilah les courbes en boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre sont caractéristiques surtout des crues d'hiver et de printemps. Le sol étant plus ou moins saturé et couvert résiste mieux à la pluie. L'érosion et le transport solide se verront légèrement retardés par rapport aux écoulements. Ainsi, ce n'est qu'après une érosion prolongée que la concentration en matières en suspension augmente.
- pour oued Mouilah, les formes en huit, se présentent souvent pendant les crues de printemps, saison caractérisée par de fortes pluies tombant après une saison d'hiver bien que relativement froide mais généralement peu pluvieuse. Aussi, les sédiments accumulés dans le lit de l'oued et laissés pendant l'automne, seront mobilisés dès les premières crues du printemps pour donner au départ des pics de concentration antérieur aux pics de débit liquide. Le phénomène s'inverse avec le temps dès l'épuisement du stock de sédiment.

c)- Oued Isser

Deux types de modèles sont représentés par les courbes des concentrations en fonction des débits liquides (figure 80).

- le modèle de la courbe simple, qui se présente aussi bien pour les crues d'automne, d'hiver ou de printemps. Cela pourrait être associé avec un apport continu de sédiments pendant toute la crue (Wood, 1977) et/ou à la disponibilité des sédiments produits par les crues précédentes.
- le modèle en boucle dans le sens des aiguilles d'une montre (clockwise loop), qui se présente particulièrement pour les crues du printemps. Ceci peut être dû à la disponibilité des sédiments produits par les crues précédentes d'automne, comparé à un manque ou une diminution des réserves en sédiments à la fin de la saison sèche. Selon, Heidel (1956), dans les petits cours d'eau, la concentration maximum des sédiments se produit habituellement avant le débit maximum.

d)- Oued Sikkak

L'évolution de la relation concentration des sédiments en suspension, débit liquide pour les crues d'oued Sikkak (figure 81), se présente surtout suivant le modèle de courbe simple de la classe I, ligne droite ou courbe à concavité vers le haut ou vers le bas en général pour les crues survenues pendant le printemps (mars, avril ou mai). Cela pourrait être associé avec un apport continu de sédiments pendant les crues et/ou à la disponibilité des sédiments produits par les crues précédentes en hiver. En effet, le transport solide à oued Sikkak est important pendant le printemps et l'hiver.

D'autres modèles sont également présentés par les relations $C-Q_1$ en particulier ceux des classes II, pour les crues d'oued Sikkak survenues au printemps, à la fin de l'automne ou même en hiver. Deux crues hivernales donnent un modèle en forme de huit : celle du 2 février 79 et celle du 2 décembre 1985. Cela peut s'expliquer par la disponibilité des sédiments produits par des crues précédentes.

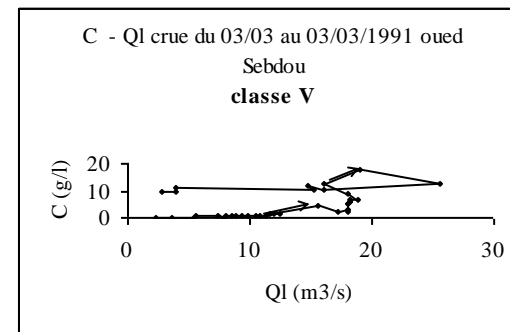
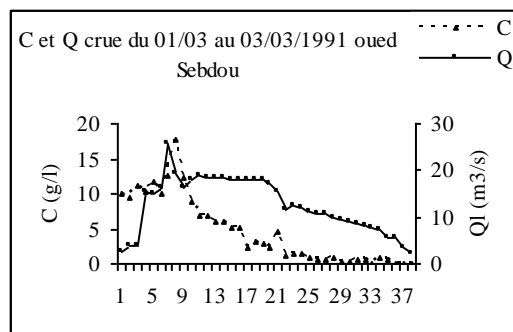
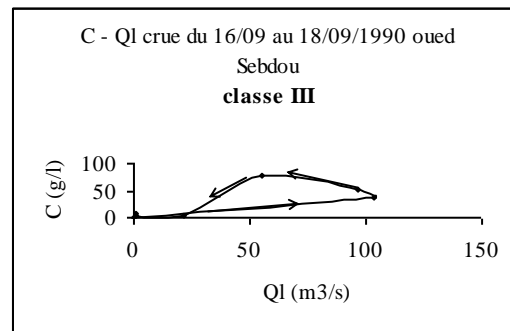
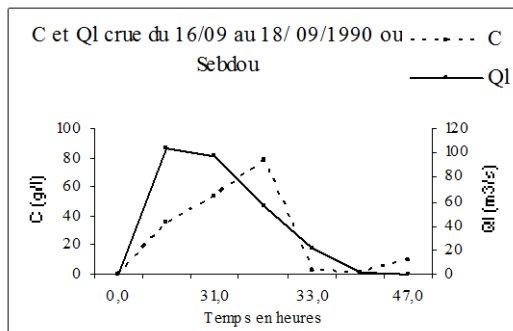
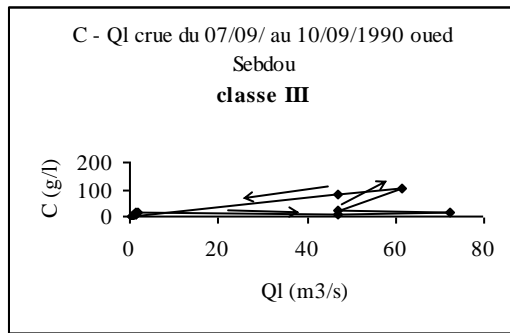
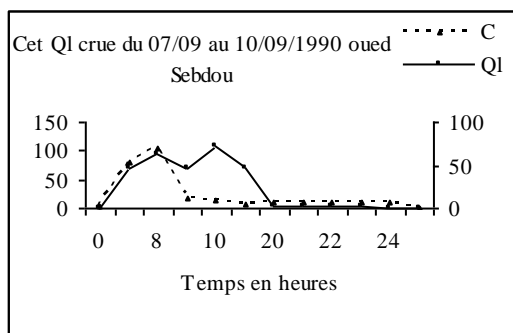
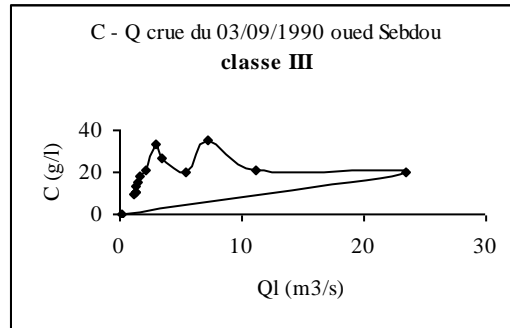
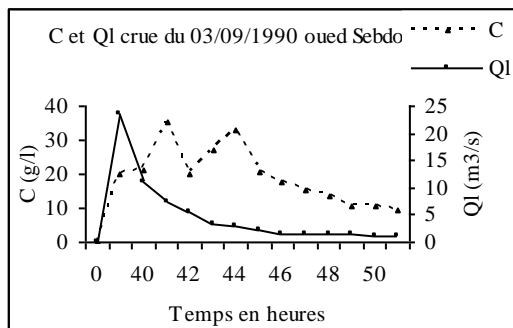


Fig. 78 : Evolution de la concentration des sédiments transportés et des débits en fonction du temps durant les crues de l'oued Sebdo (1988/98) et Classification des relations C-QI

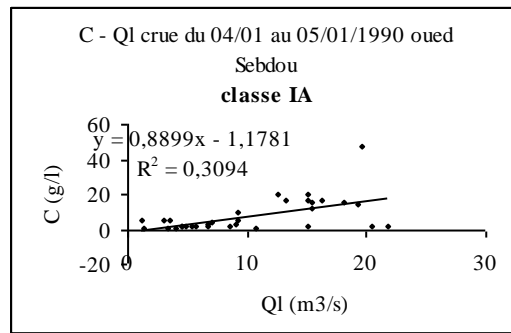
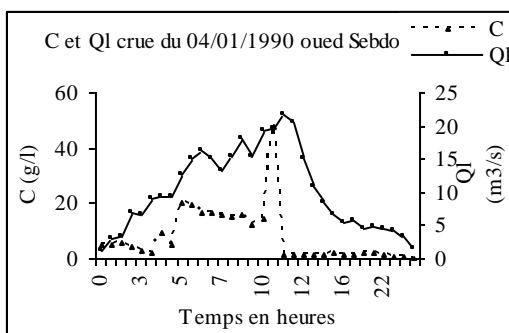
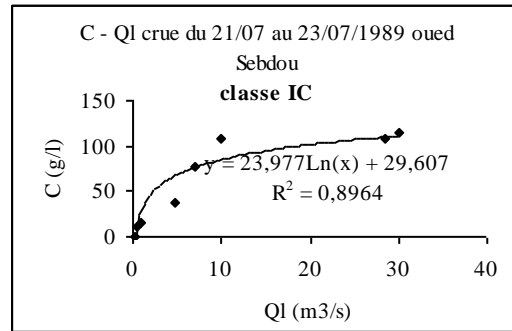
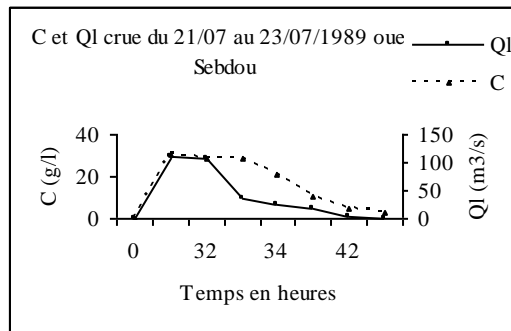
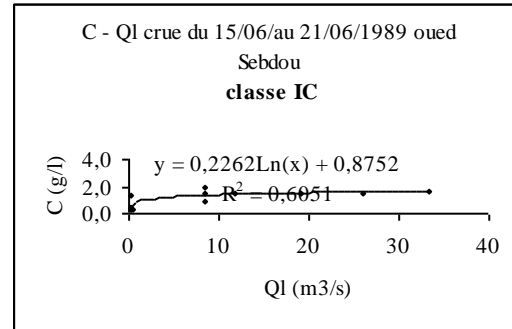
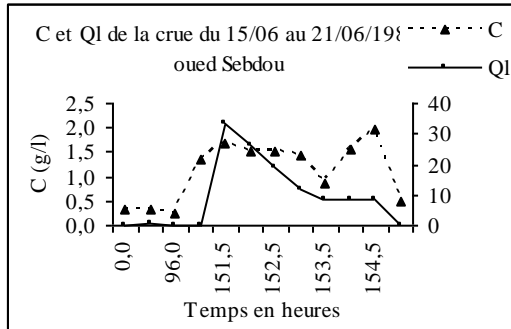
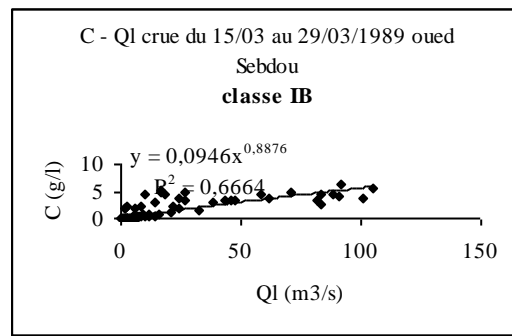
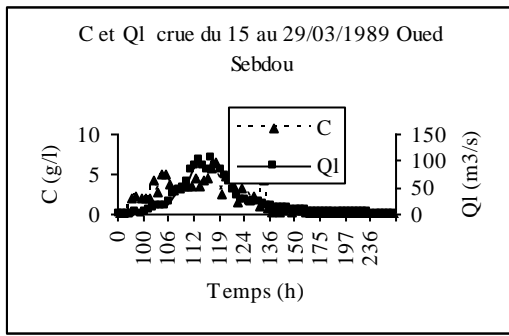


Fig. 78 : Evolution de la concentration des sédiments transportés et des débits en fonction du temps durant les crues de l'oued Sebdu (1988/98) et Classification des relations C-Ql

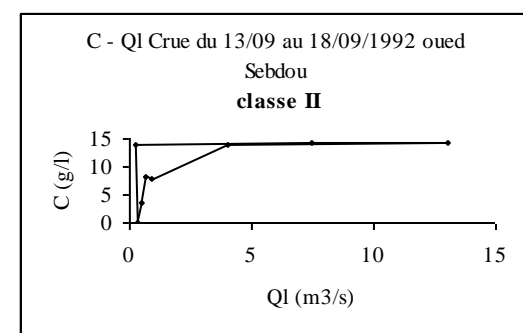
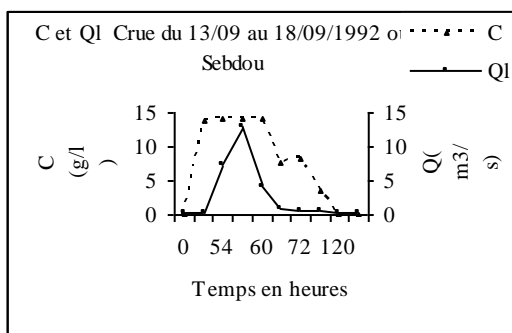
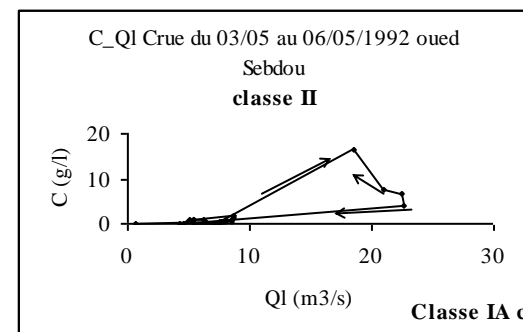
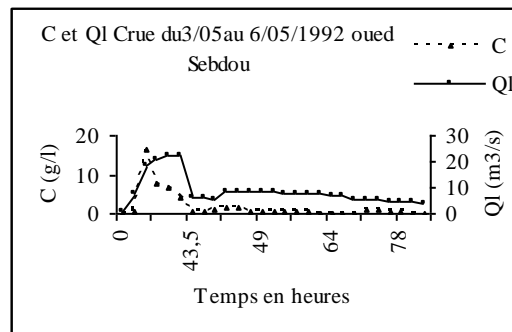
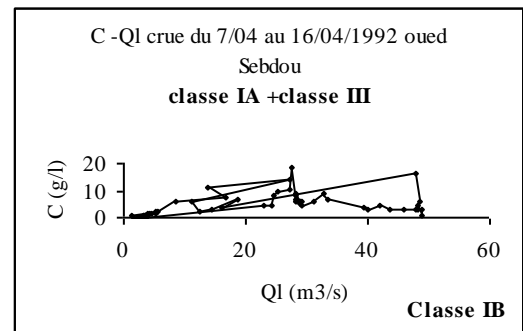
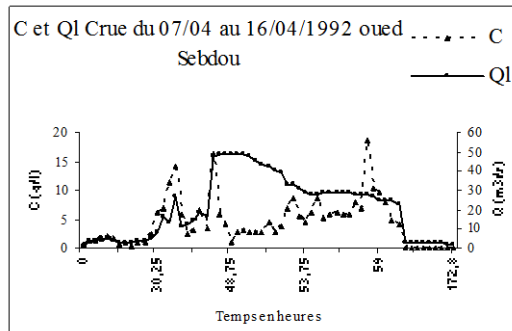
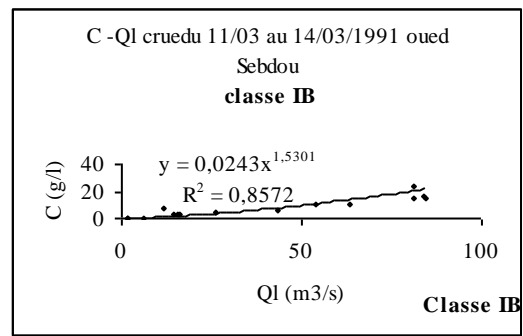
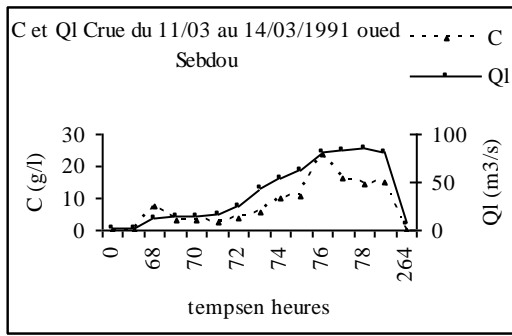


Fig. 78 : Evolution de la concentration des sédiments transportés et des débits en fonction du temps durant les crues de l'oued Sebdu (1988/98) et Classification des relations C-QI

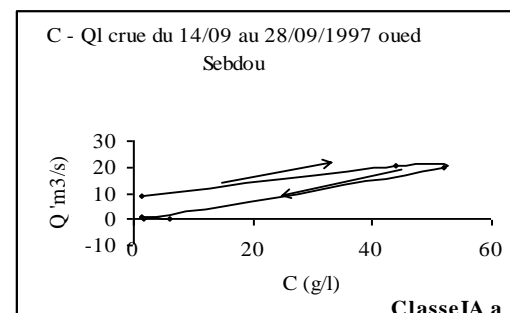
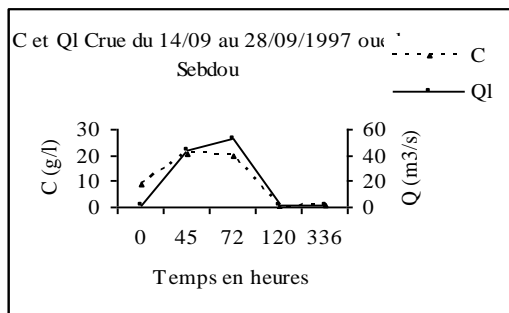
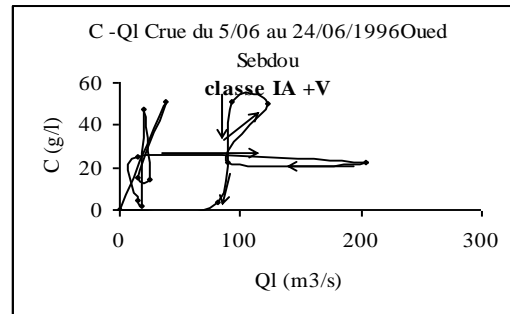
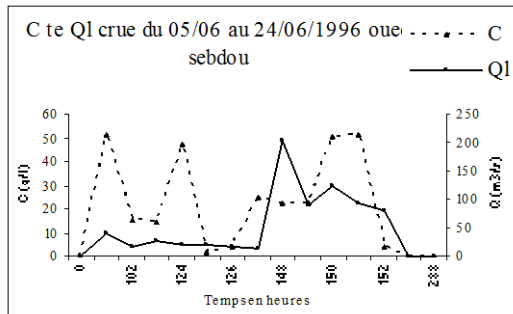
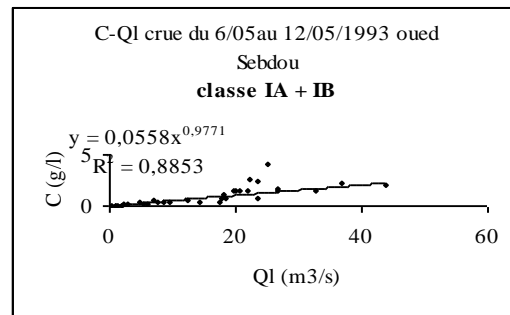
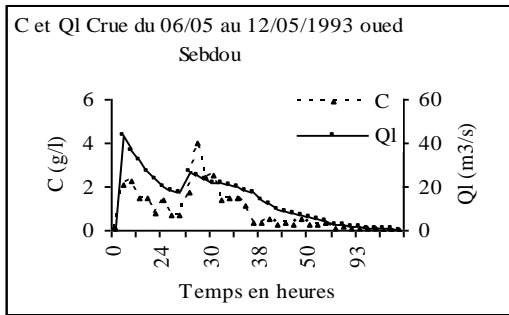


