

UNIVERSITE DE BEJAIA

Faculté de Technologie
Département d'Hydraulique

Mémoire

Présenté par

M^r. Lahouari Farid

En vue de l'obtention du diplôme de

Magister

Filière : Hydraulique

Option : Hydraulique Générale

THEME

**Etude du ruissellement pluvial des sous bassins
de la Soummam**

Devant le jury composé de :

P ^r . A. TAHAKOURT	Professeur U. de Bejaia	Président
D ^r . K. MADANI	Maitre de Conférence U. de Bejaia	Examineur
D ^r . Dj. BOUTOUTAOU	Maitre de Conférence U. de Ouargla	Examineur
D ^r . M. LADJEL	Maitre de Conférence U. de Sétif	Rapporteur

Je remercie Monsieur Mahmoud LADJEL pour tous ses conseils, sa gentillesse, sa disponibilité, et surtout son aide précieuse.

Je tiens également à remercier Messieurs : TAHAKOURT Abdelkader, MADANI Khodir et BOUTOUTAOU Djamel pour leur disponibilité et d'avoir accepté de juger ce présent travail.

SOMMAIRE

Liste des Tableaux

Liste des Figures

Introduction générale	11
-----------------------------	----

CHAPITRE I : Description physique du bassin de la Soummam

I.1 Introduction	15
I.2 Position géographique.....	15
I.3 Morphologie et Orographie.....	16
I.4 La courbe hypsométrique.....	20
I.5 Caractéristiques agro-pédo-géologiques	22
a. Aperçu Géologique.....	22
b. Les sols	23
c. Paramètres Physiographiques.....	24
I.6 Aperçu Hydrogéologique.....	24
I.7 Hydrographie et paramètres morphométriques	25
I.7.1 Classification du chevelu hydrographique	26
I.7.2 Le degré de développement du réseau	28
a. La densité de drainage	28
b. La densité hydrographique	28
c. Le rapport de confluence	29
d. Coefficient de torrentialité.....	29
I.8 Aperçu climatique.....	30
a. Climat littoral	31
b. Climat de l'Atlas Tellien	31
c. Climat des hautes plaines telliennes	32
I.9 Conclusion	33

CHAPITRE II : Aperçu bibliographique relatif au ruissellement

II.1 Introduction	35
II.2 Genèse du ruissellement	35
II.3 Ruissellement à partir de sols non saturés	36
II.3.1 Ruissellement selon Horton.....	36
II.3.2 Modifications mécaniques des états de surface et OPS	37
a. Le taux de couverture des sols.....	38
b. Aptitude des sols à développer des OPS	40

c. Stade de développement des OPS et «histoire» du sol.....	41
II.3.3 Modifications biologiques et physiques des états de surface	43
II.4 Ruissellement à partir de sols saturés.....	44
II.4.1 Remarque : « surfaces contributives aux écoulements rapides de crue» ; zones actives et zones contributives	44
II.4.2 Processus de genèse des écoulements de crue.....	45
II.4.3 Variabilité temporelle et spatiale des aires contributives saturées	47
a. Rôle de la frange capillaire.....	47
b. Variation au cours de l'événement pluvieux.....	47
c. Variation au cours de l'année hydrologique.....	47
II.4.4 Les aires contributives saturées ne sont pas toujours liées aux talwegs.....	50
II.4.5 Principaux facteurs conditionnant l'importance du ruissellement et de l'écoulement rapide de crue.....	50
II.5 Du ruissellement sur les versants aux écoulements de crue	51
II.5.1 Relations entre ruissellements et écoulements rapides.....	51
II.5.1.1 Des ruissellements sans crues.....	52
II.5.1.2 Des crues sans ruissellement sur les versants.....	53
II.5.1.3 Coïncidence entre ruissellement et écoulement de crue.....	55
II.5.2 Complexité du fonctionnement à l'échelle du bassin versant	55
II.5.2.1 Relais dans l'espace.....	56
II.5.2.2 Effet de seuil.....	56
II.5.2.3 Relais dans le temps	58
II.5.2.4 Effet d'échelle	59
II.6 Conclusion.....	60

CHAPITRE III : Collecte et analyse des données Hydro-Climatiques

III.1 Introduction.....	62
III.2 Collecte des données morphométriques.....	64
III.3 Collecte des données pluviométriques.....	64
III.4 Collecte des données de débits maxima instantanés.....	69
III.5 Description des données de débits instantanés maxima	71
III.6 Détermination des caractéristiques pluviographiques	73
III.6.1 Détermination de la pluie journalière maximale moyenne	73
III.6.2 Détermination du coefficient de variation	73
III.6.3 Détermination du coefficient climatique	74
III.7 Analyse fréquentielle des débits maxima annuels	76
III.7.1 La méthode grapho-analytique d'Alekseev	77

III.7.2 Estimation des valeurs du débit spécifique fréquentiel.....	81
III.8 Conclusion	82
CHAPITRE IV : Analyse de ruissellement	
IV.1 Introduction	85
IV.2 Estimation de ruissellement	86
a. Réduction du module maximum de ruissellement	86
b. Identification du coefficient de forme	88
c. Le temps de concentration	91
IV.3 Estimation de la pluie maximale durant le temps de concentration.....	95
IV.3.1 Pluie journalière maximale fréquentielle	95
IV.3.2 Estimation des pluies de courte durée.....	97
IV.4 Analyse du coefficient d'écoulement fluvial	100
IV.4.1 Estimation du ruissellement en négligeant les pertes initiales des eaux de pluie	100
IV.4.2 Analyse statistique du coefficient climatique de ruissellement	102
IV.4.3 Analyse de $C_{50\%}$ et de a	104
a. Analyse des dépendances $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$, $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{\bar{H}+1}\right) = f(\ln(\bar{H}+1))$ et $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{P+1}\right) = f(\ln(P+1))$	108
b. Analyse des dépendances $\ln\left(\frac{a}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$, $\ln\left(\frac{a}{\bar{H}+1}\right) = f(\ln(\bar{H}+1))$ et $\ln\left(\frac{a}{P+1}\right) = f(\ln(P+1))$	109
c. Analyse de dépendance $a = f(C_{50\%})$	111
IV.5 Estimation du ruissellement par la méthode de conversion.....	112
IV.6 Vérification des méthodes d'estimation du ruissellement	114
IV.7 Conclusion	117
Conclusion générale	122
Références bibliographiques	127
Annexes	133

Liste des Tableaux

Tableau (I.01): Bassins versants de l'Algérie	16
Tableau (I.02): Superficies des sous bassins versants de la Soummam.....	18
Tableau (I.03): Caractéristiques du bassin de la Soummam	21
Tableau (I.04): Paramètres morphométriques du bassin de la Soummam.....	30
Tableau (II.01): Infiltrations minimum observées lors de simulations de pluie pour différents sites à végétation contrastée sur le mont Lozère	39
Tableau (II.02): Débits de base, surfaces potentielles d'affleurement de la nappe et surfaces ruisselantes dans le bassin de Carnoët.....	46
Tableau III.01 : Les sous-bassins de la Soummam et limitrophes	63
Tableau III.02 : Caractéristiques morphométriques des sous-bassins	64
Tableau III.03 : Les stations pluviométriques et leurs caractéristiques.....	65
Tableau III.04 : Débit mensuels et annuel enregistré à la station Fermatou, code 15 06 01	70
Tableau III.05 : Valeurs des pluies journalières maximales moyennes des sous bassins.....	73
Tableau III.06 : Valeurs du coefficient de variation des pluies journalière maximales des sous bassins	74
Tableau III.07 : Valeurs de l'exposant climatique des pluies journalières maximales des sous bassins.....	74
Tableau III.08 : Les données pluviographiques des sous bassin	76
Tableau III.09: Valeurs des fréquences empiriques.....	77
Tableau III.10 : Les valeurs des quantiles	78
Tableau III.11 : Les valeurs de S , $\Phi_{50\%}$, $\Phi_{5\%} - \Phi_{95}$ et σ_q	80
Tableau III.12 : Les valeurs des caractéristiques statistiques	80
Tableau III.13: Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Ed Dous à Tilesdit I (code 15 01 06)	81
Tableau III.14 : Valeurs des débits spécifiques maxima fréquentiels du bassin versant de la Soummam.....	82
Tableau (IV.01): Récapitulatif des résultats de calculs.....	92
Tableau (IV.02): Valeurs des débits spécifiques maxima.....	92
Tableau (IV.03): Valeurs des modules spécifiques maxima.....	93
Tableau (IV.04): Récapitulatif des quantités du ruissellement $R_{p\%}$	94
Tableau (IV.05): Valeurs des pluies journalières maximales fréquentielles.....	96
Tableau (IV.06): Valeurs des pluies pendant un temps de concentration.....	97

Tableau (IV.07): Valeurs de $A_{p\%}$ et $B_{p\%}$	99
Tableau (IV.08): Valeurs des pluies généralisées pendant un temps de concentration	99
Tableau (IV.09): Données nécessaires pour le calcul de $C_{p\%}$ du sous bassin Tilesdit I, Code 15.01.06	102
Tableau (IV.10): Valeurs de $C_{50\%}$ et de a	104
Tableau (IV.11): Valeurs du coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$	112
Tableau (IV.12): Valeur des ruissellements $R_{obs,0.1\%}$, $R_{\lambda,0.1\%}$, $R_{\lambda c,0.1\%}$, et $R_{\alpha,0.1\%}$	115
Tableau (IV.13): Erreurs relatives du ruissellement estimé par la première méthode.....	116
Tableau (IV.14): Erreurs relatives du ruissellement estimé par la deuxième méthode.....	116
Tableau (IV.15): Erreurs relatives du ruissellement estimé par la troisième méthode	117

Liste des Figures

Figure (I.01) : Exemple de délimitation d'un bassin versant	15
Figure (I.02) : Carte de situation du bassin de la Soummam (n°15)	16
Figure (I.03) : Carte de situation des sous bassins versants de la Soummam	17
Figure (I.04) : Carte du bassin versant de la Soummam	19
Figure (I.05) : Courbe hypsométrique du bassin de la Soummam	21
Figure (I.06) : Carte géologique du bassin versant de la Soummam	23
Figure (I.07) : Carte des sols du bassin de la Soummam	24
Figure (I.08) : Carte du réseau hydrographique du bassin de la Soummam	26
Figure (I.09) : Définition des ordres du réseau selon la méthode de Strahler	27
Figure (I.10) : Classification du réseau hydrographique de la Soummam selon Strahler	27
Figure (I.11) : Etages bioclimatiques du bassin de la Soummam	30
Figure (I.12) : Carte des isothermes annuelles du bassin de la Soummam.....	32
Figure (II.01) : Génération du ruissellement par saturation, par le bas et par le haut.....	36
Figure (II.02) : Les stades de dégradation de la surface du sol sous l'action des pluies.....	38
Figure (II.03) : Représentation schématique de l'influence d'une pierre sur la perméabilité d'un sol, en fonction de sa position.....	40
Figure (II.04) : Relation entre le coefficient de ruissellement et l'intensité maximum	42
Figure (II.05) : Genèse des écoulements de crue à partir des aires contributives saturées	45
Figure (II.06) : Extension des surfaces saturées à la suite de pluies simulées dans l'Ontario	48
Figure (II.07) : Extension de la zone saturée dans l'espace du bassin versant	49
Figure (II.08) : Infiltration d'un ruissellement en aval	52
Figure (II.09) : Décomposition isotopique des écoulements.....	54
Figure (II.10) : Formation du ruissellement et d'écoulement rapide dans différents terroirs du bassin de la Maine	56
Figure (II.11) : Apparition du ruissellement en fonction des précipitations dans un petit bassin désertique.....	57
Figure (II.12) : Formation des écoulements de crue dans les petits bassins de M. Lozère	58
Figure (III.01) : Carte des stations hydrométriques de la Soummam et limitrophes et leurs bassins appropriés.....	62
Figure (III.02) : Carte des stations hydrométriques et de chevelue hydrographique de la Soummam.....	63
Figure (III.03) : Carte des stations pluviométriques	65

Figure (III.04) : Carte des pluies journalières maximales moyennes $\bar{P}_{j,\max}$ du bassin versant de la Soummam	67
Figure (III.05) : Carte du coefficient de variation C_v des pluies journalières maximales du bassin versant de la Soummam.....	68
Figure (III.06) : Carte du coefficient climatique b des pluies journalières maximales du bassin versant de la Soummam.....	69
Figure (III.07) : Graphe de dépendance $b = f(Y^\circ)$; $r = 0.88$	75
Figure (III.08) : Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Ed Dous à la station Tilesdit I, code15 01 06.....	78
Figure (IV.01) : Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{q_{\max}}{q'_{\max}}\right) = f\left(\ln\left(\frac{t_c}{T_0} + 1\right)\right)$	87
Figure (IV.02) : Carte de la durée de ruissellement T_o de la Soummam	90
Figure (IV.03) : Carte de ruissellement $R_{1\%}$	94
Figure (IV.04) : Carte des pluies journalières maximales $P_{j,\max 1\%}$	96
Figure (IV.05) : Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c,1\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S + 1))$; $r = 0.90$	98
Figure (IV.06) : Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Ed Dous (Code 15.01.06).....	103
Figure (IV.07) : Graphe de dépendance $C_{50\%} = f(S)$, $r = 0.20$	105
Figure (IV.08) : Graphe de dépendance $C_{50\%} = f(\bar{H})$, $r = 0.04$	105
Figure (IV.09) : Graphe de dépendance $C_{50\%} = f(P)$, $r = 0.25$	105
Figure (IV.10) : Graphe de dépendance $a = f(S)$, $r = 0.12$	106
Figure (IV.11) : Graphe de dépendance $a = f(\bar{H})$, $r = 0.03$	106
Figure (IV.12) : Graphe de dépendance $a = f(P)$, $r = 0.22$	106
Figure (IV.13) : Carte du coefficient climatique moyen $C_{50\%}$	107
Figure (IV.14) : Carte du paramètre climatique a	107
Figure (IV.15) : Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{S + 1}\right) = f(\ln(S + 1))$, $r = 0.94$	108
Figure (IV.16) : Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{\bar{H} + 1}\right) = f(\ln(\bar{H} + 1))$, $r = 0.23$	108
Figure (IV.17) : Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{P + 1}\right) = f(\ln(P + 1))$, $r = 0.26$	109

Figure (IV.18) : Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{a}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$, $r = 0.85$	110
Figure (IV.19) : Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{a}{\bar{H}+1}\right) = f(\ln(\bar{H}+1))$, $r = 0.35$	110
Figure (IV.20) : Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{a}{P+1}\right) = f(\ln(P+1))$, $r = 0.70$	110
Figure (IV.21) : Graphe de dépendance $a_{cal} = f(C_{50\% cal})$, $r = 0.97$	111
Figure (IV.22) : Carte du coefficient de conversion λ pour la fréquence $P = 0.1\%$	113
Figure (IV.23) : Graphe de dépendance $\lambda_{p\%} = f(u_{p\%})$, $r = 0.99$	113

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale :

Les méthodes classiques d'estimation de l'écoulement sur les bassins versants se heurtent à une difficulté d'appréciation de l'aptitude au ruissellement. La détermination des paramètres d'écoulements du bassin est relativement subjective et intuitive. Des lors, la précision globale peut être médiocre ; souvent la valeur attribuée réellement à ces paramètres dépend grandement de l'expérience de l'ingénieur.

Dans le domaine de l'hydrologie de surface, de nombreux modèles de simulation ont été développés pour gérer des ressources hydriques. Ces modèles sont basés sur une approche mathématique détaillée faisant appel à de nombreux paramètres souvent difficiles à acquérir, ou sur des relations empiriques et globales limitant fortement leur flexibilité et leur applicabilité à différentes situations développées pour répondre à des besoins très spécifiques. Les modèles hydrologiques de type analytique utilisent des constantes empiriques qui ne représentent pas une redite physique et mesurable. IL est nécessaire alors de les ajuster pour chaque nouveau contexte d'application lors de leur développement. De nombreux compromis sont faits quant à leur représentativité de la réalité. La qualité des modèles hydrologiques réside à la fois dans leur simplicité et dans l'équilibre du compromis réalisé entre la simplification et la crédibilité de la représentation adoptée. Il apparaît donc nécessaire de concevoir une approche permettant d'allier les qualités des modèles complexes (représentativité et crédibilité) avec celles des outils plus simplifiés (facilité d'utilisation et de paramétrisation).

Historiquement, les travaux sur les principaux processus contrôlant le chemin de l'eau dans le bassin versant avaient pour objectif premier une meilleure connaissance de la genèse des crues. Dans ce cadre, le ruissellement a fait l'objet de développements spécifiques car il constitue un écoulement par nature rapide et donc susceptible d'augmenter les pics de crue. Le processus de genèse du ruissellement se compte parmi les phénomènes complexes de la nature car il est influencé par plusieurs paramètres interférant l'un de l'autre. Il se définit avant tout comme un transfert des eaux pluviales sur la surface du sol.

L'analyse physique a montré qu'une partie de l'eau non infiltrée est stockée dans les dépressions créées par le microrelief de la surface du sol et lorsque la capacité de rétention superficielle est atteinte, le transfert d'eau par ruissellement apparaît. La géométrie de la surface du sol (microrelief, pente) détermine donc le stockage possible en surface.

Les facteurs contrôlant la genèse et le transfert du ruissellement pluvial sont très complexes, il est préférable d'identifier les processus dominants qui contrôlent la réponse hydrologique d'une zone donnée. L'utilisation intense de la simulation sert à poser des lois physiques et à s'adapter avec les phénomènes existants qui auront pour objet de résoudre des problèmes délicats.

Dans ce contexte, plusieurs modèles ont été développés pour mieux quantifier les paramètres hydrologiques. Ils sont applicables dans des conditions pluviométriques et morphométriques limitées et identifiées par le constructeur lui-même pour valider le modèle proposé.

Cet intervalle de validation du modèle nécessiterait des expérimentations spécifiques pour une adaptation précise de ce modèle avec les autres cas.

La théorie classique du ruissellement prescrit que le ruissellement instantané sur un bassin versant homogène, soit égal à la différence entre l'intensité de la pluie et la capacité de l'infiltration dans le terrain des couches superficielles. Cette capacité de l'infiltration est variable avec l'humidité de ces couches. L'application de cette théorie dans le bassin expérimental n'a donné aucun résultat.

La présente étude du ruissellement pluvial porte sur le bassin versant de la Soummam qui connaît une croissance économique. Cette plaine est régulièrement menacée par les inondations et la genèse du ruissellement y est considérée comme la question hydrologique la plus compliquée.

Cependant, le développement de l'industrie et de l'agriculture exige des ressources supplémentaires en eau. Le ruissellement de chaque crue constitue un apport en eau indispensable pour la région dont la gestion rationnelle est conditionnée par une connaissance de sa genèse et des facteurs déterminants.

Ce présent travail concerne donc, dix sous-bassins versants de la Soummam et sept autres sous-bassins limitrophes à celui-ci. La superficie totale du bassin de la Soummam est de 9125 km². Il s'étend des marges des hautes plaines de Hodna au Sud à la mer méditerranéenne et le massif de Djurdjura au Nord. En quelques dizaines de kilomètre à vol d'oiseau, on passe d'un secteur relativement plat et dénudé à un secteur montagneux portant de belles forêts verdâtres.

Connaissant théoriquement la genèse du ruissellement, il s'avère possible d'identifier sur la base des données pluviométriques et hydrométriques ordinaires un modèle analytique de transformation de la pluie en ruissellement.

Subséquentement, notre étude s'articule sur deux parties principales :

- ❖ le diagnostic physico-géographique, première étape de la connaissance de bassin versant, qui permet de caractériser les principaux facteurs naturels intervenant dans l'alimentation en eau et dans l'écoulement — facteurs morphologiques, lithologiques et climatiques — et leur interaction déterminante dans le comportement hydrologique de ce bassin. En suite la détermination des processus responsables de la genèse du ruissellement.

- ❖ la seconde partie, l'étude hydrologique porte sur dix-sept sous-bassins représentatifs en l'occurrence les bassins des oueds : Ed Dous, Lekhal, Zaiane, Azerou, Bou-Sellam amont, Bou-Sellam moyen1, Bou-Sellam moyen 2, Bou-Sellam moyen 3, Bou-Sellam aval, et Soummam, ainsi que les bassins des oueds limitrophes, Aissi, Leham, Lougmane, Ksob, Soubella, Malah et El Kebir.

Notre objectif, en nous basant sur le traitement statistique des données hydrométriques, est de mettre en lumière les aspects fondamentaux de l'écoulement et l'évaluation des apports liquides du ruissellement des crues dans les sous-bassins concernés et de présenter un modèle analytique exprimant la transformation de la pluie en ruissellement.

CHAPITRE I:
DESCRIPTION PHYSIQUE DU BASSIN
DE LA SOUMMAM

I.1 Introduction :

Hydrologiquement, un bassin versant est une surface close, qui suppose qu'il n'y a pas d'écoulement de surface ou hypodermique y pénétrant de l'extérieur, et que tous les excédents de précipitation qui tombent sur cette surface s'écoulent par un cours d'eau principal ou s'évaporent. Un bassin versant, dont les limites sont fermées par la ligne de partage des eaux (figure I.01), correspond toujours à une section en travers de cours d'eau, qui s'appelle l'exutoire [Audinet M., 1995].

Le régime hydrologique est influencé par les caractéristiques morpho-structurales et géographiques du bassin, tels que la forme et la topographie de la surface drainée, ce que nous conduit dans ce chapitre à la reconnaissance des principales caractéristiques du bassin versant de la Soummam, qui sont indispensables pour la quantification du ruissellement, comme la morphométrie du bassin qui intervient dans les modalités de l'écoulement superficiel et comme la situation géographique ainsi le climat dominant qui jouent un rôle déterminant sur les eaux précipitées.

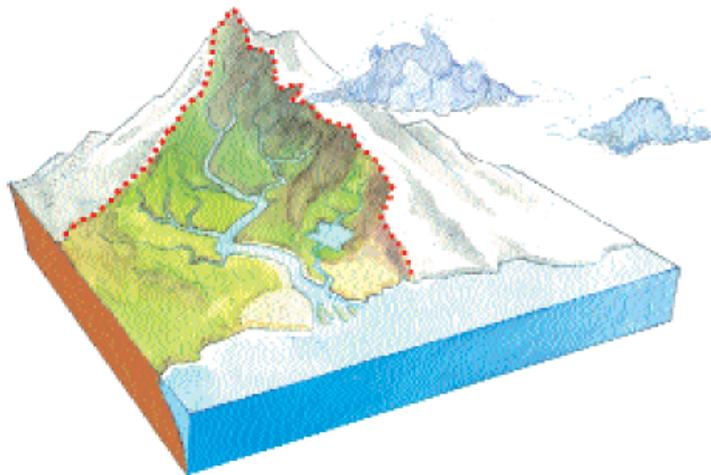


Figure I.01- Exemple de délimitation d'un bassin versant (*S.Internet*).

I.2 Position géographique :

Le bassin versant de la Soummam (figure I.02) est situé dans le nord-est Algérien entre $3^{\circ}60'$ - $5^{\circ}57'$ de longitude Greenwich et $35^{\circ}75'$ - $36^{\circ}77'$ de latitude de nord. Il a une forme très irrégulière, s'étendant dans la direction nord-est-sud-ouest et vers le sud-est. Au nord, il est limité par les chaînes de Djurdjura, à l'est par les montagnes de la petite Kabylie et au sud par les montagnes de Bibans et de Djebel Mansourah. A l'est, sa ligne de démarcation est constituée par le golfe de Bougie et par les cours de la Djemaa, de l'Agrioun et de l'el Kebir, tandis qu'au sud-est et au sud, par le chott el Hodna. A l'ouest et au nord, il est limité par les cours de l'Isser, du Sébaou et de la Daass.

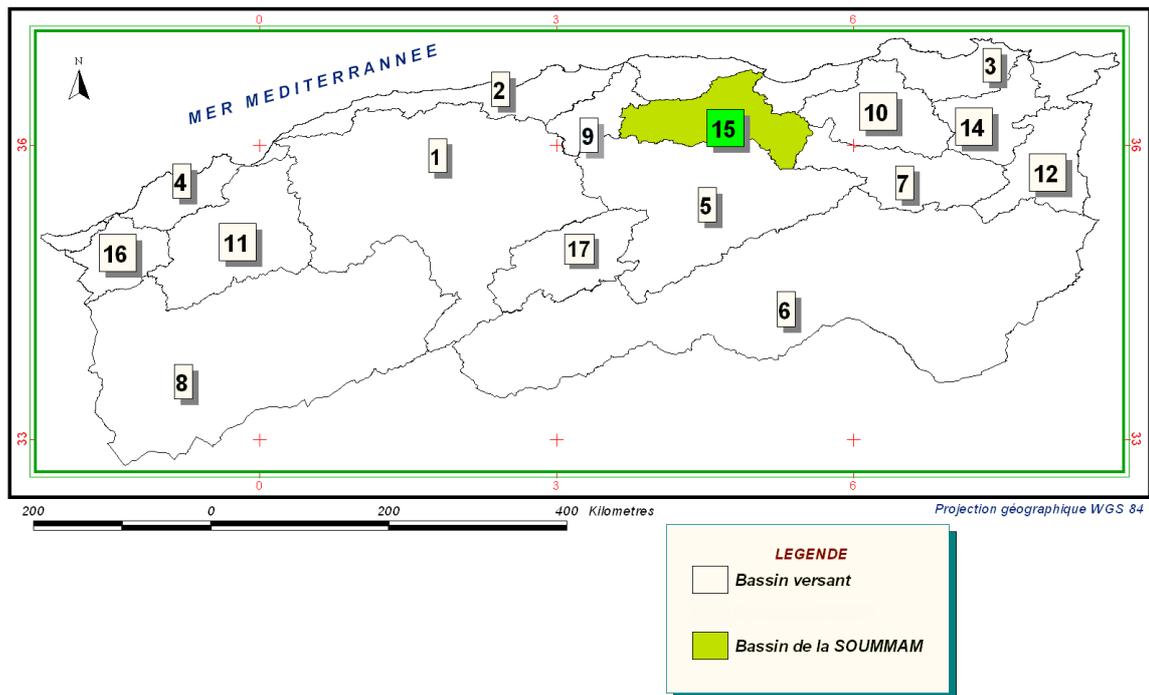


Figure I.02- Carte de situation du bassin de la Soummam (n° 15).

Tableau I.01: Bassins versants de l'Algérie.

N° du Bassin	Nom du Bassin	N° du Bassin	Nom du Bassin
01	Cheliff	09	Isser
02	Côtiers algérois	10	Kebir Rhumel
03	Côtiers constantinois	11	Macta
04	Côtiers oranais	12	Medjerdah
05	Chott el Hodna	13	Sahara
06	Chott melrhir	14	Seybouse
07	H. plateaux constantinois	16	Tafna
08	Chott ech Chergui	17	Zahrez

I.3 Morphologie et Orographie :

Le bassin versant de la Soummam se compose de dix sous bassins correspondant aux unités hydrologiques (figure I.03), certaines sont contrôlées par des stations hydrométriques. Dans le sens orographique et hydrographique, le bassin de la Soummam ne constitue pas un ensemble. Il est visiblement partagé en deux régions différentes à tous les points de vue. La première région est dénommée le Sahel, y compris les cours d'eau inférieurs d'Azerou (la Marhir) et du Boussellam. Cette région est située entre deux chaînes de

montagnes : le Djurdjura au nord et la chaîne des Bibans au sud. La deuxième région, plus petite, est une partie constituante du plateau Sétifien qui est limité au nord par les versants sud de la chaîne des Bibans et au sud par les monts du Hodna. A l'est et à l'ouest, il n'y a pas de ligne de démarcation nette.

Le Djurdjura est une chaîne marquante de montagnes dans la structure de la Grande Kabylie. Au nord de Bouira, elle s'élève abruptement à la hauteur de 2123m (Dent de Lionne) pour atteindre près de Maillot sa hauteur maximale de 2308m (Lalla Khedidja). Elle se termine par la chaîne de Gouraya et son pittoresque Cap Carbon dans le Golfe de Bejaia.