Fig. 78 : Evolution de la concentration des sédiments transportés et des débits en fonction du temps durant les crues de l'oued Sebdu (1988/98) et Classification des relations C-QI

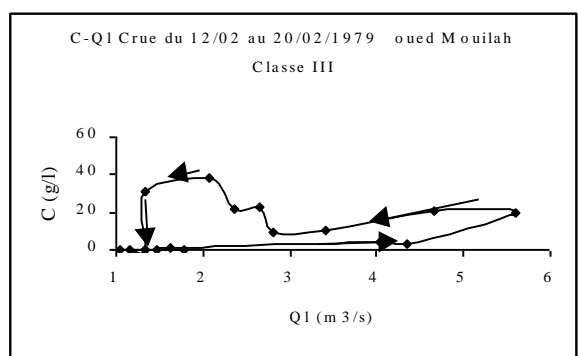
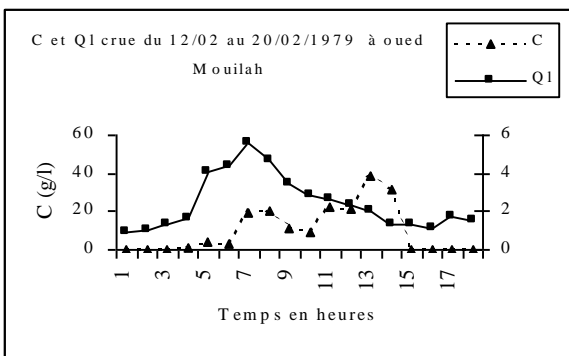
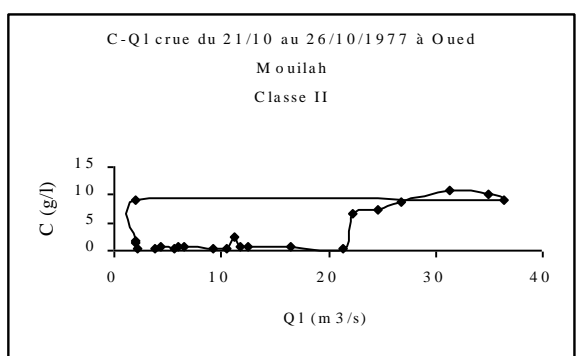
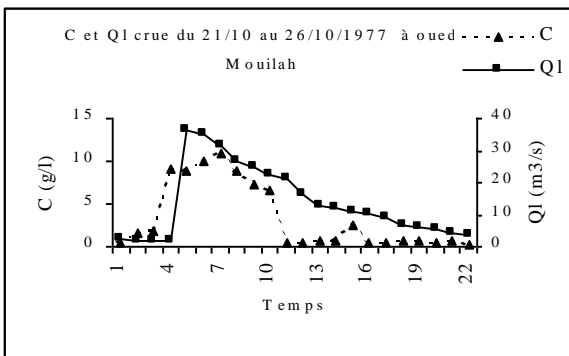
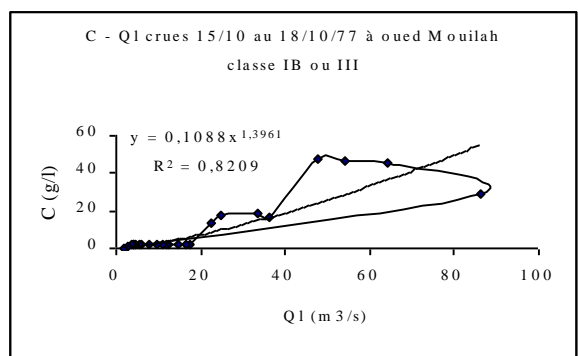
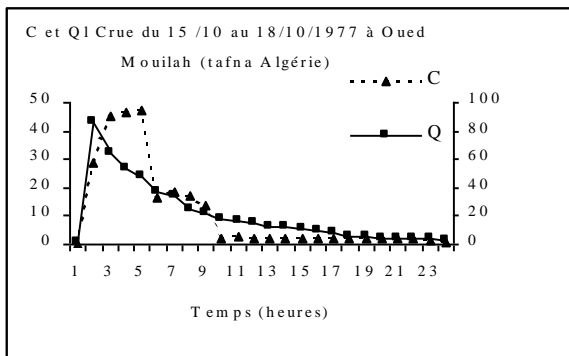
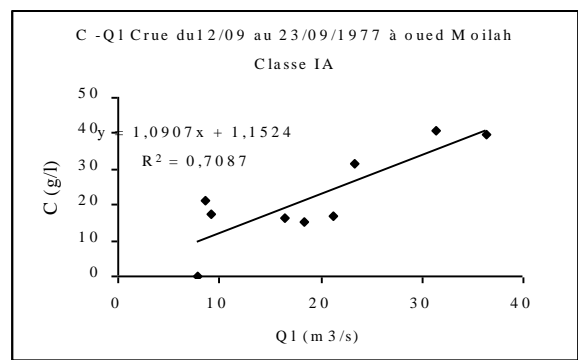
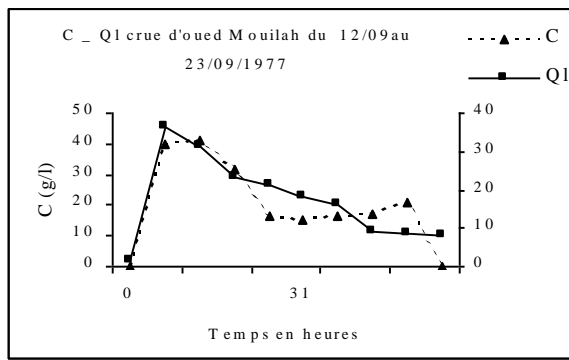


Fig. 79 : Evolution de la concentration des sédiments transportés et des débits liquides en fonction du temps des crues d'oued Mouilah à Sidi Belkhir. Relation concentration – débit liquide et classification liquide

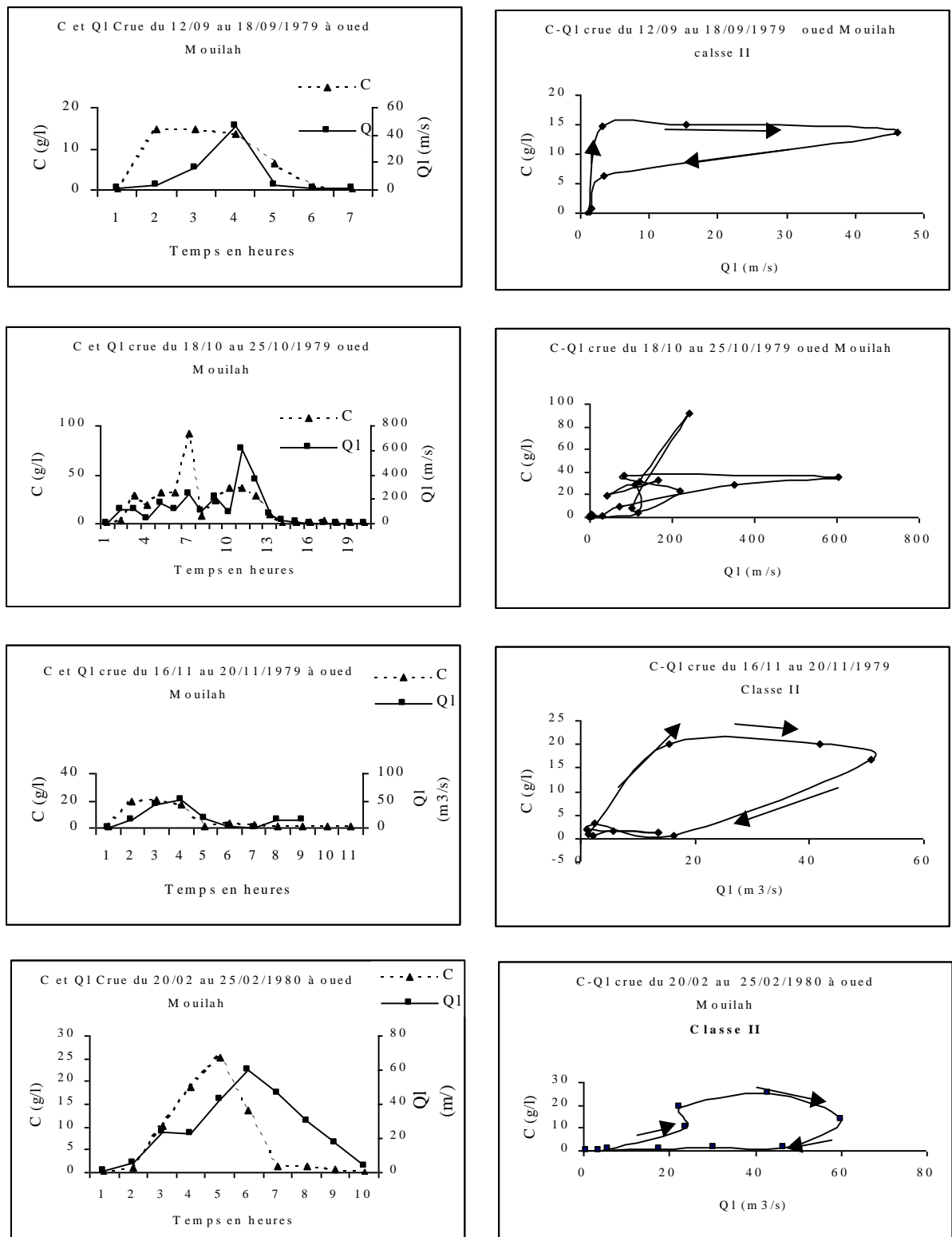


Fig. 79 : Evolution de la concentration des sédiments transportés et des débits liquides en fonction du temps des crues d'oued Mouilah à Sidi Belkhir. Relation concentration – débit liquide et classification liquide

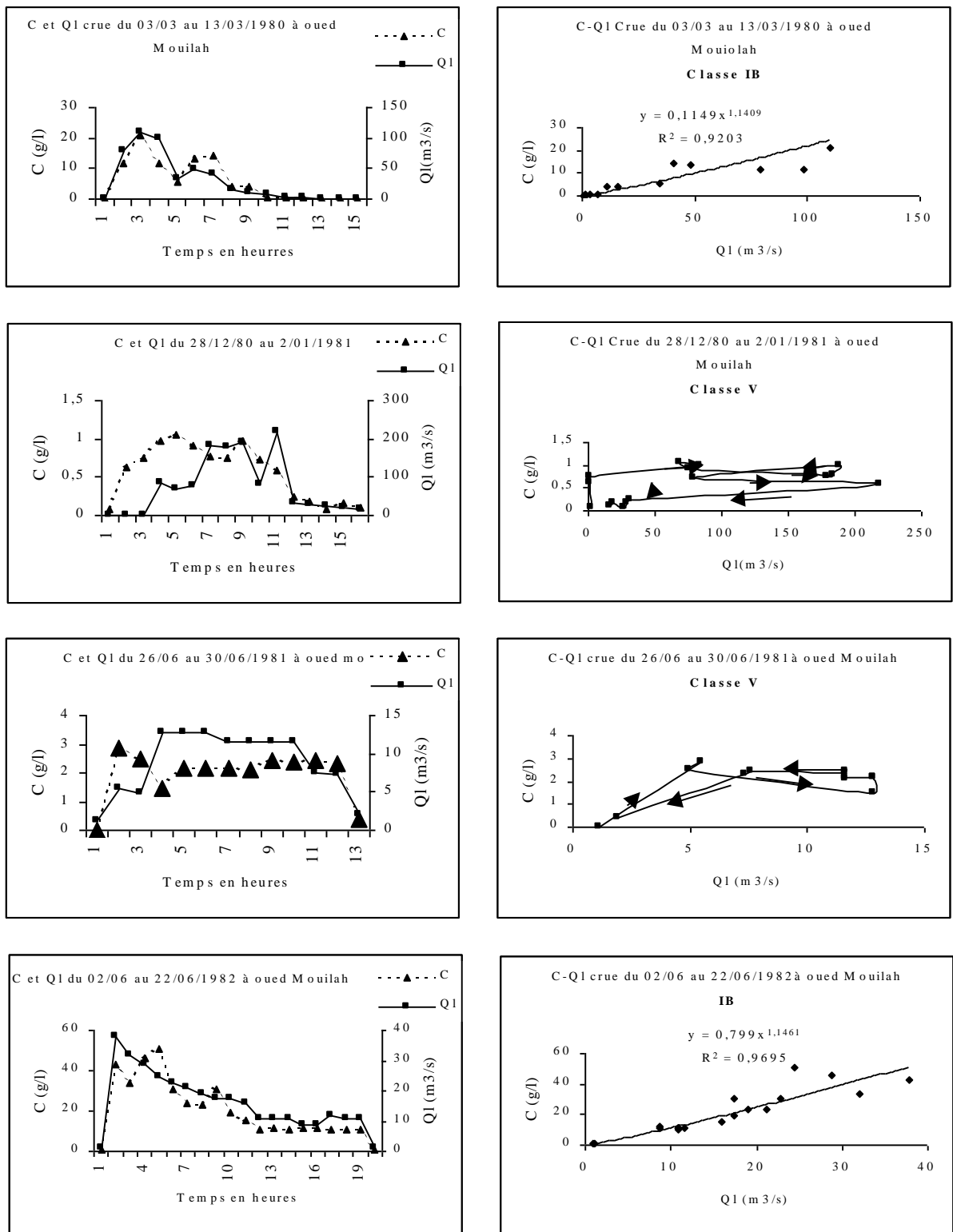


Fig. 79 : Evolution de la concentration des sédiments transportés et des débits liquides en fonction du temps des crues d’oued Mouilah à Sidi Belkhir. Relation concentration – débit liquide et classification liquide

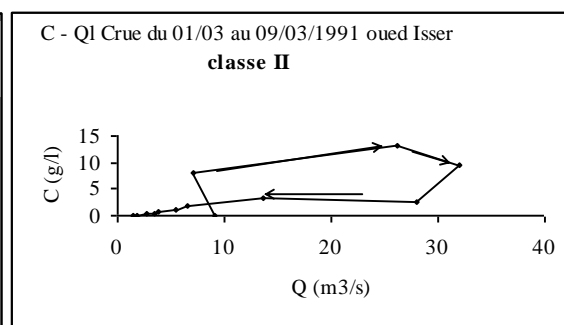
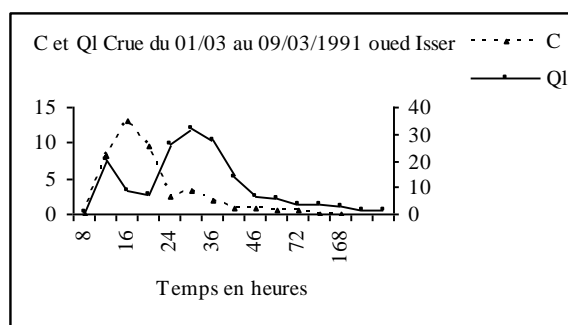
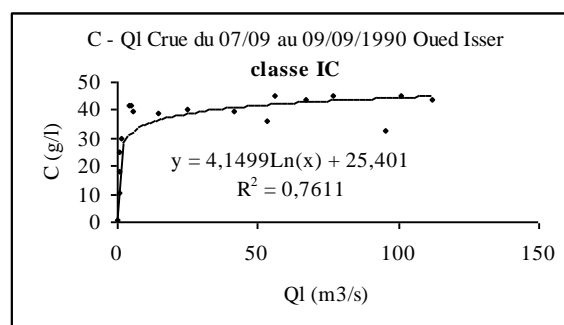
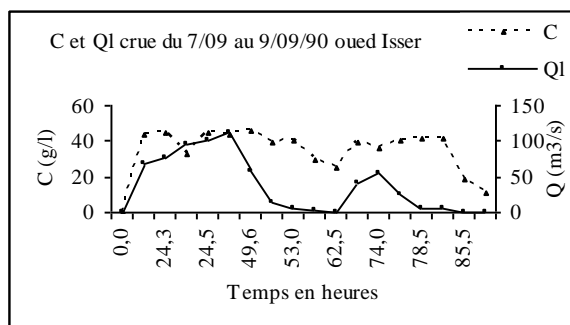
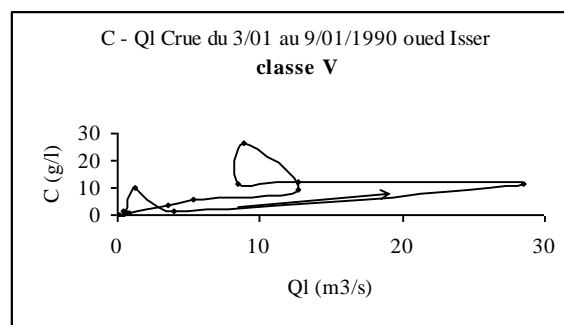
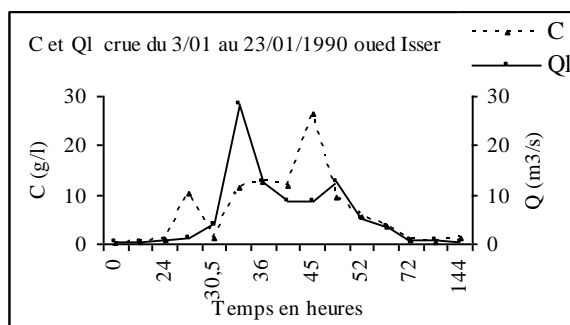
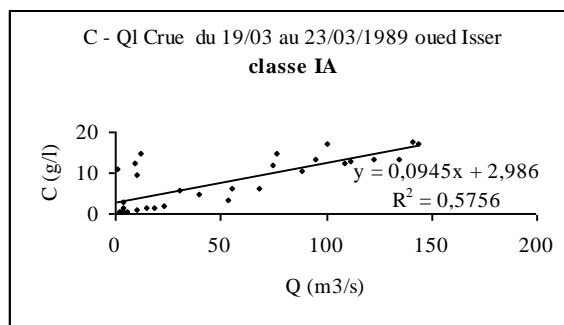
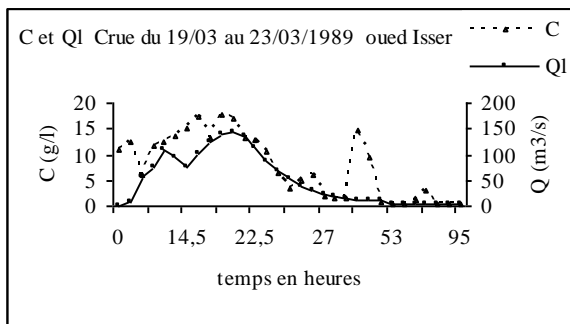


Fig. 80 : Evolution des concentration des sédiments en suspension et des débits liquides en fonction du temps des crues d'oued Isser (1988/98).
Relation concentration-débit liquide et classification,