Cette chaîne de montagnes anciennes possède toutes les caractéristiques des Alpes. Elle est aussi la partie la plus exposée de l'Atlas Tellien. Etendue parallèlement au bord de la mer, elle constitue une barrière puissante pour les vents marins humides soufflant dans la direction du continent. Elle empêche de même les courants d'air sahariens secs et chauds de passer vers le nord. Le Djurdjura représente pour la vallée de la Soummam le régulateur climatique principal. C'est en même temps, la région où les précipitations atmosphériques sont les plus fortes, de sorte que la Soummam en reçoit la plus grande partie de ses eaux. Il faut noter que de telles conditions naturelles exposent la chaîne de Djurdjura dans la plus grande mesure aux influences destructives de forces naturelles : à l'érosion et à la dénudation (dépôts énormes de conglomérats, de poudingues, de gravier et de sable).

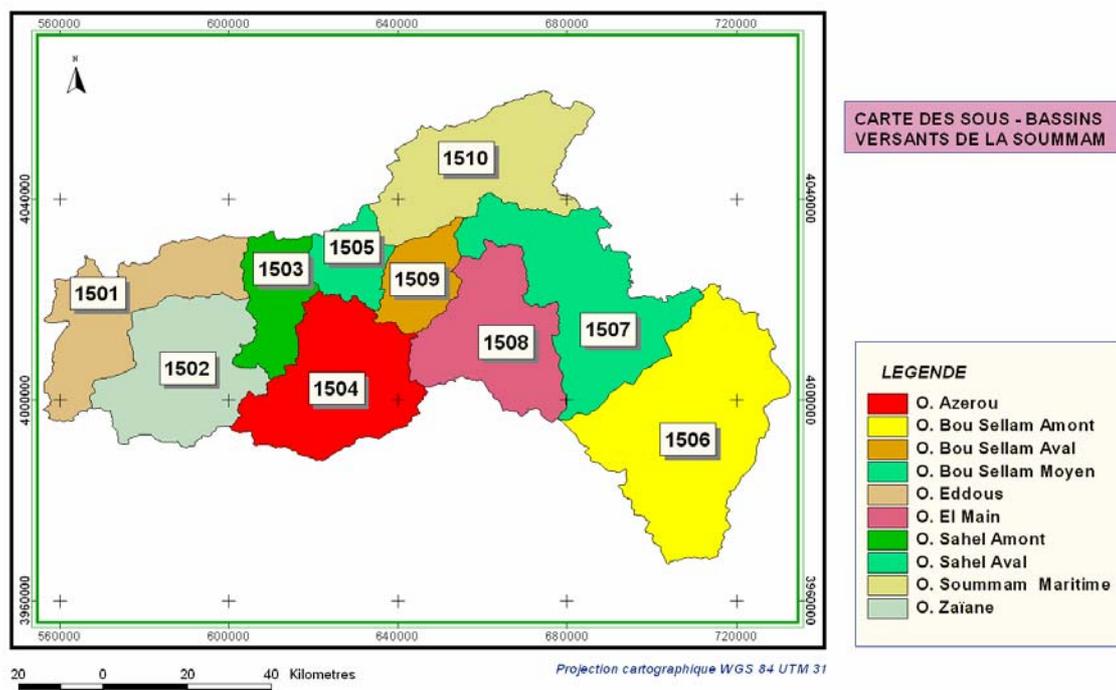


Figure I.03- Carte de situation des sous bassins versants de la Soummam (Charifi S., 2006).

La chaîne des Bibans est une chaîne de montagnes de formation jeune, étendue sur le territoire du bassin dans la direction est-ouest. Elle pénètre dans le bassin près de Sour-el-Ghozlane et s'étend, en passant par Azerou N'said (1283m), vers Djebel Anechar (1415m). Une ramification importante de cette chaîne atteint Djebel Anini (1596m) en passant par Djebel Tafat (1615m). Cette chaîne de montagnes constituait une ligne naturelle de partage des eaux entre la vallée de la Soummam et le plateau Sétifien. Plus tard l'oued Azerou (Marhir), l'oued Mahadjar et l'oued Boussellam y ont enclavé leurs lits pour devenir des affluents de l'oued Soummam. Du côté Est du bassin, autour du cours d'eau inférieur de Bou Sellam et au sud de la Soummam, une région montagneuse a été formée qui s'étend d'Akbou, par Djebel Trouana (1389m), vers Djebel Babor (2004m) à l'est. C'est la branche ouest de petite Kabylie. Elle a apparu comme conséquence de mouvements tectoniques puissants accompagnés d'épanchements éruptifs, ce qui fait qu'elle n'a pas une forme unifiée. Ces caractéristiques climatiques sont en beaucoup de points semblables à celles du Djurdjura et est constituée par des roches moins résistantes.

La limite sud de la partie ouest du bassin est composée par une série de crêtes plus petites, mutuellement séparées : Djebel Dirah (1810m), Djebel Choukhot (1832m) et Djebel Mansourah (1862m). Ces crêtes délimitent nettement les terrains montagneux de l'Atlas tellien du plateau situé au sud, connu sous le nom de la plaine du Hodna. Le plateau Sétifien est un plateau élevé, limité au nord par les rameaux de la chaîne des Bibans et au sud par la chaîne des monts du Hodna. IL s'étend à partir de la dépression Medjana à l'ouest, tandis qu'à l'est il est ouvert vers le plateau de l'Eulma. L'altitude moyenne du plateau Sétifien est de 1000m ; il est doucement penché vers l'est [Charifi S., 2006].

Tableau I.02: Superficies des sous bassins versants de la Soummam.

Sous Bassin	Code	Superficie (Km ²)
Oued Eddous	15 01	903
Oued Zaiane	15 02	1012
Oued Sahel Amont	15 03	430
Oued Azerou	15 04	1084
Oued Sahel Aval	15 05	326
Oued Bousselam Amont	15 06	1785
Oued Bousselam Moyen	15 07	1234
Oued EL Main	15 08	930
Oued Bousselam Aval	15 09	360
Oued Soummam	15 10	1061
Total	10	9125

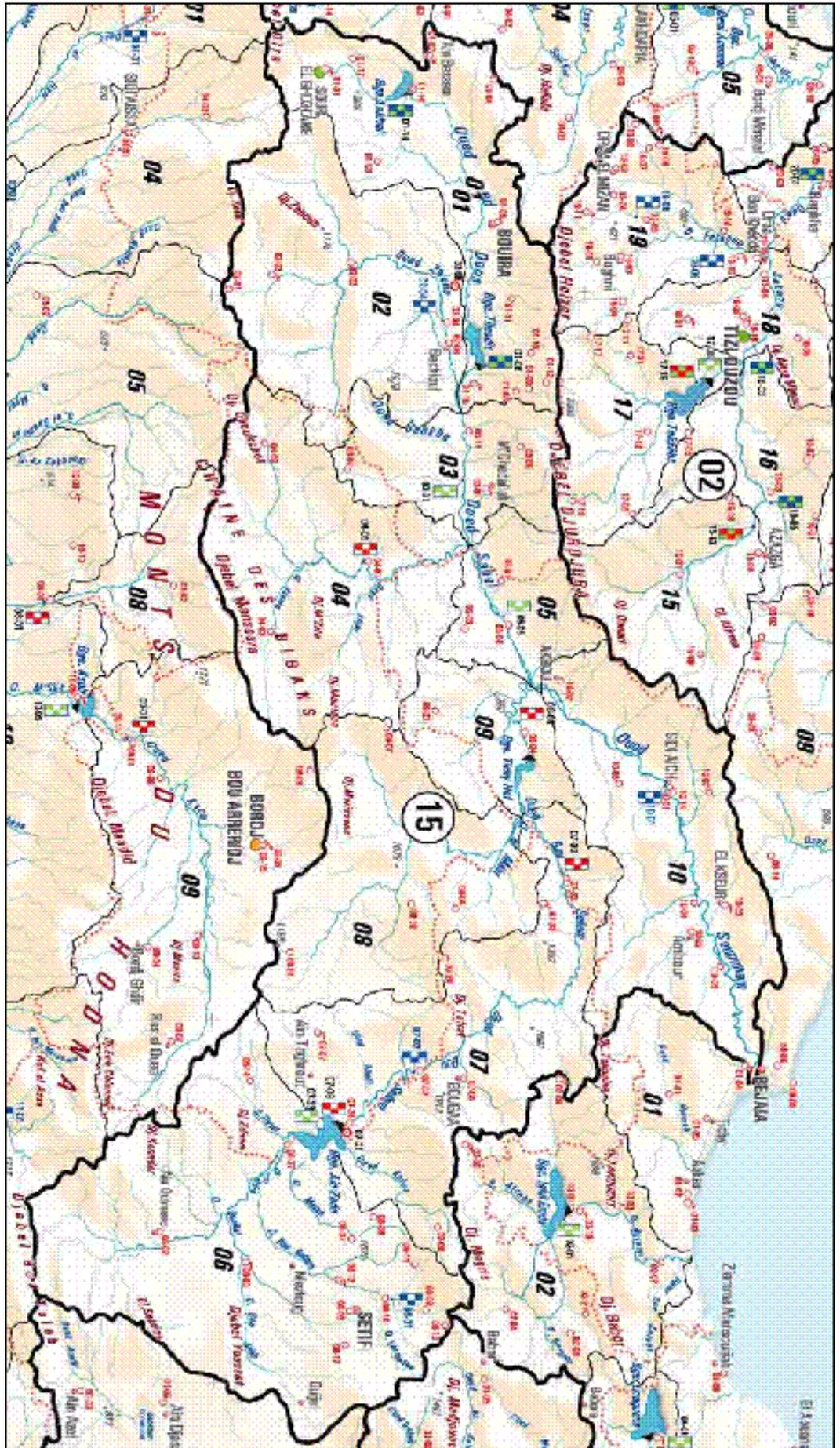
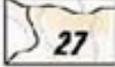
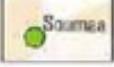
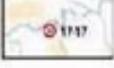


Figure I.04- Carte du bassin versant de la Soummam (extrait de la « carte du réseau hydroclimatologique et de la surveillance de la qualité des eaux », Département des eaux superficielles-ANRH, Ed.2005).

LEGENDE

	Limite de bassin avec code		Station hydrométrique classique
	Limite de sous bassin avec code		Station hydrométrique automatisée
	Limite de wilaya		Station de surveillance de la qualité de l'eau
	Réseau hydrographique		Station hydrométrique classique et site de surveillance de la qualité de l'eau
	Barrage		Station hydrométrique automatisée et site de surveillance de la qualité de l'eau
	Plan d'eau (Chott, Sabkha)		Antenne régionale de l'ANRH
	Station pluviométrique		Secteur rattaché à l'antenne régionale
	Station pluviographique		Station climatologique

I.4 La courbe hypsométrique :

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude.

Les courbes hypsométriques demeurent un outil pratique pour comparer plusieurs bassins entre eux ou les diverses sections d'un seul bassin. Elles peuvent en outre servir à la détermination de la pluie moyenne sur un bassin versant et donnent des indications quant au comportement hydrologique et hydraulique du bassin et de son système de drainage [André Musy, 2005].

Dans un contexte d'évolution géomorphologique selon le modèle de Davis, cette courbe permet de se renseigner sur le niveau de maturité d'un cours d'eau. La courbe hypsométrique est obtenue par le cumul de l'histogramme des altitudes et elle permet de calculer l'altitude moyenne, l'altitude la plus fréquente et l'indice de pente globale du bassin [Charifi S., 2006].

Courbe hypsométrique du bassin versant de la Soummam

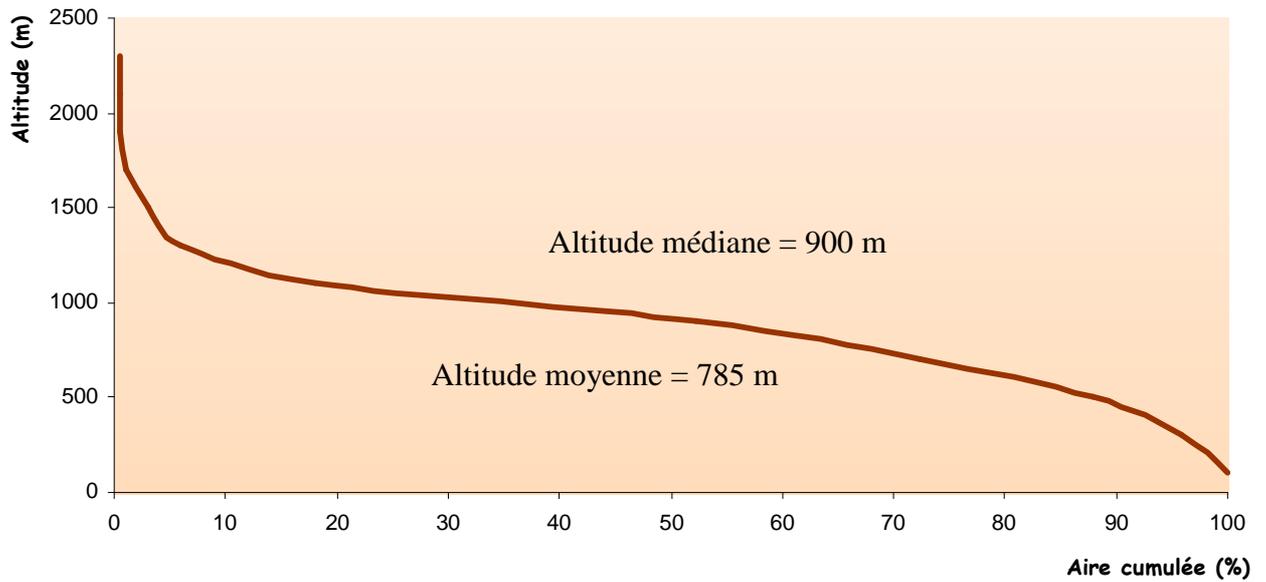


Figure I.05- Courbe hypsométrique du bassin de la Soummam (Charifi S., 2006).

Cette courbe hypsométrique nous permet de déduire les caractéristiques données dans le tableau I.03 [Charifi S., 2006].

Tableau I.03: Caractéristiques du bassin de la Soummam.

Caractéristiques du Bassin	Bassin de la Soummam
Aire	9125 km ²
Périmètre	655 km
Indice de compacité (Gravelius, 1914)	1.63
Altitude maximale	2308
Altitude minimale	2 m
Altitude moyenne	785 m
Altitude médiane	900 m
Indice de pente global	0.45 %
Largeur du rectangle équivalent	40 km
Longueur du rectangle équivalent	240 km

I.5 Caractéristiques agro-pédo-géologiques : [Charifi S., 2006]**a. Aperçu Géologique :**

La figure I.06 représente les différentes formations géologiques de la région de la Soummam, dont on rencontre:

- ❖ **Le Quaternaire :** représenté par des alluvions le long des oueds et au niveau des hautes plaines.
- ❖ **Le Pliocène Continental :** le coteau du Sahel est couronné par des graviers siliceux et fluviaux. Ailleurs, il est conglomératique sinon caillouteux.
- ❖ **Le Miocène :** il s'agit essentiellement du Miocène inférieur. Il est continu depuis l'ouest de Bejaia jusqu'aux environs de Sidi-Aich. Il affleure également du côté de Djebel Mansourah sous forme de grés.
- ❖ **L'Oligocène :** il est généralement argilo-gréseux. Il affleure en abondance à partir de Tazmalt et de part et d'autre de la vallée de la Soummam, en allant vers l'ouest. On note également sa présence au niveau de la chaîne de Gouraya et de la région de Béni-Mansour.
- ❖ **L'Eocène :** il est quasiment marneux, parfois calcaro-marneux. Il affleure surtout au niveau des hautes plaines.
- ❖ **Le Crétacé :** se présente, en général, sous forme de flyschs. Il est étendu, continu depuis la chaîne des Bibans jusqu'aux montagnes de la petite Kabylie. Le faciès est marneux au Crétacé supérieur (Sénonien). Il est schisteux, sous forme de bancs de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur avec quelques intercalations de grés au crétacé moyen (Albien) et apparaît dans la région de Béni-Mansour et la chaîne des Bibans. Il est gréseux pélitique, parfois carbonaté-gréseux au crétacé inférieur.
- ❖ **Le Jurassique :** il affleure surtout au niveau de la chaîne calcaire et le long de sa continuité vers l'est. Il est principalement calcaro-dolomitique.
- ❖ **Le Trias :** il est de faciès gypso-salin et apparaît le long de contacts anormaux (contact des nappes de charriage) dans le Tell méridional et est présenté par des conglomérats et des grés rougeâtres dans le Tell septentrional.

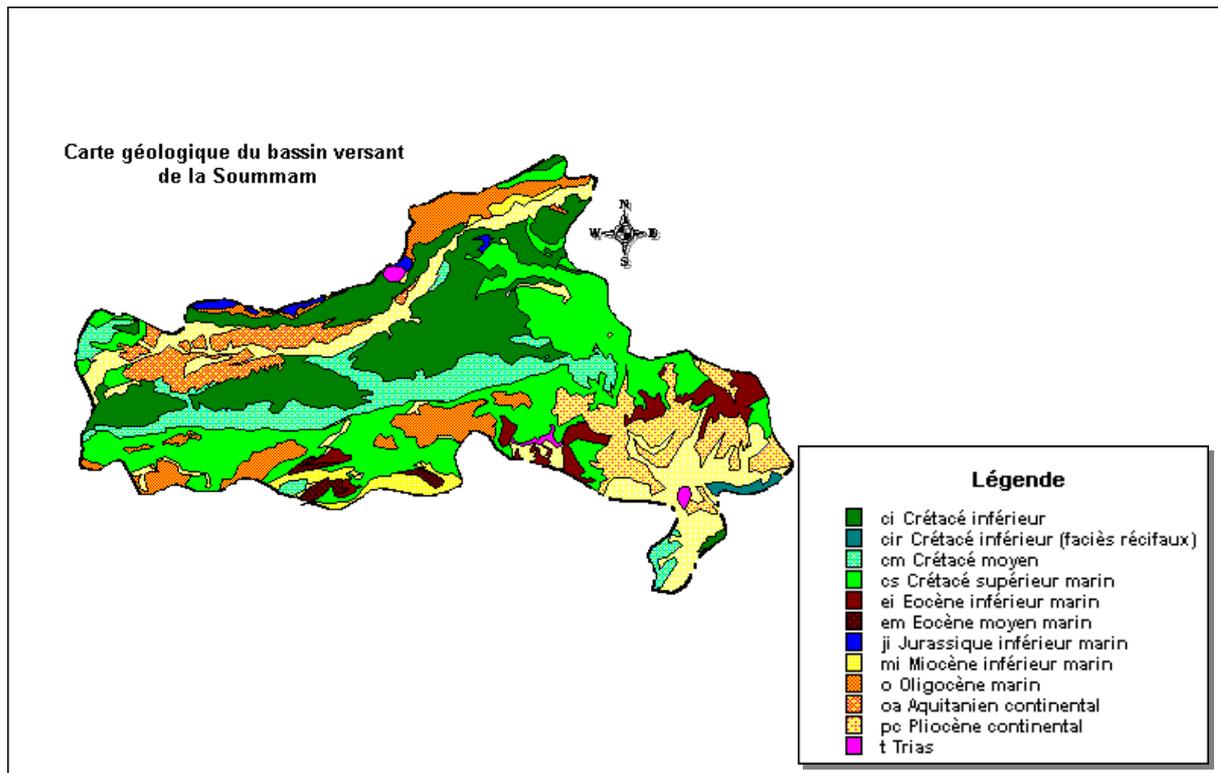


Figure I.06- Carte géologique du bassin versant de la Soummam (Charifi S., 2006).

b. Les sols :

La carte des sols du bassin de la Soummam a été extraite de la carte des sols de l'Algérie au 1/500.000^e faite par J. Durand en 1954. La numérisation de cette carte est présentée dans la figure I.07.

La majorité des sols dans le bassin de la Soummam sont des sols calcaires (riches en calcaire). Leur complexe absorbant est modifié par l'eau d'une façon telle que H peut atteindre 20% de la capacité totale. Ces sols ont généralement une texture légère et sont donc perméables. Lorsque les matières organiques atteignent 25%, on est en présence de la variété humifère de ces sols, qui peuvent présenter alors une texture relativement lourde allégée par la présence des matières organiques.

Au nord du bassin, on rencontre des sols insaturés qui ne contiennent pas de calcaire dont l'argile peut être plus abondante en surface qu'en profondeur ; leurs roches mères sont généralement imperméables ou donnent des produits de décomposition imperméables.

Le long des oueds, les sols existants sont des dépôts alluviaux appelés sols alluviaux à profil indifférencié ou présentent une simple accumulation de matières organiques en surface. En outre on rencontre, en petites quantités, des sols calciques et des sols en équilibre peu épais, plus ou moins riches en calcaire et très pauvres en sels solubles.

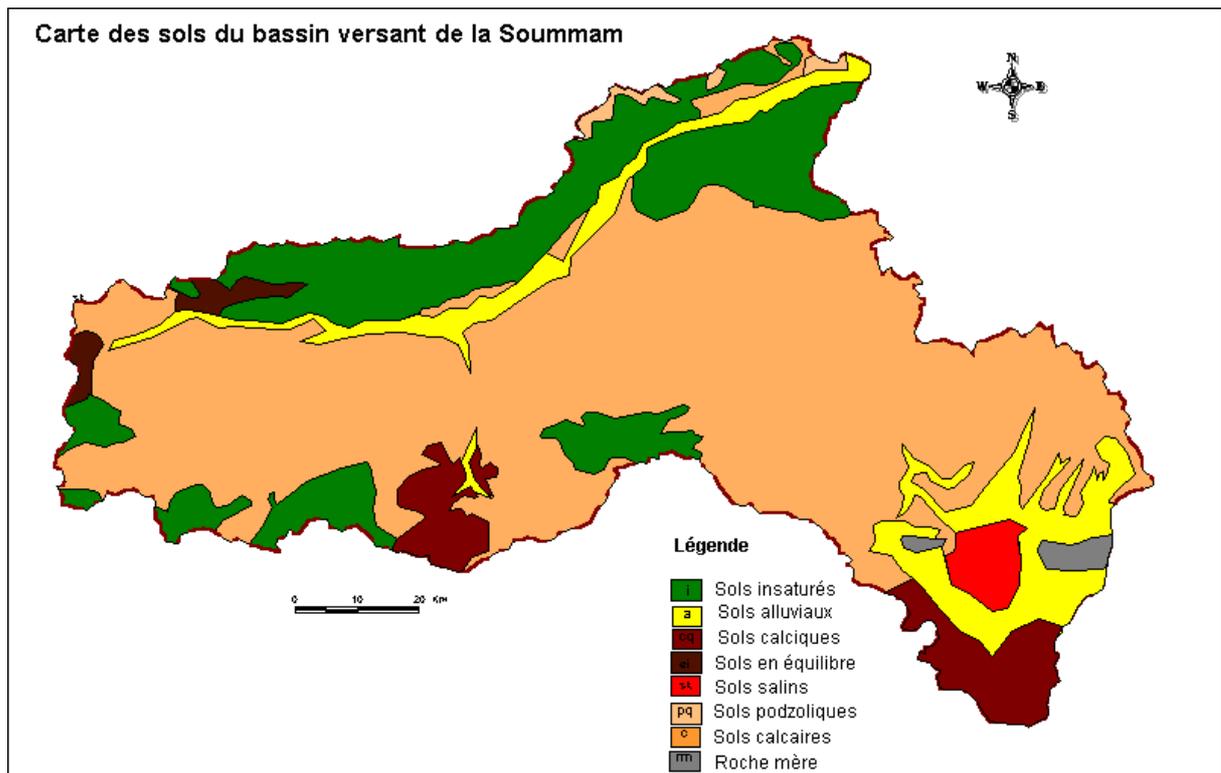


Figure I.07- Carte des sols du bassin de la Soummam (Charifi S., 2006).

c. Paramètres Physiographiques :

La végétation du bassin versant de la Soummam est de type Méditerranéen et est très variée. Les régions alluvionnaires de la haute Soummam sont occupées par des chênaies. La basse et moyenne Soummam sont occupées par des oliveraies et des vignobles. Dans la région de la moyenne Soummam, le couvert végétal est moins dense.

I.6 Aperçu Hydrogéologique : [Charifi S., 2006]

Les rapports hydrogéologiques et les comptes rendus effectués dans le bassin versant de la Soummam ont permis d'y identifier trois unités hydrogéologiques principales : unité de Sétif qui s'étend sur la zone de Sétif occupant le bassin versant de l'oued Boussellam, unité de la haute et moyenne Soummam couvrant la dépression entre les monts du Djurdjura au nord et les Bibans au sud et unité de la basse Soummam depuis la station hydrométrique de Sidi Aich sur l'oued Soummam jusqu'à la mer.

Formations Aquifères : Ce sont dans l'ordre stratigraphique :

- les séries du Crétacé inférieur de la région de Sétif (calcaires et grés) principalement les dolomies et les calcaires récifaux très perméables du Djebel Youssef.

- les calcaires maestrichtiens (Crétacé supérieur) et surtout les calcaires yprésiens (Eocène inférieur) du plateau de Sétif et de la haute Soummam.
- les calcaires et dolomies liasiques (et Lutétien) des sommets du Djurdjura constituant plusieurs petits massifs dont la partie la plus importante se situe dans le bassin de Sébaou. Très karstiques, ils sont à l'origine de sources à débit élevé.
- les poudingues miocènes des régions de Bouira et El Asnam dans la haute Soummam.
- les terrasses alluviales des oueds qui sont en général, des sables et des graviers de bonne perméabilité. Plus développées dans la vallée de la Soummam depuis Tilesdit (surtout en aval d'Akbou), elles constituent avec les nappes du plateau de Sétif la principale ressource en eau souterraine de toute la région. Elles recèlent également de petites nappes dans les plaines côtières qui s'étendent entre Bougie et l'oued Agrioun où elles sont associées à des dunes de sable anciennes ou récentes.

A l'exception des calcaires du Djurdjura qui se présentent en d'épaisses lentilles pouvant dépasser 500 m, la puissance des diverses formations aquifères considérées est de l'ordre de quelques dizaines de mètres, en général 10 à 25 m (les alluvions de l'oued Soummam, au maximum 50 m dans les calcaires éocènes et les calcaires lacustres de Sétif). La perméabilité y est généralement bonne de l'ordre de 10^{-4} m/s, à l'exception pour la nappe pliocène de la basse Soummam (10^{-5} m/s).

Résurgences : La majeure partie des eaux infiltrées sur les reliefs résurge dans les sources qui alimentent les oueds. Il existe de nombreuses émergences dans les ensembles géologiques cités. En bordure du Djurdjura dont les plus importantes sont : la source noire (commune de Saharidj) destinée à l'électrification et à l'irrigation, Ain Tixeraine et Acif El Hammam, Ain-Ras et les sources de Pascal et de Colbert.

I.7 Hydrographie et paramètres morphométriques : [Charifi S., 2006]

Le bassin versant de la Soummam est hydrographiquement très développé. Trois rivières et leurs affluents constituent son squelette hydrographique fondamental : le Sahel, affluent venant du nord-ouest, le Boussellam venant du sud-est et la Soummam, qui se forme à Akbou au confluent du Sahel et du Boussellam et coule en direction du nord-est vers la mer (figure I.08).