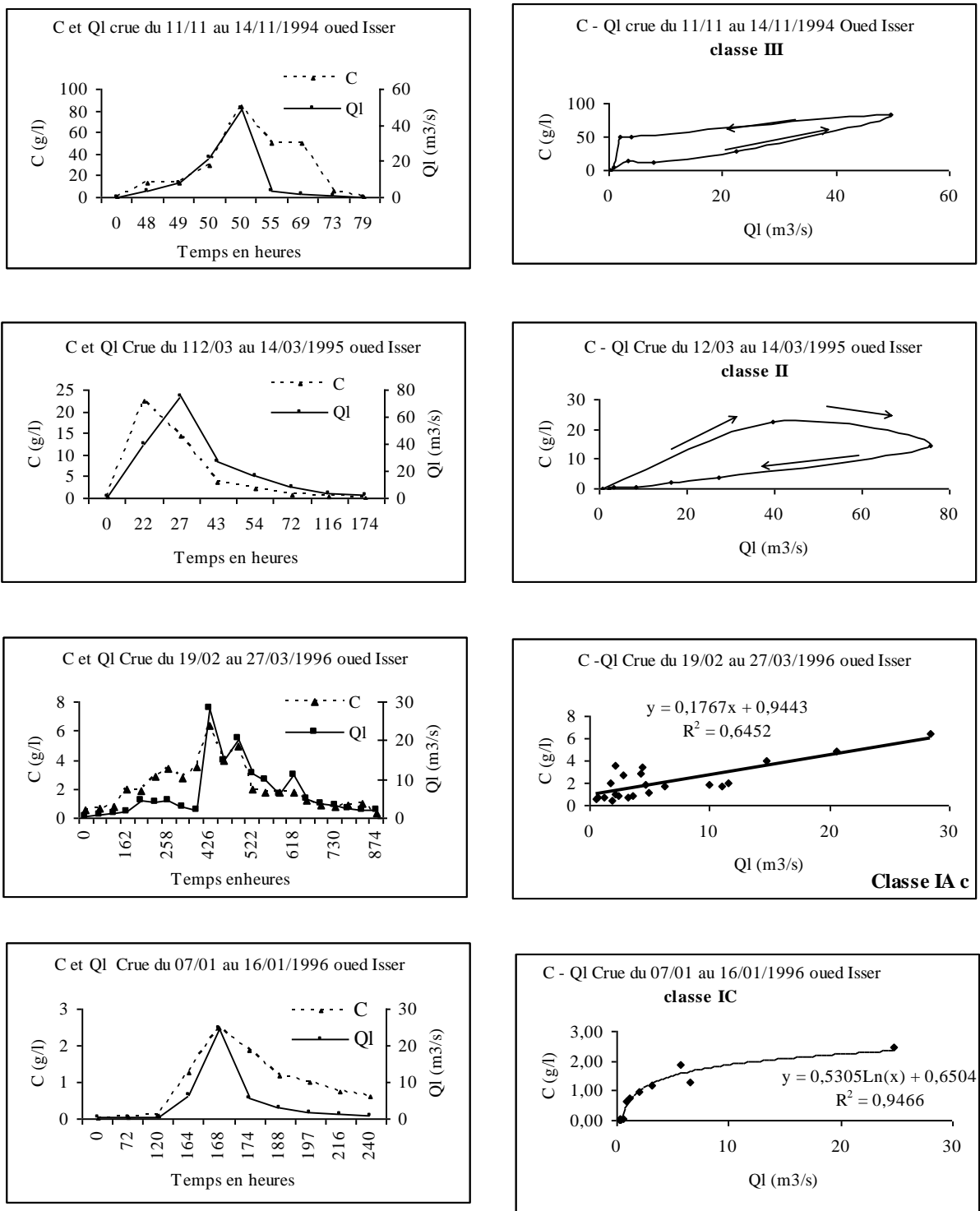


Fig. 80 : Evolution des concentration des sédiments en suspension et des débits liquides en fonction du temps des crues d'oued Isser (1988/98).
Relation concentration-débit liquide et classification,

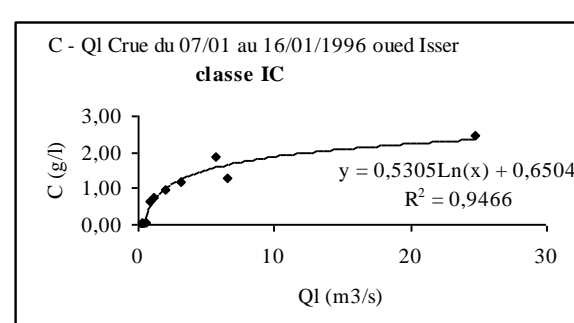
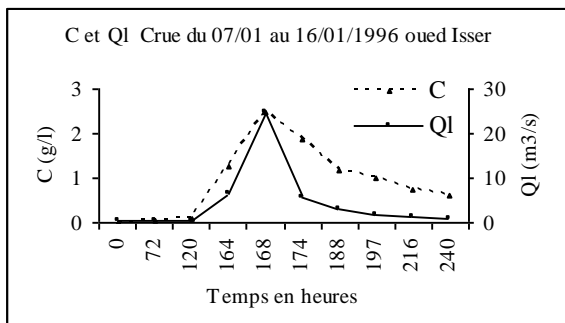
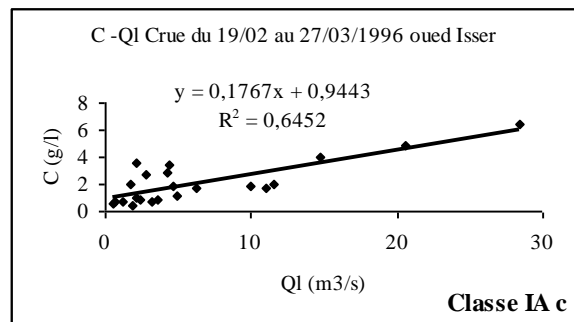
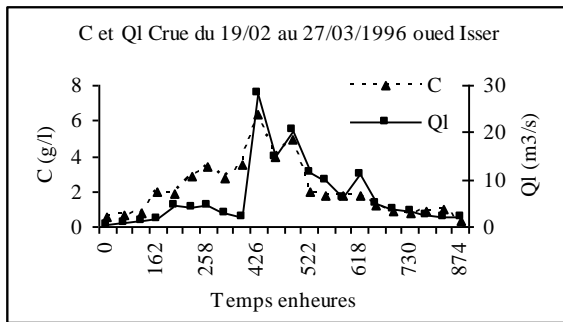
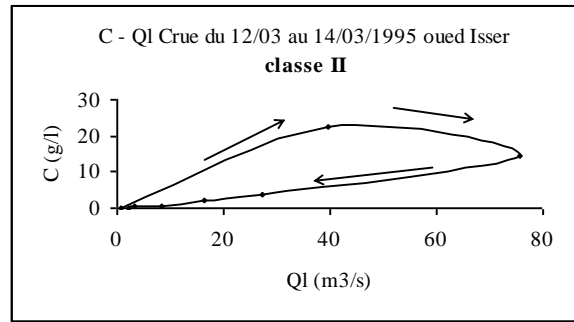
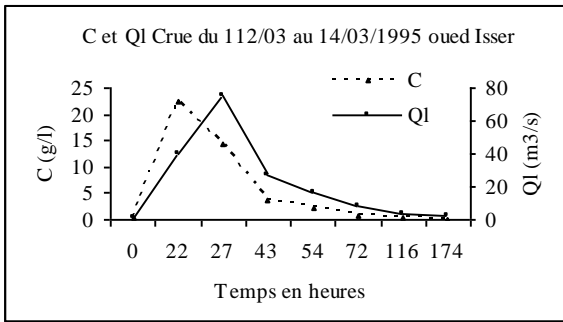
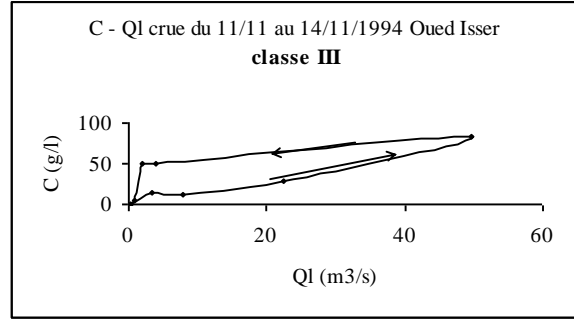
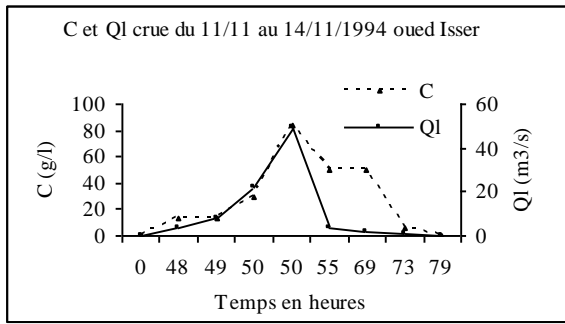


Fig. 80 : Evolution des concentration des sédiments en suspension et des débits liquides en fonction du temps des crues d'oued Isser (1988/98).
Relation concentration-débit liquide et classification,

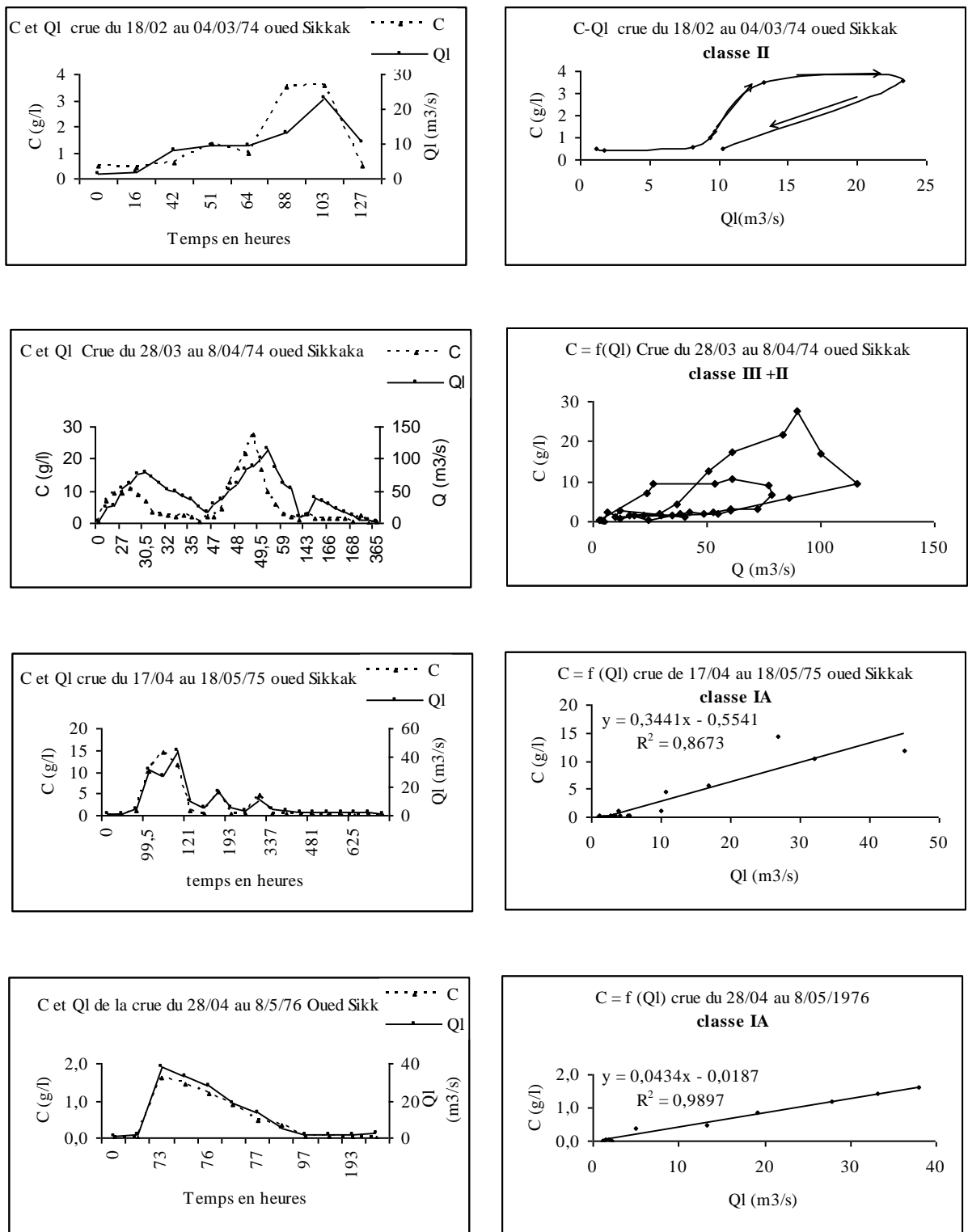


Fig. 81 : Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant les crues à oued Sikkak (1973/80) et classification des relations C - Ql

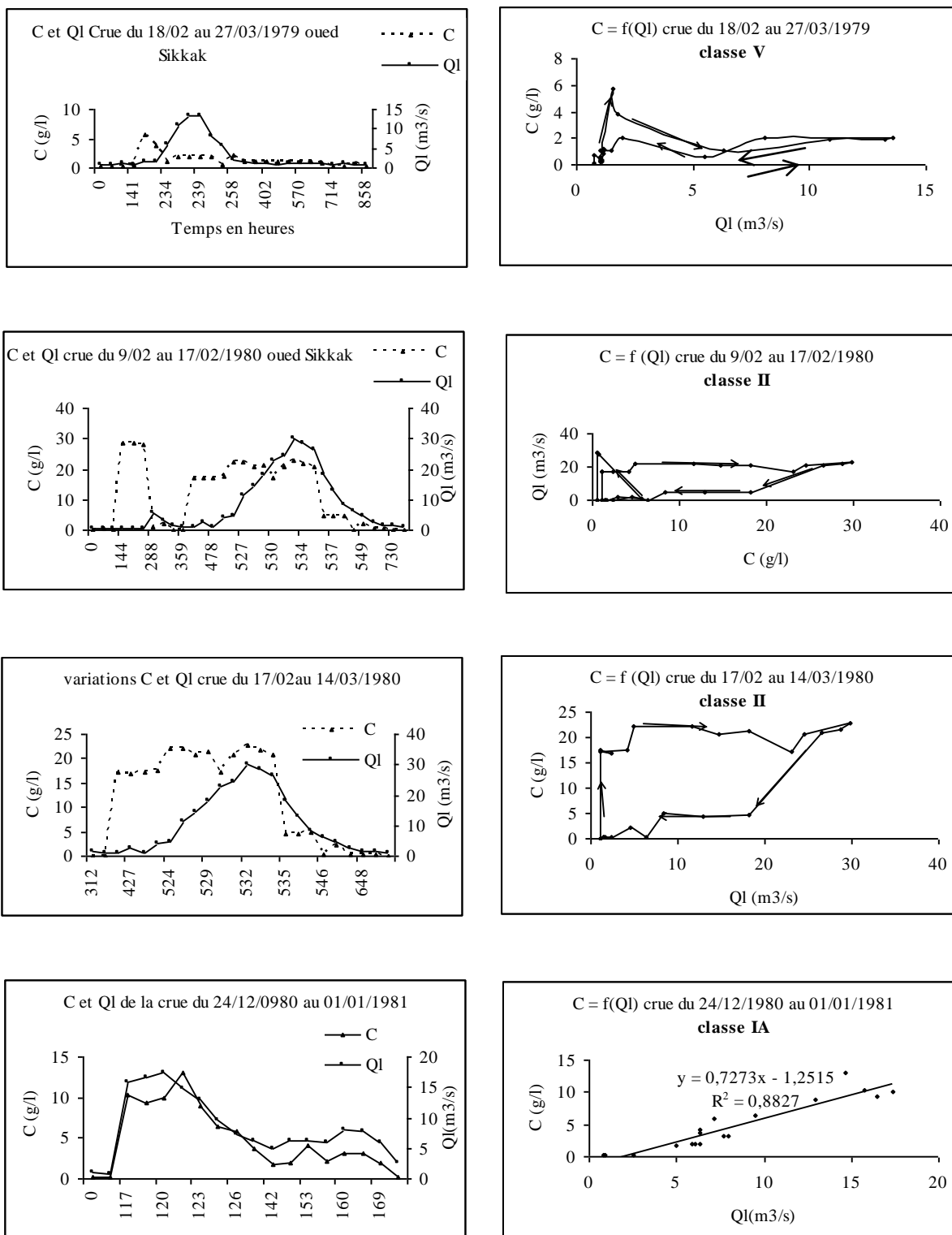


Fig. 81 : Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant les crues à oued Sikkak (1973/80) et classification des relations C - Ql

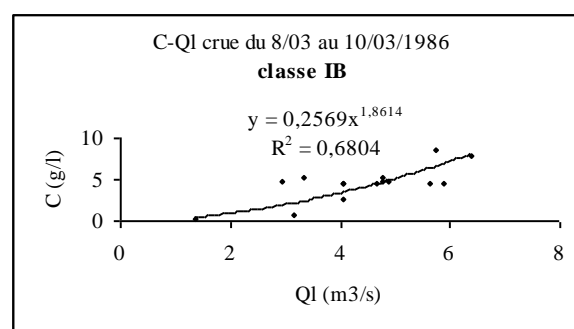
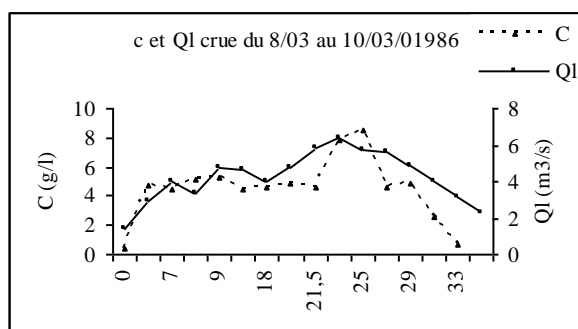
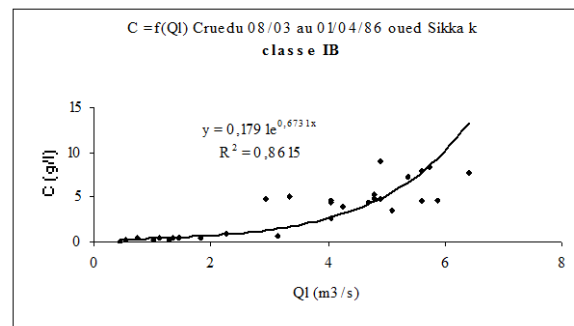
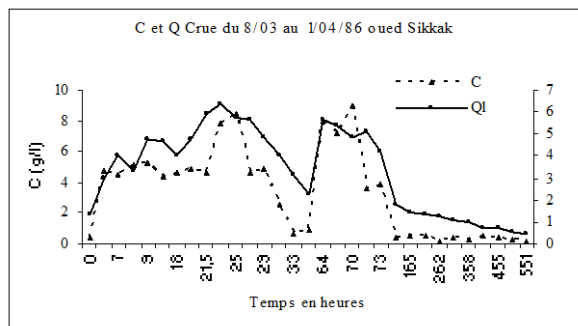
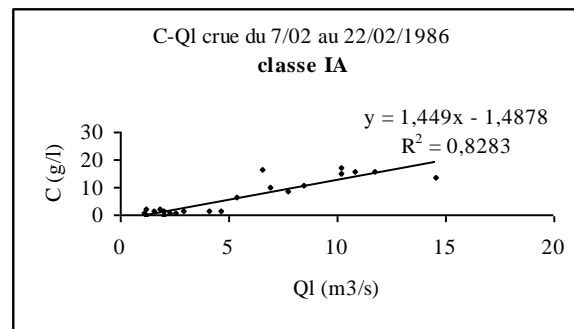
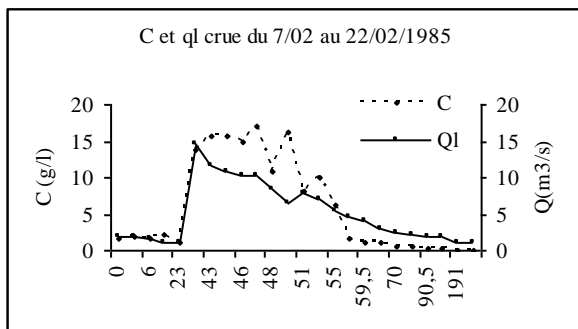
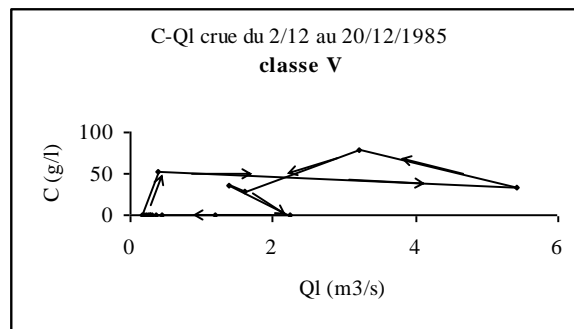
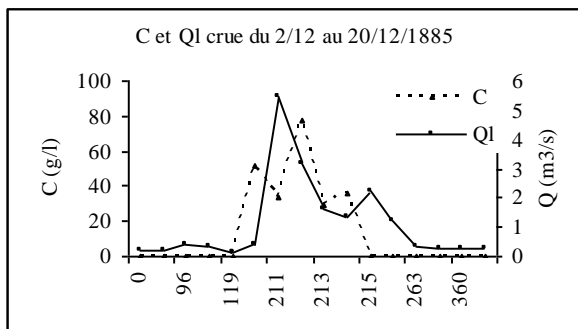


Fig. 81 : Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant les crues à oued Sikkak (1973/80) et classification des relations C - Ql

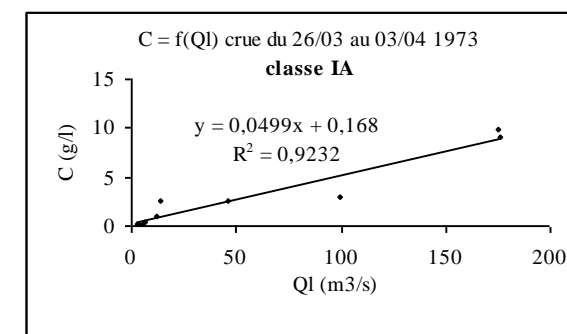
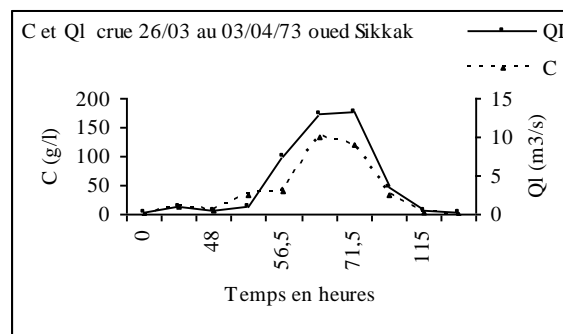
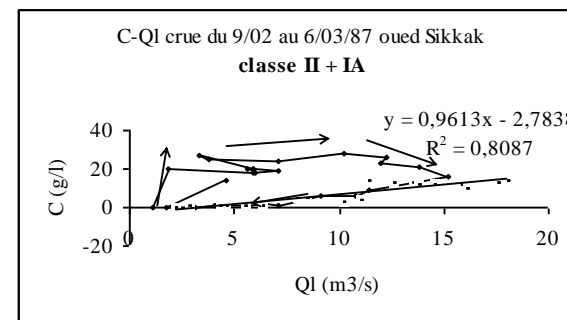
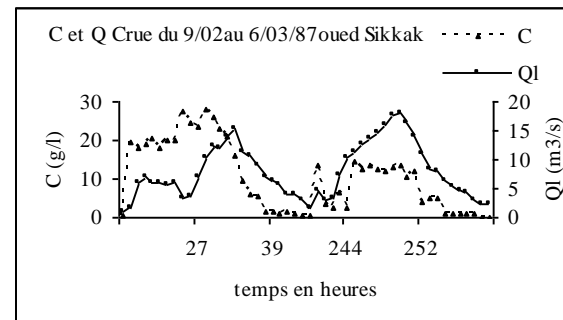
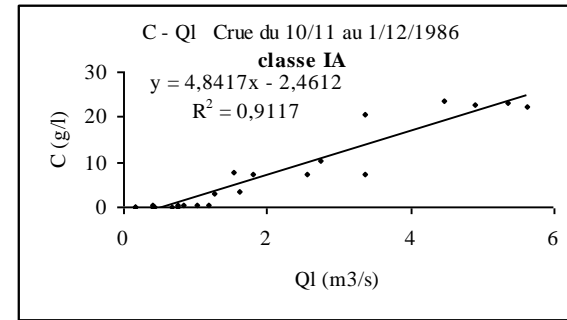
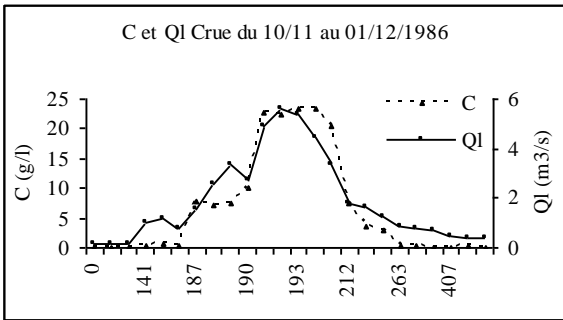
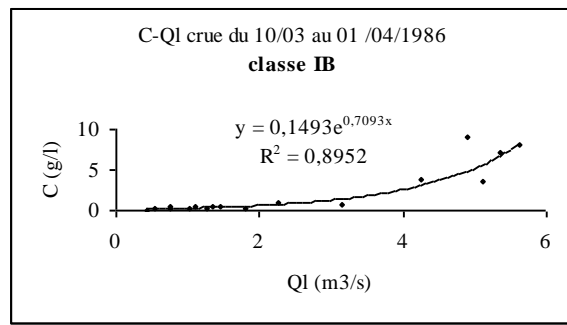
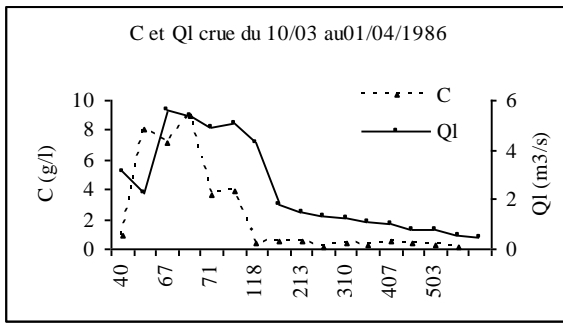


Fig. 81 : Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant les crues à oued Sikkak (1973/80) et classification des relations C - Ql

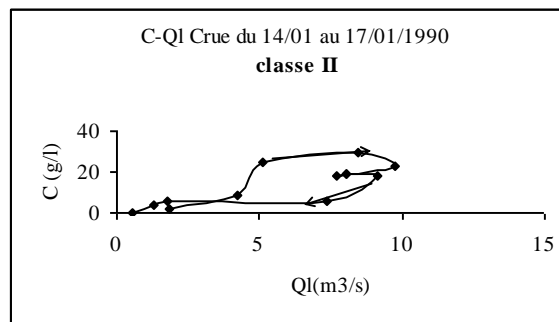
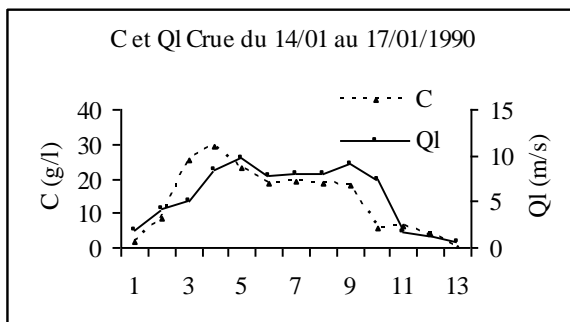
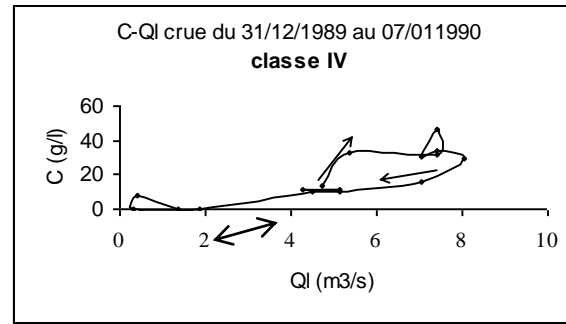
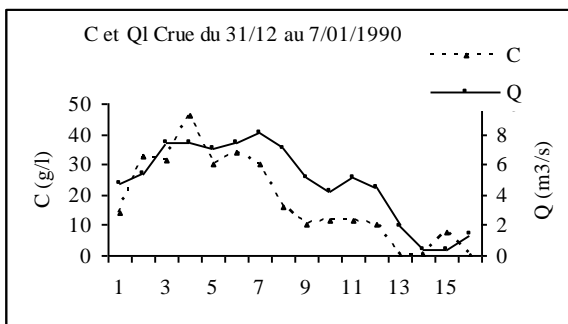
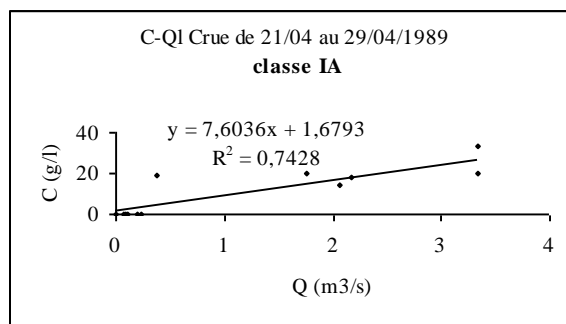
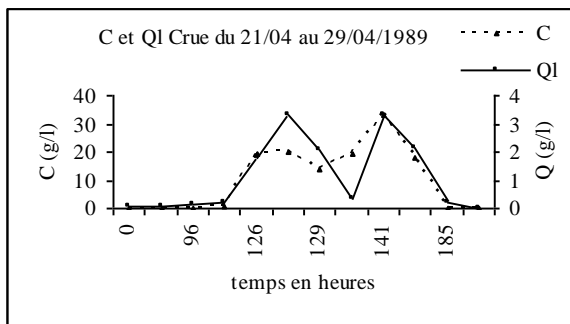


Fig. 81 : Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant les crues à oued Sikkak (1973/80) et classification des relations C-Ql

CONCLUSION GENERALE

Arrivées au terme de notre étude, nous pensons que notre travail ne serait pas complet si nous ne faisons le bilan des réponses que nous avons apportées, de ceux nouveaux qui ont surgi et qui devront retenir l'attention de ceux qui nous succèdent.

Dans ce travail nous avons procédé à l'analyse détaillée des paramètres suivants :

C1- les paramètres hydrologiques de base de tous les sous-bassins versants de la Tafna

a)- les paramètres physiographiques, montrent que les sous bassins versants de la Tafna présentent une forme assez allongée dans l'ensemble ($1,25 < Kc < 1,50$) malgré leur différente taille. La densité de rainage varie d'un bassin à un autre, on passe d'un bassin bien hiérarchisée et drainé à d'autres très mal drainés ($0,6 < Dd < 3,2$). Les sous bassins présentent en général un relief modéré à assez fort ($0,011 < Ig < 0,04$). Selon la taille et le relief des bassins et densité de drainage, le coefficient de torrencialité passe de 0,0032 pour l'oued Mouilah à 27 pour l'oued Boukiou. Les temps de concentration varient ainsi de 4h30 à 20h30.

L'analyse hypsométrique nous a donné la preuve tangible de l'évolution tectogénique récente qui témoigne du rejeu des accidents qui avaient entraîné le découpage de la région en horsts et grabens.

L'analyse en composante principale nous a permis de mettre en évidence de l'interrelation entre les différents paramètres physiographiques et la présence de trois groupes de bassins : le premier formé par les bassins du Mouilah et de l'isser de superficie largement supérieure à celle des autres bassins. Le second groupe est formé par les bassins d'oued Khemis , Sebdou et Chouly ; bassins de montagne et occupants le sud du bassin de la Tafna (bassins internes aux monts de Tlemcen). Le troisième groupe par les bassins de Sikkak, Zitoune, Boumessaoud et Boukiou qui font partie de la moyenne Tafna et descendent tous vers la plaine de la Tafna.(versant Nord des monts de Tlemcen et Sud des Traras pour l'oued Boukiou).

b)- A l'issue de l'étude géologique, nous avons pu individualiser les formations selon leur perméabilité. En fait, la majorité des formations des trois sous bassins ont, de part leur structure physique, une perméabilité assez bonne. Les réserves en eaux souterraines sont liées essentiellement aux nappes superficielles des formations plio - quaternaires et aux phénomènes karstiques des massifs calcaires du Jurassique.

Par ailleurs, les terrains à dominante imperméable (roches marneuses ou argileuses) favorisent largement le ruissellement superficiel. Par contre, la présence notable de formations

perméables (calcaires, dolomites ou alluvions etc.....) contribue, de pair avec les facteurs morphologiques défavorables, à limiter les possibilités de l'écoulement de surface.

c)- Pluviométrie et climat, Cette analyse met en évidence :

*- une variation spatiale qui se traduit par :

- une diminution des pluies d'Ouest en Est
- l'influence des barrières montagneuses des monts des Traras et ceux de Tlemcen qui créent des baisses pluviométriques au niveau des plaines de Maghnia, des Ghossels et du fossé de Sebdou.

*- Une irrégularité dans le temps :

- on constate qu'il existe deux périodes, l'une humide et fraîche (données anciennes : 1913/38), l'autre plus sèche et plus chaude (1970/98). Ceci nous permet d'insister sur le fait qu'une série de 30 années de données pluviométriques est insuffisante pour caractériser statistiquement la variable pluie. (Bouanani et al, 2003).
- Durant la période 1970 – 1998, la variabilité interannuelle des modules pluviométriques ($0,26 < C_v < 0,34$) est moins marquée que la variabilité mensuelle. Les séries pluviométriques des stations de la Tafna s'ajustent en général à une loi normale de Gauss ou log normale.

Ces variabilités spatio-temporelles conditionnent l'écoulement et les transports solides dans le bassin de la Tafna .

Le régime thermique est caractérisé par des températures moyennes annuelles comprises entre 15° et 17°C, avec des amplitudes annuelles assez fortes équivalentes aux températures annuelles ($+T/T = 1$). Ceci permet d'accentuer le phénomène de l'évapotranspiration, le tarissement des cours d'eau, l'assèchement rapide des sols, la dégradation du couvert végétal et ainsi le développement d'érosion intense et la production de sédiment pour de transport solide.

CII- Les paramètres de l'écoulement des sous bassins représentatifs (Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak)

L'insuffisance de l'équipement hydrométrique et le manque de données précises ont été largement ressentis dans la compréhension de certains phénomènes hydrologiques, particulièrement liés aux formes de l'écoulement extrême. En dépit de données de débits parfois fragmentaires, nous avons pu néanmoins, dégager les grands traits du régime d'écoulement de nos sous bassins.

L'interprétation statistique et graphique des données nous a permis de saisir les variations spatiales de l'écoulement superficiel en liaison avec les données climatiques et physiographiques des sous bassins de même sa forte variabilité temporelle, annuelle et surtout saisonnières et journalières. Le calcul des bilans inter annuels ont fait ressortir la faiblesse du coefficient d'écoulement, notamment au niveau des bassin d'Isser (8.4%) et de Mouilah (6%) et au contraire, l'importance du

coefficient d'écoulement au niveau du Sikkak (20%) et d'oued Sebdou (40%) serait due à sa taille plus réduite et à la karstification plus développée du système souterrain du bassin permettant un destockage plus rapide qui soutient l'écoulement superficiel.

L'analyse des variations saisonnières des débits a permis de dégager spécialement à partir des coefficients mensuels des débits, les nuances de régimes hydrologiques à alimentation essentiellement pluviale liés aux régimes climatiques mais plus ou moins modifiés par le rôle de la lithologie. Ils ont fait apparaître la forte opposition entre l'abondance hivernale et l'indigence estivale des cours d'eau.

L'étude des formes extrêmes de l'écoulement, axée tout d'abord sur les crues, a mis successivement en évidence : le caractère torrentiel des crues principalement à la forte intensité des précipitations, leur mécanisme de propagation et enfin leur répartition fréquentielle régie par les lois de Pearson III.

Par opposition, les étiages très influencés par les prélèvements et les rejets, ont fait apparaître des tarissements marqués des oueds en été. Ceux - ci étant parfois compensés par les apports en eaux souterraines pourtant non négligeables.

CIII- Erosion et transport solide

Sur la base des mesures continues de la charge en suspension réalisées dans les différents bassins : Sebdou (1985/98), Mouilah, (1977/95), Isser (1988/98) et Sikkak (1972/90), de la Tafna, nous avons calculé les différentes valeurs des paramètres de l'écoulement liquide et du transport solide.

Il ressort de ces estimations que l'action érosive est différente d'un bassin à l'autre, en effet la dégradation spécifique moyenne varie entre 170 t/km²/an pour oued Sikkak et 937 t/km²/an pour oued Sebdou. Pour le Mouilah et l'Isser, elle est respectivement de 364 et 180 t/km²/an. Bien que la taille des bassins semble jouer un peu sur ces valeurs, le bassin de Sebdou est relativement le plus touché par ce phénomène, alors qu'il ne l'est pas pour le plus grand bassin.

Toutefois, si on regarde la variabilité interannuelle de ce phénomène, on constate que la dégradation spécifique varie considérablement. Ainsi on passe de 120 à 3657 t/km²/an pour le Sebdou, de 4 à 2200 t/km²/an pour le Mouilah, de 4 à 1035 t/km²/an pour l'Isser et de 4 à 745 t/km²/an pour le Sikkak. Ces taux de dégradation se situent dans la fourchette des valeurs proposées par Walling (1984). En se fondant sur les travaux réalisés au Maghreb, cet auteur estime que les dégradations spécifiques dans le bassin versant varient entre 1000 et 5000 t/km²/an.

Dans le cas du bassin de la Tafna, Sogreah (1967) a estimé la dégradation spécifique à 150 t/km²/an, valeur proche de celles des oueds Sikkak et Isser, mais inférieure à celles des autres sous bassins étudiés de la Tafna .

La comparaison des valeurs de dégradation spécifique révèle une très forte disparité spatiale du taux d'érosion des sols au Maghreb. Cette disparité résulte principalement de la différence de la lithologie, du couvert végétal, de la pente et de la taille des bassins versants. A cette variabilité spatiale s'ajoute la variabilité temporelle aux échelles annuelle, saisonnière et mensuelle. A l'échelle saisonnière, c'est à l'automne que se produit le maximum du transport solide pour les bassins de Sebdou, Mouilah et l'Isser. A oued Sikkak c'est au printemps que le phénomène est plus accentué. En deuxième position, on trouve le printemps pour le Mouilah et l'Isser, l'hiver pour le Sikkak et l'été pour le Sebdou. Toutefois pour le Sebdou, nous pensons que l'importance des transports en été est conjoncturelle, dû à des orages d'été exceptionnels.

En tout état de cause, cette variabilité temporelle dépend de la fréquence des orages et de leur période d'occurrence. En effet, ce sont ces orages qui génèrent la plus grande partie de la charge en suspension.