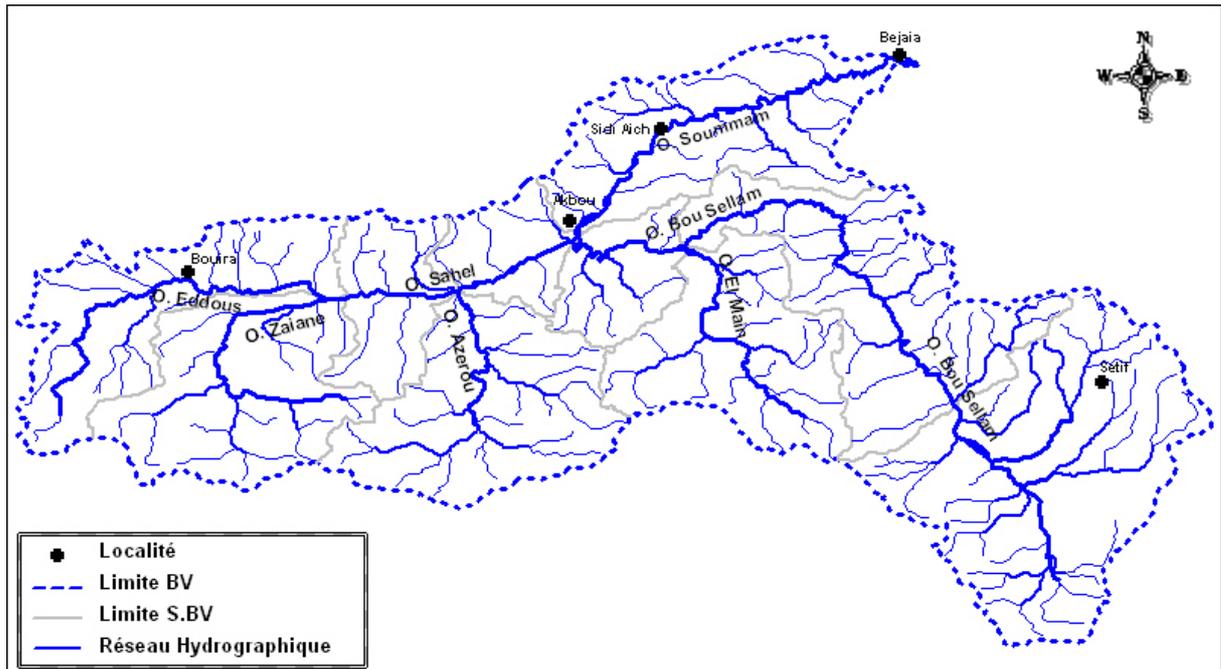


Figure I.08- Carte du réseau hydrographique du bassin de la Soummam (*Réalisée par Lahouari F., 2009*).

Paramètres Morphométriques : pour définir un réseau hydrographique, il existe divers paramètres descriptifs appelés paramètres morphométriques, présentés ci-dessous.

I.7.1 Classification du chevelu hydrographique :

De nombreuses études se sont intéressées à la classification des cours d'eau d'un réseau hydrographique, dans le but de donner une information synthétique de la morphologie du bassin d'alimentation. Plusieurs classifications ont été proposées dont les deux plus usuelles sont celles de Horton (1945) et de Strahler (1952). Ces deux classifications utilisent le terme de bief, qui correspond à la fraction du réseau hydrographique comprise soit entre deux confluences soit entre une source et une confluence. Le bief est dit bief intérieur dans le premier cas et bief extérieur s'il est issu d'une source. Comme la classification de Horton (1945) se définit par des règles d'indexation des biefs à partir de la notion de cours d'eau le plus long, on lui préfère la classification de Strahler (1952) régie par les trois règles suivantes (figure I.09):

- tout bief sans affluent est d'ordre 1.
- quand deux biefs d'ordre i et j différents, avec $i > j$, convergent, le bief aval est d'ordre i .
- quand deux biefs de même ordre i convergent, le bief aval est d'ordre $i+1$.

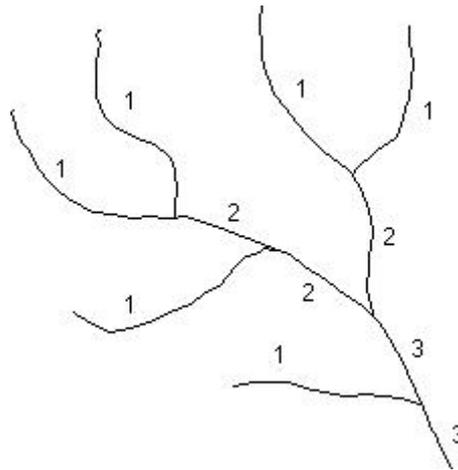


Figure I.09- Définition des ordres du réseau selon la méthode de Strahler.

Cette classification permet de hiérarchiser les biefs suivant leur degré de connexion. On définit le tronçon comme l'ensemble des biefs de même ordre, successifs dans le sens de l'écoulement. L'ordre du bassin appelé magnitude du réseau et noté Ω , est défini comme l'ordre le plus élevé des tronçons du bassin ; c'est par conséquent l'ordre du tronçon à l'exutoire. Le chevelu hydrographique du bassin versant de la Soummam classé selon Strahler est d'ordre 7 (figure I.10).

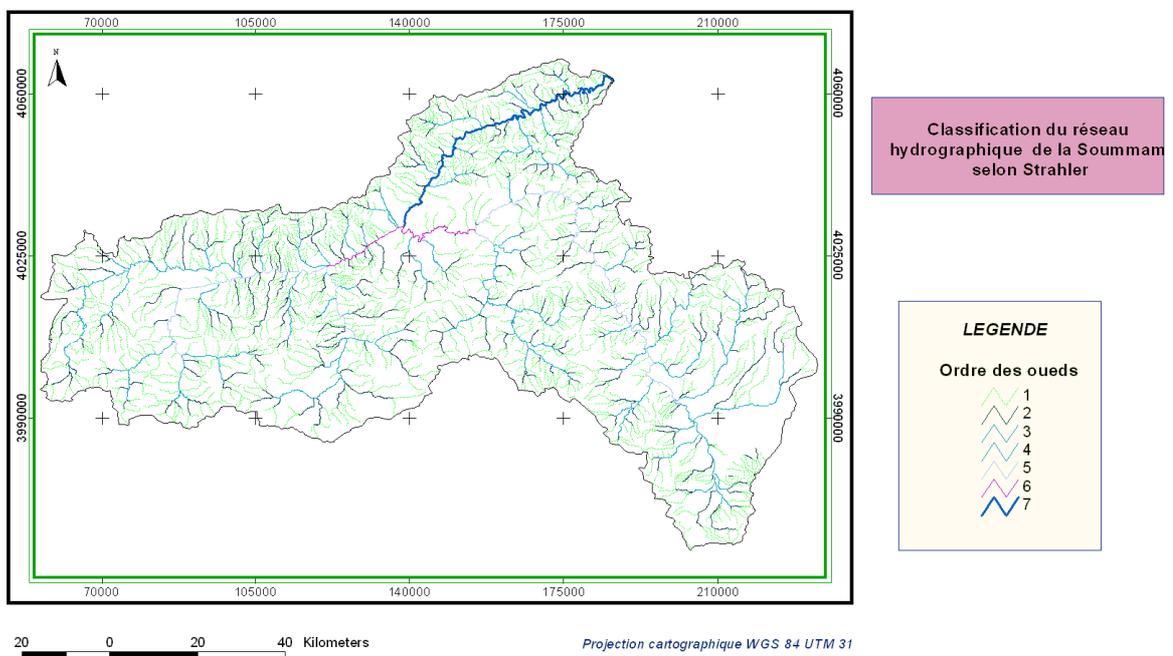


Figure I.10- Classification du réseau hydrographique de la Soummam selon Strahler (Charifi S., 2006).

I.7.2 Le degré de développement du réseau :

a. La densité de drainage :

Le drainage du bassin est habituellement caractérisé par la densité de drainage, définie comme le rapport entre la longueur cumulée des drains du bassin et sa surface.

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

Avec :

D_d : densité de drainage [km/km²] ;

L_i : longueur de cours d'eau [km] ;

A : surface du bassin versant [km²].

La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie) des caractéristiques topographiques du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatologiques et anthropiques. En pratique, les valeurs de densité de drainage varient de 3 à 4 pour des régions où l'écoulement n'a atteint qu'un développement très limité et se trouve centralisé ; elles dépassent 1000 pour certaines zones où l'écoulement est très ramifié avec peu d'infiltration. Selon Schumm, la valeur inverse de la densité de drainage, $C=1/D_d$, s'appelle « constante de stabilité du cours d'eau ». Physiquement, elle représente la surface du bassin nécessaire pour maintenir des conditions hydrologiques stables dans un vecteur hydrographique unitaire (section du réseau) [André Musy, 2005].

b. La densité hydrographique :

La densité hydrographique appelée aussi la fréquence de drainage, est définie comme le nombre de drains du bassin par unité de surface.

$$F = \frac{\sum N_i}{A}$$

Où :

F : densité hydrographique [km⁻²] ;

N_i : nombre de cours d'eau ;

A : superficie du bassin [km²].

Il existe une relation assez stable entre la densité de drainage D_d et la densité hydrographique F , de la forme :

$$F = a \cdot D_d^2$$

Où :

a : est un coefficient d'ajustement.

c. Le rapport de confluence :

Sur la base de la classification des cours d'eau, Horton (1932) et Schumm (1956) ont établi différentes lois statistiques, dites lois de Horton ; elles sont définies entre les tronçons d'ordre différents par les quatre rapports suivants :

- R_B , Ratio de bifurcation (rapport de confluence) : $R_B = N_\omega / N_{\omega+1}$, avec N_ω nombre de tronçons d'ordre ω . Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il varie suivant l'ordre considéré. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre.
- R_L , rapport des longueurs sommées : $R_L = L_{\omega+1} / L_\omega$, où L_ω est la somme des longueurs des tronçons d'ordre ω .
- R_l , rapport de longueurs : $l_{\omega+1} / l_\omega$, où l_ω est la longueur moyenne des tronçons d'ordre ω .
- R_a , rapport des aires drainées : $R_a = A_{\omega+1} / A_\omega$, où A_ω est l'aire moyenne (totale) drainée par les tronçons d'ordre ω (donc $A_{\omega+1} > A_\omega$).

Les lois de Horton font l'hypothèse que ces ratios sont constants et liés par la relation suivante : $R_l = R_B / R_L$.

d. Coefficient de torrentialité :

Le coefficient de torrentialité est obtenu à l'aide de la relation suivante :

$$C_t = \frac{N_l}{A} \cdot D_d$$

Où :

N_l : nombre de talwegs d'ordre 1;

A : superficie du bassin en Km^2 ;

D_d : densité de drainage en Km / Km^2 ;

C_t : coefficient de torrentialité.

Tableau I.04: Paramètres morphométriques du bassin de la Soummam.

Paramètres morphométriques	Bassin de la Soummam
Classification du chevelu hydrographique	Ordre 7
Densité de drainage	0.70 km / km ²
Densité hydrographique	0.20 km ⁻²
Coefficient de torrentialité	0.108
Constante de stabilité	1.43

I.8 Aperçu climatique : [Charifi S., 2006]

La région hydrographique de la Soummam est sous la dépendance de trois types de climat : climat littoral tempéré sur le cours inférieur de l'oued Soummam, climat de l'Atlas Tellien sur la moyenne Soummam et sur une partie du haut bassin de la Soummam (oueds Sahel - cours inférieur de l'oued Bou Sellam) et climat des hautes plaines sur le haut bassin de l'oued Bou-Sellam. Une carte des étages bioclimatiques est représentée dans la figure I.11.

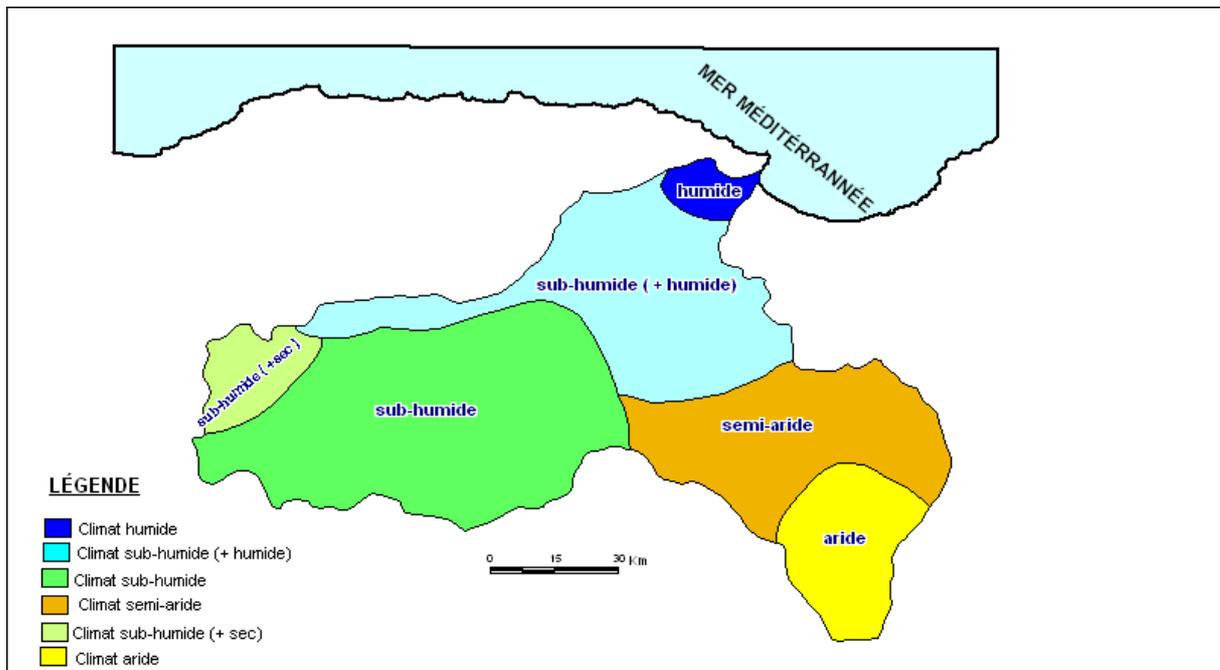


Figure I.11- Etages bioclimatiques du bassin de la Soummam (Charifi S., 2006).

a. Climat littoral :

La température moyenne varie de 18°C sur la côte à 15°C sur les reliefs très accentués et l'amplitude annuelle des moyennes mensuelles varie de 14°C à 16°C. L'humidité relative est assez élevée et présente un cycle diurne de très faible amplitude. Les moyennes annuelles sont de 70% à 18 heures et de 60 à 65 % à 13 heures. La pluviométrie moyenne annuelle croît modérément d'Ouest en Est, mais de façon plus nette avec l'altitude. Elle passe de 400 - 500 mm dans la vallée de la Soummam à 800 mm en altitude. Le régime pluviométrique présente un maximum de précipitations en Décembre et un minimum en Juillet. L'alternance des brises de mer et de terre constitue un des traits les plus caractéristiques de ce type de climat. Le sirocco souffle de 20 à 30 jours par an. Les gelées blanches sont excessivement rares, de 0 à 2 jours par an en moyenne.

b. Climat de l'Atlas Tellien :

Le climat de l'Atlas Tellien présente un degré de continentalité qui croît très rapidement au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la mer. Les températures moyennes annuelles décroissent de 17° C à 10° C par effet orographique et l'amplitude des moyennes mensuelles varie de même de 16° C à 20° C. L'humidité relative présente un cycle diurne assez marqué (moyennes annuelles : 70% à 7 heures et 50% à 13 heures). La pluviométrie annuelle moyenne décroît très sensiblement du nord vers le sud, ainsi que, des sommets vers les plaines. L'Atlas Tellien agit donc comme un rempart provoquant les précipitations les plus abondantes sur les massifs les plus élevés et les plus proches de la mer. Ainsi, sur l'oued Sahel, les précipitations annuelles peuvent atteindre 600 mm mais ne dépassent pas 400 mm sur la chaîne des Bibans.

Sur l'oued Bou Sellam, la partie du bassin versant régie par le climat de l'Atlas Tellien reçoit des précipitations annuelles allant de 500 mm dans le nord, à 200 mm dans le sud. Il pleut en moyenne de 70 à plus de 100 jours par an. Le régime des pluies mensuelles présente généralement un maximum en Janvier et un minimum en Juillet et Août. L'enneigement est un trait caractéristique du climat de l'Atlas Tellien. La neige tombe en moyenne de 20 jours par an sur les sommets (au dessus de 1200 m). La couche au sol est variable mais atteindrait 50 à 60 cm en moyenne, aux altitudes dépassant 1.000 à 1.100 m (Djurdjura et Babors principalement). Les gelées blanches ont une fréquence annuelle allant de 10 à 50 jours en moyenne et la vallée de la Soummam y est la plus exposée (plus spécialement dans les régions de Bouira, El-Asnam et Maillot). Le sirocco souffle en moyenne de 30 à 75 jours par an, et là encore, sa fréquence est maximale dans la vallée de la Soummam (El-Asnam en particulier).

c. Climat des hautes plaines telliennes :

Le climat des hautes plaines telliennes est typiquement continental ; Les températures moyennes annuelles varient de 15°C à 10°C en fonction de l'altitude croissante et l'amplitude des moyennes mensuelles oscille entre 20°C et 21°C.

La pluviométrie moyenne annuelle varie de 250 à 500 mm avec l'accroissement d'altitude. En général, il pleut de 50 à 100 jours par an. Le régime des pluies mensuelles présente un maximum principal en Janvier mais les pluies orageuses d'automne et de printemps prennent sous ce climat une importance non négligeable, principalement en Mai où l'on observe fréquemment un maximum secondaire.

Les gelées blanches sont très fréquentes (60 à 70 jours par an en moyenne). Elles se produisent de Novembre à Avril avec un maximum en Janvier (15 jours en moyenne). Le sirocco est également fréquent (40 à 55 jours par an en moyenne). Il faut toutefois noter la position privilégiée de Sétif pour laquelle les fréquences des gelées blanches et du sirocco sont respectivement de 34 et 15 jours par an. La figure I.12 représente une esquisse générale de la répartition des températures sur le bassin versant de la Soummam "isothermes annuelles".

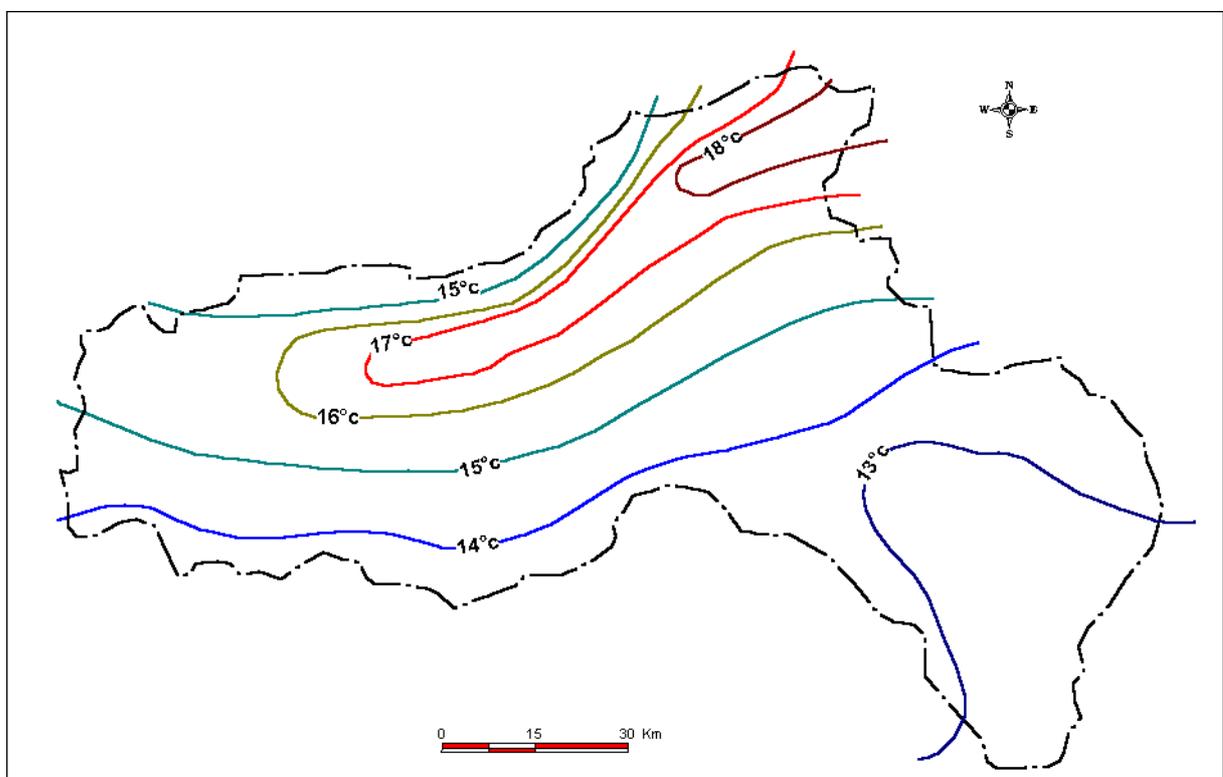


Figure I.12- Carte des isothermes annuelles du bassin de la Soummam (Charifi S., 2006).

I.9 Conclusion :

L'analyse de l'écoulement superficiel tient compte de l'influence de tous les facteurs climatiques, morphométriques et hydrogéologiques dans un bassin versant. Les caractéristiques quantifiables du bassin sont essentielles dans la modélisation de l'écoulement superficiel des crues pluviales.

Le bassin versant de la Soummam est un bassin de forme allongée, il présente une dissymétrie vers les altitudes élevées. Il est soumis à une double zonalité, latitudinale et verticale, sa complexité géologique et végétale varie d'une région à une autre dont la majeure partie du bassin correspond aux chaînes de l'Atlas Tellien formées principalement par des marnes crétacées déposées dans le sillon tellien et charriées dans la moitié méridionale. Son réseau hydrographique est bien développé (ordre 7), avec un couvert végétal de type méditerranéen très varié.

Le climat du bassin de la Soummam n'est pas uniforme : il est méditerranéen, généralement humide avec un léger changement de température dans la vallée de la Soummam et il est continental avec un hiver froid et été chaud dans les plateaux de Sétif. Les précipitations sont maximales sur le massif du Djurdjura, et minimale sur le sous bassin de Bou Sellam.

On relève de fortes variabilités spatiales et temporelles des différents paramètres climatiques qui vont certainement entraîner une variabilité de ruissellement sur le dit bassin versant.

CHAPITRE II:

APERÇU BIBLIOGRAPHIQUE RELATIF AU RUISSELLEMENT

II.1 Introduction :

Le partage des précipitations en surface du sol se fait en plusieurs composantes : interception par la végétation, évapotranspiration, infiltration dans le sol, ruissellement en surface [Augeard B., 2006], ce dernier est la circulation de l'eau qui se produit sur les versants en dehors du réseau hydrographique lors d'un événement pluvieux. Sa concentration provoque une montée rapide des débits des cours d'eau, pouvant être amplifiée par la contribution des nappes souterraines [Marchandise A., 2007]. Les auteurs anglo-saxons distinguent deux types de ruissellement : le ruissellement par refus d'infiltration d'un sol non saturé (excess infiltration overland flow, que l'on traduit en français par « ruissellement par dépassement d'un seuil d'infiltration »), et le refus d'infiltration d'un sol saturé (excess saturation overland flow, soit « ruissellement par dépassement d'un seuil de saturation ») [Cosandey C. et Robinson M., 2000]. Dans certaines situations, des ruissellements de différentes natures peuvent coexister et le type de ruissellement prédominant peut varier au cours d'une année.

Dans ce présent chapitre on va donner un aperçu relatif au processus du transfert à l'échelle des versants et des bassins versants, essentiellement, d'étude menée par Cosandey Claude et Robinson Mark (avec des titres et des figures adaptés).

II.2 Genèse du ruissellement :

Historiquement, les travaux sur les principaux processus contrôlant le chemin de l'eau dans le bassin versant avaient pour objectif premier une meilleure connaissance de la genèse des crues. Dans ce cadre, le ruissellement a fait l'objet de développements spécifiques car il constitue un écoulement par nature rapide et donc susceptible d'augmenter les pics de crue ; L'historique des hypothèses émises à travers ce type d'approche est largement décrit dans la bibliographie [Bonell, 1993; Ambroise, 1998; Ogden and Watts, 2000]. Par ailleurs, les travaux sur l'érosion des sols et le devenir des polluants, notamment d'origine agricole, apportent des éléments complémentaires de description des flux d'eau dans le bassin versant, et en particulier de la partition entre infiltration et ruissellement [Augeard B., 2006].

Le ruissellement apparaît lorsque les eaux de pluie ne peuvent pas ou plus s'infiltrer dans le sol. Ce refus d'absorber les eaux apparaît soit lorsque l'intensité des pluies est supérieure à l'infiltrabilité de la surface du sol [Horton, 1933] (ruissellement «hortonien»), soit lorsque la pluie arrive sur une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe (ruissellement par saturation) [Montgomery and Dietrich, 1995]. On peut aussi observer une combinaison des deux phénomènes [Cosandey C, 1994]. L'eau qui ruisselle est donc celle qui n'a pas pu s'infiltrer dans le sol et va alors alimenter directement le thalweg en aval (figure II.01).

Dès le début d'une averse, les sols peuvent s'humidifier par rétention d'une partie de la pluie qu'ils reçoivent. Lorsque le sol refuse l'infiltration, lors d'une

averse, il y a stockage de l'eau dans les dépressions de surface du sol, ce qui se traduit par la formation de flaques avant la génération du ruissellement. Ainsi, la part de l'eau qui va ruisseler n'est pas fixe ; elle est variable, en particulier pour les surfaces rurales ou naturelles : maquis, garrigues, landes, herbages, sols emblavés, forêts,...etc. [Shahin M., 2007]. En fonction du degré de sécheresse des sols et de leur couverture végétale, une pluie modérée peut ne pas générer de ruissellement : l'eau est alors retenue par la végétation ou elle s'infiltré ; cependant le couvert végétal, la saturation, l'évolution de la zone non saturée, le travail du sol et la battance sont des facteurs aggravants le ruissellement [E.N.M., 2008].

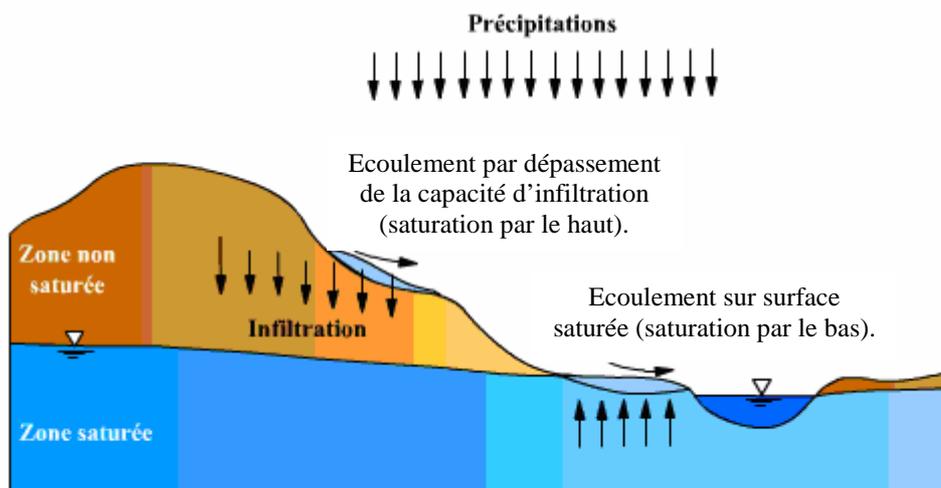


Figure II.01- Génération du ruissellement par saturation, par le bas et par le haut (*S.Internet*)

II.3 Ruissellement à partir de sols non saturés : (Ruissellement « hortonien » et états de surface). [Cosandey C. et Robinson M., 2000]

'La' classification 'citée précédemment', présente l'avantage de regrouper dans la première catégorie des processus de ruissellements dont l'occurrence est le plus souvent sur les versants, donc déconnectés de la proximité du cours d'eau, et qui ne participent pas forcément aux écoulements de crue. Elle présente l'inconvénient de ne pas faire la distinction entre le ruissellement hortonien, pour lequel l'infiltrabilité des sols est considérée comme stable et le ruissellement résultant de la formation d'organisations pelliculaires superficielles (OPS), dont les valeurs, à pluie constante, sont susceptibles d'évoluer très vite.

II.3.1 Ruissellement selon Horton :

On l'a vu, le ruissellement hortonien se produit lorsque l'intensité des pluies dépasse la vitesse d'infiltration des sols. Les premières pluies pénètrent dans le sol, créant un horizon superficiel saturé à travers lequel l'infiltration se stabilise à la valeur de la conductivité hydraulique à saturation (K),

caractéristique hydrodynamique du sol qui s'établit lorsque la succion du sol n'est plus sensible, et qui dépend tout à la fois de sa texture et de sa structure.

C'est ce type de ruissellement qui se produit sur des sols très faiblement perméable, comme des argiles ou des marnes ; il peut aussi bien se produire lorsque le sol est tassé en surface, notamment sur les chemins, les zones de forte concentration de troupeaux, les portions de champs subissant le passage répété d'engins agricoles. C'est également ce type de ruissellement qui peut s'observer lors de simulations de pluie, au cours desquelles de très fortes intensités peuvent être générées sur des sols couverts de végétation.

K étant considéré comme constant, alors que I, l'intensité des pluies varie, c'est cette dernière qui détermine l'importance du ruissellement, puisque $R = I - K$.

Lors de l'occurrence d'un tel type de ruissellement, seule la hauteur de précipitation dont l'intensité dépasse K joue un rôle dans la formation du ruissellement ; la hauteur totale, en elle-même, n'importe pas. Le type et le taux d'occupation du sol n'intervient pas en eux-mêmes, sauf à modifier la structure du sol, donc sa perméabilité, ou de faciliter l'infiltration le long des racines.

Une fois engendré sur le versant, le ruissellement peut circuler en surface, se concentrer ou non, et rejoindre ainsi le cours d'eau, provoquant une montée de débit qui s'observe sur l'hydrogramme. Il y a bien, dans ce cas, coïncidence entre le ruissellement sur les versants et les écoulements de crue.

Mais ce ruissellement peut aussi s'infiltrer en contrebas s'il rencontre des conditions favorables, et ne jamais atteindre le cours d'eau : dans ce cas, il ne participe pas à la crue, et il n'y a pas de coïncidence entre le ruissellement sur les versants et les écoulements de crue.

II.3.2 Modifications mécaniques des états de surface et OPS :

Lorsqu'il n'existe pas d'écran végétal pour en intercepter l'énergie cinétique, l'impact des gouttes de pluie provoque un tassement de la surface du sol, un éclatement des agrégats et une redistribution des particules en surface conduisant à la fermeture progressive des pores et à l'imperméabilisation de la surface du sol. Sur la croûte structurale ainsi constituée, le ruissellement diffus commence à se produire, entraînant des particules de sol dans les micro-dépressions de la topographie, dans lesquelles elles se déposent en couches stratifiées reposant en discordance sur la couche précédente, et renforçant encore l'imperméabilisation du sol [Boiffin, 1982]. Il est à noter que l'existence de ces micro-dépôts stratifiés est déjà la preuve qu'un certain ruissellement a déjà commencé de se produire. L'étude fine des processus de formation de ces croûtes conduit alors à distinguer trois phases [Auzet, 1987], qui sont explicitées sur la figure II.02.

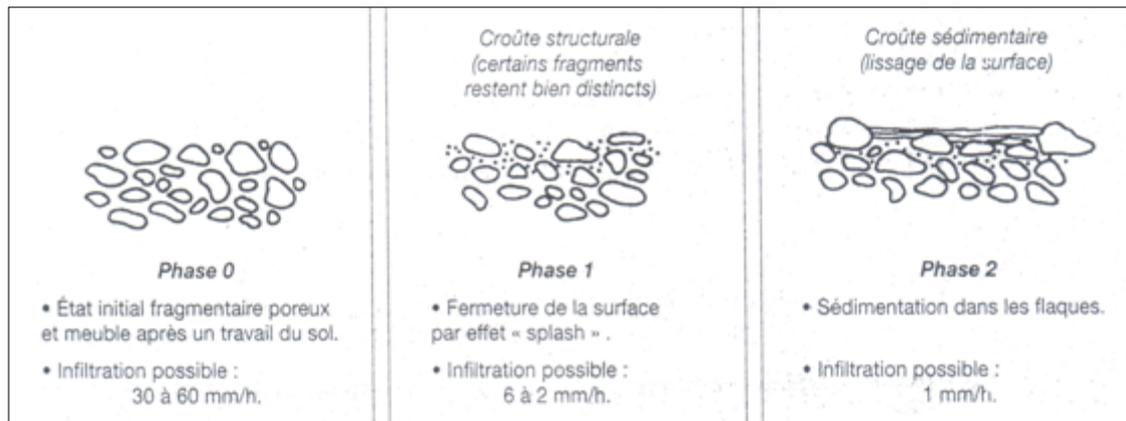


Figure II.02- Les stades de dégradation de la surface du sol sous l'action des pluies.

Lors de l'occurrence de telles OPS, ce n'est plus la conductivité hydraulique intrinsèque du sol qui constitue la limite à l'infiltration, mais bien celle de la couche de surface. Or cette perméabilité de la couche de surface varie très rapidement, en relation avec l'évolution de l'état de surface.

Les OPS sont susceptibles de se produire chaque fois que le sol est soumis directement à l'impact des gouttes de pluie, c'est-à-dire chaque fois qu'il n'est pas ou mal protégé par la végétation. Cette absence de protection peut être due aux conditions climatiques, comme c'est le cas en régions sahéliennes ou désertiques. Mais elle peut aussi résulter, et c'est le cas le plus fréquent en régions tempérées, de la destruction de la végétation par des interventions humaines (mise en culture, surpâturage, feu, chantiers...). C'est probablement par le biais de son action sur le couvert végétal que l'homme intervient le plus massivement et le plus directement sur le cycle de l'eau.

L'importance du ruissellement est bien conditionnée en premier chef par le taux de protection des sols contre l'impact des gouttes de pluie, puis à la fois par la capacité du sol à développer des OPS, et par le stade de développement de ces OPS.

a. Le taux de couverture des sols :

Est logiquement le premier facteur de protection contre la formation d'OPS et du ruissellement que de telles modifications de l'état de surface induisent. De nombreuses études, menées à l'échelle du bassin versant comme à celle de la parcelle expérimentale conduisent aux mêmes conclusions.

A l'échelle du bassin versant, des études ont été menées en régions sahéliennes à la suite des périodes de sécheresses qui ont affecté cette région, par les chercheurs. Il a ainsi été mis en évidence que la réduction du taux de couverture végétale résultant de la baisse des précipitations avait augmenté le coefficient de ruissellement des pluies de façon sensible ; or c'est le ruissellement direct qui alimente l'essentiel des écoulements des petits cours d'eau dans ces conditions climatiques. L'augmentation du coefficient de ruissellement a suffi à compenser la baisse de la pluviométrie, de telle sorte que l'écoulement résultant a été du

même ordre, pour une année particulièrement sèche (1984) de la période de pluies déficitaires, que pour une année pluvieuse de la période précédente, normale du point de vue pluviométrique [Albergel, 1987].

À l'échelle de la parcelle, les expérimentations de Grésillon (1998) sous pluie simulée sur des sols schisteux du massif des Maures (sud-est de la France) ont montré une diminution drastique de l'infiltration juste après la suppression de la végétation :

Pour une pluie simulée de 123 mm/h, l'infiltration d'un sol couvert de végétation a été de 85 mm/h. Elle est descendue à moins de 20 mm/h pour une pluie du même ordre après retrait de la végétation. De même, pour une pluie de l'ordre de 70 mm/h, l'infiltration est totale sur le sol enherbé ; elle diminue progressivement et se stabilise autour de 18 mm/h au bout d'une demi-heure lorsque le sol est nu.

Des observations portant cette fois-ci sur les variations spatiales de l'infiltration en fonction du taux de couverture du sol ont été menées par Boudjemline (1987) sur les pâturages du mont Lozère (sud des Cévennes, France). Le projet n'était pas de reproduire les pluies naturelles (une intensité de 100 mm/h pendant une demi-heure à une fréquence centennale), mais d'étudier les réponses «limites» du sol. Les résultats sont les suivants (tableau II.01).

Tableau II.01: Infiltrations minimum observées lors de simulations de pluie pour différents sites à végétation contrastée sur le mont Lozère.

Pluie cumulée (mm)	Site étudié	Infiltration minimum (mm/h)
450	Pelouse aval « fermée »	> 125
450	Litière sous hêtraie	≈ 100
450	Litière sous pessière	≈ 80
450	Pelouse aval dégradée 1	93
450	Pelouse aval dégradée 2	70
450	Pelouse amont dégradée 1	33
180	ravine	19

Les valeurs de l'infiltration stabilisée sont sous l'étroit contrôle du taux de couverture du sol puisque que, pour une pelouse en bon état, elle est supérieure à la pluie simulée, qui est de 125 mm/h, alors que pour une pelouse dégradée, elle varie entre 93 et 33 mm/h. Sur les versants dénudés des ravines, l'infiltration observée n'est plus que de 19 mm/h.

Les valeurs observées sous forêt sont inférieures à celles observées dans le cas d'une pelouse en bon état, tout en demeurant très importantes (au moins égale à 80 mm/h, après 450 mm de pluie d'une intensité de l'ordre de 120 mm/h).

La protection de la surface du sol peut être assurée par autre chose que la végétation. Les travaux de Poesen (1985) ont ainsi montré le rôle contradictoire

que peut jouer un pavement, selon la position des cailloux par rapport à la surface du sol (figure II.03).

Lorsque les cailloux sont posés sur le sol, ils assurent la protection de la porosité sous-jacente et maintiennent la perméabilité du sol à cet endroit. Lorsqu'ils sont intégrés dans la croûte de battance, ils contribuent à la fermeture de la surface et donc à l'imperméabilisation du sol.

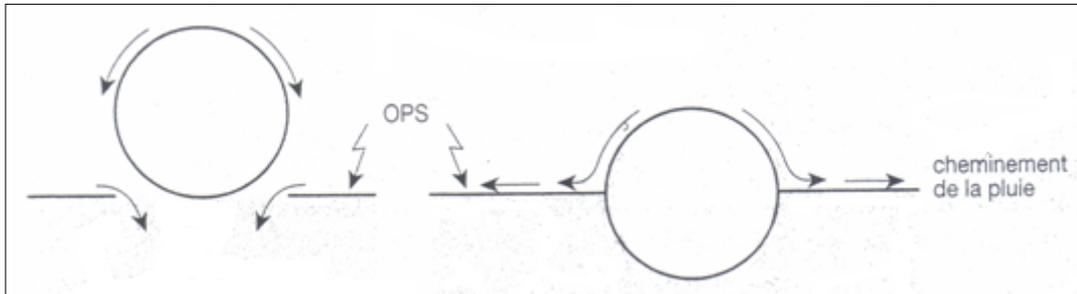


Figure II.03- Représentation schématique de l'influence d'une pierre sur la perméabilité d'un sol, en fonction de sa position.

Par ailleurs, des techniques agricoles traditionnelles, de plus en plus réutilisées, consistent en l'épandage d'un mulch protecteur en surface, ou encore dans le maintien de déchets de taille. Les résultats obtenus par Gril (1986) dans le vignoble du Beaujolais ont montré qu'un paillage en surface d'un sol non travaillé réduisait le ruissellement à moins de 30 % de la pluie incidente, alors que sur ce même sol sans protection il atteignait presque 90 %. Les résultats étaient également intéressants avec un compost, mais sensiblement moins bons avec les seuls sarments laissés en surface.

b. Aptitude des sols à développer des OPS :

Certains sols sont, par leur texture même, plus fragiles que d'autres au regard de la formation d'OPS ; on parle alors, pour les sols agricoles de sols «battants» et de «croûtes de battance» pour les formations de surface qui s'y développent. Une bonne indication de la fragilité des sols vis-à-vis de la battance est sa teneur en argiles et limons, et la mesure qui en est fréquemment proposée est celle du rapport limon/argile. Selon Duclos (1977), un sol est considéré comme battant lorsque le rapport limon/argile dépasse 2,5.

Outre la texture, la structure du sol joue un rôle important dans sa résistance à la battance : un sol dont la stabilité structurale est convenable sera moins sensible à l'émiettement et gardera plus longtemps une porosité ouverte. Par ailleurs, plus un sol est travaillé finement, plus il est déjà émietté, et plus le travail du splash est facilité.

Or il se trouve que les modifications de pratiques culturales, qui se sont produites notamment dans les régions de grande culture de l'Europe de l'Ouest à partir des années 1950, vont toutes dans le sens d'une aggravation de la battance des sols :

- on sait que la teneur en matière organique est un facteur essentiel de la stabilité structurale des sols. Le remplacement des engrais d'origine animale par des engrais de synthèses entraîne des taux de matière organique plus faibles dans le sol, et ne permet pas le maintien d'une bonne stabilité structurale ;
- le travail de la terre est de plus en plus poussé, notamment au niveau de la constitution du lit de semence, pour lequel l'émiettement du sol est extrême.

Bien que les conséquences sur les processus de ruissellement ne soient plus du même type, le fait que les engins agricoles soient de plus en plus lourds, les passages de plus en plus nombreux vont dans le même sens d'augmentation du ruissellement, en provoquant un tassement plus grand du sol et la généralisation de semelles de labour de plus en plus imperméables. Ces semelles de labour, si elles n'interviennent pas directement sur l'état de surface, contribuent à générer un ruissellement en favorisant la formation de nappes perchées.

Les nouvelles pratiques culturales vont donc dans le sens du renforcement de la battance des sols et des ruissellements qu'elle génère. Ceci explique la recrudescence des ravinements qui se produisent en régions de grandes cultures, notamment dans le nord du Bassin parisien, et des inondations boueuses qui affectent de plus en plus fréquemment les villages traditionnellement situés en contrebas des terroirs dans ces régions [Auzet, 1987].

c. Stade de développement des OPS et «histoire» du sol :

Le ruissellement, pour un sol et une pluie donnés, dépend d'abord du stade de développement des OPS. Or ce stade résulte à la fois de l'énergie cinétique subie par le sol, donc de la durée et de l'intensité des pluies, mais aussi des événements susceptibles de détruire ces OPS, comme la pousse de la végétations, une phase de gel ayant provoqué des pipkrakes, des fentes de retrait dues au dessèchement du sol, ou encore le piétinement d'un troupeau.

Ce n'est pas la seule intensité de l'averse génératrice du ruissellement qui conditionne l'état de surface du sol ; celui-ci résulte aussi, entre autres, de son histoire récente : c'est ce qui ressort par exemple des résultats d'une simulation de pluie menée sur des versants dénudés de ravines d'érosion sur la montagne granitique du Lingas, dans le sud des Cévennes [Muxart et al, 1990], Lors de cette expérimentation, différentes intensités ont été appliquées, à 24 heures d'intervalle, selon le protocole suivant :

- Le premier jour, des intensités de 30, 60 et 120 mm/h sont appliquées successivement jusqu'à l'obtention d'une valeur de ruissellement stabilisé. Les résultats obtenus sont les suivants :
- Avec une intensité de 30 mm/h, le ruissellement est apparu au bout d'une 1/2 heure, et s'est stabilisé à un peu moins de 2 mm/h, soit un coefficient de ruissellement (K_r) de 11%.

- Avec une intensité de 60 mm/h, il s'est stabilisé très vite à 15 mm/h ($K_r=25\%$),
 - Avec une intensité de 120 mm/h, à 36 mm/h ($K_r = 27\%$) ;
- Le lendemain, c'est-à-dire après un temps assez long pour permettre le ressuyage naturel des sols, l'expérience est reprise avec les mêmes intensités, et la réponse, en termes de ruissellement stabilisé est complètement différente :
- Une averse de 30 mm/h provoque quasi immédiatement un ruissellement de 11 mm/h (au lieu de 2 mm/h la veille), soit $K_r = 36\%$,
 - Et une averse de 60 mm/h, un ruissellement de 48 mm/h (contre 15 la veille), soit $K_r = 77\%$.

Si bien que l'on aboutit à cette conclusion que la réponse globale d'un sol à des pluies présentant les mêmes caractéristiques, dépend de l'intensité d'averses précédentes ayant modifié l'état de surface du sol. D'où ce paradoxe que la réponse globale d'un sol à des pluies de même intensité moyenne, de même intensité maximale, de même hauteur totale, peut être très différente, en termes de ruissellement en fonction de l'ordre de succession des intensités. Lorsque les fortes intensités se produisent en début d'épisode pluvieux, elles induisent rapidement la fermeture des sols, et le ruissellement est globalement plus important. Cette remarque est bien confirmée par la figure II.04 qui montre pour une série de pluies simulées sur le Lingas, que, en réponse à une même intensité de pluie (30 mm/h), le coefficient de ruissellement augmente systématiquement avec l'intensité maximale subie auparavant par le sol.

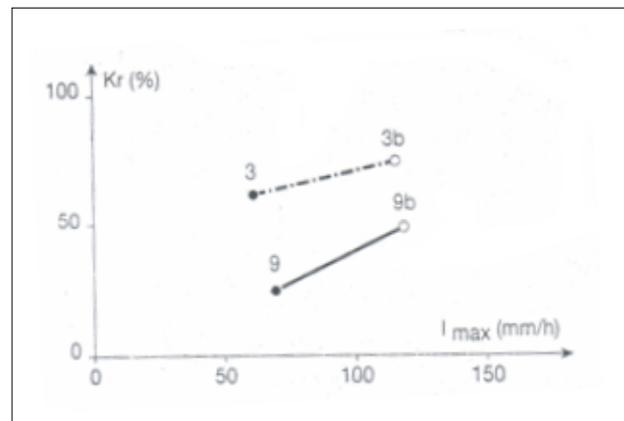


Figure II.04- Relation entre le coefficient de ruissellement et l'intensité maximum.

La relation entre le coefficient de ruissellement (pour une pluie de 30 mm/h) et l'intensité maximum reçue auparavant par le sol. Dans le cas du site 9, situé sur le versant dénudé d'une ravine d'érosion présentant une pente de 18° , le coefficient de ruissellement se stabilise autour de 20 % quand le sol n'a pas reçu d'averse dépassant 60 mm/h, alors qu'il se stabilise à près de 50 % lorsque le sol a, auparavant, subi une averse de 120 mm/h pendant 1/2 heure. De même, pour le site 3, qui présente le même type de situation mais avec une pente un peu plus

forte (25°), le coefficient de ruissellement est de 60 % lorsque l'intensité précédente n'a été que de 60 mm/h ; il augmente jusque 70% lorsque l'averse précédente a été de 120 mm/h.

II.3.3 Modifications biologiques et physiques des états de surface :

Par ailleurs, d'autres processus biologiques ou physiques sont susceptibles de modifier la capacité d'infiltration de la couche superficielle du sol. Des travaux, portant notamment sur la genèse du ruissellement en région désertique, souvent sur des sols à texture grossière, ont mis en évidence l'existence de croûtes biologiques, liées à la présence de bactéries ou d'algues microscopiques. Ces micro-organismes agglomèrent les particules fines grâce aux composantes polysaccharidiques des graines. Lors des phases de dessiccation, la croûte cryptogamique durcit et constitue une dalle propice au ruissellement.

Verrechia (1993), qui a étudié ces croûtes sur le site de Nizzana (désert du Négev) note que la partie au contact de l'atmosphère montre une porosité nulle, les espaces entre les grains étant totalement colmatés par les argiles et les limons fins. Lors des assèchements d'été l'ensemble durcit, et les premières pluies rencontrent une dalle capable d'engendrer des ruissellements.

Yaïr (1990), sur ce même site, avait comparé l'infiltration d'un sol protégé de cette manière, avec celui d'un sol identique décapé de son voile superficiel, et obtenu les résultats suivants :

Avec une pluie d'intensité de 18 mm/h, le ruissellement sur le sol protégé par une croûte biologique se stabilise en quelques minutes à des valeurs de l'ordre de 7 mm/h. Lorsque le sol est décapé en surface, et donc la croûte détruite, une averse de très forte intensité (53 mm/h) ne provoque l'apparition du ruissellement qu'après un laps de temps de plus de 40 mn, et le ruissellement se stabilise autour de valeurs ne dépassant pas quelques mm/h.

De telles croûtes biologiques ne sont pas l'apanage des climats désertiques, et peuvent s'observer en climats tempérés, notamment sous certaines cultures (maïs, entre autres). Cette question paraît pourtant peu étudiée actuellement.

Par ailleurs, le feu peut jouer un rôle spécifique sur la formation d'horizons superficiels hydrofuges. Lors d'incendies, et tout particulièrement d'incendies de forêts, au cours desquels la température au sol peut atteindre des valeurs très fortes, la chaleur induit des processus de cuisson entraînant de fortes baisses de la perméabilité des sols. Ces processus sont particulièrement importants dans des régions de culture sur brûlis, où le feu pastoral reste un moyen traditionnel pour maintenir le milieu ouvert. En Europe, ce type de feux continue d'être utilisé en région de montagne méditerranéenne. S'y ajoutent les incendies de forêt, accidentels ou criminels.

Les conséquences du feu sur les sols, et notamment des feux de brousse, dépendent beaucoup de la vitesse avec laquelle le feu « passe » sur le sol en question. S'il passe vite, les températures atteintes ne sont pas élevées, et les conséquences au niveau du sol sont faibles ou nulles.

Il semble qu'il y ait, là encore, peu d'études expérimentales ou systématiques sur les conséquences du feu sur les sols. Les études menées à l'occasion d'incendie de forêt fournissent des résultats pour lesquels il est difficile de faire la part du feu de celle de la disparition de la forêt, au moins à l'échelle des bassins versants. La diversité des situations, comme celle des conditions initiales, rendent très difficiles des interprétations un peu générales.

II.4 Ruissellement à partir de sols saturés : (les «aires contributives saturées»).

[Cosandey C. et Robinson M., 2000] À l'origine de cette théorie il y a la double observation selon laquelle d'une part il existait une relation entre le débit de base précédant la crue et la valeur du coefficient d'écoulement rapide, et d'autre part que ce débit de base ne témoignait pas globalement de l'état hydrique moyen du bassin, mais bien de l'état des réserves hydrologiques.

Or dans certaines conditions géologiques, topographiques et géomorphologiques, la nappe peut être proche de la surface, et l'état de la réserve hydrologique se marquer directement dans le paysage sous la forme des zones humides dont l'extension est variable.

Il existe alors une relation directe entre l'extension des surfaces saturées - ou proches de la saturation - et l'importance de la réserve hydrologique, dont justement dépend le débit de base. De là est née l'hypothèse selon laquelle les crues ne seraient générées que par les précipitations tombant sur ces surfaces imperméables parce que saturées.

Le terme «d'aires contributives», ou encore de «surfaces contributives» (le terme de « zones contributives », parfois employé, est moins heureux) tel qu'il a été traditionnellement utilisé en hydrologie, a le sens d'aires contributives saturées, c'est-à-dire de surfaces refusant l'infiltration parce que la totalité de la porosité est déjà occupée par l'eau. Ce terme a pourtant été utilisé avec un sens différent.

II.4.1 Remarque : « surfaces contributives aux écoulements rapides de crue » ; zones actives et zones contributives :

Un glissement de sens a tendu à donner parfois à ce terme de «surfaces contributives», pourtant clairement défini en terme de processus, la signification plus générale de surfaces contributives à l'écoulement rapide de crue. Il désignait alors l'ensemble des portions du bassin contribuant aux écoulements de crue, sans référence à un processus hydrologique particulier [Yaïr, 1981] : il pouvait aussi bien s'agir de surfaces imperméabilisées artificiellement que de champs cultivés avec OPS, ou encore de surfaces contributives saturées... pourvu que le ruissellement ainsi généré soit connecté au cours d'eau, et participe à la crue.

Ambroise (1998), dans une publication propose de lever en partie cette contradiction en distinguant «zones actives» et « zones contributives » :

Il s'agit de définir, dans le temps et dans l'espace du bassin versant, des « zones actives » et des « zones contributives ». Les zones actives sont celles « où il se passe quelque chose » - autrement dit où un ruissellement se produit - que ce

ruissellement participe ou non à l'écoulement. Les « zones contributives » sont celles où « il se produit quelque chose » qui directement ou indirectement, contribue au gonflement de l'hydrogramme. Les zones contributives sont toujours actives, alors que les zones actives peuvent ne pas être contributives.

Il est à noter que, dans ces définitions, il n'est plus fait référence aux processus hydrologiques, et que, par exemple la « zone contributive » considérée peut être productrice à partir d'un fonctionnement hortonien. Si l'on retient cette terminologie, qui devrait s'imposer par sa clarté, il est impératif de bannir du vocabulaire les termes de surfaces ou zones «contributives» dans le sens de «contributives saturées», sens dans lequel ils ont pourtant longtemps été employés. Il faudra chaque fois que l'on fera référence au processus hydrologique parler de « surfaces contributives saturées » (ou encore de « zone de sources », comme Mérot, 1988).

II.4.2 Processus de genèse des écoulements de crue :

L'apparition de la notion d'aires contributives saturées (selon le terme historique...) a constitué un tournant radical dans l'étude des crues, mettant en cause la conception de Horton qui avait, jusque là, fait autorité. Encore une fois, ce n'était plus une partie de la pluie sur tout le bassin, mais toute la pluie sur une partie du bassin qui était à l'origine du ruissellement et des écoulements rapides de crue. Le schéma explicatif devenait le suivant (figure II.05) :

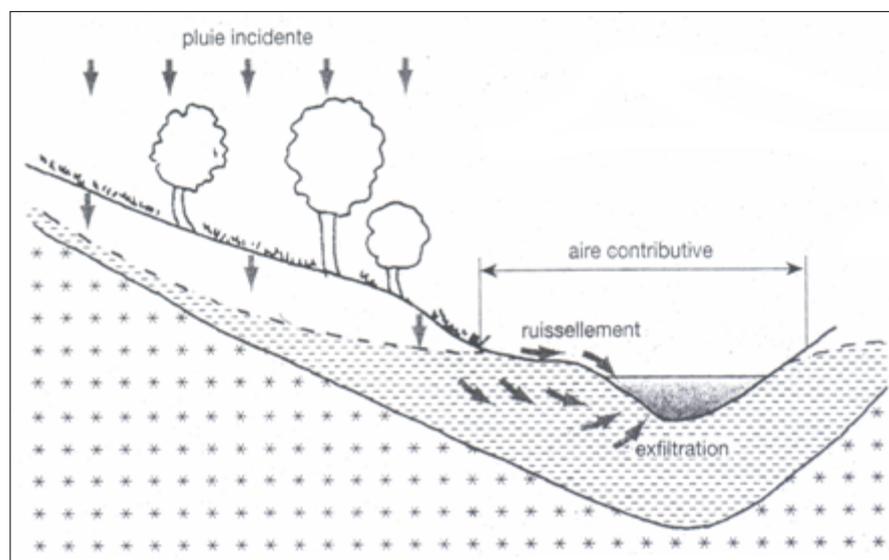


Figure II.05- Genèse des écoulements de crue à partir des aires contributives saturées.

En dehors des périodes pluvieuses, la nappe est sub-affleurante dans le talweg, à proximité du cours d'eau, et drainée par celui-ci. Dès qu'il se met à pleuvoir, la pluie s'infiltré. Il faut peu de temps pour faire affleurer la nappe de fond de vallon, et alors le sol n'est plus capable d'absorber l'eau de pluie. L'eau qui tombe sur cette surface saturée, ne pouvant plus pénétrer dans le sol, ruisselle et atteint rapidement le cours d'eau proche.

Sur les versants plus en amont, l'eau qui s'infiltré rejoint rapidement la nappe, pour peu qu'elle ne soit pas trop profonde, ce qui provoque son gonflement et l'extension des surfaces saturées.

L'extension des surfaces saturées est en relation avec l'état de remplissage de la nappe dans la mesure où, plus le niveau de la nappe est haut, et plus sa surface d'affleurement, potentielle ou effective, est grande. Comme par ailleurs du niveau de la nappe dépend l'importance du débit de base, la relation entre le débit de base qui précède la crue et la valeur du coefficient de ruissellement s'explique aisément. De nombreux travaux ont mis cette relation en évidence. On peut reprendre ici l'exemple du petit bassin de Carnoët, situé dans le sud du Finistère :

La petite taille du bassin expérimental de Carnoët (20 ha), situé en Sud Bretagne; a rendu possible le suivi fin de la surface potentielle d'affleurement de la nappe, en fonction de l'état de la réserve hydrologique, de la topographie et de la géomorphologie du talweg, ce qui a permis d'en établir une carte et d'en calculer les surfaces. Par ailleurs la mesure des volumes de crue a permis de connaître la surface ayant effectivement ruisselé, qui se déduit simplement du coefficient d'écoulement rapide (soit le rapport entre le volume d'eau écoulé pendant la crue et celui de l'averse qui en est à l'origine). Ces deux séries d'informations sont rassemblées dans le tableau II.02.

Tableau II.02: Débits de base, surfaces potentielles d'affleurement de la nappe et surfaces ruisselantes dans le bassin de Carnoët.

Débit de base initial (l/s)	Surface potentielle d'affleurement de nappe (m ²)	Surface ayant effectivement donné lieu à ruissellement (m ²)
0,5	1 650	3 800
1	3 400	4 600
2	7 400	6 300
3	10 300	8 100
4	11 800	9 400

Ces résultats montrent que les valeurs potentielles des surfaces saturées, déduites de la valeur du débit de base, sont du même ordre que celle des surfaces ayant effectivement donné lieu à ruissellement, ce qui confirme l'hypothèse selon laquelle le débit de base initial rend bien compte de l'extension des surfaces contributives saturées.