CIII- Modélisation

L'aboutissement logique d'une analyse de données est la modélisation. Pour ce faire, nous avons orienté cette partie en fonction de la disponibilité des données de pluie, de débits et de mesures de concentrations des matières en suspension.

a)- modélisation Pluie-débit : nous avons utilisé l'analyse corrélatoire et spectrale (ACS), simple et croisée des pluies et des débits. Cette approche basée sur la théorie du signal, a été conçue et utilisée pour l'étude de la réponse des sources aux impulsions des pluies en milieux karstique.

L'analyse corrélatoire et spectrale a permis de mettre en évidence la structure de la totalité des chroniques d'entrée (pluie) et de sortie (débits). En effet, nous avons pu dégager le caractère quasiment aléatoire des pluies au niveau des bassins témoignant d'un régime climatique méditerranéen à tendance semi-aride vis à vis des pluies peu fréquentes, irrégulières et violentes. Quant à la réponse des différents systèmes à ces pluies, l'analyse corrélatoire et spectrale montre que le bassin de Sebdou ne réagit pas de la même façon que les autres bassins étudiés. En effet l'oued Sebdou représente bien l'exutoire d'un système hydrogéologique bien karstifié et bien drainé, aussi, l'information du signal pluie est bien restituée. Les bassins des oueds Mouilah et de l'Isser avec une superficie plus importante, représentent deux systèmes assez semblables sur le plan géologique. La réponse des deux bassins aux entrées pluie montre qu'il s'agit de deux systèmes où la partie karstique n'est pas importante et qu'ils sont du moins constitués par une partie karstique à l'amont et une autre à l'aval moins perméable : il s'agit de la plaine alluvionnaire de Maghnia pour le Mouilah et la vallée d'El Fhoul pour l'Isser.

b)- Modélisation débit liquide – débit solide,

La relation liant les débits liquides aux débits solides en suspension pour nos quatre sous-bassins est de type puissance de forme générale ($Q_s = a \cdot Q_l^b$).

Les modèles instantanés montrent que les paramètres $0,2 < a < 0,4$ et $1,5 < b < 1,8$, sont proches à ceux trouvés par bon nombre de chercheurs ayant travaillé dans des régions semi-arides ou non.

Les modèles saisonniers, donnent pour l'automne, l'hiver et le printemps des valeurs de b proches de celle des modèles instantanés et sont comprises entre 1,4 et 2,2, pour l'été b est inférieur à 1 pour l'Isser et Sikkak. Le paramètre a est supérieur à 1 durant l'automne exprimant d'importants apports solides pour de faibles débits, il est proche de celui des modèles instantané pour l'hiver et le printemps et faible pendant l'été pouvant atteindre 0,03.

Le facteur b explique plutôt l'influence de l'écoulement ou l'état hydrologique du bassin, le facteur a exprimerait l'état du sol.

c)- l'analyse de l'évolution des concentrations en fonction des débits liquides durant les crues montrent, que la réponse des concentrations aux débits suit quatre modèles de courbes (simple, dans le sens d'une aiguille d'une montre « clockwise », dans le sens contraire des aiguilles d'une montre « counterclockwise » et forme en huit). Le modèle en courbe simple est le plus fréquent, traduisant une action érosive instantanée et un transport des sédiments en suspension rapide provoqués par des averses courtes et violentes sur des sols généralement secs, fragiles et peu protégés.

Ce travail constitue une première contribution dans l'analyse des phénomènes hydrologiques, du transport solide et de la modélisation du bassin versant de la Tafna (NW Algérie). Il apporte beaucoup d'éléments de base à une recherche de modèles hydrologiques, régissant l'écoulement superficiel et le transport solide en suspension dans ce bassin. L'utilisation de quelques méthodes d'analyse et de modélisation (Ajustements statistique, ACP, ACS, Corrélations simples, Courbe en hystérésis), ont permis d'une part, de quantifier les paramètres de l'écoulement et de mettre en évidence l'interrelation entre eux et d'autre part de mieux comprendre le fonctionnement de nos sous bassins. Toutefois, nous ne prétendons pas avoir ramener tous les éléments de réponse à la complexité du problème posé. Aussi, dans les travaux futurs que nous projetons de réaliser nous proposons :

- l'étude d'autres sous-bassins de l'Oranie - Chott Chergui
- l'utilisation d'autres méthodes et modèles, en particulier ceux basés sur les réseaux de neurones artificiels et les algorithmes génétiques.
- Synthétiser les résultats, en collaboration avec d'autres chercheurs pour déterminer des modèles régionaux, maghrébins, voir méditerranéens.

Pour réaliser cet ambitieux programme, il est nécessaire de palier à certaines difficultés rencontrées lors de l'élaboration de notre travail et qui consistent essentiellement aux problèmes liés à :

- l'acquisition des données disponibles aux prés des services compétentes (ANRH, ONM)

- la fiabilité des données en particulier celles des concentrations en matières en suspensions et les lacunes qu'elles comportent.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdesselam, M. 1995.** Structure et fonctionnement d'un karst de montagne sous climat méditerranéen : exemple du Djurdjura occidental (Grande Kabylie - Algérie). Th. Doc. Univ. Franche Comté, Besançon, 232p.
- Achit M., Touaïbia B. 2000** – Analyse multivariée de la variable « érosion spécifique » : cas du bassin versant d'oued Mina (Willaya de Relizane). Sem. Int. « Hydrologie des régions méditerranéennes », Montpellier 11-13 Octobre. Phi-V/Doc. Tech. en hydrologie / N°51. Ed. UNESCO.
- Achit M., 2002** – Approche statistique d'évaluation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina (Nord ouest algérien). Watmed, Tunisia. 10-13 oct., vol2, 894-899.
- AGID (1994)** - Etude de l'aménagement hydro - agricole du périmètre des vallées haute et basse Tafna - Isser. Assoc. Viziteriv. ENHPC. Rapport final. 68 p., 11 fig., 3 pl.
- Alain, J.Y, et Malher, F. (1986)** - Statistiques. Tables. Inst. Biologie. Univ.Houari Boumédiène.Ed. O.P.U.16 p.
- Albergel J., Boufaroua M., et Pepin Y. 1998** – Bilan de l'érosion sur les petits bassins versants des lacs collinaires en climat semi aride tunisien. Bull. ORSTOM, 18 : 67-75.
- Alexandrov, Y., Laronne, J.B., 2003.** Suspended sediment transport in flash floods of the semiarid northern Negev, Israel. IAHS pub. no.278.-2003. 346-352.
in rivers (ed. by G.P., Willams, 1989). J. Hydrol., 111: 89-106.
- Amharef, A., 1991.** Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée du Ziz (province d'Errachidia, sud-est du Maroc). Incidences respectives de la sécheresse et du barrage Hassan Addakhil sur les sources en eau à l'aval. Th. Univ. Franche Conté, Besançon, 232p.
- Ameur. M., (1978)** - Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne Filaoucène. Thèse. Doctorat 3^e cycle. Inst. Sci. Terre. Univ. Oran. 191 p., 76 fig.
- Ameur, M., et Saad, F., (1990)** - Etude Hydrogéologique de la plaine de Maghnia. Mem, Ing, Sci, Terre. Univ, Oran. 193 p., 95 fig., 12 pl.
- Arnborg, L., Walker, H.J. and Peippo, J., 1967.** Suspended load in the Colville River, Alaska, 1962 in : Sediment concentration versus water discharge during single Hydrologic events.
- Auclair, D et Biehler, J., (1967)** - Etudes géologiques des hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. Publ. Serv. Géol. Algérie. Ann. Ser. n° 34. pp 3 - 45., 8 fig.

B

Baba Hamed, K. et Kerzabi, R., 1991 - Contribution à l'étude hydrogéologique de la Haute Tafna en amont du barrage Béni-Bahdel (Monts de Tlemcen). Mem, Ing, Sci, Terre. Univ, Oran. t1., t2., 424 p., 154 fig., 5 pl.

Baba Hamed, K., 2001. Contribution à l'étude hydrologique de trois sous-bassins de la Tafna (bassin de Sebdou, de Mouilah et d'Isser). Thèse de Magister. Univ. Oran. 195p.

Baba Hamed, K., Bouanani, A. et Hayane, S.M. 2001. L'étiage des plus importants sous bassins de la Tafna (Sebdou, Mouilah, et Isser) : Analyse et quantification. Sem. Nat. sur l'eau – SNE 2001, Tlemcen, octobre 2001. p.

Baba Hamed K., Bouanani A., Terfous A., Megnounif A., 2002 – Analyse des crues de l'oued Sebdou (Tafna – NW Algérie). Coll. Int. Sur l'eau. Univ. Hassiba ben Bouali Chlef 5-6 février

Bassoulet, J.P et Benest, M., 1976 - Microfaciès et structure sédimentaire dans les dépôts inter – supracotidaux du Lias carbonaté de Sidi Yahia Ben Sefia (Monts de Tlemcen, Algérie). Publ. Serv. Géol. Algérie, Alger, N.S., n°45, p.35-63, 6 fig., 5 pl.

Battala, R., et Sala M., 1992 – Temporal variability of suspended sediment in a Mediterranean river. International conference Canberra, Australia, IAHS Publication 224, 229-305.

Battala, R.J., 1994. Temporal variability of suspended sediment transport in Mediterranean sandy gravel-bed river. In: Suspended sediment transport in flash floods of the semiarid northern Negev, Israel. (ed.by Alexandrov, y., Laronne, J.B.) IAHS pub. no.278.-2003. 346-352.

Bauling, H., 1959 - La morphométrie. Ann. Géogr. Paris. n° 365. pp. 385 - 408.

Bayle, E. et Ville, L., 1854 - Notice géologique sur les environs d'Oran et d'Alger. Présence de terrains de transition, Jurassique, Crétacé, nummulitique, Tertiaire, Quaternaire et Alluvions. Bull. Serv. Géol. France, Paris. t. 11., 499 p.

Benest, M. et Elmi, S., 1969 - Précisions stratigraphiques sur le Jurassique inférieur et moyen de la partie méridionale des monts de Tlemcen (Algérie). C.R. som. Soc. Géol. France, Paris, fasc.8, p.295 – 296, 1 fig.

Benest, M., 1972. Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdou (Monts de Tlemcen). Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord, Alger, t.62, fasc. 1-2, p.21-38, 5 fig., 3pl. h.t.

Benest, M., DUBEL, C., et Elmi, S., 1978 - Modalités de l'apparition de la sédimentation carbonatée de plate-forme sur la frange méridionale du domaine tlemcenien pendant l'Aalénien et le Bajocien (Algérie nord occidentale). Livre jubilaire Jacques Flandrin. Doc. Lab. Géol. Fasc. Sci. Lyon, H.S. 4, p.29-69, 10 fig., 6 pl.

- Benest, M., 1985** - Evolution de la plate forme de l'Ouest algérien et du Nord - Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôts et dynamique sédimentaire. Thèse, Doctorat, Lab., Géol. Univ, Lyon. Fasc. 1., 367 p., 107 fig.
- Benest, M., Bensalah, M., et Truc, G. 1986** - Mise en évidence de l'Eocène continental à Bulimes dans la série détritique du djebel, Mékaïdou, près d'El Aricha (hautes plaines de l'ouest algérien). 6^e Sémin. Nat. Sci. Terre, Alger, p.37.
- Benest, M., 1990** - Importance du contrôle tectonique de la sédimentation au Tithonique inférieur dans l'avant - pays oranais (Algérie); exemple des monts de Tlemcen et de Saïda. Soc. Géol. Nord, Villeneuve d'Ascq, CVIII, p. 155 - 163, 5 fig.
- BENEST, M. et al (1992)** - Les limons rouges et les glacis d'accumulation calcaires pléistocènes de la région tlemcenienne (Algérie); genèse, rôle de l'alternance climatique. 9^e Sémin. Nat. Sci. Terre, Tlemcen. Résumé 1 p.
- BENEST, M. et Bensalah, M., 1993** - La tectogenèse atlasique en Algérie septentrionale; son rôle dans la mise en place des sédiments continentaux éocènes . 14 th IAS regional Meeting of Sedimentology, Marrakech, Morocco. Résumé, 1 p.
- Benest, M. et Bensalah, M., 1995** - L'Eocène continental dans l'Avant pays alpin d'Algérie; environnement et importance de la tectogenèse atlasique polyphasée. Bull. Serv. Géol. Algérie. 6, n°1, p. 41 - 59, 8 fig.
- Benest, M., Bensalah, M., 1999.** La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine tlemcenien (avant pays d'Algérie occidentale) : Stratigraphie, paléo-environnement,
- Ben Khaled, A. et Rimini, B., 2003** – Analyse de la relation de Puissance : débit solide – débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'oued Wahrân (Algérie). Rev. Sci. eau 16/3(2003) 333-356.
- Bensaoula F., 1992** - Carte hydrogéologique d'Ouled Mimoun au 1/50 000 et notice explicative (Algérie). Thèse. Magister. Univ. Oran. 365 p., 107 fig., 18 pl.
- B.N.E.D.E.R. 1993** - Projet de mise en valeur en montagnes la la Wilaya de Tlemcen. Rap. Inédit, 184 p. 54 fig. 7 pl.
- Bois P.H., 1980** - Hydrologie générale. Inst. Polytech. Grenoble. 175 p., 81 fig.
- Bouanani A., Terfous A., et Megnounif A., 1999** - Evaluation du transport solide dans le bassin de l'Isser (Nord ouest algérien). 2^e Sem. Maghrébin, Tizi - Ouzou. 5 p., 4 fig.
- Bouanani, A., Terfous, A., Benslimane M. et Cherif Z.A., 1999** – Ressources and stocks of water of Algeria. First int. Conf. On the geology of Africa. Assiut, Egypte, 23625 nov.
- Bouanani A., Baba Hamed K. 2002** – Protection du futur barrage de Sikkak contre la Pollution et l'envasement (Tafna – NW algérien). Table ronde « Géologie et hydrogéologie en Algérie », Univ. Oran. 2-3 Nov.

- Bouanani A., Baba Hamed K., Mania J., 2003** – Variations climatiques et conséquences hydrologiques : cas du bassin versant de la Tafna (NW Algérie). Symposium int. « Hydrologie des régions méditerranéennes et semi arides ». Montpellier avril 2003.
- Bouanani A., Baba Hamed K., Mania J., 2003** – Variations climatiques et conséquences hydrologiques : cas du bassin versant de la Tafna (NW Algérie). Journal de l'eau et de l'environnement. INSH n°3, ISSN 1112-3834, décembre 2003. p.33-37.
- Bouanani A., Mania J., Bensalah M., Baba Hamed K., 2004** - Le comportement d'un système hydrologique en climat méditerranéen par l'analyse corrélatoire et spectrale des débits et des pluies . cas de trois sous- bassins sud méditerranéens (oueds Sebdou, Mouilah et Isser – Tafna- NW Algérie). Pub. Soumise, Rev. Sci. De l'eau.
- Bouanani A., Mania J., Bensalah M., Baba Hamed K., 2004** – Suspended sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in mediterranean wady: case of the oued sebdou (Tafna-Algeria). International Conference on River/ Catchment Dynamics : Natural Processes and Human Impact. Solona (Catalonia, Spain) 15-20 May, 2004.
- Bouanani A., Mania J., Baba Hamed K., Bensalah M., 2004** – Diagnosis of the pollution and sediment transport in the Sikkak river (Tafna –NW Algeria). Conf. Int. USTRON 2004. Pologne 15-18 juin.
- Boudaoud, C., 1998** - Structure et fonctionnement de trois systèmes karstiques des monts de Tlemcen. Mem. Ing. Univ. , Oran, Dept, Sci, Terre. 98 p., 43 fig.
- Boudjemline, D., 1987.** Susceptibilité au ruissellement et aux transports solides de sols à texture contrastée. Etude expérimentale au champ sous pluie simulée. Th. Doct. 3^{ème} cycle. Univ. Orléans. 264p.
- Bouchaou L., 1995.** Fonctionnement des aquifères atlasiques et leur relation avec les aquifères de la plaine : cas de l'Atlas de Beni Mellal et de la plaine de Tadla (Maroc). Th. Doct. Etat. Univ. Agadir. p.
- Bouchaou L., Mangin, A. et Chauve, P., 2002.** Turbidity mechanism of water from a karstic spring : example of the Ain Asserdoune spring (Beni Mellal Atlas, Morocco). Journal of Hydrology 265, p. 34 – 42.
- Bouroche J.M., et Saporta G., 1980** – L'analyse des données. 4^{ème} Ed. coll . Que Sais-je ? Presse Universitaire de France.
- Bourouba M., 1997.** Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi-arides de l'Algérie orientale. Bull. ORSTOM, 17, 345-360.
- Bourouba M., 1998** - Phénomène de transport solide dans les Hauts Plateaux Orientaux. Cas de l'Oued Logmane et oued Leham dans le bassin de la Hodna. *Revue des Sciences et Technologie*, 9, 5-11.

Bavard J.P et Petit, F. (1991) - Les cours d'eau (dynamique du système fluvial). Collection Armand Collin. Ed. Masson. 147 p., 69 fig.

Bricheteau J., 1964 - Esquisse pédologique de la région de Tlemcen - Terni. Inst. Agr. Alger. 28 p., 11 fig. dynamique sédimentaire et tectogenèse alpine. Bull. Serv. Géol. Algérie. Vol.10, n°2, pp127-157., 7fig.

Box G.E.P, Jenkins G.M. et Reinsel G.C., 1994. Time serie analysis, forecasting and control. 3rd Ed. Prentice Hal in. Englewood Cliffs. NJ. USA. 575p.

C - D

Campbel, F.B., et Bauder, H., 1940 – A rating-curve methode for determining silt-discharge of stream, EOS Trans. Am. Geophys. Union, 21, 603-607.

CASTANY G. (1967) - Traité pratique des eaux souterraines. Ed. Dunod. Paris. 655 p., 249 fig.

Chaumont, M., 1969 - Les influences des régimes climatiques en France, en Espagne et en Afrique du Nord et leurs conséquences hydrologiques. Service des études scientifiques. Clairbois. Birmandreïs. Alger. 174 p. 24 fig.

Chaumont M. et Paquin C., 1971 - Carte pluviométrique de l'Algérie, éch. 1/50 000. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, Alger. 4 feuilles. 1 notice .

Chibbani R., Djilli K., Roose E., 1999 - Étude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser. *Bull. ORSTOM*, Rés. Eros., 19, 85-95.

Chow V., Maidement D. et Mays L. 1988 - Applied hydrology. Ed. Mc Graw-Hill **Collignon, B., 1993.** Les aquifères karstiques des monts de Tlemcen (Algérie), ressource en eau et exploitation. 11th UIS, Congress, Beijing, China, august 1993. Proceedings, p.166. International. 572 p., 178 fig.

Cosandey C., Lavabre J., Folton N., Martin C., Didon-Lescit J.F., Mathys N., Richard D., 2002. Conséquences de la forêt Méditerranéenne sur les écoulements de crue. Synthèse de recherches menées en France. Colloque international sur l'eau « Gestion quantitative des ressources en eau », Chlef Algerie, 05-06 février 2002, 130-141.

Cosandey C. et Robinson M., 2000 - Hydrologie continentale p 360. 128 fig. Ed. Armand Colin.

Coutagne A. 1954 - Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. La Houille blanche. p 360 - 369 ., 5 fig.

Coutagne A., et De Martonne 1958 - Evaporation et déficit d'écoulement. Ass. Int. Hydrologie. Sci, s. d. p 97 - 128.