Des travaux de même type ont été menés dans le petit bassin expérimental du Ringelbach, dans les Vosges, où Ambroise (1988) a mis en évidence la relation entre les surfaces saturées, cartographiées à partir d'observations de terrain, et la valeur du coefficient de ruissellement, ce qui lui permet d'écrire que : «L'extension des surfaces saturées est un excellent indicateur de l'état des réserves hydrologiques du bassin... et que le coefficient de ruissellement prend

une valeur égale à l'extension relative de ces surfaces saturées : le volume ruisselé correspond au volume précipité sur ces seules surfaces».

II.4.3 Variabilité temporelle et spatiale des aires contributives saturées :

a. Rôle de la frange capillaire :

L'extension des aires saturées, globalement dépendante du niveau de recharge de la nappe, a une dynamique propre, à cause de l'inégale régularité des versants comme à cause de conditions locales de ressuyage des sols. Lorsque la nappe est peu profonde, la frange capillaire peut jouer un rôle essentiel. Dans certaines conditions favorables, il suffit de faibles pluies pour saturer une frange capillaire peu profonde, et augmenter très vite l'extension de la surface d'affleurement de la nappe. L'importance du rôle de la frange capillaire est souvent évoquée, mais il existe peu d'études directes. On peut citer celle d'Abdul et al. (1989), à partir de simulations de pluie : Abdul et al. (1989) ont mené des expérimentations sous pluies simulées sur un site d'environ 18 mètres de large sur 90 mètres de long, traversé par un drain artificiel, dans l'Ontario. Le débit est intermittent, et le niveau de la nappe varie entre la surface du cours d'eau et la profondeur d'un mètre. La pluie appliquée a été de 20 mm/h pendant 50 mn, soit des intensités proches des valeurs naturelles (figure II.06).

L'intervention de la frange capillaire est probablement à l'origine de crues d'ampleur surprenante compte tenu de l'état apparent du milieu.

b. Variation au cours de l'événement pluvieux :

Les surfaces saturées varient au cours même de l'événement pluvieux, au fur et à mesure de la recharge de la nappe, induisant une augmentation progressive du coefficient de ruissellement. L'importance hydrologique de cette variation a tût été soulignée par différents auteurs [Hewlett et Nutter, 1970 ; Dunne et al, 1975; Schulé, 1989].

c. Variation au cours de l'année hydrologique :

L'extension des surfaces saturées varie au cours même des événements pluvieux, mais aussi tout au long de l'année, en fonction de l'épuisement et de la recharge des réserves hydrologiques. Ambroise (1986) a cartographié l'état de ces surfaces à différentes périodes de l'année, pour un petit bassin versant vosgien de 36 ha, sur granite, occupé par une pelouse (le bassin du Ringelbarch figure II.07).

Dans le cas présenté ici, la relation paraît bonne avec la topographie. Dans d'autres cas proposés par Mérot (1988), Merot et al. (1999), pour des petits bassins bretons cultivés, les surfaces saturées ne sont pas simplement liées aux talwegs, mais dépendent aussi, outre des conditions topographiques de détail, de l'organisation du réseau de haies et de chemins, qui peuvent faciliter ou

contrarier la rapidité de ressuyage des sols. Si la relation entre extension des surfaces saturées et l'état de la nappe est évidente, elle n'en est pas pour autant simple, et encore moins linéaire.

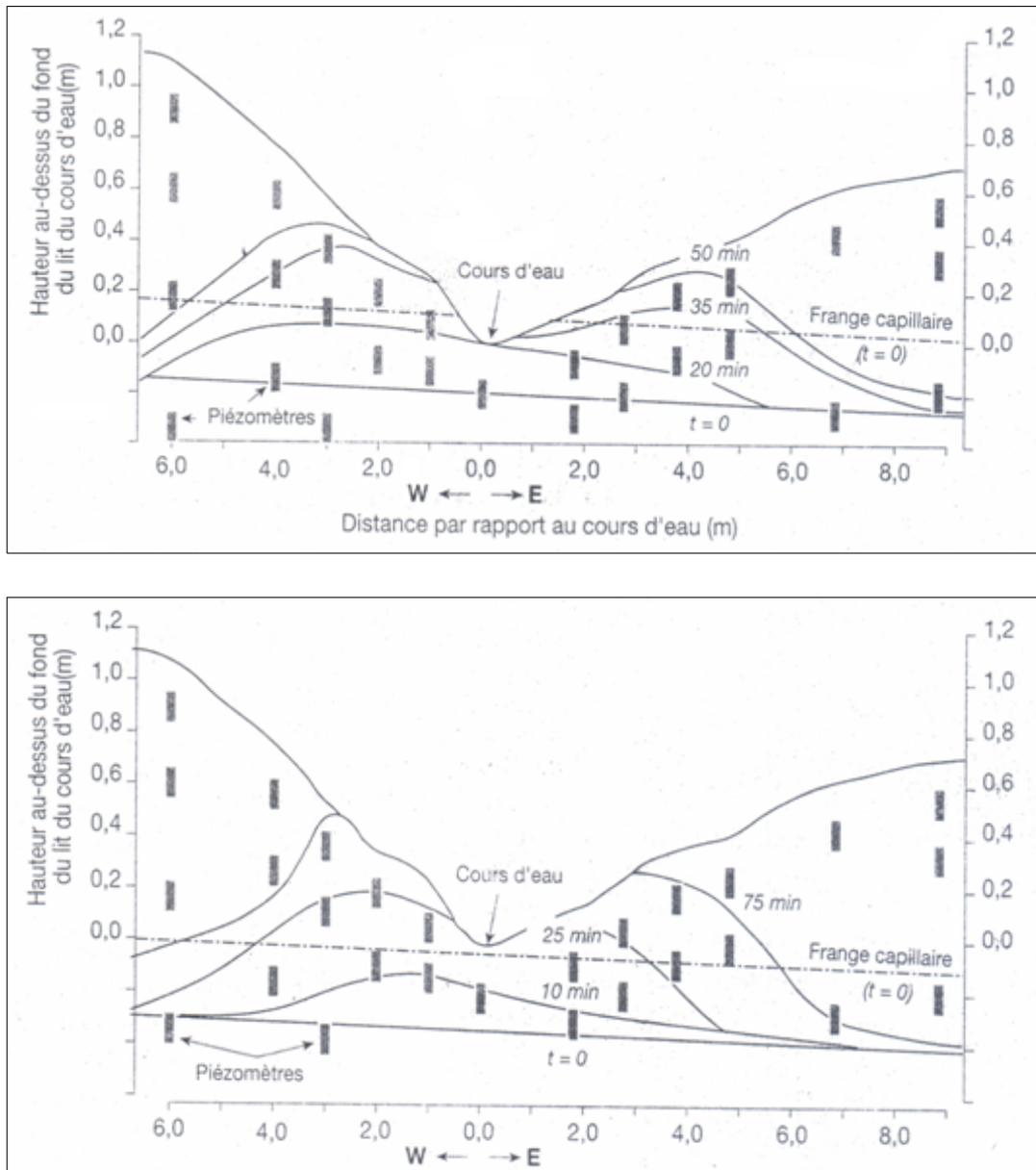


Figure II.06- Extension des surfaces saturées à la suite de pluies simulées dans l'Ontario.

Profil en large du cours d'eau : **a**, après le premier événement pluvieux ; **b**, après le second. La nappe de fond de vallon, dont la frange capillaire est soit affleurante soit très proche de la surface, répond rapidement aux événements pluvieux à cause de la faible capacité de stockage du milieu, dont la teneur en eau est déjà très élevée. Cette réponse rapide, qui concerne des surfaces importantes, conduit à la montée de la nappe de part et d'autre du cours d'eau. Ces remontées de la nappe induisent d'une part une augmentation de l'exfiltration dans le chenal, qui évacue de l'eau préexistante, et d'autre part un ruissellement d'une partie des pluies incidentes sur les surfaces saturées ainsi créées, qui évacue de l'eau « nouvelle ».

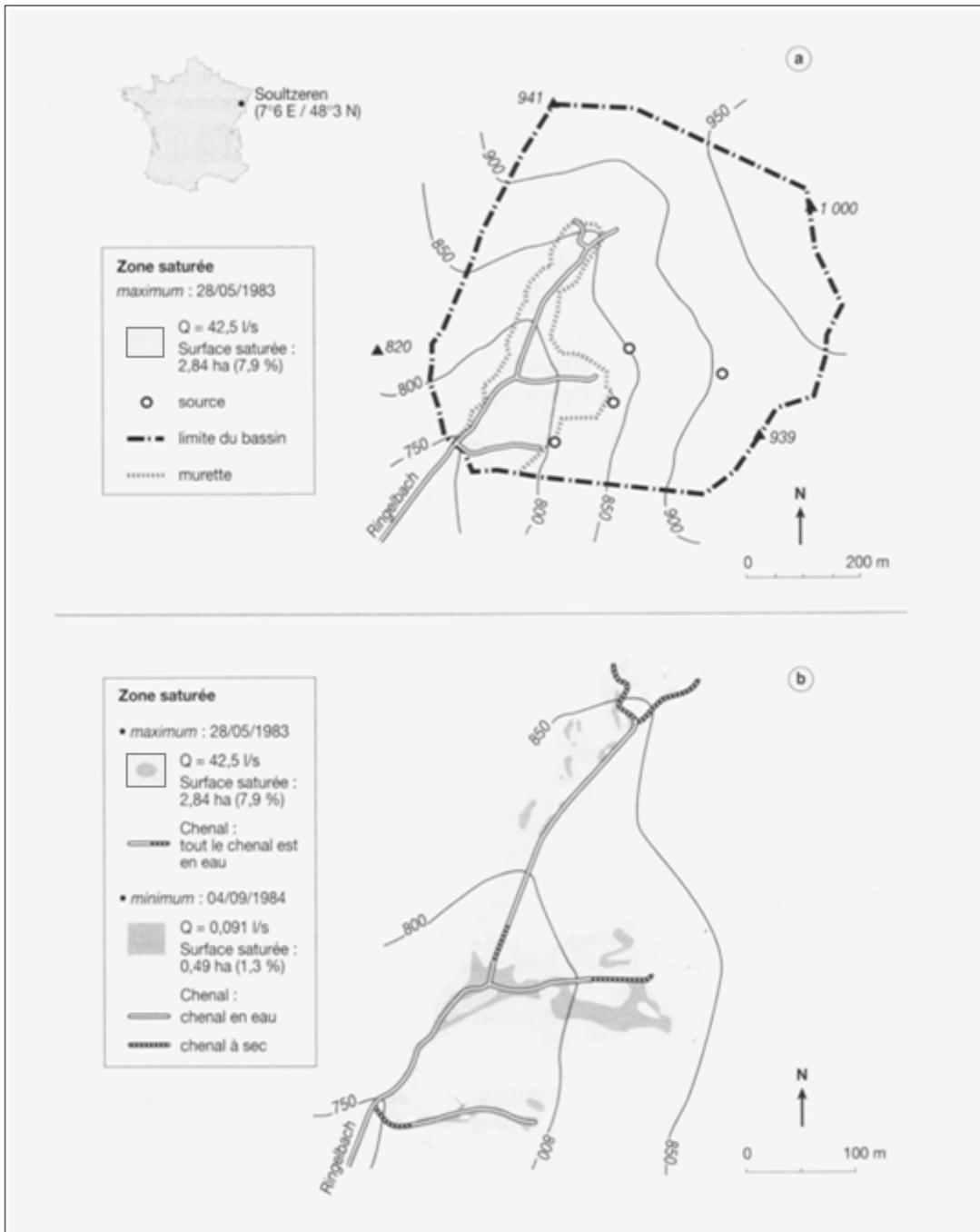


Figure II.07- Extension de la zone saturée dans l'espace du bassin versant.

a, extension maximum ; **b**, variations observées entre les hautes eaux (28 mai 1983) et les basses eaux (4 septembre 1984). La figure (a) montre que l'extension maximum des zones saturées reste limitée et ne dépasse pas 8% de la surface totale du bassin.

II.4.4 Les aires contributives saturées ne sont pas toujours liées aux talwegs:

A partir du schéma général qui vient d'être exposé, de nombreuses variantes sont évidemment possibles. On en verra des exemples précis dans le point II.5.2.

Les aires contributives saturées, si elles sont souvent liées aux talwegs, ne le sont pas toujours. Jordan (1992), étudiant la formation des crues fréquentes sur le petit bassin de la Haute Mentue (canton de Vaux, Suisse), observe des nappes temporaires qui, lorsque les pluies sont faibles, ne se forment que sur certaines parties du bassin, qui correspondent aux zones à faibles pentes. Ces nappes sont à l'origine d'un ruissellement par saturation dans les zones très locales d'affleurement de la nappe. La haute densité du réseau de drainage (naturel ou anthropique) constitue probablement des éléments d'accélération du transfert. Jordan conclut de ses différentes observations que « bien que la topographie soit un élément important pour la prédiction des zones saturées, d'autres facteurs ont certainement une importance équivalente ».

De plus, la localisation de ces surfaces peut ne pas être liée à la topographie actuelle, comme cela a été montré par Oliveira (1992) : dans une région du sud-est du Brésil, où une érosion importante a précédé la phase de sédimentation responsable de la topographie actuelle, la paléotopographie est apparue comme un élément essentiel pour expliquer la localisation actuelle de ces surfaces saturées. Il est essentiel de noter que, dans ce cas de figure où les surfaces saturées ne sont pas en relation directe avec le talweg, le ruissellement qui y prend naissance ne contribue pas aux écoulements de crue : les zones actives d'Ambroise (1998) ne sont pas « contributives ».

II.4.5 Principaux facteurs conditionnant l'importance du ruissellement et de l'écoulement rapide de crue :

Lorsque le ruissellement est généré sur des surfaces saturées, le type de couverture du sol ne joue pas sur la valeur du coefficient de ruissellement à l'échelle de l'événement hydrologique. Peu importe aussi, pour la valeur globale du ruissellement, l'intensité des pluies : c'est la hauteur totale, seule, qui intervient.

Le type de couvert peut pourtant jouer à une toute autre échelle :

Une végétation forestière, qui consomme davantage d'eau aura tendance à rabattre la nappe par rapport à une végétation moins profondément enracinée et, à fortiori, un sol nu. Par ailleurs, les travaux de Bravard (1983) ont montré que la présence de la forêt tend à concentrer les écoulements et à favoriser la reprise des érosions linéaires dans les talwegs. Enfin lorsque la présence de la forêt limite l'érosion, le cours d'eau qui transporte moins peut, si les conditions sont favorables, approfondir son lit, ce qui entraîne également un rabattement de la nappe, et une réduction de sa surface d'affleurement.

Par ailleurs, il faut rappeler l'importance des zones marécageuse, dans lesquelles l'eau a tendance à stagner et où la nappe est affleurante ou sub-affleurante

pendant de longues périodes. Dans ce type de milieux, le drainage et plus généralement, toutes les mesures qui favorisent le ressuyage des sols entre deux événements pluvieux, sont des facteurs de diminution globale des écoulements de crue. Ceci ne semble pourtant pas vrai dans les sols tourbeux, où le drainage par canaux paraît aggraver les crues, si le drainage souterrain les limite [Kirkby et al., 1991].

Parce qu'il est souvent généré sur des zones de bas-fonds, et connecté au cours d'eau, le ruissellement qui se produit sur ces surfaces saturées contribue le plus souvent aux écoulements rapides de crue, et il y a bien confusion, du moins en volume, entre le ruissellement et l'écoulement de crue ; selon la terminologie d'Ambroise les surfaces actives sont aussi les surfaces contributives.

Mais la coïncidence entre surfaces actives et surfaces contributives ne signifie pas, pour autant, que c'est la même eau qui, précipitée sur les surfaces saturées, se retrouve au niveau de la rivière ; ce qui veut dire que le ruissellement –stricto sensu, de circulation à la surface du sol– n'est pas le mécanisme dominant de la genèse des crues. Cette remarque renvoie à la complexité des relations entre le ruissellement qui peut s'observer sur les versants et les écoulements de crue, qui eux n'ont de réalité qu'au niveau du cours d'eau. C'est de cette complexité qu'il va être question maintenant.

II.5 Du ruissellement sur les versants aux écoulements de crue : (complexité du fonctionnement à l'échelle du bassin versant). [Cosandey C. et Robinson M., 2000]

II.5.1 Relations entre ruissellements et écoulements rapides :

Tout au long de l'étude portant sur les processus de genèse des ruissellements, la contribution éventuelle de ces ruissellements aux crues a été discutée. Il est apparu que, sauf dans le cas du ruissellement hortonien -et encore, l'hétérogénéité des conditions d'infiltration à l'échelle du bassin compliquant tout de même le schéma-, il n'existait pas de relation directe, ni même simple, entre les deux types de réponse aux précipitations que sont le ruissellement et les écoulements de crue. Cette question reprend, d'une certaine manière, la distinction déjà évoqué entre « surfaces actives » et « surfaces contributives ».

En fait, cette relation pose tout le problème des relais, et plus généralement des changements d'échelle, qui induisent des modifications fondamentales dans les combinaisons de processus qui déterminent les modes de fonctionnement des milieux physiques.

Pour prendre cette question de manière plus synthétique, deux types de situations extrêmes vont être pris en compte successivement :

- D'une part, il se produit un ruissellement sur les versants, mais pas de crue ;
- D'autre part, une crue se forme, sans qu'il soit possible d'observer de ruissellement sur les versants.

Ensuite, la complexité du fonctionnement à l'échelle du bassin versant sera considérée dans sa globalité.

II.5.1.1 Des ruissellements sans crues :

Un bon exemple de ce type de situation est fourni par Yaïr (1995), qui a étudié ruissellement et crues dans un petit bassin en conditions désertiques (Négev). Sur le versant, d'amont en aval, des pièges à ruissellement de surfaces différentes ont été mis en place. Les résultats obtenus sont les suivants, pour une averse s'étant produite les 22 et 23 mars 1992, totalisant 14,4 mm :

- Sur une parcelle de 1,5 m², en amont, le coefficient de ruissellement a été de 11 ;
- Sur une parcelle de 36 m² (4x9), un peu plus bas, de 1,2 % ;
- Sur une parcelle de 200 m² (10 x 20), plus encore en aval, de 0,1 % ;
- Enfin, 0 à l'échelle du bassin, puisqu'il ne s'est produit qu'un écoulement négligeable dans le talweg.

Ce type de situation n'est pas l'apanage des climats désertiques, même s'il y est probablement plus fréquent et plus important qu'ailleurs. Des résultats allant dans le même sens ont été observés par Dupraz (1984), sur le mont Lozère, dans des conditions climatiques et pédologiques totalement différentes, puisqu'il s'agit de pelouses pâturées en région de moyenne montagne méditerranéenne. Cet auteur note un ruissellement se formant sur la partie amont des versants, lors de pluies importantes, mais se ré-infiltrant en aval, là où l'épaisseur des sols est plus grande, selon le schéma suivant (figure II.08).

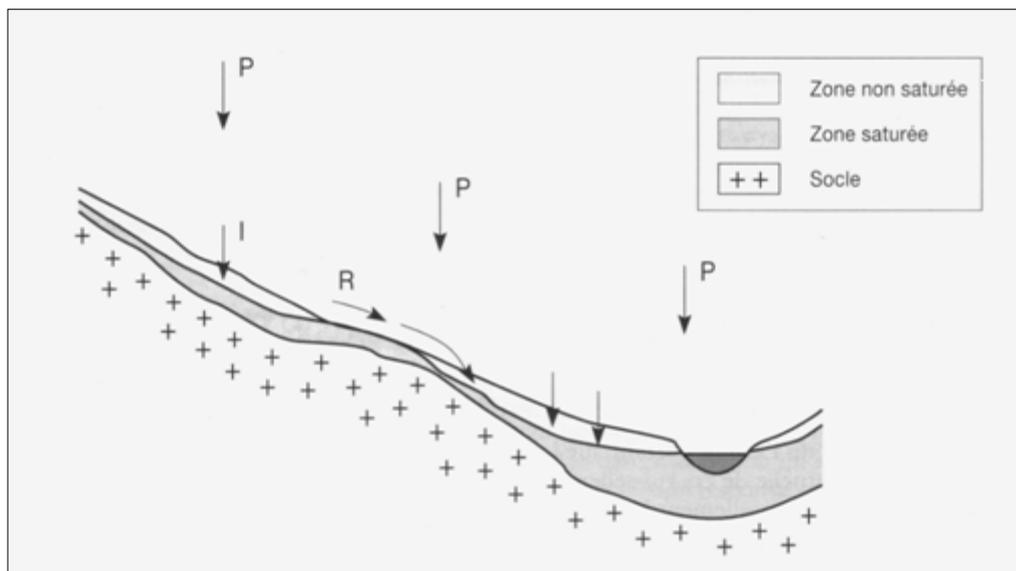


Figure II.08- Infiltration d'un ruissellement en aval.

Occurrence d'un ruissellement sur les versants ne participant pas directement aux écoulements de crue. Le ruissellement qui peut apparaître localement sur les versants, s'infiltré en contrebas lorsqu'il rencontre des conditions plus

favorables, et donc ne participe pas directement à l'écoulement de crue. Selon la terminologie d'Ambroise, une telle zone est active, mais pas contributive.

Pour ce qui est des milieux cultivés, on peut citer les travaux de Cros-Cayot (1996), en Bretagne, qui observe le plus souvent un ruissellement apparaît dans la partie amont des versants convexo-concave, puis s'infiltrer avant de franchir la convexité. Enfin, on peut citer les résultats obtenus sur des parcelles de ruissellement situées sur le causse Méjan, dans le sud du Massif central français [Cosandey et al., 1987] :

Le ruissellement sous pluies naturelles a été mesuré à l'aval de parcelles de 10 et 20 m de longueur. Les volumes ruisselés n'ont pas été plus abondants à l'exutoire des parcelles de 20 m, ce qui signifie, en termes de coefficient de ruissellement, que les parcelles de 20 m ont un coefficient de ruissellement moitié moindre de celui des parcelles de 10 m.

L'apparente absurdité de ces résultats s'explique aisément si l'on suppose, ce que confirme l'observation, que le cheminement moyen du ruissellement est ici d'environ 5 mètres, et qu'au delà, l'eau s'infiltré.

Dans les cas que l'on vient d'exposer, le ruissellement qui se forme sur les versants n'atteint pas le cours d'eau, et ne participe pas aux écoulements de crue. Important pour le géomorphologue dans la mesure où, même si ce n'est que sur un cours trajet, le ruissellement est un agent d'érosion, il n'existe pas pour l'hydrologue qui lui s'intéresse à ce qui se passe dans le cours d'eau.

II.5.1.2 Des crues sans ruissellement sur les versants :

A l'inverse, il peut se produire des crues sans qu'il y ait de ruissellement sur les versants. Ceci est vrai quand les écoulements de crue sont provoqués par les seules précipitations sur les surfaces saturées de fond de vallon, et qu'alors le ruissellement est limité à ces surfaces.

Néanmoins, même dans ce cas, les choses ne sont pas aussi simples qu'il pourrait le paraître. En effet les travaux fondés sur l'étude des caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux de pluie et du sol tendent à montrer que l'eau qui s'écoule n'est pas, pour l'essentiel, l'eau qui est tombée lors de la pluie génératrice de la crue, mais de l'eau « ancienne », préexistante dans le bassin [Mérot, 1981]. Un exemple est proposé par Loye-pilot et al., (1990), qui ont étudié la formation des écoulements de crue dans un petit bassin corse dans les conditions suivantes :

Il est tombé, depuis le début du mois d'octobre 50 mm, en partie repris par l'évaporation, lorsqu'un événement pluviométrique de 58 mm provoque une montée de crue très brutale, sinon très abondante.

Le très faible coefficient de ruissellement (1,5%), comme l'absence de toute trace de ruissellement sur les versants, laisse à penser que l'écoulement n'a été généré que sur des surfaces très proches du cours d'eau, qui se sont saturées au cours même de l'événement. Or la décomposition des hydrogrammes, qu'elle soit faite à partir de méthodes chimique ou isotopique, convergent pour faire état d'une forte proportion d'eau « ancienne » dans l'écoulement (figure II.09).

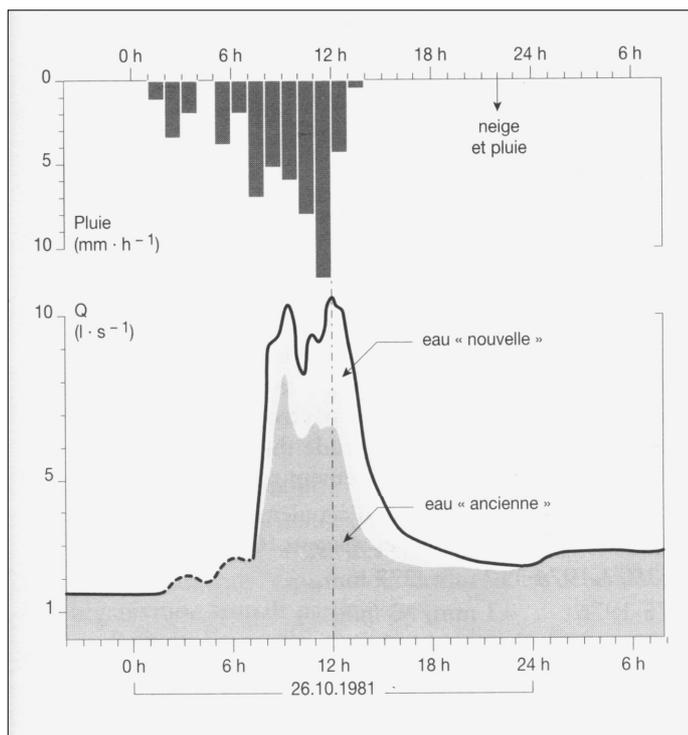


Figure II.09- Décomposition isotopique des écoulements.

La figure montre la décomposition isotopique des écoulements de la crue du 26 octobre 1981 dans un sous-bassin de la Solenzara en Corse. La zone en grisé clair indique les limites des hypothèses haute et basse.

Cet exemple montre que, même s'il y a confusion en termes de volumes, entre l'eau précipitée sur les surfaces saturées et l'eau formant l'écoulement de crue, il n'y a pas confusion en termes d'origine de l'eau. Il semble bien que, en fait, la pluie qui tombe sur ces surfaces saturées ne ruisselle pas, mais s'infiltre, poussant alors l'eau de la nappe qui, par exfiltration, provoque une montée des débits. Il y a bien crue sans ruissellement.

Pourtant les résultats, maintenant nombreux, qui ressortent de ce type d'étude ne sont pas toujours très facile à interpréter [Hubert, 1989 ; Buttle et al., 1997]. En effet, s'il est aisé d'imaginer que, lors de la présence d'une nappe affleurante, la pluie qui tombe sur la surface d'affleurement provoque, par transmission de pression, exfiltration dans le lit du cours d'eau et augmentation des débits, il est plus difficile de comprendre ce qui se passe lorsque la nappe n'est pas affleurante, et il n'y a pas d'unanimité sur cette question. Peut être est-il possible d'admettre, dans ce cas de figure, que l'air, comprimé dans le sol par la progression du front d'humectation, transmet un supplément de pression à la nappe, même profonde, provoquant une exfiltration dans le lit du cours d'eau, et un gonflement des débits : c'est ce qui expliquerait que ce soit de l'eau « ancienne » qui s'écoule, et non de l'eau « nouvelle ».

II.5.1.3 Coïncidence entre ruissellement et écoulement de crue :

Ruissellement sans crues et crues sans ruissellement : il y a bien pourtant des situations où il y'a confusion des deux, et c'est ce qui se produit lorsque le ruissellement généré sur les versants se trouve être connecté, par voie de surface, avec le cours d'eau ; lorsque les zones actives sont contributives.

Ceci est implicitement admis dans le modèle hortonien ; ce peut être vrai aussi pour les ruissellements générés à partir d'OPS et qui, soit sont proches du cours d'eau, soit y sont connectés par un drain intermédiaire, ou encore parce que le ruissellement a pris assez de puissance pour se concentrer et tracer son propre chemin (ce qui se marque dans le paysage sous forme de rigoles ou de ravines d'érosion) jusqu'au cours d'eau.

En fait, la relation entre le ruissellement et les écoulements de crue dépend de la façon dont s'organisent entre eux, dans l'espace du bassin versant, les différents « terroirs hydrologiques » qui le composent [Lambert, 1975].

II.5.2 Complexité du fonctionnement à l'échelle du bassin versant :

A l'échelle du bassin versant, où la complexité de ces terroirs hydrologiques peut être grande, les écoulements de crue trouvent généralement leur origine dans une combinaison de processus qui se succèdent dans le temps et dans l'espace, suivant un enchaînement extrêmement variable.

Avant d'entreprendre cette étude, il importe d'insister sur le point suivant : pour les conditions climatiques tempérées, la part des écoulements rapides de crue dans l'écoulement global annuel est faible dans les milieux « naturels », c'est-à-dire pas trop perturbés par les activités humaines. Certaines valeurs citées ici :

- Pour une hêtraie bretonne, les rapports entre les volumes d'écoulement rapide et ceux de l'écoulement total (exprimé en lame d'eau) ont été les suivants [Cosandey, 1985] :
 - Pour une année moyenne, 1973-1974 : 17mm/277mm.
 - Pour une année sèche, 1975-1976 : 1mm/33mm.
 - Pour une année humide, 1976-1977 : 67mm/435mm.
- Pour les Vosges du Nord, sur substrat gréseux, Schérier (1975) propose la valeur de 1 à 2% de l'écoulement annuel.
- Pour le mont Lozère, Dupraz (1984) propose, sous Pessière 2 à 9%, et sous pelouse 8 à 13%, ce qui est probablement surestimé.

Ces valeurs changent dès que l'on se situe en régions de grandes cultures : Mania (1980) propose, pour le bassin de la Canche, dans l'Artois 62 mm d'écoulement de crue /349 mm d'écoulement total (soit $K_r = 14\%$), et 60/201 pour le bassin voisin de la Clarence (32%).

II.5.2.1 Relais dans l'espace :

Dans l'espace du bassin versant, différentes formes de ruissellement peuvent se succéder, se relayer ou se neutraliser d'amont en aval des versants, comme le montre, par exemple, Schulé (1989) pour des versants du bassin de la Maine (figure II.10).

Il est évident, dans cet exemple, que l'organisation de l'espace et la succession d'amont en aval des terroirs ne sont pas neutres pour ce qui est de l'importance du ruissellement et des écoulements de crue.

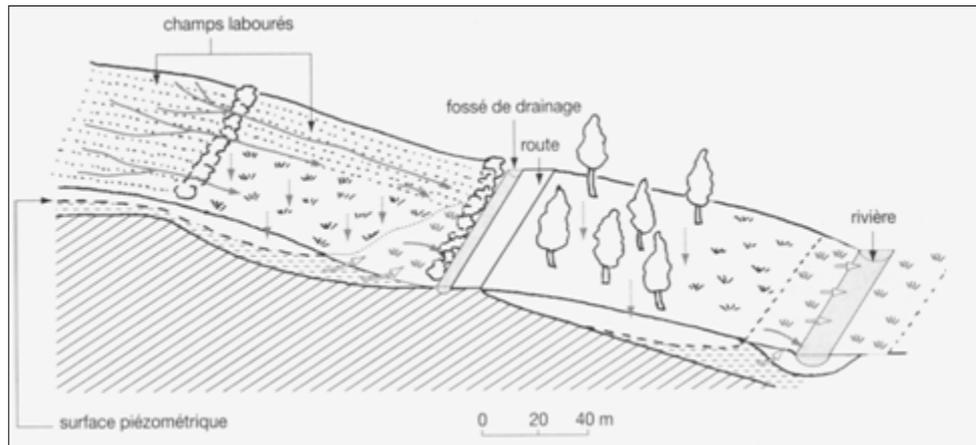


Figure II.10- Formation du ruissellement et d'écoulement rapide dans différents terroirs du bassin de la Maine.

La figure représente la formation du ruissellement et de l'écoulement rapide dans différents terroirs du bassin : tout en amont du bassin, un champ nu génère un ruissellement. Ce ruissellement se combine en aval avec celui se formant sur une autre parcelle de champ nu. Sans même avoir besoin de se concentrer, il aboutit à un fossé de drainage qui le connecte au cours d'eau : il participe alors directement à l'écoulement de crue. Que maintenant la parcelle aval ne soit pas cultivée, mais en prairie : le sol y a gardé une bonne porosité de surface, et le ruissellement venant d'amont s'y infiltre : il ne participe pas directement à l'écoulement de crue. En contrepartie, en s'infiltrant, il alimente la nappe de versant dont le niveau s'élève et la surface d'affleurement augmente, générant un ruissellement plus important en connexion directe avec le fossé de drainage. En aval du fossé de drainage, dans l'exemple donné, les parcelles sont occupées par une prairie boisée. Pas de ruissellement sur cette parcelle, seulement une surface saturée en fond de vallon susceptible de donner naissance à un écoulement rapide.

II.5.2.2 Effet de seuil :

Il aurait été discutable de considérer les « effets de seuil », qui expliquent la brusquerie et la rapidité de montées des crues dans certaines conditions,

comme résultant de relais de processus dans l'espace. Pourtant, ces effets de seuil sont, eux aussi, la conséquence d'une organisation spatiale particulière : Prenons l'exemple, classique en climats désertiques, proposé par Yaïr (1983) pour le petit bassin versant de Sedé Boquer, dans le désert du Négev (figure II.11).

Ce type de fonctionnement hydrologique, pour lequel un effet de seuil détermine l'apparition de la crue, s'observe aussi dans d'autres conditions climatiques, comme cela a été décrit dans des petits bassins du mont Lozère pour rendre compte de la formation des crues « cévenols », c'est-à-dire à la fois soudaines et brusques, qui caractérisent les écoulements du versants sud du Massif central : Dans cette région occupée traditionnellement par la transhumance ovine, le couvert végétal est généralement convenable, sauf sur les flancs de ravines d'érosion probablement liées au surpâturage. Les sols, développés sur granites, sont bien filtrants.

Les pluies, abondantes (près de 2000 mm/an) se produisent essentiellement sous deux formes : des orages d'été, brefs mais intenses (100 mm en 4 heures le 12 septembre 1986), et des épisodes pluvieux d'hiver abondants (il n'est pas rare de dépasser 300 mm en deux ou trois jours) mais au cours desquels les intensités sont en général beaucoup plus faibles.

En dépit de leur ampleur et de leur intensité, ces pluies ne sont pas capables de provoquer un ruissellement de type Horton, et leur devenir « naturel » est de s'infiltrer. Elles ne peuvent provoquer de crues importantes que lorsque le bassin est saturé, et les aires contributives saturées très largement étendues, comme cela est représenté sur la figure II.12 [Cosandey C et al., 1990].

A partir de modélisations, Saulnier (1996) arrive à des conclusions semblables.

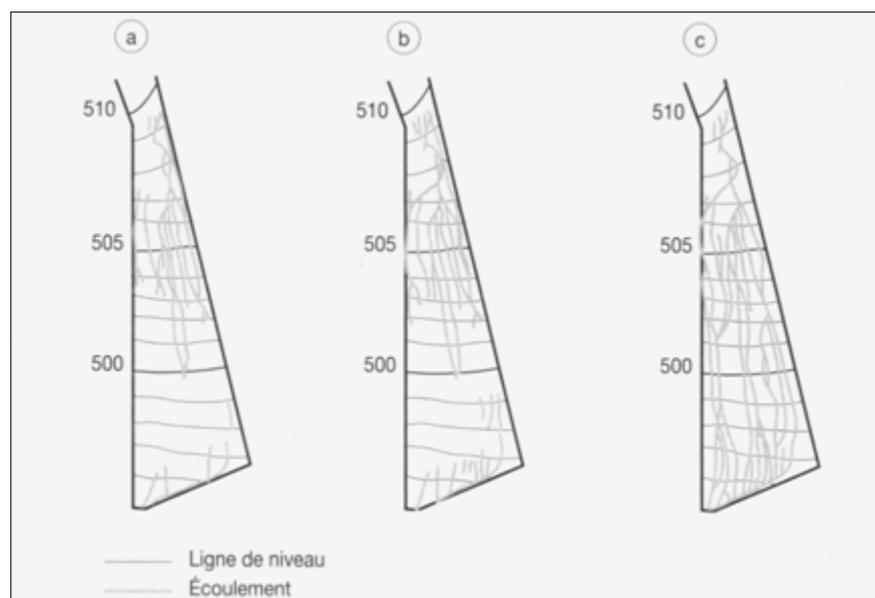


Figure II.11- Appariation du ruissellement en fonction des précipitations dans un petit bassin désertique.

La figure précédente représente l'appariation du ruissellement en fonction des précipitations dans un petit bassin désertique : **a**, après 8 mm de pluie en 0,5 heure ; **b**, après 23 mm de pluie en 1 heure ; **c**, après 53 mm de pluie en 1,5 heure. Le ruissellement s'observe très vite sur les hauts de versants, constitués de roches pratiquement à nu, alors que la pluie s'infiltré plus en aval, ou il existe quelques formations superficielles. Une première pluie de 8 mm provoque un ruissellement de ce type, qui s'infiltré à mi-versant. Une seconde averse, totalisant avec la précédente 23 mm, ne provoque pas une longueur de ruissellement plus importante, et il faut attendre plus de 50 mm de pluie pour que le ruissellement atteigne le drain, et apparaisse en tant qu'écoulement.

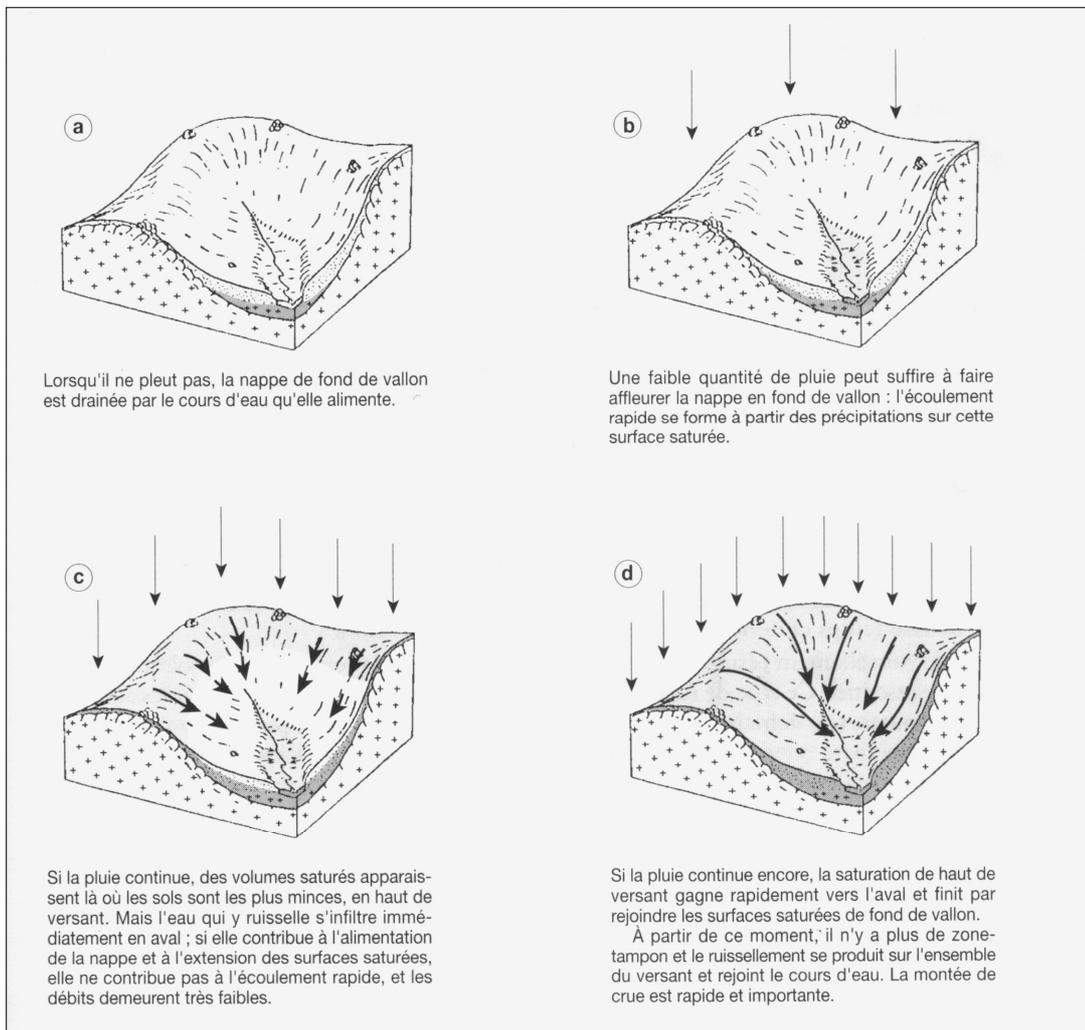


Figure II.12- Formation des écoulements de crue dans les petits bassins du mont Lozère.

II.5.2.3 Relais dans le temps :

S'ils peuvent se relayer dans l'espace, les processus générateurs des crues peuvent aussi se relayer dans le temps. Dans l'exemple que l'on vient de prendre du mont Lozère, les changements de saison peuvent induire des changements de processus.

On vient de voir que, lors des pluies abondantes d'hiver, les crues importantes se produisent lorsque tout le bassin est saturé : le ruissellement comme l'écoulement de crue sont générés sur des surfaces saturées. Dans ces conditions, l'état de surface ainsi que le type de couvert végétal deviennent des facteurs quasi négligeables, et les crues sont semblables dans les bassins boisés et dans ceux en pâturages.

Il n'en est plus de même en été, lors des gros orages. Le total des précipitations, compte tenu de la sécheresse initial des sols, est trop faible pour permettre une saturation des versants. En contrepartie, les fortes intensités provoquent un ruissellement sur les flans dénudés des ravines localisées dans les bassins pâturés. Il s'agit d'un ruissellement par OPS qui provoque des rigoles d'érosion très visibles sur les versants des ravines, mais qui s'infiltré parfois dans l'axe même de ces ravines et n'atteint pas toujours le cours d'eau ; des crues peuvent pourtant se produire. Elles sont soudaines et vives, mais ne présentent qu'un faible coefficient de ruissellement.

En contrepartie, les zones forestières, qui n'ont ni ravines ni zones dénudées n'ont pratiquement pas de crues. Alors que le régime des crues d'hiver est très comparable quelque soit le type de végétation et d'occupation du milieu, celui des crues d'été est foncièrement différent.

II.5.2.4 Effet d'échelle :

Les mêmes causes peuvent avoir des conséquences différentes suivant l'échelle d'espace à laquelle on se situe. Par exemple, la diminution récente des pluies des régions sahéliennes n'a guère été sensible au niveau des écoulements annuels des petits bassins locaux, alors que la réduction des écoulements des grands fleuves a été spectaculaire [Olivry et al., 1995]. L'explication qu'en a donné Albergel (1987) est la suivante :

Comme la diminution des pluies a limité le développement de la végétation, les OPS ont pris davantage d'extension, augmentant le ruissellement et l'alimentation des cours d'eau locaux. La baisse de la pluviométrie a donc été compensée par l'augmentation du coefficient de ruissellement, et les débits annuels sont restés du même ordre : la lame écoulée a été de 20 mm en 1984, avec une pluviométrie de 591 mm (cinquantennale sèche), soit un peu plus de ce qui avait été mesuré en 1961, année au cours de laquelle il était pourtant tombé 685 mm.

En contrepartie, les grands fleuves tel le Niger sont alimentés par des nappes profondes. L'alimentation de ces nappes a diminué de façon drastique, sous les influences combinées de la baisse de la pluviométrie et de la hausse du coefficient de ruissellement, et les débits ont diminué de façon spectaculaire [Olivry et al., 1995].

II.6 Conclusion :

Le ruissellement est d'autant plus important que les terrains sont plus imperméables, le tapis végétal plus faible, la pente plus forte et les précipitations plus violentes. Mais il demeure un phénomène naturel que l'on ne peut pas empêcher. Malheureusement, l'intervention humaine est parfois source d'aggravation de ce phénomène [Anonyme].

« On a vu, tout au long de ce chapitre, que les processus responsables de la formation du ruissellement et des écoulements de crue étaient multiples et complexes. En outre, il a été démontré que les processus de transfert étaient aussi importants que les processus de genèse du ruissellement : il peut y avoir des ruissellements sur les versants 'meubles' qui n'atteignent pas 'le chevelu hydrographique'. Cette remarque renvoie à l'importance du jeu des changements d'échelle : ce qui se passe à l'exutoire d'un bassin, c'est la résultante de ce qui se passe sur les versants, pas l'addition.

En conclusion donc, ce qui ressort de cette étude, c'est bien la complexité des processus, ou plutôt des combinaisons de processus responsables des écoulements de crue à l'échelle du bassin versant » [Cosandey C. et Robinson M., 2000].

Il importe de souligner que les méthodes existantes d'estimation du ruissellement ne sont pas fondées sur l'analyse de la genèse de celui-ci, néanmoins, l'identification de différents processus hydrologiques revêtent une importance théorique et pratique.

CHAPITRE III:
COLLECTE ET ANALYSE DES DONNEES
HYDRO-CLIMATIQUES

III.1 Introduction :

La collecte des données représente l'étape fondamentale de toute recherche scientifique. Dans le cas de l'étude du ruissellement pluvial nous avons besoins des données pluviométriques (pluie maximale), des données hydrométriques (débit maximum), des données morphométriques et de toutes les données relatives aux facteurs locaux qui peuvent éventuellement influencer directement ou indirectement l'écoulement fluvial.

Vu que les facteurs morphologiques et climatiques du bassin versant jouent un rôle primordial dans le comportement hydrologique de ce dernier, ce sont les pluies maximales qui constituent le facteur essentiel dans la genèse du ruissellement. Ces données sont collectées à partir de la documentation officielle de L'A.N.R.H.

Dans le tableau III.01 on récapitule, les noms des sous bassins de la Soummam et des sous bassin limitrophes qui rentrent dans notre étude et les coordonnées de leurs centres hydrologiques X_G et Y_G , les noms des oueds, ainsi les codes des stations hydrométriques et leurs altitudes Z . La position de ces stations hydrométriques est illustrée sur les schémas du bassin de la Soummam qu'on a réalisés (figures : III.01 et III.02).

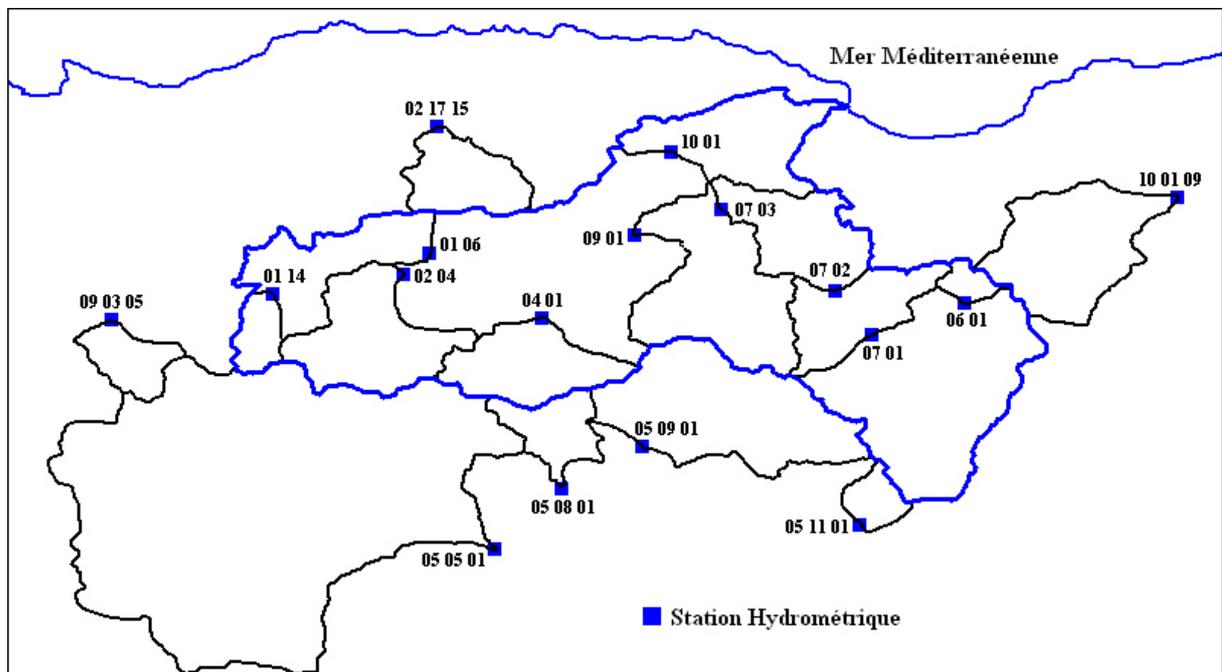


Figure III.01- Carte des stations hydrométriques de la Soummam et limitrophes, et leurs bassins appropriés (Réalisée par Lahouari F., 2009).

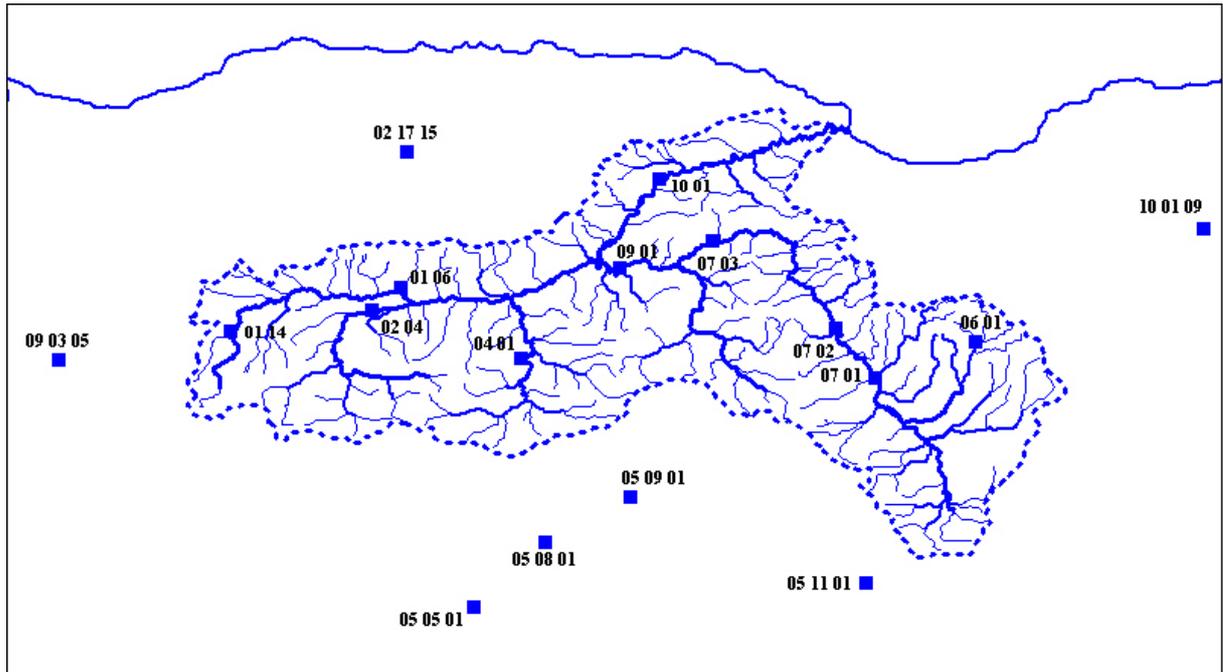


Figure III.02- Carte des stations hydrométriques et de chevelue hydrographique de la Soummam (Réalisée par Lahouari F., 2009).

Tableau III.01 : Les sous-bassins de la Soummam et limitrophes.

N°	Oued	Station	Code	X_G°	Y_G°	Z(m)
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	3,75	36,26	400
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	3,67	36,16	650
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	3,97	36,17	430
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	4,35	36,09	445
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	5,40	36,29	1025
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	5,27	36,05	825
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	5,27	36,05	740
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	5,17	36,15	400
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	5,08	36,15	210
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	4,59	36,18	80
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	4,18	36,56	---
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	3,75	35,72	435
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	4,37	35,91	546
14	Ksob	Medjez	05 09 01	4,81	35,98	637
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	5,17	35,77	---
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	3,37	36,10	600
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	5,65	36,36	390

III.2 Collecte des données morphométriques :

Les sous bassins concernés sont ceux qui sont publiés officiellement par les services spécialisés du Ministère des Ressources en Eau. Les données morphométriques sont saisies dans les annuaires hydrologiques de l'Algérie. Ces données sont la superficie S en km^2 , la longueur du cours d'eau principal L_{ce} en km, l'altitude maximale H_{\max} en m, l'altitude minimale à l'exutoire du bassin H_{\min} en m, l'altitude moyenne H_{moy} en m et la pente moyenne du talweg I en pour mille (‰).

Les valeurs de ces données sont récapitulées dans le tableau III.02.

Tableau III.02 : Caractéristiques morphométriques des sous-bassins.

N°	Oued	Station	Code	S	L_{ce}	H_{\max}	H_{\min}	H_{moy}	I
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	842	85,0	2305	400	727	18,9
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	190	24,0	1810	650	930	38,1
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	800	54,0	1561	430	848	17,6
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	605	40,0	1862	445	880	29,5
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	105	18,0	1737	1025	1205	30,2
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	1800	65,0	1737	825	1036	12,2
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	2350	90,0	1737	740	1000	9,69
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	2960	144	1737	400	872	8,18
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	4050	172	1737	210	960	7,89
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	8420	226	2305	80,0	860	8,91
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	460	36,0	---	---	---	20,3
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	5600	131	1852	435	780	9,70
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	334	35,0	1862	546	961	30,5
14	Ksob	Medjez	05 09 01	1330	73,0	1875	637	1080	14,6
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	165	23,0	---	---	---	32,4
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	273	26,0	1371	600	940	23,8
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	960	58,0	1662	390	955	18,6

III.3 Collecte des données pluviométriques :

La collecte des données pluviométriques s'est réalisée pour un certain nombre de stations pluviométriques et pluviographiques situées à l'intérieure du bassin de la Soummam et aussi dans les sous-bassins limitrophes à celui-ci.

Le bassin versant de la Soummam possède soixante quatre (64) stations dont trente quatre (34) seulement ont des données disponibles et occupent relativement toutes ses parties. Pour notre travail, on dispose d'un total de quarante huit (48) stations dont quatorze (14) limitrophes à notre bassin, l'ensemble de ces stations à l'intérieure et à l'extérieure du bassin montre que

celles-ci sont relativement réparties uniformément comme le montre la carte (figure III.03) qu'on a réalisé pour la circonstance.

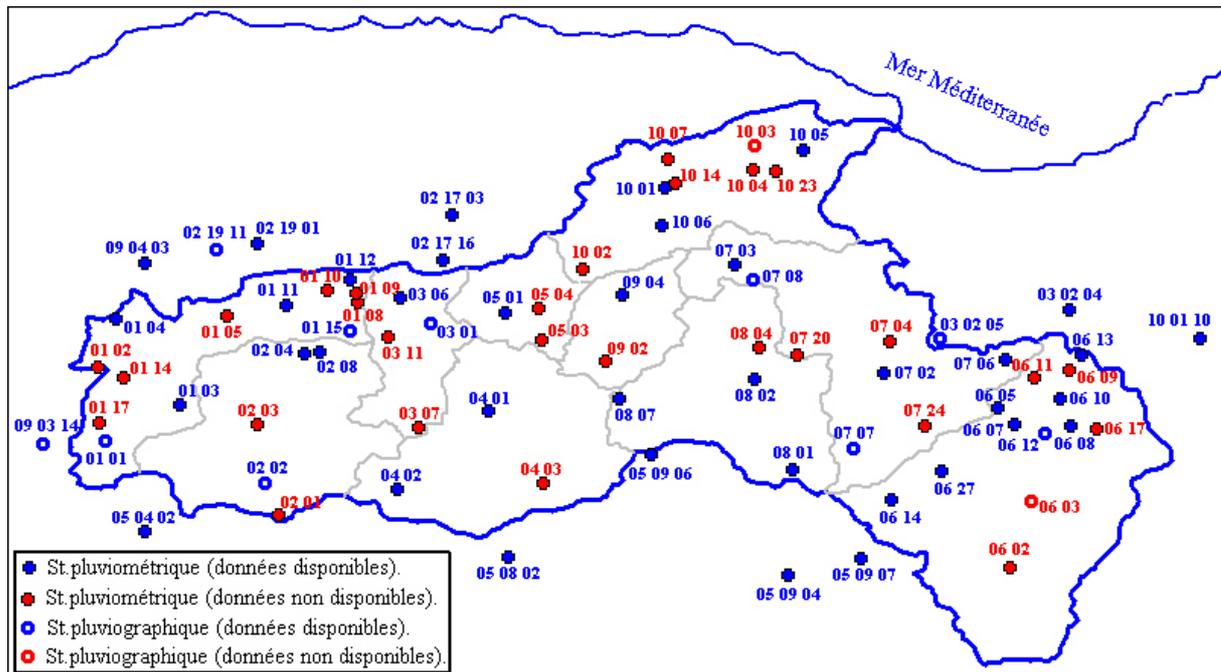


Figure III.03- Carte des stations pluviométriques (Réalisée par Lahouari F., 2009).