Crawford, C.G., 1991 – Estimatins of suspended –sediment rating curves and mean suspended-sediment load, journal of hydrology, 129, 331-348.

- Demmak A., 1982** - Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. Th. Docteur-Ingénieur Univ. Paris, France.
- D'hulst, D., 1978** - Manuel d'utilisation du logiciel STOCHASTOS version 3.0. Variables régionalisées et approche stochastique. C.N.R.S. Lab. Souterrain. Moulis. Saint Giron. 41 p.
- Dubel C., 1971** - Stratigraphie et essai d'interprétation structurale du Tenouchfi (monts de Tlemcen, Algérie). Dipl. Et. Sup. Lyon. Inéd. . 57 p., 20 fig.
- Dubreuil, P., 1974** - Initiation à l'analyse hydrologique. Ed. Masson et C^{ie}. 216 p., 35 fig.
- Duan, F. et Melaughli, D., 1998** - An efficient multivariate random field generation using the fast Fourier transform. *Advances in Water Resources* 21, pp. 385-399.
- Duysing, J.J.H.M., 1985** - Streambank contribution to the sediment budget of forest stream. Unpubl. Ph. D. Th., Lab. Phys. Geogr. Soil Sci., Univ. Amsterdam, 190 p.

E – F - G

- Elmi S., 1972** - L'instabilité des monts de Tlemcen et de Rhar - Roubane (ouest algérien) pendant le Jurassique. Interprétation paléogéographique. C. R. Acad. Géol. France, Paris. pp. 1521 - 1524 ., 1 fig.
- El Ouali A., 1992.** Contribution du Haut Atlas central au Sud de Midelt à l'alimentation des aquifères profonds du bassin du Crétacé d'Errachidia (Maroc). Th. Doc. Univ. Franche Comté, Besançon, 234 p.
- Etchanchu D., 1988** - Géochimie du bassin des eaux de la Garonne, transferts de matière dissoutes et particulaires vers l'océan Atlantique. Th. Doct. Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 178 p.
- Etchanchu D., et Probst J.L., 1986** - Érosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, série II, n° 17, 1063-1067.
- Etchanchu D., Brobst J.L., 1986** - Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure de ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, série II, n°17, 1063-1067.
- Fendi O., 1999** - Etude hydrologique des sous bassins versants de la Tafna (Isser, Sikkak et Lakhdar). Recherche d'un modèle : pluies - débits). Mem, Ing, Sci. Terre. Univ, Tlemcen. 170 p., 105 fig.
- Frecault F., 1971** - La Moselle et son bassin. Contribution à l'hydrologie et la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique. Thèse, doct, Brest, Reprod. Univ. Lille III. 840 p., 122 fig., 2 cartes.

- Fox, H.R., Moore, H.M., 1993** - Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). Discussion. *Hydrol. Sci. J.*, 38, 621-637.
- Gentil, L., 1903** - Esquisse stratigraphique et pétrographique du bassin de la Tafna (Algérie). Serv. Carte géol. France. et Carte géol. Algérie. 521. p., 121fig. 5. pl., 2 cartes géol.
- Ghachi A., 1986** - Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie. Thèse. Doctorat. 3^e.cycle. Ed. O.P.U. 508 p., 74 fig., 11cartes.
- Ghorbal A., Claude J., 1977** - Mesure de l'envasement dans les retenues de sept barrages en Tunisie : estimation des transports solides. *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters*. (Proc.Paris Symp., jully 1977), I.A.H.S. Bull., n° 122, 219-232.
- Ghazali N., 2000** - Etude des crues de l'oued Mouilah. Mem. Ing . Dépt Hydr. Univ. Tlemcen. 133 p., 56 fig.
- Guardia P., 1975** - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord occidentale. Thèse .Doct. Nice. 256 p., 139 fig., 5 pl.

H - K

- Hayane S.M., 1983** - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'oued Sikkak (région de Tlemcen). Thèse Doc. 3^e cycle. Univ. Oran. 236 p., 91 fig.
- Heidel S.G., 1956.** The progressive lag of sediment concentration with flood waves. In : Sediment concentration versus water discharge during single Hdrologic events in rivers (ed. by G.P., Willams, 1989). *J. Hydrol.*, 111: 89-106.
- Heusch B., et Milles-Lacroix A., 1971** - Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb. *Mines et Géologie Rabat*, 33, 21-39.
- Hsissou Y., 1991.** L'aquifère des calcaires turoniens (bassin de Tadla, Maroc). Alimentations locales et lointaines à partir de l'Atlas. Th. Univ. Franche Comté, Besançon, 196 p.
- Kattan, Z., Gac, J.L., Probst, J.L. 1987.** Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senagal basin – Estimation of the surface runff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *J. Hydrol.*, 92, 59-76.
- Khalil, N., 2002.** Démarche méthodologique pour une meilleure connaissance de l'hydrologie et de la géochimie des aquifères de moyenne montagne : cas du haut bassin d'Oum Erbia (Moyen Atlas, Maroc).Th. Doc. Etat. Univ. Cadi Ayad, Marrakech, 196p.
- Lahlou A., 1990** – Modèles de prédiction de la sédimentation des retenues de barrages des pays du grand Maghreb. Atelier int. UNESCO-AISH-ENIT sur l'application des modèles mathématiques à l'évaluation des modifications de la qualité des eaux. Tunis, 312-324.

Larocque M., Mangin A., Razack M. Et Banton O. 1998. Contribution of correlation and spectral analysis to the regional study of a large karst aquifer.(Charente, France). Publ. Journal of hydrology, 205, pp. 217-231.

Lucas, G., 1942 - Description géologique et pétrographique des monts de Rhar - Roubane et du Sidi El Abed (frontière algéro - marocaine). Bull. Serv. Cart. Géol. Algérie (2), n° 16. 539 p., 131 fig., 34 pl.

M - N

Mangin, A., 1971 - Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Ann. spéléo. 26, 2. pp. 283 - 329.

Mangin, A., 1974 - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ann. Spéléo. pp. 283 -332. 15 fig.

Mangin, A., 1981. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Troisième partie. Contribution et fonctionnement des aquifères karstiques. Ann. Spéléo., 30, 1, p. 21 – 124.

Mangin, A., 1981a. Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sc. Paris, T.293, Série II, n°5, pp. 401-404.

Mangin, A., 1981b. Apport des analyses corrélatoire et spectrale croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sc. Paris, T.293, Série II, n°14, pp. 1011-1014.

Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of Hydrology, 67, pp. 25-43.

Marco, J.B., Harboe, R. et Salas, J.D., 1989 - Stochastic hydrology and its use in water resources. Systems simulation and optimization. Kluwer. Academic. Publishers. Boston. 483 p., 168 fig.

Max, M., 1980. Méthodes et techniques de traitement du signal et application aux mesures physiques, 2^{ème} édition ; Masson, Paris.

Medinger G., 1956 - Hauteurs de pluies en Algérie, moyenne 1913 - 1953 (recueil statistique). S. E. S., Alger. 23p.

Megnounif A., Bouanani A., Terfous A. et Baba Hamed K., 1999 - Distributions statistiques de la pluviométrie et mise en évidence de l'influence du relief (cas des monts de Tlemcen, Nord ouest algérien). Rev. Sci & Tech n°12. pp. 77 - 80. 6 fig.

Megnounif, A., BOUANANI, A., TERFOUS A., 2000 – Etude du transport solide dans l'oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). Colloque méditerranéen Eau-Environnement. Alger, 128-132.

. Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute Tafna (Nord-Ouest algérien). Rev. Des Sci. Eau 16/3. 369-380.

Mekahli L., 1988 - Le Jurassique inférieur et moyen de la partie occidentale du Horst de Rhar - Roubane (Tlemcen, Algérie occidentale) : Stratigraphie, sédimentologie et cadre dynamique. Thèse Magister. Univ. Oran. 260 p. 102 fig.

Merzouki T. 1992 – Diagnostic de l’envasement des grands barrages marocains. Rev. Marocaine du génie civil, 38 : 46-50.

Moukhchane M., Bouhlassa S., et Bouaddi K. 1998 – Quantification de l’érosion des sols du bassin versant El Hachef, par le biais du césium-137, (région de Tanger – Maroc). Bull. OROSTOM, 18 : 106 – 118.

Milliman J.D., Meade R.H. 1983 – World Wide delivery of river sediment to the oceans. J. Geol., 91 : 1-21.

Negev M., 1969. Analysis of data on suspended sediment discharge in several stream in Israel. In : Suspended sediment transport in flash floods of the semiarid northern Negev, Israel. (ed.by Alexandrov, y., Laronne, J.B.,) IAHS pub. no.278.-2003. 346-352.

Nougier J.P., 1992 - Méthodes de calcul numérique. Ed. Masson. 192 p.

P

Parde J., 1959 - Cours de Potamologie. Ecole. Ing. Hyd. Grenoble. 2 vol.

Poesen , J.W.A., Hook, J.M., 1997. Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environment of southern Europe . in : Suspended sediment transport in flash floods of the semiarid northern Negev, Israel. (ed..by. Alexandrov, y., Laronne, J.B.,) IAHS pub. no.278.-2003. 346-352.

Pouyanne J., 1877 - Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen. (Algérie occidentale). Ann. Mines. Paris. t. XII., pp. 81 - 155. carte 1/400 000 de Tlemcen.

Probst J.L., 1992 - Géochimie et hydrologie de l’érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d’années. *Sci. Géol. Bull.*, mémoire n° 94, 161 p.

Probst, J.L., Amiotte Suchet P., 1992 - Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrol. Sci. J.*, 37, 621- 637.

Probst, J.L., Bazerbachi, A., 1986 - Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol. Bull.*, 39, 1, 79-98.

R - S

Rais S., Abidi M. 1989 – Préviation du transport solide sur un bassin versant. Application à l’envasement d’une retenue. La Houille blanche, ¾ : 296-300.

Remenieras, G., 1976 - L'hydrologie de l'ingénieur. Collect. Dir. Etudes. Rech. Electr. France. Ed., Eyrolles. 465 p., 149 fig.

Remini B., 1997 – Envasement des retenues de barrages : mécanisme et moyens de lutte par la technique du soutirage. Th. Doct. Etat, Ecole Nationale polytechnique d'Alge, 342p.

Remini, B. 1999 – Envasement des barrages dans le Maghreb. Bul. Int. De l'eau et de l'Env., 22 : 4-8.

Reid, I., Bathurst, J.C., Carling, P.A., Walling, D.E.& Webb, B.W., 1997. Sediment erosion, transport and deposition. In: Suspended sediment transport in flash floods of the semiarid northern Negev, Israel. (ed.by Alexandrov, y., Laronne, J.B.,) IAHS pub. no.278.-2003. 346-352.

Riad, S., 2004. Typologie et analyse hydrologique des eaux superficielles à partir de quelques bassins versants représentatifs du Maroc. Thèse, Doc. Univ. Sci. Et Tech. de Lille et Univ. Ibnou Zohr d'Agadir.

Riad S., Bouanani A., Mania J., Bouchaou L., Bensalah M., et Baba hamed K., 2004 - Analyse fréquentielle des débits maximums instantanés de quelques bassins sud ouest méditerranéen cas des sous_ bassins de la Tafna en Algérie et de la Moulouya au Maroc. Coll. Int. « Technologies nouvelles et amélioration de la gestion des risques majeurs ». 15-17 mars 2004, (Kenitra, Maroc).

Robinson, A.R., 1977- Relationships between soil erosion and sediment delivery. *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters*. (Proc. Paris Symp., jully1977), *IAHS Bull.*, n° 122,159-167.

Roche, M., 1963 - Hydrologie de surface. Paris, Gauthier - Villars. 430 p. 204 fig.

Roose, E., Chibbani, R., Bourougaa, L., 1999 - Ravinement en Algérie. Typologie, facteurs de contrôle, quantification et réhabilitation. *Bull. ORSTOM*, Rés. Eros., 19, 85-95.

S

Sibari, H., Haïda, S., et Aïtfora, A., 2001 - Typologie des crues et érosion mécanique dans un bassin versant de zone semi-aride : bassin versant de l'Inaouène, Maroc. *Sécheresse*, 12, 187- 193.

Snoussi M. 1988 – Nature, estimation et comparaison des flux de matières issus de bassins versant de l'Adour (France), du Sebou et de l'Oum Er Rbia (Maroc). Impact du climat sur les apports fluviaux à l'océan. Mem. Ins. Geol. Bassin d'Aquitaine, n°22, Bordeaux, France.

Snoussi, M., Jouanneau, J.M., Latouche, C., 1990 - Flux de Matières issues de bassins versants de zones semi-arides (Bassins du Sebou et du Souss, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'Océan Mondial. *J. Afric. Earth Sci.* 11, 43-54.

SOGREA, 1967 - Étude générale des aires d'irrigation et d'assainissement agricole en Algérie. Dossier, Ministère de l'agriculture et de la réforme agraire, Algérie.

SOGREAH, 1983 – Erosion et transport solide au Maghreb. Analyse bibliographique. Rap. Proj. RAB/80/011/PNUD.

Strahler, A.N., 1946 - Hypsométrie (area - altitude) analysis of erosional topography. Bulletin, Géol. Soc. Amérique. Vol 63., pp 1117 - 1142 ., 23 fig ., 1 pl.

T

Taïbi, R., 2000 - Essai de régionalisation des débits des cours d'eau de l'Algérie du Nord. Holding Public de l'eau, Alger. 15 p. 15 fig., 3 cartes.

Terfous A., Megnounif A., , et Bouanani A., 2000 – Contribution des deux composantes de l'écoulement à la production de sédiments transportés en suspension dans les zones semi-arides : cas de l'oued Mouilah (Nord ouest Algérie). Sem. Int. « Hydrologie des régions méditerranéennes», Montpellier 11-13 Octobre. Phi-V/Doc. Tech. en hydrologie / N°51. Ed. UNESCO.

Terfous, A., Megnounif, A., Bouanani A., 2001 - Étude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau*, 14, 175-185.

Terfous, A., Megnounif, A., Bouanani A., 2003 – Détermination des dégradations spécifiques dans trois bassins versants des régions méditerranéennes. IAHS pub. n° 278 , 366-372.

Tixeront, J. 1960 – Déébit solide des cours d'eau en Algérie et en tunisie. In IAHS Publ., 53 : 26-42.

Thorne, C.R., 1982. Processes and mechanism of river bank erosion. In : travel-bed Rivers (ed. by. R.D. Hey, Bathurst, J.C., & C.R.. Thorne), 227-271. John Wiley & Sons, Chichester, Uk

Touat, S., 1989 - Contrôle de la représentativité de l'échantillon des transports solides en suspension. *Rev. Eau et Sols de l'Algérie* n° 2, ANRH, Bir Mourad Raïs. Alger, 48-54.

Turc, L., 1954- Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. 3^e journées de l'Hydraulique, Alger. pp 36 - 43.

Turc, L., 1961- Evaluation des besoins en eau d'irrigation; évapotranspiration potentielle. Ann . Agr. n° 12. p 13 - 49.

V

Van Rijn, LC., 1984 – suspended load sediment, journal of hydraulic engineering, vol 110, n°11, p.1613 – 1641.

Vansickle, J., Beschta, R.L., 1983. Supply based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resour.Res.*, 19/3 , 768-778.

Verdeil, P., 1961 - Principes généraux de l'hydrologie des karsts. Mem. A.I.H. T IV. pp 94 - 98. 3 fig.

Verdeil, P., 1984 - Le diagramme synthétique: Une méthode d'étude des débits extrêmes, un instrument de gestion des ressources . 5 th. International Conference of water resources planning and management EMCWP . Water in the year 2000, Athen. 5. 185 - 5. 199., 1 fig.

Verdeil, P., 1989 - Abaque pour le calcul du déficit d'écoulement en Algérie. Sem. Sci. Terre, Alger.

W

Walling, D.E., 1974. Suspended sediment and solute yield from small catchment prior to urbanisation in : Sediment concentration versus water discharge during single Hydrologic events in rivers (ed. by G.P., Willams, 1989). J. Hydrol., 111: 89-106.

Walling, D. E., 1984 - The sediment yields of African rivers. *IAHS Publ.*, Harare Symp., 144, 265-

Seltzer, P., 1946 - le climat de l'Algérie. Univ. Alger. Inst. Météo et Phys du Globe, Carbonnel. 219 p., 2 cartes.

Willams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single Hydrologic events in rivers. J. Hydrol., 111: 89-106.

Wood, P.A., 1977. Controls of variation in suspended sediment concentration in river Rother, West Sussex, England. *Sedimentology* 24: 437-445.

Wundt, W., 1937 - Beziehungen zwischen den Mittelwerten von Niederschlag, Abfluss, Verdunstung und Lufttemperatur für die Landflächen der Erde. *Deutsche. Wasserwirtschaft.* 4 p., 1 fig.

ANNEXES

ANNEXE I : Historique des études géologiques sur le bassin de la Tafna :

Après les premiers travaux sur les monts de Tlemcen (E.BAYLE et L.VILLE, 1854, POUYANNE 1877 et L.GENTIL 1903), c'est F.DOUMERGUE qui définit les grands ensembles lithostratigraphiques sur les cartes géologiques de Terny, de Tlemcen et de Lamoricière publiées entre 1910 et 1948.

En 1942, G.LUCAS dans une étude géologique approfondie des monts de Rhar-Roubane utilisa pour le Jurassique supérieur les mêmes subdivisions que F.DOUMERGUE.

En 1948, dans le cadre de l'étude du barrage Meffrouch, des levés géologiques précis des environs du futur barrage à l'échelle du 1/5.000, sont exécutés par P.GEVIN. Ces levés mettent en évidence la nature particulièrement faillée de la région.

En 1967, D.AUCLAIR et J.BIEHLER, dans le cadre d'une étude pétrolière font une synthèse de la région comprise entre Tlemcen et Saïda. Ils établissent une nouvelle subdivision stratigraphique du Jurassique supérieur et Crétacé basal.

En 1969, M.BENEST et S.ELMI apportent des précisions stratigraphiques sur le Jurassique inférieur et moyen de la partie méridionale des monts de Tlemcen.

Une année après (1970), F.ATROPS, C.DUBEL, S.ELMI et J.REVERT apportent de nombreuses précisions sur l'évolution dynamique et paléogéographique des monts de Rhar-Roubane depuis le Domerien jusqu'au Toarcien inférieur.

Entre 1971 et 1976, S.ELMI établie une étude sur la région frontalière algéro-marocaine.

En 1971, C.DUBEL puis S.ELMI (1972) ont essayé de comprendre les mécanismes qui ont amené l'installation d'une plate forme carbonatée dans le massif de Tinouchfi.

En 1973, A.COOMBLES et Al, dans une étude géopédologique, donnent une carte lithologique de la région de Tlemcen à l'échelle 1/100.000

En 1974, S.ELMI, F.ATROPS et C.MANGOLD, établissent des successions zonales dans les monts des Traras, les monts de Rhar-Roubane et les monts de Saïda.

En 1975, P.GUARDIA, dans sa thèse décrit la géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord occidentale.

J.P.BASSOULET et M.BENEST (1976), présentent une étude sur la partie inférieure du Lias de Sidi Yahia Ben Sefia.

En 1977, S.ELMI, étudie la sédimentation carbonatée sur la retombée orientale du horst de Rhar-Roubane pendant le Carixien.

En 1978, M.BENEST, C.DUBEL et S.ELMI, réalisent une analyse des milieux de dépôts des carbonates du Dogger de la zone de Tinouchfi et de leurs variations verticale et horizontale.