Dans la présente étude, on travail avec les pluies journalières maximales, obtenues à partir de la documentation de l’A.N.R.H. Dans le tableau III.03 on récapitule, les noms des stations et leurs codes ainsi leurs coordonnées : la longitude X , la latitude Y et l’altitude Z , les principaux paramètres statistiques: la lame de pluie journalière maximale moyenne $\bar{P}_{j,max}$ en mm, le coefficient de variation C_v et le coefficient climatique b des pluies journalières maximales.

Tableau III.03 : Les stations pluviométriques et leurs caractéristiques.

N°	Station	Code	X°	Y°	$Z(m)$	$\bar{P}_{j,max}$	C_v	b
1	Sour Elghozlane	15 01 01	3,67	36,15	850	39,6	0,34	0,35
2	Elhachimia	15 01 03	3,80	36,22	730	36,9	0,32	0,31
3	Sidi Attaf	15 01 04	3,69	36,37	836	54,6	0,36	0,35
4	Irorhat	15 01 11	4,00	36,40	580	56,9	0,45	0,32
5	Tikejda	15 01 12	4,11	36,44	1200	58,7	0,48	0,35
6	Crête rouge	15 01 15	4,12	36,35	410	46,6	0,34	0,30
7	Bordj Okhriss	15 02 02	3,96	36,08	750	31,7	0,35	0,29
8	Elesnam	15 02 04	4,03	36,31	440	35,5	0,36	0,30
9	Bouira Agro-pédologie	15 02 08	4,06	36,31	520	42,0	0,40	0,30
10	Michedallah	15 03 01	4,26	36,36	465	36,8	0,40	0,34
11	Benni Hammad	15 03 06	4,20	36,41	940	49,2	0,46	0,35
12	Portes de Fer	15 04 01	4,36	36,21	445	35,3	0,49	0,31

13	Ben Daoud	15 04 02	4,19	36,07	1025	26,9	0,65	0,28
14	Tazmalt	15 05 01	4,39	36,38	350	37,6	0,34	0,35
15	Mahouane 2	15 06 05	5,27	36,21	1178	33,1	0,30	0,32
16	Ain Arnat	15 06 07	5,30	36,18	1100	32,3	0,35	0,31
17	Bouira Coligny	15 06 08	5,40	36,18	1017	38,0	0,34	0,33
18	Fermatou	15 06 10	5,38	36,23	1043	34,3	0,38	0,34
19	Sétif INGC INRA	15 06 12	5,36	36,17	970	36,7	0,40	0,32
20	Zeiri	15 06 13	5,42	36,31	1130	42,0	0,29	0,36
21	Tixter	15 06 14	5,08	36,05	960	36,7	0,45	0,30
22	Ain Zada	15 06 27	5,17	36,10	900	31,7	0,35	0,30
23	Magraoua	15 07 02	5,07	36,28	750	43,3	0,33	0,35
24	Boubirek	15 07 03	4,80	36,47	400	50,5	0,42	0,37
25	Ain Abessa	15 07 06	5,28	36,30	1070	47,3	0,35	0,34
26	Bir Kasdali	15 07 07	5,01	36,14	980	36,1	0,36	0,35
27	Beni Ourtilane	15 07 08	4,84	36,44	1020	45,8	0,36	0,37
28	Sidi Embarek	15 08 01	4,90	36,10	1011	34,8	0,41	0,35
29	Zemmorah	15 08 02	4,84	36,26	950	45,3	0,39	0,37
30	Djbel Morissane	15 08 07	4,59	36,23	1076	40,5	0,36	0,34
31	Sidi Yahia	15 09 04	4,60	36,41	255	38,1	0,36	0,34
32	Sidi Aich	15 10 01	4,68	36,61	196	46,9	0,36	0,35
33	Domaine R M	15 10 05	4,93	36,68	25	54,2	0,32	0,40
34	Seddouk	15 10 06	4,67	36,54	370	42,0	0,39	0,35
35	Ain Elhammam	02 17 03	4,30	36,56	1200	78,8	0,46	0,48
36	Ait Ouabane	02 17 16	4,28	36,48	960	69,5	0,34	0,41
37	Tizi Medene	02 19 01	3,95	36,51	550	59,1	0,37	0,37
38	Frikat	02 19 11	3,88	36,49	700	55,9	0,42	0,37
39	Amouchas	03 02 04	5,40	36,39	790	48,2	0,36	0,36
40	Ain Roua	03 02 05	5,17	36,34	1100	46,2	0,37	0,38
41	Dirah centre	05 04 02	3,74	35,99	800	30,8	0,41	0,30
42	L'Aourane M.F	05 08 02	4,39	35,95	803	31,3	0,57	0,30
43	Bordj Ghdid	05 09 04	4,89	35,91	1054	32,9	0,41	0,32
44	Medjena	05 09 06	4,65	36,13	106	39,4	0,34	0,33
45	Ras El Oued	05 09 07	5,02	35,94	1083	32,8	0,39	0,30
46	Dechmiya	09 03 14	3,56	36,14	641	44,3	0,39	0,33
47	Djebahia	09 04 03	3,75	36,47	520	54,2	0,45	0,39
48	Chebabta	10 01 10	5,63	36,34	660	39,5	0,45	0,35

Vu le nombre limité des stations pluviographiques relatives à chacun des sous-bassins de la Soummam, la détermination des pluies maximales peut être réalisée sur la base du principe de la généralisation territoriale de cette caractéristique. Ce principe est fondé sur le concept de la continuité du pôle de la phase maximale de la pluie dans l'espace. Ainsi, il y a possibilité de

déterminer pour chaque sous-bassin les caractéristiques pluviographiques par la réalisation des cartes. La réalisation de la carte suppose que la variabilité de la caractéristique entre deux stations est continue et linéaire.

L'élaboration de la carte des pluies journalières maximales moyennes $\bar{P}_{j,\max}$ (figure III.04) a permis de faire les constatations suivantes:

- les valeurs maximales occupent le Nord et le Nord-Ouest du bassin versant;
- les pluies maximales diminuent vers le Sud du bassin. La pluie maximale dépasse 55 mm au bord de la mer et aux environs du Djurdjura et elle est inférieure : à 30 mm à la limite Sud-Ouest et à 35 mm à la limite Sud-Est du bassin.

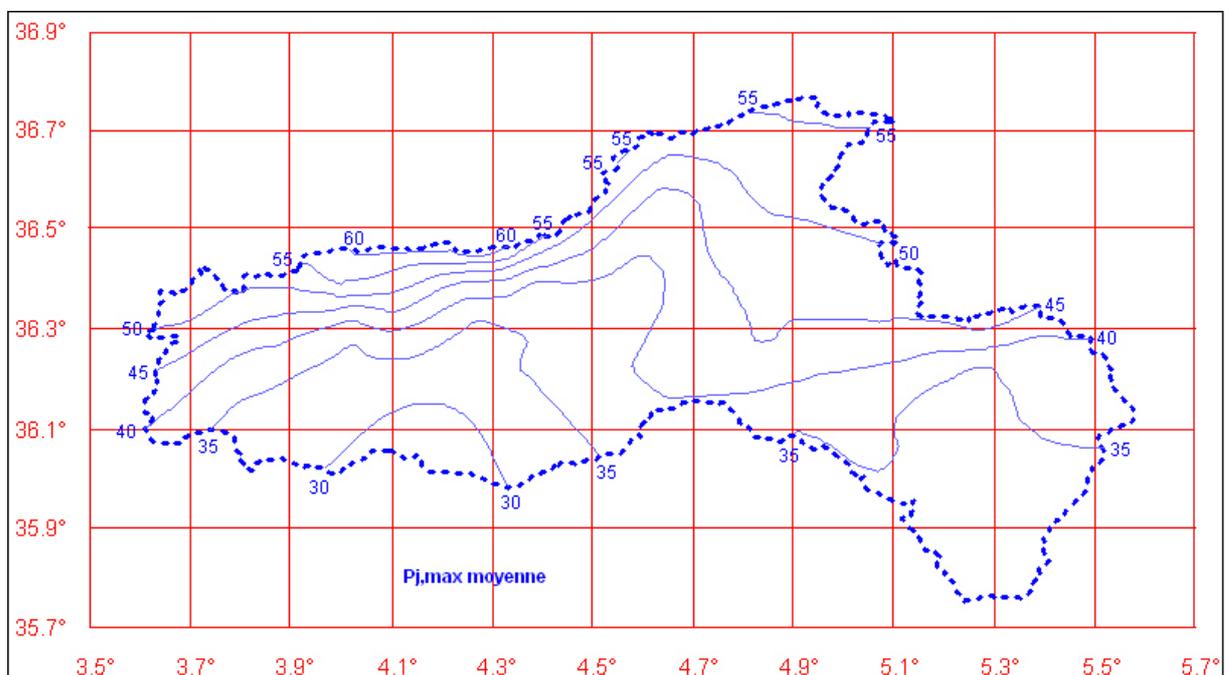


Figure III.04- Carte des pluies journalières maximales moyennes $\bar{P}_{j,\max}$ du bassin versant de la Soummam (Réalisée par Lahouari F., 2009).

Généralement, dans les zones humides de pluie abondante, la variation des différentes phases de la pluie est modérée, y compris la phase maximale. Par contre, dans les zones semi-arides, la pluie journalière maximale se caractérise par une valeur du coefficient de variation très importante.

L'élaboration de la carte du coefficient de variation des pluies journalières maximales C_v (figure III.05) a permis de faire les constatations suivantes:

- Les valeurs minimales du coefficient de variation sont observées au nord, au nord-est et à l'ouest du bassin versant, sont de l'ordre de 0.34.

- La valeur maximale du coefficient de variation a dépassé 0.45.
- Les valeurs maximales du coefficient de variation sont concentrées sur la partie sud du bassin versant, diminuent vers le nord du bassin.
- Il y a une tendance de diminution du sud vers le nord.

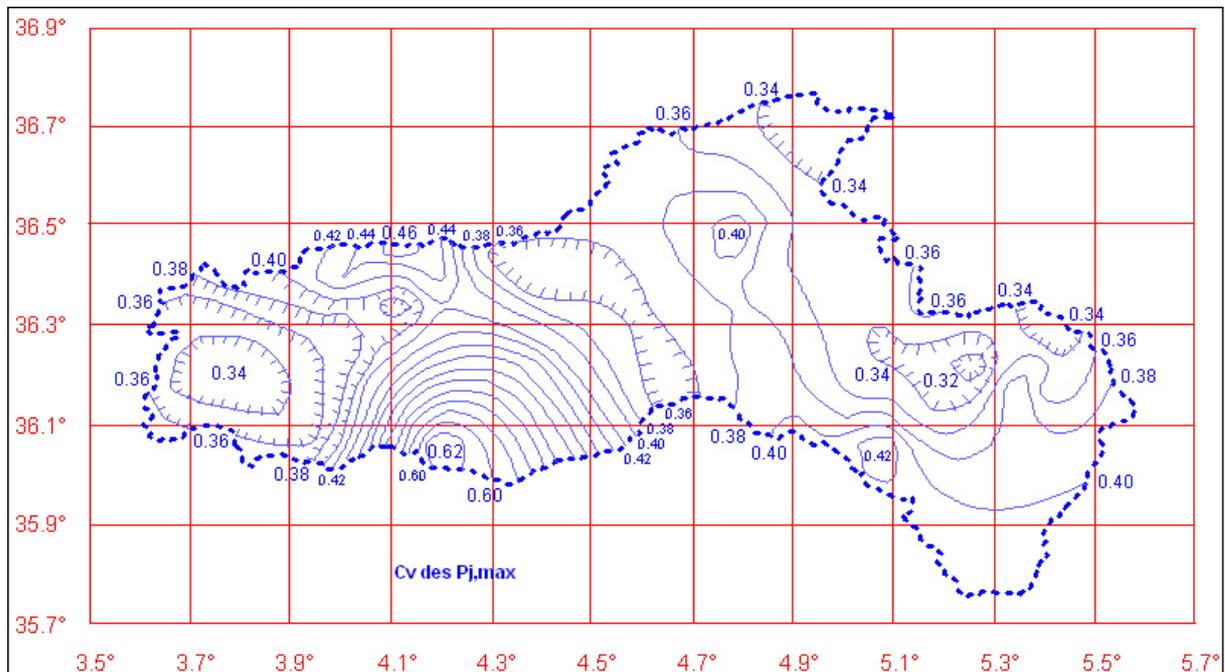


Figure III.05- Carte du coefficient de variation C_v des pluies journalières maximales du bassin versant de la Soummam (Réalisée par Lahouari F., 2009).

Comme tout facteur météorologique, la pluie journalière maximale reflète la spécificité climatique d'une région. Par conséquent, la relation entre la pluie journalière maximale et la pluie maximale d'une durée inférieure à 24 heures « appelée pluie de courte durée » se traduit par un exposant b , appelé exposant climatique. Cet exposant est normalement soumis à la loi de continuité spatiale, d'où on peut le cartographier.

L'élaboration de la carte du coefficient climatique des pluies journalières maximales b (figure III.06) a permis de faire les constatations suivantes:

- Les valeurs maximales du coefficient climatique sont observées au nord du bassin versant, et varient de 0.40 à 0.44.
- Les valeurs minimales du coefficient climatique sont observées au sud du bassin et varient de 0.28 à 0.30.

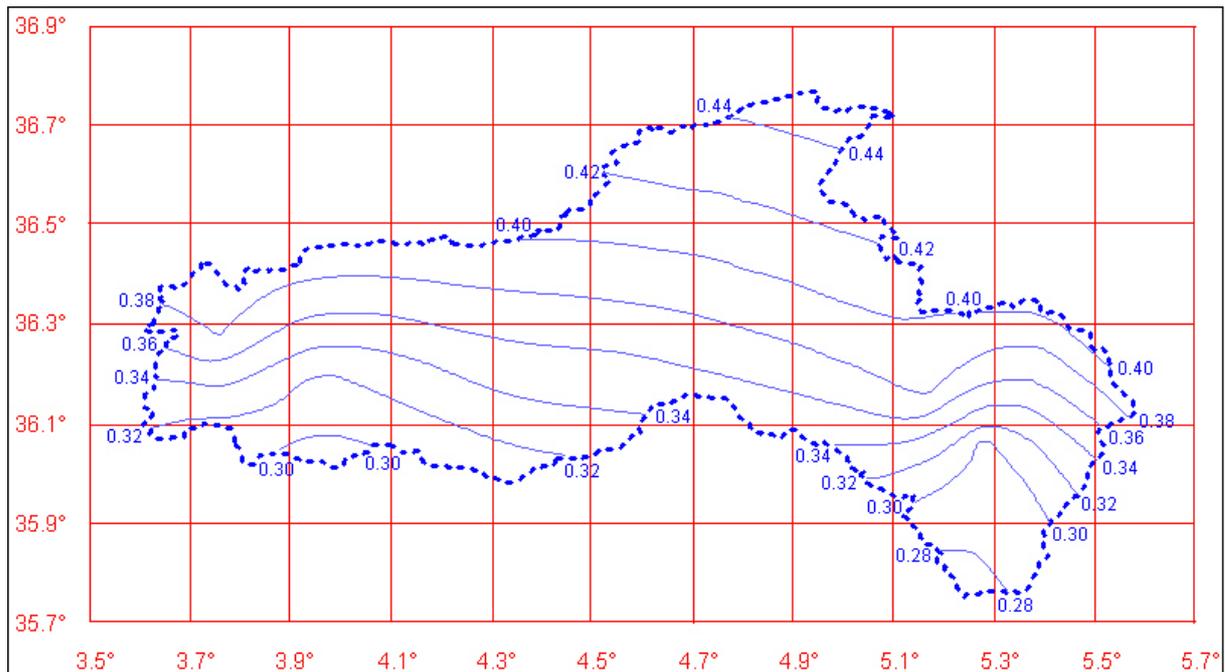


Figure III.06- Carte du coefficient climatique b des pluies journalières maximales du bassin versant de la Soummam (Réalisée par Lahouari F., 2009).

III.4 Collecte des données de débits maxima instantanés :

Les données des stations hydrométriques, sous forme de débits maxima d'eau sont collectées dans les documents officiels de l'A.N.R.H, précisément dans les annuaires hydrologiques de l'Algérie et auprès du département d'hydrologie de la dite agence. Ces données sont relatives à dix (10) sous bassins de la Soummam et sept (07) autres sous bassins limitrophes, leurs superficies varient de 105 km² à 8420 km² et la surface totale du bassin de la Soummam est de 9125 km² (voir tableaux : III.01 et III.02). Les tailles des séries d'observations sont différentes et varient de neuf (09) années d'observations pour l'oued Aissi à la station RN 30 à trente six (36) années d'observations pour l'oued Soummam à la station Sidi Aich.

Certaines séries des débits maxima contiennent des lacunes mensuelles qui provoquent des lacunes de données annuelles, ou tout simplement absence totale d'observation (des lacunes) pour tous les mois d'une année hydrologique voir des années.

Nous montrons dans le tableau III.04 à titre d'exemple, les valeurs des débits instantanés mensuels maxima et annuels maxima (en m³/s) du sous-bassin de oued Bou-Sellam à la station Fermatou du bassin versant de la Soummam, dont la superficie est de l'ordre de 105 km².

Tableau III.04 : Débit mensuels et annuel enregistré à la station Fermatou, code 15 06 01.

	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Jui.	Août	Année
1970/71	0,06	4,54	0,05	0,06	1,63	1,02	5,43	5,91	2,16	0,10	0,04	0,04	5,91
1971/72	0,07	0,05	0,13	0,26	8,51	12,6	19,7	8,89	3,98	1,45	0,05	0,05	19,7
1972/73	64,0	1,18	0,05	0,35	11,2	13,5	31,0	6,62	0,61	18,2	0,11	0,21	64,0
1973/74	1,53	0,06	0,06	0,06	0,07	3,55	84,0	45,0	18,7	0,21	0,08	0,06	84,0
1974/75	14,4	14,8	0,06	0,05	0,06	4,90	3,70	0,45	0,42	0,07	0,05	1,24	14,8
1975/76	2,96	0,05	0,05	0,05	0,05	41,1	13,0	6,86	10,8	1,68	86,5	1,24	86,5
1976/77	2,30	0,96	2,30	20,7	17,7	0,78	0,28	0,64	0,51	0,07	0,05	0,05	20,7
1977/78	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,87	0,61	13,9	0,14	0,08	0,05	0,04	13,9
1978/99	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,21	3,85	33,5	0,30	0,35	0,05	0,04	33,5
1979/80	50,9	0,04	0,04	0,04	0,05	0,07	9,66	0,68	0,64	0,05	0,04	0,04	50,9
1980/81	0,91	0,02	0,43	1,69	3,66	1,28	4,85	1,93	0,30	0,43	0,04	0,03	4,85
1981/82	68,3	0,87	0,03	2,36	0,83	50,2	67,2	2,74	34,7	2,30	0,08	0,05	68,3
1982/83	0,36	0,61	0,49	36,0	2,85	0,58	0,61	0,22	0,18	0,06	0,05	6,13	36,0
1983/84	0,04	0,05	0,05	0,08	2,96	64,0	15,3	1,99	0,64	0,16	0,08	0,07	64,0
1984/85	0,07	1,99	0,06	13,0	36,6	10,4	71,5	4,99	2,10	0,26	0,46	0,07	71,5
1985/86	0,24	0,72	0,09	0,08	0,34	2,88	19,7	0,75	0,14	0,92	0,21	0,05	19,7
1986/87	1,25	0,14	0,05	18,7	9,28	66,1	3,00	28,0	0,57	0,22	0,12	0,08	66,1
1987/88	0,08	0,08	0,05	0,06	0,05	0,06	0,95	0,13	0,57	0,05	0,06	0,04	0,95
1988/89	4,67	0,04	0,04	56,2	2,52	7,35	16,7	6,74	1,73	0,39	0,10	0,39	56,2
1989/90	2,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,78	1,73	2,76	0,06	0,95	2,76
1990/91	6,94	0,04	15,7	3,49	0,78	7,74	15,7	1,73	93,6	5,92	236	0,10	236
1991/92	3,13	3,73	0,16	0,10	0,85	0,54	0,29	29,8	5,30	8,12	1,55	0,08	29,8
1992/93	4,04	0,07	0,36	2,00	5,30	3,00	2,10	0,72	0,95	0,15	0,11	0,17	5,30
1993/94	1,48	0,07	0,08	0,27	0,31	3,25	0,27	0,27	0,09	0,06	0,85	0,06	3,25
1994/95	1,13	0,17	0,05	0,05	14,8	4,20	5,71	0,92	0,40	1,04	0,10	0,07	14,8
1995/96	0,08	0,12	0,06	0,07	0,30	45,0	8,89	2,88	6,53	61,8	0,13	0,54	61,8
1996/97	0,07	0,07	0,09	0,09	0,09	0,08	0,07	0,07	0,29	0,05	0,05	6,12	6,12
1997/98	2,00	37,9	4,36	2,31	0,85	6,74	1,13	5,14	13,5	3,13	0,05	0,04	37,9
1998/99	68,3	0,25	18,7	4,52	26,2	14,4	3,49	0,37	0,16	6,53	0,07	0,06	68,3
1999/00	5,51	0,07	0,07	2,76	0,24	0,15	0,24	0,10	2,21	0,08	0,04	0,16	5,51
2000/01	1,18	0,75	0,05	0,64	1,48	4,67	0,21	0,16	0,08	0,06	0,04	0,03	4,67
2001/02	37,9	1,82	0,15	0,04	0,07	0,13	0,92	0,06	8,12	0,07	0,17	8,12	37,9
2002/03	0,02	0,03	120	48,0	58,0	55,2	3,13	110	1,08	6,94	0,23	98,9	120

Pour notre étude nous travaillons avec des débits spécifiques maxima noté q_{\max} , sachant que :

$$q_{\max} = \frac{Q_{\max}}{S}$$

Où :

q_{\max} : Débit spécifique annuel maximum, en $m^3/s.km^2$;

Q_{\max} : Débit instantané annuel maximum, en m^3/s ;

S : Superficie du sous bassin versant, en km^2 .

Les valeurs des séries de débits instantanés annuels maxima et de débits spécifiques annuels maxima ainsi que les tailles de ces séries ou le nombre d'années d'observation, pour l'ensemble des stations hydrométriques sont récapitulées et introduits dans un tableau en annexe 01.

III.5 Description des données de débits instantanés maxima :

1- La station Tilesdit I, code 15.01.06.

Les données de débits instantanés maxima pour chaque année, mesurés à l'exutoire de oued Ed Dous à la station hydrométrique Tilesdit I code 15.01.06, sont disponibles pour la période de 1971/1972 à 1986/1987, soit une série de seize (16) années sans aucune lacune enregistrée. Les débits maxima varient de 0.52 m³/s à 734 m³/s.

2- La station Ain Tasta, code 15.01.14.

Sur une période de seize (16) années d'observations, allant de 1975/1976 à 1993/1994 la station hydrométrique Ain Tasta enregistre trois (03) lacunes annuelles pour les années 1983/84, 1985/86 et 1989/90. Les débits instantanés maxima de oued Lekhal à la station varient de 2.33 m³/s à 93.1 m³/s.

3- La station El-Esnam, code 15.02.04.

Cette station hydrométrique présente une série d'observations de vingt deux (22) années, allant de 1971/1972 à 1993/1994 et enregistre une (01) lacune pour l'année 1983/1984. Les débits maxima du sous bassin de oued Zaiane à la station varient de 0.10 m³/s à 274 m³/s.

4- La station Portes de fer, code 15.04.01.

La station hydrométrique Portes de fer présente une série d'observations de vingt quatre (24) années, allant de 1968/1969 à 1993/1994 et enregistre deux (02) lacunes consécutives pour les années 1969/1970 et 1970/1971. Les débits maxima de oued Azerou à la station varient de 1.47 m³/s à 450 m³/s.

5- La station Fermatou, code 15.06.01.

Cette station hydrométrique dispose d'une série d'observations des débits instantanés maxima de trente trois (33) années, allant de 1970/1971 à 2002/2003 et elle n'enregistre aucune lacune. Dans cette station, les débits instantanés maxima de oued Bou-Sellam varient de 0.95 m³/s à 236 m³/s.

6- La station Ain Zada, code 15.07.01.

Les données de débits instantanés maxima pour chaque année, mesurés à l'exutoire de oued Bou-Sellam à la station hydrométrique Ain Zada, sont disponibles pour la période de 1971/1972 à 1983/1984. Cette station dispose de la plus petite série parmi toutes les stations qu'on a du bassin de la Soummam, soit une série de treize (13) années sans aucune lacune enregistrée. Les débits maxima varient de 7.29 m³/s à 314 m³/s.

7- La station Magraoua, code 15.07.02.

La station hydrométrique Magraoua présente une série d'observations de débits instantanés maxima de vingt six (26) années, allant de 1969/1970 à 1994/1995 et elle n'enregistre aucune lacune. Les débits maxima de oued Bou-Sellam à la station varient de 14.7 m³/s à 240 m³/s.

8- La station Boubirek, code 15.07.03.

La station hydrométrique Boubirek dispose d'une série d'observations de trente deux (32) années, allant de 1970/1971 à 2002/2003 et enregistre une (01) seule lacune pour l'année 2001/2002. Les débits instantanés maxima du sous bassin de oued Bou-Sellam à la station varient de 7.60 m³/s à 652 m³/s.

9- La station Sidi Yahia, code 15.09.01.

La station hydrométrique Sidi Yahia qui accumule tous les débits de l'ensemble des tronçons de oued Bou-Sellam, présente une série d'observations de trente cinq (35) années, allant de 1964/1965 à 2002/2003. De l'année 1967/1968 jusqu'à 1970/1971 il n'y a pas eu du tout d'observations, soit une période de quatre (04) années consécutives. Les débits instantanés maxima de oued Bou-Sellam à la station varient de 13.6 m³/s à 902 m³/s.

10- La station Sidi Aich, code 15.10.01.

La station hydrométrique Sidi Aich constitue l'exutoire de tous les oueds des sous bassins qu'on a cités en haut. Parmi toutes les stations du bassin versant de la Soummam qu'on a évoquées précédemment elle dispose de la plus grande taille de série soit trente six (36) années d'observations, allant de 1953/1954 à 1991/1992, elle enregistre trois (03) lacunes pour les années hydrologiques 1977/1978, 1987/1988 et 1988/1989. Les débits instantanés maxima de oued Soummam à la station varient de 130 m³/s à 2700 m³/s.

III.6 Détermination des caractéristiques pluviographiques :

La détermination des caractéristiques pluviographiques pour chaque sous bassins, s'est effectuée par interpolation graphique à partir des cartes.

III.6.1 Détermination de la pluie journalière maximale moyenne :

La répartition spatiale de la pluie journalière maximale moyenne est exprimée sous forme d'une carte. La détermination de la valeur de celle-ci pour un sous bassin donné, consiste à l'extraire directement de la carte des $\bar{P}_{j,max}$ (figure III.04) pour un point appelé centre de gravité hydrologique de ce dit sous bassin à l'aide de ces coordonnées X_G et Y_G .

Les valeurs de la pluie journalière maximale moyenne (en mm) des sous bassins objet d'étude sont insérées dans le tableau III.05.