Dans la même année (1978), M.AMEUR, présente une étude lithostratigraphique et sédimentologiques des formations carbonatées du Jurassique inférieur et moyen des Traras (moitié orientale de la chaîne du Fillaoucène).

En 1981, S.ELMI étudie l'organisation séquentielle et la sédimentation rythmique de «l'ammonitico-Rosso » et des faciès associés du djebel Sékika.

Y.ALMERAS et S.ELMI (1982), donnent la répartition d'ammonites et de brachiopodes pendant le Jurassique inférieur et moyen en Méditerranée occidentale.

En 1983, dans une étude consacrée à l'évolution des monts de Rhar-Roubane au début du Jurassique, S.ELMI, montre bien l'individualisation paléogéographique et structurale progressive au cours du Jurassique.

Dans la même année (1983), M.BENHAMOU, présente une étude stratigraphique et sédimentologique des Béni-Ouarsous et des Béni-Khallad (massif des Traras).

Aussi, toujours en 1983, S.M.HAYANE ajoute des précisions sur les monts de Tlemcen, par sa contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'oued Sikkak.

En 1985, M.BENEST, présente une étude sur les dépôts de la plate forme du Jurassique inférieur et du Crétacé basal dans l'Ouest algérien et le Maroc oriental.

En 1986, N.KAZI-TANI, établie une synthèse de l'évolution géodynamique de la bordure nord-africaine.

Dans la même année, M.BENSALAH, M.BENEST et G.Truc ont mis en évidence l'existence de l'Eocène continental à Bulimes de la série détritique du djebel Mékaïdou, près d'El Aricha (hautes plaines de l'Ouest algérien).

En 1988, L.MEK AHLI, présente une étude sur le Jurassique inférieur et moyen de la partie occidentale du Horst de Rhar-Roubane.

En 1989, M.BENSALAH, dans sa thèse de Doctorat, présente une étude sur l'Eocène continental d'Algérie. Importance de la tectogenèse dans la mise en place des sédiments et des processus d'épigénie dans leur transformation.

En 1990, M.BENEST, étudie l'importance du contrôle tectonique de la sédimentation au Tithonique inférieur dans l'avant pays oranais (Algérie); exemple des monts de Tlemcen et de Saïda.

En 1992, M.BENEST, M.BENSALAH et H.BOUABDELLAH, mettent en évidence les limons rouges et les glacis d'accumulation calcaires pléistocènes de la région tlemceniène. (Algérie).

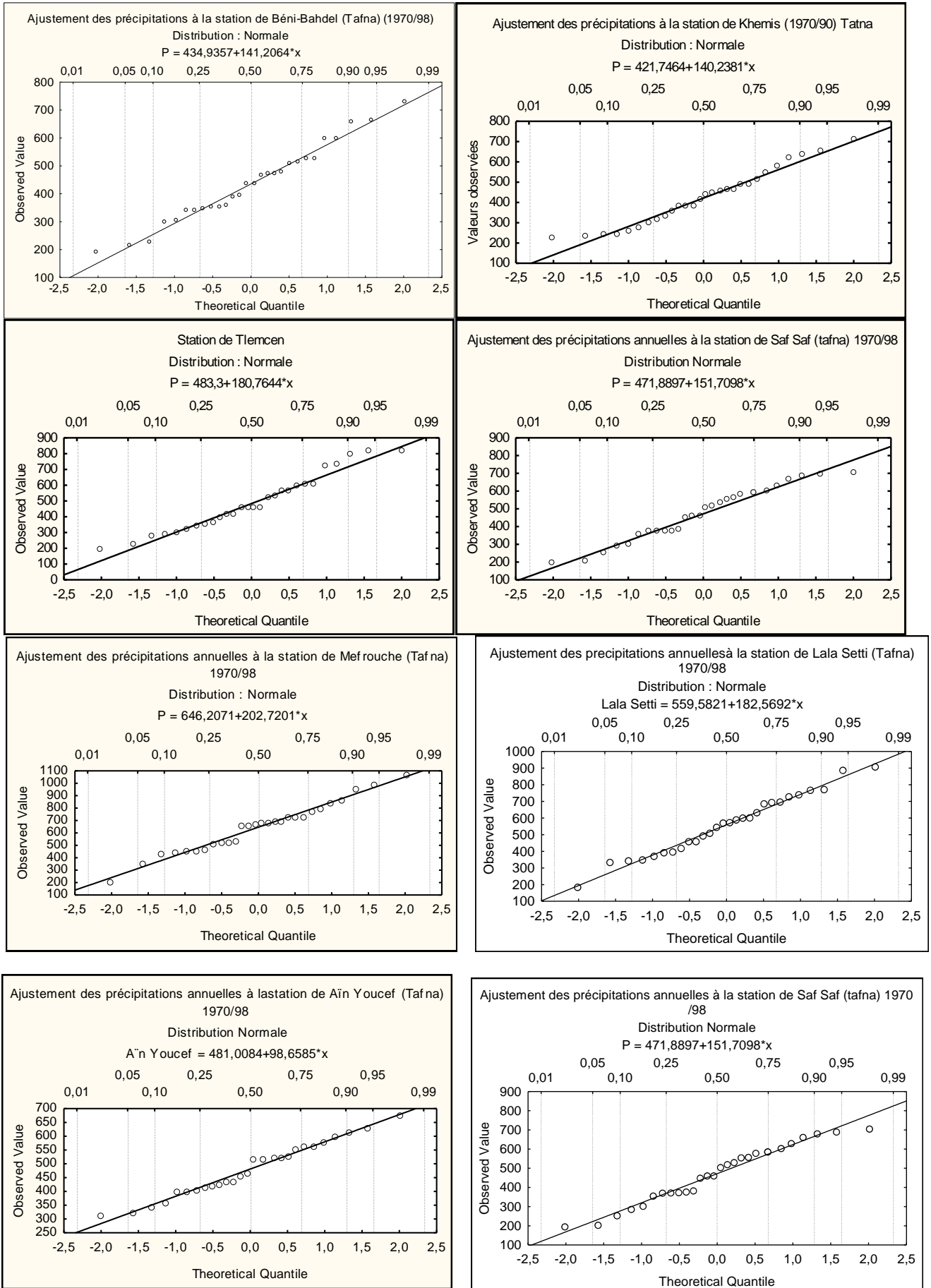
En 1993, M.BENEST et M.BENSALAH, présentent une synthèse de la tectogenèse en Algérie septentrionale; son rôle dans la mise en place des sédiments continentaux éocènes.

En 1995, M.BENEST et M.BENSALAH poursuivent leur étude sur l'Eocène continental dans l'avant pays alpin d'Algérie et montrent l'importance de la tectogenèse atlasique polyphasée.

Récemment, en 1997, T.OUARDAS, M.BENEST, J.PERRIAUX et J.P.USELLE réalisent une étude sur la dynamique et contrôle de la sédimentation détritique de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur dans le cadre paléostrucural de la plate forme ouest algérienne.

En 1999, M.BENEST, M.BENSALAH et H.BOUABDELLAH, présentent la couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine tlemceniène (Avant pays tellien occidental) : stratigraphie, paléoenvironnement, dynamique sédimentaire et tectogenèse alpine.

ANNEXE II : Ajustements des précipitations annuelles des stations du bassin versant de la Tafna à la loi normale



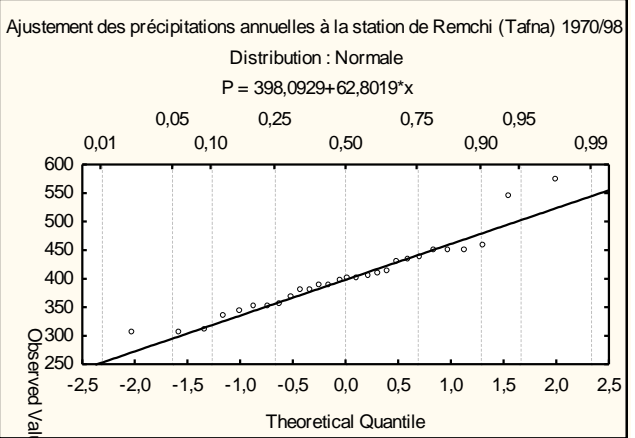
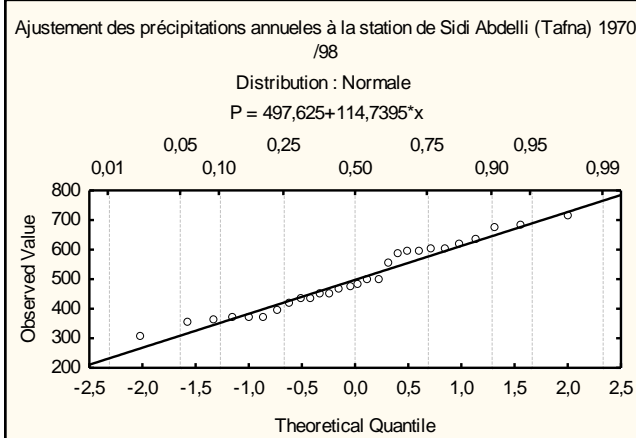
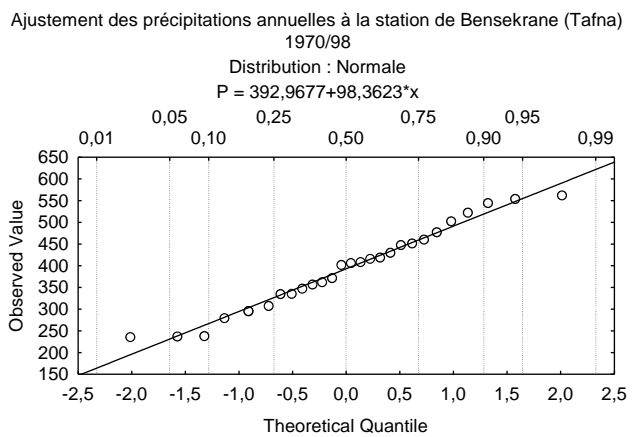
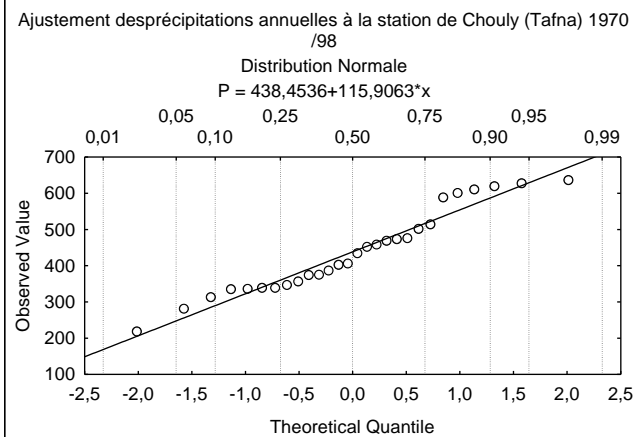
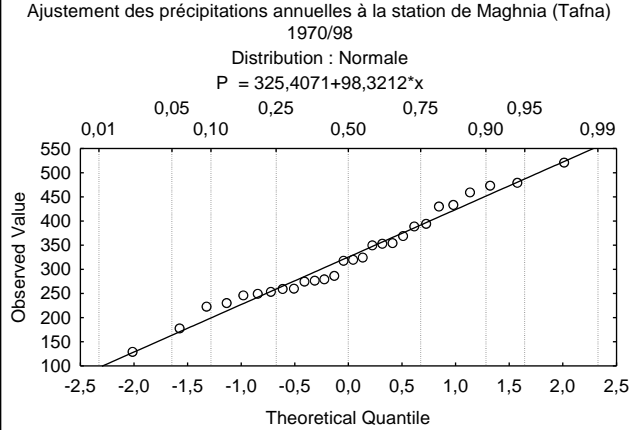
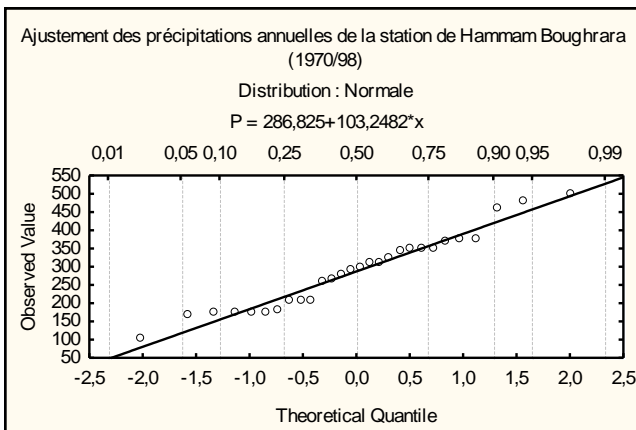
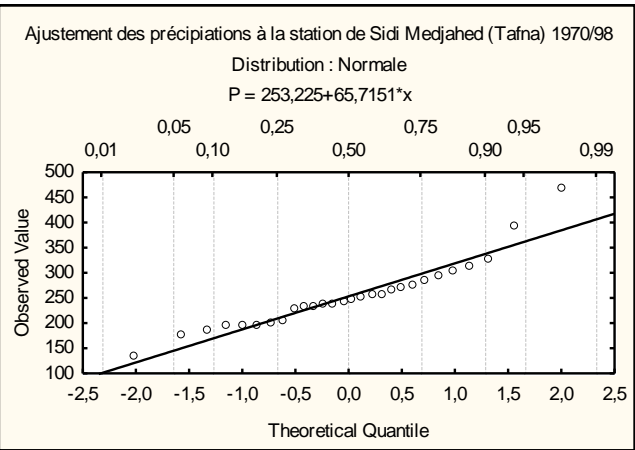
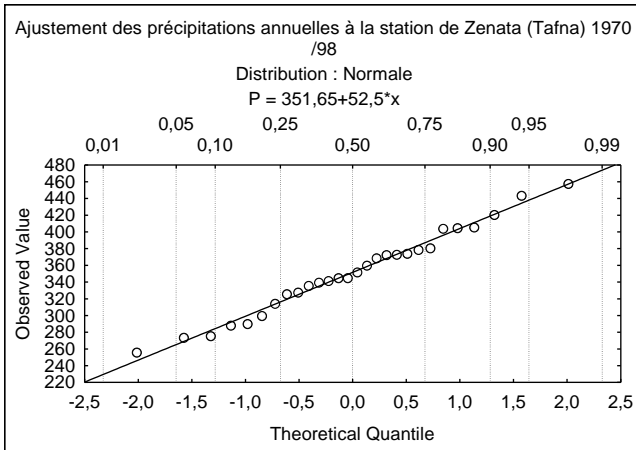


TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE	6
CARACTERISTIQUES PHYSIQUES, GEOLOGIE ET FACTEURS CLIMATIQUES DU BASSINS VERSANT DE LA TAFNA	6
CHAPITRE I : CARACTERISTIQUES PHYSIQUES	7
I.1- SITUATION GEOGRAPHIQUE	7
I.2 CARACTERISTIQUES DE FORME	9
I.3 ETUDE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE	10
I.3.1 DENSITE DE DRAINAGE	11
I.3.2 RAPPORT DE CONFLUENCE	12
I.3.3 RAPPORT DES LONGUEURS	12
I.4 ETUDE DU RELIEF	12
I.4.1 ETUDE DU RELIEF	12
I.4.2 ALTITUDES CARACTERISTIQUES DES SOUS BASSINS	24
I.4.3 INDICES DE PENTE ET RELIEF	24
I.5 SOLS ET VEGETATION	28
I.5.1 LE BASSIN DE L'OUED SEBDOU	29
I.5.2 LE BASSIN DE L'OUED MOUILAH	30
I.5.3- LE BASSIN DE L'OUED ISSER	30
I.5.4 LE BASSIN DE L'OUED SIKKAK	31
I.6- ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES PHYSIOGRAPHIQUES	33
CHAPITRE II : GEOLOGIE ET INTERACTION HYDROLOGIQUE	38
II.1 CADRE GENERALE	38
II.2 LA SERIE LITHOSTRATIGRAPHIQUE :	39
II.2.1 PRIMAIRE	39
II.2.2- SECONDAIRE :	40
II.2. 3 TERTIAIRE :	45
II.2.4 PLIO-QUATERNAIRE :	46
II.3 IMPACT DE LA GEOLOGIE SUR L'HYDROLOGIE	49
CHAPITRE III : PLUVIOMETRIE DE LA TAFNA	50
III .1 INTRODUCTION	50
III.1.1 APERÇU SUR LE CLIMAT DE L'AFRIQUE DU NORD :	51
III .1.2 APERÇU SUR LE CLIMAT DE L'ALGERIE :	51
III .2 ETUDE DES PRECIPITATIONS	52
III.2.1 VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES DES PRECIPITATIONS ANNUELLES	55
II.1.4- AJUSTEMENT DES PRECIPITATIONS ANNUELLES A UNE LOI DE PROBABILITE	59
III.2.2 PRECIPITATIONS MENSUELLES ET LES REGIMES SAISONNIERS	60
III.2.3 PRECIPITATIONS EXTREMES.	62
III.3 ETUDE DU REGIME THERMIQUE	65
IV- EVAPOTRANSPIRATION ET BILAN HYDROLOGIQUE	67
DEUXIEME PARTIE	70

<u>HYDROLOGIE ET TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION DES SOUS BASSINS VERSANTS REPRESENTATIFS DE LA TAFNA</u>	70
<u>SEBDOU – MOUILAH- ISSER- SIKKAK</u>	70
<u>CHAPITRE IV- HYDROLOGIE</u>	71
IV .1 INTRODUCTION	71
IV.2 DEBITS MOYENS ANNUELS	73
IV.2.1- VARIATIONS DES DEBITS ANNUELS MOYENS BRUTS (M ³ /S) :	73
IV.2.2 VARIATIONS DES DEBITS ANNUELS MOYENS SPECIFIQUES (L/S/KM ²) :	76
IV.2.3- L'IRREGULARITE INTER ANNUELLE DES MODULES ET LEUR REPARTITION STATISTIQUE	76
IV.2.4- ETUDE STATISTIQUE DES MODULES	78
IV.2.5- BILAN MOYEN ANNUEL DE L'ECOULEMENT	80
IV.2.6- RESSOURCES ANNUELLES EN EAU DE SURFACE DISPONIBLES	80
L'APPORT ANNUEL MOYEN DES BASSINS VERSANTS, SELON LA SERIE ETUDIEE EST DONNE AU TABLEAU 40.	80
IV.3 DEBITS MOYENS MENSUELS ET SAISONNIERS	81
IV.3.1- COEFFICIENT MENSUEL DE DEBITS	81
IV.3.2- COEFFICIENT DE VARIATION	84
IV.3.3- MODIFICATIONS INTER ANNUELLES DU REGIME SAISONNIER	86
IV.3.4- RESSOURCES MENSUELLES EN EAU DE SURFACE DISPONIBLES	87
IV.4 DEBITS MOYENS JOURNALIERS	89
IV.4.1- VARIATIONS JOURNALIERES DES DEBITS	89
IV.4.2- COURBES DES DEBITS CLASSES	92
IV.6 ETUDE DES DEBITS EXTRÊMES	98
IV.6.1 LES CRUES	98
IV.6.2 LES ETIAGES	112
IV.7 CONCLUSION	118
<u>CHAPITRE V - EROSION ET TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION</u>	120
V.1- INTRODUCTION	120
V.2- GENERALITE	120
V.2.1- LES PRINCIPAUX AGENTS DE L'EROSION HYDRIQUE :	121
V.2.2- FORMES DE MANIFESTATION DE L'EROSION HYDRIQUE	125
V.2.3- QUANTIFICATION DE L'EROSION HYDRIQUE	126
V.3- LE TRANSPORT SOLIDE	127
V.3.1- LE TRANSPORT SOLIDE PAR CHARRIAGE	128
V.3.2- LE TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION	129
V.3.3- QUELQUES DONNEES SUR LE TRANSPORT SOLIDE EN ALGERIE :	130
V.3.4- ETUDE DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION DANS QUELQUES SOUS BASSINS DE LA TAFNA	130
CONCLUSION	149
<u>CHAPITRE VI - ANALYSE CORRELATOIRE ET SPECTRALE DES PLUIE ET DES DEBITS</u>	156
VI.1 INTRODUCTION	156
VI.1.1- METHODE	157
VI.1.2 TRAITEMENT DES DONNEES	164
VI.1.3- DISCUSSION ET CONCLUSION	170
VII.1 INTRODUCTION	174
VII.2 EVOLUTION DES DEBITS SOLIDES EN FONCTION DES DEBITS LIQUIDES.	174
VII.2.1- DONNEES ET METHODOLOGIE	175
VII.2.2 – ANALYSE DES DEBITS INSTANTANES	176

VII.2.3 : ANALYSE SAISONNIERE	178
VII.3 – EVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES SEDIMENTS EN SUSPENSION ET DES DEBITS LIQUIDES DURANT LES CRUES.	182
VII.3.1- METHODOLOGIE	182
VII.3.2- APPLICATION AUX BASSINS DES OUEDS SEBDOU, MOUILAH, ISSER ET SIKKAK.	187
<u>CONCLUSION GENERALE</u>	<u>205</u>
<u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u>	<u>211</u>
<u>ANNEXES</u>	<u>223</u>
ANNEXE I : HISTORIQUE DES ETUDES GEOLOGIQUES SUR LE BASSIN DE LA TAFNA :	224
ANNEXE II : AJUSTEMENTS DES PRECIPITATIONS ANNUELLES DES STATIONS DU BASSIN VERSANT DE LA TAFNA A LA LOI NORMALE	226
<u>LISTE DES TABLEAUX</u>	<u>231</u>

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Caractéristiques de forme des unités hydrologiques de la Tafna.....	10
Tableau 2 : Paramètres morphométriques des principales unités hydrologiques de la Tafna.....	11
Tableau 3 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Khémis (haute Tafna).....	13
Tableau 4 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Sebdou (haute Tafna).....	14
Tableau 5 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Mouilah (moyenne Tafna).....	15
Tableau 6 : Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Zitoune (Moyenne Tafna).....	16
Tableau 7 : Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Boumessaoud.....	17
Tableau 8 : Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Sikkak (Moyenne Tafna).....	18
Tableau 9 : Répartition hypsométrique du bassin versant d'oued Lakhdar (ex Chouly).....	20
Tableau 10 : Répartition altimétrique du sous bassin de l'oued Isser.....	21
Tableau 11 : répartition altimétrique du bassin versant d'oued Boukiou.....	22
Tableau 12 : Altitudes caractéristiques des sous bassins de la Tafna.....	24
Tableau 13: Indices de pentes et reliefs des sous bassins.....	25
Tableau 14 : Classification du relief selon Ig par l'ORSTOM.....	25
Tableau 15 : Classification du relief selon Ds.....	26
Tableau 16 : Valeurs des coefficients de torrentialité et les temps de concentrations.....	27
Tableau 17 : Distribution du couvert végétal dans le bassin d'oued Sebdou.....	29
Tableau 18 : Distribution du couvert végétal dans le bassin d'oued Mouilah.....	30
Tableau 19 : Distribution du couvert végétal dans le bassin versant de l'Oued Isser.....	31
Tableau 20 : Distribution du couvert végétal dans le bassin d'Oued Sikkak.....	32
Tableau 22 : matrice de corrélations entre les variables.....	35
Tableau 23 : corrélations entre les variables et les axes principaux.....	35
Tableau 24 : répartition spatiale des différentes formations lithologiques en % des bassins versant des oueds Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak (Tafna – Algérie).....	48
Tableau 25 : caractéristiques des précipitations annuelles des stations.....	54
Tableau 26 : moyenne, écart - type et coefficient de variation des séries pluviométriques (1970/71-1997/98).....	59
Tableau 27 : Précipitations pour des périodes de récurrences dans quelques stations de la Tafna.....	60
Tableau 28 : nombre de jours de pluies « torrentielles » ($\geq 30\text{mm}/24\text{h}$) observés de.....	62
Tableau 29 : Moyennes mensuelles et annuelles des températures dans quelques stations du bassin de la Tafna.....	65
Tableau 30 : Bilan Hydrologique de quelques stations de laTafna.....	67
Tableau 31 : Caractéristiques des stations hydrométriques.....	72
Tableau 32 : Débits moyens annuels des oueds Sebdou à Béni bahdel, Mouilahà sidi belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef. (Tafna-Algérie).....	74
Tableau 33 : valeurs caractéristiques des modules au niveau des bassins versants.....	75
Tableau 34 : Débits spécifiques et lames d'eau écoulées.....	76
Tableau 35 : Hydraulicité des oueds Sebdou, Mouilah, Isser et sikkak. (Tafna-Algérie).....	77
Tableau 36 : Ajustement à une loi Log-normale des modules annuels.....	78
Tableau 37 : Modules caractéristiques en m^3/s pour des périodes de récurrences données.....	78
Tableau 38 : Bilans moyens annuels de l'écoulement aux différentes stations.....	80
Tableau 39 : Déficit d'écoulement calculé par les différentes méthodes (mm).....	80
Tableau 40 : Evaluation de l'apport total moyen annuel écoulé et ses extrêmes.....	81
Tableau 41 : Répartition des débits mensuels des oueds Sebdou à Béni bahdel, Mouilah à Sidi Belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef (Tafna-Algérie).....	82
Tableau 42 : Tranche d'eau précipitée (L_p) (mm) et lame d'eau écoulée (L_e) (mm) au niveau.....	85
Tableau 43 : Disponibilités mensuelles moyennes et extrêmes en eaux de surface.....	88
Tableau 44 : Débits caractéristiques des oueds Sebdou à Béni Bahdel, Mouilah à Sidi Belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef.....	93
Tableau 45 : Répartition en (%) du nombre des crues de la Haute Tafna (1988/98), du Mouilah (1973/98), de l'Isser (1988/98) et du Sikkak (1973/90).....	99
Tableau 46 : Crues de la Haute Tafna à Béni Bahdel (1988 – 1998).....	100
Tableau 47 : Crues de Mouilah à Sidi Belkheir (1973 – 1998).....	101
Tableau 48 : Crues d'Isser à Sidi Aïssa (1988 – 1998).....	101
Tableau 49 : Crues du Sikkak à Aïn youcef (1973 – 1990).....	102
Tableau 50 : Ajustement des séries des débits maximums instantanés correspondant.....	108
Tableau 51 : Estimation des Quantiles de crue des différents oueds.....	108
Tableau 52 : volumes totaux écoulés à l'oued Sebdou (1988/98).....	109
Tableau 53 : volumes totaux écoulés à l'oued Mouilah (1973/98).....	110
Tableau 54 : volumes totaux écoulés à l'oued Isser (1988/98).....	111
Tableau 55 : volumes totaux écoulés à l'oued Sikkak (1973/90).....	112
Tableau 56 : débits moyens mensuels d'étiage aux différentes stations.....	114

Tableau 57: équations de tarissement des trois oueds.....	116
Tableau 58 : Présentation synthétique : étiages et facteurs géographiques.....	117
Tableau 59 : volume total écoulé en période d'étiage ($.10^6 m^3$).....	117
Tableau 60.....	127
Tableau 61 : Valeurs des apports liquides, solides et des dégradations spécifiques au niveau	134
Tableau 62 : Apports liquides et solides moyens mensuelles à oued sebdou (période 1985/98).....	138
Tableau 63 : Charges liquides et solides mesurées lors de quelques crues. A oued Sebdou.....	140
Tableau 64 : Apports liquides et solide moyens mensuelles à oued Mouilah (période 1977/94).....	140
Tableau 65 : Apports liquides et solide moyens mensuelles à oued Isser (période 1988/98).....	142
Tableau 66 : Apports liquides et solide moyens mensuelles à oued Sikkak (période 1972/90).....	143
Tableau 67 : Apports liquides et solides moyens saisonniers à oued Sebdou	146
Tableau 68 : Apports liquides et solides moyens saisonniers à oued Mouilah.....	147
Tableau 69 : Apports liquides (Al) et solides (As) moyens saisonniers à oued Isser.....	148
Tableau 70 : Apports liquides et solides moyens saisonniers à oued Sikkak.....	149
Tableau 71 : Valeurs de quelques paramètres d'écoulement et du transport solide dans les	150
Tableau 72 : Résumé des résultats d L'analyse corrélatoire et spectrale des pluies et des débits des bassins versant des oueds Sebdou, Mouilah et Isser	172
Tableau 73 : Quelques modèles utilisés en Algérie	174
Tableau 74 : Paramètre de la relation débit solide – débit liquide	178
Tableau 75 : paramètre des modèles trouvés pour les bassins de Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak	178
Tableau 76 : Classes des relations C - Q_1	183
Tableau 77 : fréquence des différentes classes d'évolution de la relation C- Q_1 des crues au niveau des bassins de Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak.....	187

LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1 :Schéma synthétique des différentes phases de l'analyse hydrologique et méthodes d'approches.....</i>	4
<i>Figure 2 : Bassins versants Algériens.....</i>	9
<i>Figure 3 : Le bassin versant de la Tafna dans l'ensemble Oranie Chott Chergui.....</i>	9
<i>Figure 4 : Réseau hydrographique de la Tafna.....</i>	10
Figure 5 : <i>Courbes Hypsométriques et histogrammes de fréquences altimétriques des sous bassins de la Tafna (NW Algérie).....</i>	21
Figure 6 : <i>Carte de pente des sous bassins des oueds Sebdou (a), Mouilah (b) et Isser (c).....</i>	24
Figure 7 : <i>cartes d'occupation du sol des sous-bassins des oueds Sebdou (a), Mouilah (b), Isser (c) et Sikkak (d).....</i>	34
<i>Figure 8 : Valeurs propres de la matrice de corrélations des paramètres physiques des sous bassins de la Tafna.....</i>	35
<i>Figure 9 : Résultats de l'analyse en composantes principales.....</i>	38
<i>Figure 10 : Schéma structurale de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale (Benest, 1985).....</i>	40
<i>Figure 11 : Colonne stratigraphique des monts deTlemcen jusqu'aux hautes plaines (Benest &Bensalah 1999).....</i>	43
<i>Figure 12 : Carte lithologique du bassin versant d'oued Mouilah(Tafna NW Algérie).....</i>	43
<i>Figure 13 : Carte lithologique du bassin versant de l'oued Sebdou.....</i>	45
<i>Figure 14a : Carte géologique du bassin versant d'oued Isser (Tafna, NW Algérie)</i>	49
<i>Figure 14b : coupe schématique au niveau d'Oued Isser.....</i>	49
<i>Figure 15 : Carte lithologique du bassin versant d'oued Sikkak (Tafna- Algérie).....</i>	50
<i>Figure 16 – Précipitations moyennes annuelles aux stationspluviométriques du bassin de la tafna.....</i>	57
<i>Figure 17 – Variation annuelle des précipitations moyennes annuelles dans le bassin de la Tafna (1970/1998).....</i>	57
<i>Figure 18 : Carte en isohyète de la Tafna (1970/98).....</i>	58
<i>Figure 19 : Carte en isohyètes de la Tafna (données Seltzer 1913/38).....</i>	59

<i>Figure 20 – Variations mensuelles des précipitations dans le bassin de la Tafna</i>	63
<i>Figure 21 : Variation saisonnière des précipitations dans le bassin de la Tafna</i>	64
<i>Figure 22 - Variation mensuelles des précipitations aux différentes station du bassin de la Tafna (1970/1998)</i>	66
<i>Figure 23 : Variation mensuelle des températures dans quelques stations du bassin versant de la Tafna</i>	68
<i>Figure 24 : Variations interannuelles des modules des oueds Sebdou à Béni Bahdel, Mouilah à Sidi Belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef. (Tafna-Algérie)</i>	77
<i>Figure. 25 : Ajustement des débits moyens annuels à une loi log-normale</i>	81
<i>Figure 26 : Ajustements des débits moyens annuels à une loi Gamma</i>	81
<i>Figure 27 : Variations des débits moyens mensuels des oueds Sebdou à Beni bahdel, Mouilah à Sidi Belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef (Tafna-Algérie)</i>	85
<i>Figure 28 : Lames d'eau précipitées et écoulées aux niveaux des bassins de Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak. (Tafna-Algérie)</i>	88
<i>Figure 29 : Variations interannuelles des débits mensuels des oueds Sebdou à Beni Bahdel, Mouilah à Sidi Belkhir, Isser à Sidi Aïssa et Sikkak à Aïn Youcef. (Tafna-Algérie)</i>	89
<i>Figure 30 : Variations des débits moyens journaliers d'oued Sebdou à Beni Bahdel</i>	92
<i>Figure 31 : Variations journalières des débits de l'oued Mouilah à Sidi Belkhir</i>	93
<i>Figure 32 : Variations journalières des débits de l'oued Isser à Sidi Aïssa</i>	94
<i>Fig. 34 : Courbes des débits classés d'oued Sebdou à Beni Bahdel</i>	96
<i>Fig. 35 : Courbes des débits classés de l'oued Mouilah à Sidi Belkhir</i>	96
<i>Fig. 36 : Courbes des débits classés d'oued Isser à Sidi Aïssa</i>	97
<i>Fig. 37 : Courbes des débits classés de l'oued Sikkak à Aïn youcef</i>	97
<i>Figure 38 : Classification des régimes des cours d'eau selon PARDE, 1959, (modifié)</i>	99
<i>Fig. 39 : Principales étapes de l'analyse fréquentielle</i>	107
<i>Figure 40 : Ajustement graphique des séries des débits maximums instantanés des bassins versants de Sebdou, Isser, Mouilah et Sikkak</i>	109
<i>Fig. 41 : Courbes de tarissement des débits de l'oued Sebdou à Béni Bahdel</i>	116
<i>Figure 42 : Courbe de Tarissement d'oued Mouilah à sidi Belkhir</i>	117
<i>Fig.43 : Courbes de tarissement des débits d'oued Isser à Sidi Aïssa</i>	118
<i>Fig. 44 : Courbes de tarissement des débits d'oued Sikkak à Aïn Youcf</i>	118
<i>Figure 45 : Critères de suspension (Van Rijn, 1984)</i>	131
<i>Figure 46 : variation de l'écoulement et du transport solide annuels en fonction de la surface du bassin versant (Tafna –NW Algérien)</i>	137

<i>Figure 47 : Apports liquides et solides annuels de l'oued Sebdou à Beni Bahdel</i>	138
<i>Figure 48 : Apport liquides et solides annuels d'oued Mouilah à Sidi Belkhir</i>	138
<i>Figure 49 : Apports liquides et solides annuels dans 'oued Isser à Sidi Aïssa</i>	139
<i>Figure 50 : Apport liquides et solides annuels de l'oued Sikkak à Aïn youcef</i>	140
<i>Figure 51 : Apports liquides et solides mensuels de oued Sebdou à Beni bahdel</i>	141
<i>Figure 52 : Variations mensuelles des débits solides de l'oued Sebdou à Beni Bahdel</i>	142
<i>Figure 53 : Variations mensuelles des débits solides de l'oued Mouilah à Sidi Belkhir</i>	143
<i>Figure 54 : Apports liquides et solides mensuels de oued Mouilah à Sidi Belkhir</i>	144
<i>Figure 55 : Apports liquides et solides mensuels de oued Isser à Sidi Aïssa</i>	145
<i>Figure 56 : Variations mensuelles des débits solides de oued Isser à sidi Aïssa</i>	145
<i>Figure 57 : Apports liquides et solides moyens mensuels de l'oued Sikkak à Aïn youcef</i>	146
<i>Figure 58 : Variations mensuelles des débits solides de l'oued Sikkak à Aïn Youcef</i>	147
<i>Figure 59 : Répartition Saisonnière des apports liquides et solides de l'oued Sebdou à Beni.Bahdel (1985/98)</i>	147
<i>Figure 60 : Répartition saisonnière des apports liquides et solides de l'oued Mouilah à Sidi Belkhir (1977/95)</i>	149
<i>Figure 61 : Répartition saisonnière des apports liquides et solides de l'oued Isser à Sidi Aïssa (1988/98)</i>	150
<i>Figure 62 : répartition saisonnière des apports liquides et solides d'oued sikkak à Aïn Youcef</i>	151
<i>Figure 63 : Organigramme des analyses corrélatoire et spectrale montrant les étapes de traitement de l'information hydrologique</i>	160
<i>Figure. 64 : Expression analytique du corrélogramme simple</i>	161
<i>Figure 65 : Expression analytique du corrélogramme croisé</i>	163
<i>Figure 66 : Corrélogrammes des pluies aux stations de Béni Bahdel (a), Maghnia(b) et Chouly(c) montrant un phénomène aléatoire</i>	167
<i>Fig. 67 : Spectres de la densité de variance des pluies aux stations de Béni Bahdel (a), Maghnia (b) et Chouly (c) montrant une variation périodique</i>	168
<i>Figure 68 : Corrélogrammes des débits des oueds Sebdou (a), Mouilah (b) et Isser (c) montrant l'absence de mémoire du stockage en eau du Sebdou et de bonnes réserves pour l'Isser</i>	168
<i>Figure 69 : Spectres de la densité de variance des débits des oueds Sebdou (a), Mouilah (b) et Isser (c)</i>	169.
<i>Figure 70 : Corrélogramme croisé pluie – débit des oueds Sebdou (a), Mouilah (b) et Isser(c)</i>	170
<i>Figure 71 : Variation au cours du temps de la fonction amplitude, Sebdou (a), Mouilah (b), et</i>	

<i>Isser (c)</i>	170.
<i>Figure 72 : Evolution de la fonction de phase θ pour les oueds, Sebdou (a), Mouilah (b), and Isser (c)</i>	171
<i>Figure 73 : Variation de la fonction de cohérence pour les oueds, Sebdou (a), Mouilah (b), et Isser (c) montrant des réponses non linéaires</i>	171
<i>Figure 74 : Variation de la fonction de gain pour les oueds Sebdou (a), Mouilah (b), and Isser (c). On peut voir le déstockage rapide des réserves pour le Sebdou</i>	172
<i>Figure. 75 : Relations débits solides en fonction des débits liquides dans les sous bassins des oueds Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak</i>	179
<i>Figure 76 : Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides pour les bassins versants de Sebdou, Mouilah, Isser et Sikkak</i>	183
<i>Figure 77 : Modèles des relations concentration débit liquide (Williams, G.P., 1989)</i>	186
<i>Fig. 78 : Evolution de la concentration des sédiments transportés et des débits en fonction du temps durant les crues de l'oued Sebdou (1988/98) et Classification des relations C-Ql</i>	192.
<i>Fig. 79 : Evolution de la concentration des sédiments transportés et des débits liquides en fonction du temps des crues d'oued Mouilah à Sidi Belkhir. Relation concentration – débit liquide et classification liquide</i>	196
<i>Fig. 80 : Evolution des concentration des sédiments en suspension et des débits liquides en fonction du temps des crues d'oued Isser (1988/98).Relation concentration-débit liquide et classification</i>	199
<i>Fig. 81 : Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant les crues à oued Sikkak (1973/80) et classification des relations C – Ql</i>	202