Tableau III.05 : Valeurs des pluies journalières maximales moyennes des sous bassins.

N°	Oued	Station	Code	X_G°	Y_G°	$\bar{P}_{j,max}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	3,75	36,26	46,8
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	3,67	36,16	40,7
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	3,97	36,17	33,9
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	4,35	36,09	31,8
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	5,40	36,29	41,4
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	5,27	36,05	34,2
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	5,27	36,05	35,6
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	5,17	36,15	38,0
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	5,08	36,15	39,1
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	4,59	36,18	39,3
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	4,18	36,56	69,5
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	3,75	35,72	31,8
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	4,37	35,91	31,2
14	Ksob	Medjez	05 09 01	4,81	35,98	34,4
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	5,17	35,77	30,4
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	3,37	36,10	44,9
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	5,65	36,36	41,6

III.6.2 Détermination du coefficient de variation :

Les valeurs du coefficient de variation de la pluie journalière maximale des sous bassins, sont tirées directement de la carte (figure III.05) pour le centre de gravité hydrologique de chaque sous bassin objet d'étude. Ces valeurs sont insérées dans le tableau III.06.

Tableau III.06 : Valeurs du coefficient de variation des pluies journalière maximales des sous bassins.

N°	Oued	Station	Code	X_G°	Y_G°	C_v
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	3,75	36,26	0,34
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	3,67	36,16	0,34
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	3,97	36,17	0,36
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	4,35	36,09	0,55
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	5,40	36,29	0,32
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	5,27	36,05	0,38
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	5,27	36,05	0,38
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	5,17	36,15	0,34
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	5,08	36,15	0,36
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	4,59	36,18	0,36
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	4,18	36,56	0,45
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	3,75	35,72	0,46
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	4,37	35,91	0,57
14	Ksob	Medjez	05 09 01	4,81	35,98	0,41
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	5,17	35,77	0,42
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	3,37	36,10	0,41
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	5,65	36,36	0,45

III.6.3 Détermination du coefficient climatique :

La valeur du coefficient climatique est aussi tirée directement de la carte (figure III.06) pour le centre de gravité hydrologique de chaque sous bassin. Les valeurs de l'exposant climatique b de la pluie journalière maximale des sous bassins objet d'étude sont insérées dans le tableau III.07.

Tableau III.07 : Valeurs de l'exposant climatique des pluies journalières maximales des sous bassins.

N°	Oued	Station	Code	X_G°	Y_G°	b
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	3,75	36,26	0,38
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	3,67	36,16	0,33
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	3,97	36,17	0,31
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	4,35	36,09	0,33
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	5,40	36,29	0,39
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	5,27	36,05	0,29
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	5,27	36,05	0,30
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	5,17	36,15	0,38
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	5,08	36,15	0,37
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	4,59	36,18	0,35

11	Aissi	Rn 30	02 17 15	4,18	36,56	0,42
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	3,75	35,72	0,26
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	4,37	35,91	0,29
14	Ksob	Medjez	05 09 01	4,81	35,98	0,32
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	5,17	35,77	0,27
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	3,37	36,10	0,34
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	5,65	36,36	0,48

On a constaté précédemment que les valeurs du coefficient climatique des pluies journalières maximales b subissent clairement une augmentation du sud vers le nord du bassin, c.à.d sont proportionnelles avec les valeurs de la latitude Y . En fait, l'influence de cette dernière sur la caractéristique b , fait objet d'une analyse, donc serait intéressant de déterminer la relation entre elles, ce que nous conduis a analysé graphiquement la dépendance de b à Y (figure III.07).

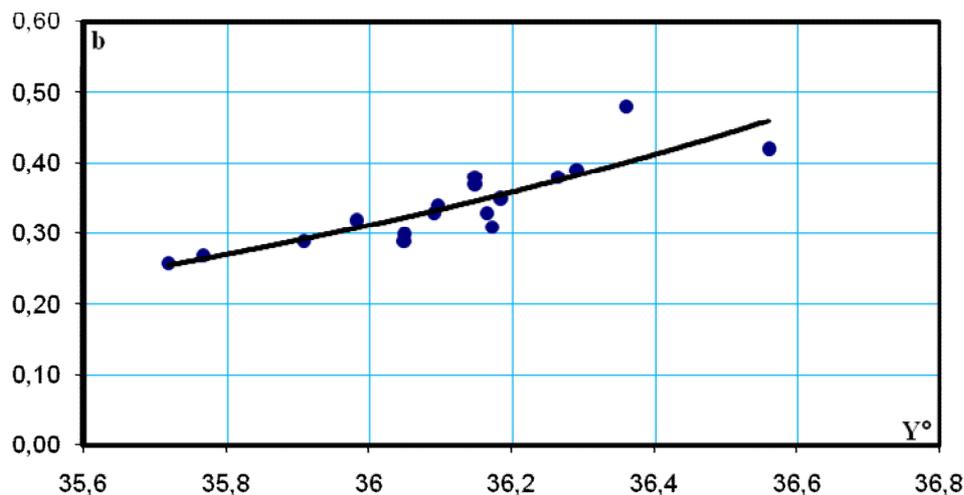


Figure III.07- Graphe de dépendance $b = f(Y^\circ)$; $r = 0.88$.

D'après le graphe, on remarque que la dépendance $b = f(Y^\circ)$ à une très bonne corrélation caractérisée par un coefficient de corrélation important, égale à 0.88 ($r = 0.88$). Cette dépendance est vérifiée par l'équation de la courbe de tendance suivante :

$$b = 2 \times 10^{-40} (Y^{25.16})$$

Ainsi, nous proposons pour trouver les valeurs du coefficient climatique b , une formule simple sous forme de monôme.

Les valeurs des caractéristiques pluviographiques $\bar{P}_{j,\max}$, C_v et $b_{\text{calculé}}$ des sous bassins de la Soummam et limitrophes sont récapitulées dans le tableau III.08.

Tableau III.08 : Les données pluviographiques des sous bassin.

N°	Oued	Station	Code	X_G°	Y_G°	$\bar{P}_{j,\max}$	C_v	b
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	3,75	36,26	46,8	0,34	0,35
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	3,67	36,16	40,7	0,34	0,32
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	3,97	36,17	33,9	0,36	0,33
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	4,35	36,09	31,8	0,55	0,31
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	5,40	36,29	41,4	0,32	0,35
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	5,27	36,05	34,2	0,38	0,30
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	5,27	36,05	35,6	0,38	0,30
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	5,17	36,15	38,0	0,34	0,32
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	5,08	36,15	39,1	0,36	0,32
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	4,59	36,18	39,3	0,36	0,33
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	4,18	36,56	69,5	0,45	0,43
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	3,75	35,72	31,8	0,46	0,24
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	4,37	35,91	31,2	0,57	0,27
14	Ksob	Medjez	05 09 01	4,81	35,98	34,4	0,41	0,29
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	5,17	35,77	30,4	0,42	0,25
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	3,37	36,10	44,9	0,41	0,31
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	5,65	36,36	41,6	0,45	0,37

III.7 Analyse fréquentielle des débits maxima annuels :

Il existe plusieurs méthodes pour le traitement statistique des données hydrométéorologiques, telles que la méthode des moments, la méthode de maximum vraisemblance, les méthodes grapho-analytiques. Chaque méthode a ses insuffisances. La méthode analytique la plus simple est celle des moments; néanmoins elle exige des séries suffisamment longues et quelle que soit leurs tailles, ne peut être satisfaisante quand il s'agit de l'estimation du coefficient d'asymétrie C_s . C'est la raison qui nous oblige à chercher une autre méthode qui tient compte au préalable le choix du coefficient d'asymétrie. Cette exigence s'avère possible avec la méthode grapho-analytique d'Alekseev.

Ayant une série d'observations $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$, on construit la courbe empirique des fréquences sur un quadrillage statistique approprié et après un lissage à main levée de cette courbe, on déduit de celle-ci les trois quantiles standards : $X_{P_1=100-P_2}$, $X_{50\%}$ et $X_{P_2=100-P_1}$. Dans le cas de l'application de la méthode d'Alekseev, les valeurs des fréquences rares sont égales à $P_1 = 5\%$ et $P_2 = 95\%$ [Rojdestvensky A.V, 1974].

III.7.1 La méthode grapho-analytique d'Alekseev :

Le traitement statistique des débits maxima a pour objectif l'estimation des paramètres statistiques suivants: le débit maximum moyen q_0 , le coefficient de variation C_v et le coefficient d'asymétrie C_s , qui sont indispensables pour le lissage des courbes empiriques par une loi théorique choisie et pour leur extrapolation. Mais l'insuffisance des données rend difficile le choix de la loi théorique probabiliste. Alors, la préférence est donnée à la méthode grapho-analytique d'Alekseev, appelée aussi méthode des quantiles, qui permet l'estimation de ces paramètres sans exiger des séries de longues tailles [Guerochkov I.F, 1979].

Cette méthode donne la possibilité de tenir compte au préalable de l'asymétrie de la courbe des fréquences, en choisissant trois quantiles, c'est-à-dire trois points caractéristiques tirés de cette courbe lissée. Donc les paramètres statistiques sont estimés à l'aide de trois points caractéristiques déduits de la courbe empirique lissée, correspondants aux fréquences 5 %, 50% et 95%.

A titre d'exemple, on construit la courbe empirique des fréquences (figure III.08) de l'oued Ed Dous à la station Tilesdit I, code 15 01 06.

Tout d'abord on classe l'échantillon (la série) par ordre décroissant (Tableau III.09), en suite on procède au calcul de la fréquence empirique $p_{\%}$ par la

formule de Chegodayev: $p_{\%} = \frac{m - 0.3}{n + 0.4} \times 100$.

Où n est la taille de l'échantillon (la série) et m c'est le rang (le numero).

Tableau III.09: Valeurs des fréquences empiriques.

N°	Année	q_{\max}	$q_{\max} \downarrow$	$p_{\%}$
1	1971/72	0,872	0,872	4,27
2	1972/73	0,448	0,796	10,4
3	1973/74	0,796	0,542	16,5
4	1974/75	0,236	0,448	22,6
5	1975/76	0,156	0,447	28,7
6	1976/77	0,224	0,426	34,8
7	1977/78	0,144	0,387	40,9
8	1978/79	0,139	0,380	47,0
9	1979/80	0,380	0,337	53,0
10	1980/81	0,387	0,236	59,1
11	1981/82	0,426	0,224	65,2
12	1982/83	0,447	0,171	71,3
13	1983/84	0,171	0,156	77,4
14	1984/85	0,337	0,144	83,5
15	1985/86	0,542	0,139	89,6
16	1986/87	0,0006	0,0006	95,7

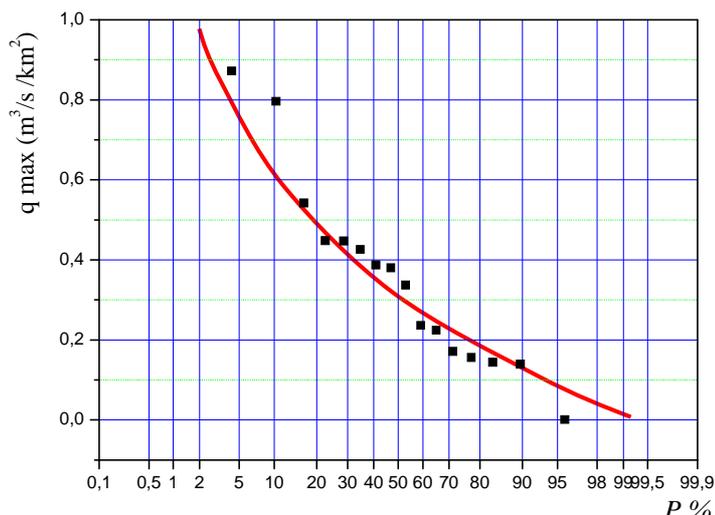


Figure III.08- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l’oued Ed Dous à la station Tilesdit I, code15 01 06.

Le traçage de cette courbe empirique des fréquences et son lissage à main levée, permettent de tirer les valeurs des débits spécifiques maxima correspondant aux fréquences 5%, 50% et 95%, soient $q_{5\%}$, $q_{50\%}$ et $q_{95\%}$.

- L’élaboration des courbes empiriques des fréquences du débit spécifique maximum avec la même procédure, est réalisé pour tous les sous bassins et sont insérés en annexe 02.

Ainsi pour tous les sous bassins, on peut déduire de ces courbes lissées les valeurs des quantiles $q_{5\%}$, $q_{50\%}$ et $q_{95\%}$ qui sont récapitulées dans le tableau III.10.

Tableau III.10 : Les valeurs des quantiles.

N°	Oued	Station	Code	$q_{5\%}$	$q_{50\%}$	$q_{95\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	0,750	0,300	0,080
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	0,310	0,110	0,040
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	0,250	0,020	0,0006
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	0,600	0,180	0,010
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	1,200	0,260	0,020
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	0,130	0,023	0,005
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	0,080	0,028	0,013
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	0,175	0,035	0,001
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	0,200	0,040	0,015
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	0,235	0,052	0,025
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	0,450	0,200	0,075
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	0,150	0,030	0,010
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	0,500	0,130	0,050

14	Ksob	Medjez	05 09 01	0,350	0,120	0,009
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	1,000	0,200	0,050
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	0,430	0,230	0,160
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	0,400	0,140	0,040

La courbure de la courbe empirique des fréquences est quantifiée par le coefficient de courbure S qui est lié au coefficient d'asymétrie C_s . La valeur calculée de S permet de déterminer la valeur de C_s [Klibachov K.P, 1970].

Donc après avoir tiré les valeurs des quantiles $q_{5\%}$, $q_{50\%}$ et $q_{95\%}$, on calcul en premier lieu le coefficient de courbure S :

$$S = \frac{q_{5\%} + q_{95\%} - 2q_{50\%}}{q_{5\%} - q_{95\%}}$$

A la valeur calculée de S correspond une valeur du coefficient d'asymétrie C_s qu'on tire à partir du tableau d'alekseev (annexe 03).

La moyenne est exprimée par la relation suivante :

$$q_0 = q_{50\%} - \sigma_q \cdot \Phi_{50\%}$$

Où :

q_0 : Débit spécifique maximum moyen, en $m^3 / s.km^2$;

σ_q : L'écart quadratique type, exprimé par: $\sigma_q = \frac{q_{5\%} - q_{95\%}}{\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}}$;

$\Phi_{5\%}$, $\Phi_{50\%}$ et $\Phi_{95\%}$: écarts relatifs des ordonnées de la courbe binomiale des fréquences pour un coefficient de variation C_v égal à l'unité et pour un coefficient d'asymétrie C_s donné. Les valeurs de ces écarts correspondent aux valeurs calculées du coefficient de courbure S et sont tirées du tableau d'alekseev.

Le coefficient de variation C_v s'écrit comme suit:

$$C_v = \frac{\sigma_q}{q_0}$$

Pour les calculs de S , $\Phi_{50\%}$, $\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}$ et σ_q , les résultats trouvés sont insérés dans le tableau III.11.

Les valeurs des caractéristiques statistiques : q_0 , C_v et C_s estimées par la méthode grapho-analytique d'Alekseev, sont récapitulées dans le tableau III.12.

Tableau III.11 : Les valeurs de S , $\Phi_{50\%}$, $\Phi_{5\%} - \Phi_{95}$ et σ_q .

N°	Oued	Station	Code	S	$\Phi_{50\%}$	$\Phi_{5\%} - \Phi_{95}$	σ_q
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	0,343	-0,197	3,155	0,21
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	0,481	-0,267	3,041	0,09
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	0,844	-0,410	2,569	0,10
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	0,424	-0,238	3,094	0,19
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	0,593	-0,319	2,919	0,40
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	0,712	-0,369	2,769	0,05
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	0,552	-0,300	2,967	0,02
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	0,609	-0,326	2,900	0,06
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	0,730	-0,376	2,745	0,07
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	0,743	-0,380	2,727	0,08
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	0,333	-0,192	3,161	0,12
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	0,714	-0,370	2,766	0,05
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	0,644	-0,341	2,856	0,16
14	Ksob	Medjez	05 09 01	0,349	-0,200	3,151	0,11
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	0,684	-0,358	2,805	0,34
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	0,481	-0,267	3,041	0,09
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	0,444	-0,248	3,076	0,12

Tableau III.12 : Les valeurs des caractéristiques statistiques.

N°	Oued	Station	Code	q_0	C_v	C_s
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	0,34	0,62	1,21
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	0,13	0,66	1,69
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	0,06	1,62	3,26
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	0,23	0,85	1,48
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	0,39	1,04	2,12
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	0,04	1,14	2,59
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	0,03	0,65	1,96
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	0,05	1,10	2,18
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	0,07	1,03	2,66
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	0,08	0,95	2,72
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	0,22	0,53	1,18
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	0,05	1,04	2,60
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	0,18	0,86	2,32
14	Ksob	Medjez	05 09 01	0,14	0,76	1,23
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	0,32	1,05	2,48
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	0,25	0,35	1,69
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	0,17	0,69	1,55

III.7.2 Estimation des valeurs du débit spécifique fréquentiel :

L'étude du ruissellement pluvial doit être réalisée pour des différentes fréquences rares. Vu l'interdépendance entre les éléments d'un hydrogramme d'écoulement, la détermination du ruissellement est possible si on dispose des principales caractéristiques de cet hydrogramme, particulièrement de débit maximum. On propose d'utiliser les fréquences suivantes: 0.1%, 1%, 2%, 5%, 10%, 20%, 30%, 40% et 50% qui couvrent le domaine des fréquences rares les plus utilisées dans la pratique de l'ingénieur.

L'estimation du débit spécifique maximum pour différentes fréquences est le but de l'analyse fréquentielle, donc connaissant les caractéristiques statistiques des sous bassins: la moyenne q_o , le coefficient de variation C_v et le coefficient d'asymétrie C_s , on procède pour estimer ce débit pour chaque sous bassin par les étapes suivantes :

- ❖ On déduit à partir du tableau de Foster-Rebkine (annexe 04) pour chaque fréquence, la valeur du nombre Foster-Rebkine $F_{P\%}$ qui correspond à la valeur du coefficient d'asymétrie C_s donnée.

- ❖ On calcul le coefficient modulaire $k_{P\%}$ qui est exprimé par la formule suivante:

$$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$$

- ❖ On calcul le débit spécifique maximum fréquentiel par la formule suivante:

$$q_{P\%} = k_{P\%} q_o$$

q_o : Débit spécifique maximum moyen, en $m^3/s.km^2$.

On prend comme exemple, l'estimation du débit spécifique maximum pour différentes fréquences, du sous bassin versant de l'oued Ed Dous à la station Tilesdit I (Tableau III.13).

Tableau III.13: Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Ed Dous à Tilesdit I (code 15 01 06).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	4,81	3,15	2,62	1,91	1,34	0,73	0,35	0,05	-0,19
C_v	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	3,982	2,953	2,624	2,184	1,831	1,453	1,217	1,031	0,882
$q_{P\%} = k_{P\%} q_o$	1,35	1,00	0,89	0,74	0,62	0,49	0,41	0,35	0,30

Les autres tableaux de calcul d'estimation du débit spécifique maximum fréquentiel, pour chaque station sont insérés en annexe 05.

Les valeurs des débits spécifiques maxima fréquents, pour tous les sous bassins versants sont récapitulées dans le tableau III.14.

Tableau III.14 : Valeurs des débits spécifiques maxima fréquents du bassin versant de la Soummam.

N°	Oued	Station	Code	Débit spécifique maximum fréquentiel $q_{p\%}$ ($m^3 / s.km^2$)								
				$q_{0.1\%}$	$q_{1\%}$	$q_{2\%}$	$q_{5\%}$	$q_{10\%}$	$q_{20\%}$	$q_{30\%}$	$q_{40\%}$	$q_{50\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	1,35	1,00	0,89	0,74	0,62	0,49	0,41	0,35	0,30
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	0,60	0,43	0,37	0,30	0,24	0,19	0,15	0,13	0,11
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	0,78	0,46	0,37	0,25	0,16	0,09	0,06	0,03	0,02
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	1,25	0,88	0,77	0,61	0,49	0,36	0,29	0,23	0,18
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	2,84	1,87	1,58	1,21	0,91	0,63	0,46	0,35	0,26
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	0,34	0,22	0,18	0,13	0,10	0,06	0,04	0,03	0,02
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	0,14	0,10	0,09	0,07	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	0,39	0,25	0,21	0,16	0,12	0,08	0,06	0,04	0,03
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	0,56	0,35	0,29	0,21	0,16	0,10	0,08	0,06	0,04
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	0,59	0,38	0,32	0,23	0,17	0,11	0,09	0,07	0,05
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	0,78	0,59	0,53	0,44	0,38	0,31	0,26	0,23	0,20
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	0,39	0,25	0,21	0,15	0,11	0,07	0,05	0,04	0,03
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	1,15	0,76	0,64	0,49	0,38	0,27	0,20	0,16	0,13
14	Ksob	Medjez	05 09 01	0,66	0,48	0,42	0,34	0,28	0,22	0,18	0,14	0,12
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	2,50	1,60	1,35	0,99	0,73	0,49	0,35	0,27	0,20
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	0,73	0,55	0,50	0,42	0,37	0,31	0,27	0,25	0,23
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	0,79	0,56	0,49	0,40	0,33	0,25	0,20	0,17	0,14

III.8 Conclusion :

L'étude du ruissellement pluvial a besoin des données hydrométéorologiques et morphométriques. Les données des pluies maximales constituent l'information fondamentale pour justifier le type et la genèse du ruissellement. Ces données sont collectées dans les documents officiels de L'A.N.R.H.

La recherche concernant le ruissellement pluvial, a pour objet les sous bassins de la Soummam dont les données morphométriques sont saisies dans les annuaires hydrologiques de l'Algérie. Ces données sont : la superficie en km^2 , la longueur du cours d'eau principal en km , l'altitude maximale en m , l'altitude moyenne en m , l'altitude minimale à l'exutoire du bassin en m et la pente moyenne du talweg en pour mille (‰).

La collecte des données pluviométriques s'est effectuée pour les stations situées à l'intérieur du bassin aussi bien pour les stations limitrophes, leurs données pluviographiques obtenues à partir des documents de l'A.N.R.H. Le principe de la généralisation territoriale est fondé sur le concept de la continuité spatiale des caractéristiques pluviographiques, qui permet de construire des cartes pour ces caractéristiques qui sont : la pluie journalière maximale moyenne $\bar{P}_{j,\max}$, le coefficient de variation C_v et le coefficient climatique b .

Les données hydrométriques pour les débits d'eau maxima sont collectées à partir de la documentation de l'A.N.R.H, pour dix sous bassins de la Soummam et sept autres sous bassins limitrophes. Les tailles des séries d'observations varient de neuf à trente six ans. Certaines séries contiennent des lacunes.

La détermination des caractéristiques pluviographiques : la pluie journalière maximale moyenne $\bar{P}_{j,\max}$, le coefficient de variation C_v et le coefficient climatique b , pour chaque sous bassins, s'est effectuée par interpolation graphique à partir des cartes.

L'analyse statistique des débits maxima, est effectuée par la méthode grapho-analytique qui tient compte de l'asymétrie de la courbe empirique. L'estimation des caractéristiques statistiques est basée sur trois quantiles standards : $q_{5\%}$, $q_{50\%}$ et $q_{95\%}$ tirés de la courbe empirique.

Vu l'interdépendance entre les éléments d'un hydrogramme d'écoulement, la détermination du ruissellement est possible, si on dispose des principales caractéristiques de cet hydrogramme, particulièrement des débits maxima.

L'analyse fréquentielle a pour but l'estimation du débit spécifique maximum pour différentes fréquences, dont l'adoption des fréquences suivantes: 0.1%, 1%, 2%, 5%, 10%, 20%, 30%, 40% et 50% qui répondent aux besoins pratiques de l'ingénieur.

CHAPITRE IV:
ANALYSE DE RUISSELLEMENT

IV.1 Introduction :

Le ruissellement est la quantité d'eau des précipitations qui s'écoule sous le courant concentré dans le chevelu élémentaire des ruisseaux tout le long des versants et qui se concentre vers le cours d'eau principal.

La formation du ruissellement est le résultat d'un complexe processus pluvio-hydrologiques, tels que : la pluie, les différents types de rétention des eaux de pluie, l'infiltration des eaux de pluie dans le sol, la filtration dans le sous-sol et de partie moins importante l'évaporation.

L'analyse du phénomène de ruissellement a pour objectif l'identification de la dépendance de celui-ci avec les facteurs générateurs météorologiques, telle que la lame de pluie et les facteurs de surface, tels que le type du sol, la pente du versant, le couvert végétal, tout en tenant compte de la zonalité climatique régionale et verticale.

Les valeurs du ruissellement sont obtenues en connaissant les principales caractéristiques de l'hydrogramme de la crue : le débit spécifique maximum, le temps de montée et la forme de l'hydrogramme.

Le traitement est basé essentiellement sur l'analyse graphique et l'analyse grapho-analytique des dépendances. La valeur du coefficient de corrélation est choisie comme critère de qualité de la dépendance.

IV.2 Estimation de ruissellement :

En absence des hydrogrammes des crues observées, l'estimation de la lame ruisselée s'effectue par la formule de Befani [Befani A.N, 1989]. Toutefois on peut citer une approche régionale qui est la formule de Bejaia'2000, celle-ci était développée et vérifiée pour un grand nombre de bassins versants de la partie nord de l'Algérie, où le débit maximum de la crue, s'exprime sous la forme suivante [Ladjel M, 2001]:

$$q_{p\%} = \frac{1}{3.6} (m_b + 1) \frac{E_{p\%}}{T} \quad (\text{IV.1})$$

Où:

m_b - coefficient de forme de l'hydrogramme de la crue ;

$E_{p\%}$ - lame de l'écoulement pluvial de fréquence $P\%$, en mm ;

T - temps de base de la crue, en h ;

$q_{p\%}$ - débit spécifique maximum de la crue, en $\text{m}^3/\text{s.km}^2$.

La lame de l'écoulement pluvial est directement obtenue par la transformation de la formule (IV.1), comme suit :

$$E_{p\%} = \frac{3.6 T q_{p\%}}{m_b + 1} \quad (\text{IV.2})$$

Ainsi la réalisation de cette relation exige la connaissance de chacune des variables suivantes : le temps de base de la crue T , le débit spécifique $q_{p\%}$ et le coefficient de forme de l'hydrogramme de la crue m_b .

La comparaison des deux hydrogrammes, de l'écoulement et de ruissellement, montre que le module maximum de ruissellement q'_{\max} subit une nette réduction avant qu'il se transforme en débit maximum d'écoulement q_{\max} au niveau d'une section donnée du cours d'eau principal. Cette transformation se traduit par une diminution du module de ruissellement.

a. Réduction du module maximum de ruissellement :

L'expression analytique de cette réduction a été démontrée, en donnant la forme triangulaire aux hydrogrammes [Sokolovsky D.L, 1956].

Sokolovsky considère que le volume du ruissellement V_R est égal au volume de l'écoulement de la crue V_E , tout en négligeant les pertes des eaux de ruissellement durant la décrue P_d , où :

$$V_R = \frac{q'_{\max} T_o}{2} \quad \text{et} \quad V_E = \frac{q_{\max} (T_o + t_c)}{2}$$

En tenant compte de l'égalité $V_R = V_E$ et après quelques transformations on obtient la formule de Sokolovsky, exprimant la réduction du module maximum de ruissellement en fonction du temps de concentration:

$$q_{\max} = \frac{q'_{\max}}{1 + \frac{t_c}{T_o}} \quad (\text{IV.3})$$

Où:

q_{\max} - débit spécifique maximum de l'écoulement, en $m^3/s.km^2$;

q'_{\max} - module spécifique maximum de ruissellement, en $m^3/s.km^2$;

t_c - temps de concentration, en h ;

T_o - durée de ruissellement, en h .

L'analyse graphique de la dépendance $\frac{q_{\max}}{q'_{\max}} = f\left(\frac{t_c}{T_o} + 1\right)$ par transformation

logarithmique, donne une droite qui répond ; quand $t_c = 0$, $\ln\left(\frac{t_c}{T_o} + 1\right) = 0$ et

$\ln\left(\frac{q_{\max}}{q'_{\max}}\right) = \ln(1) = 0$, donc cette droite passe par l'origine avec une pente égale a $-n'$, (figure IV.01).

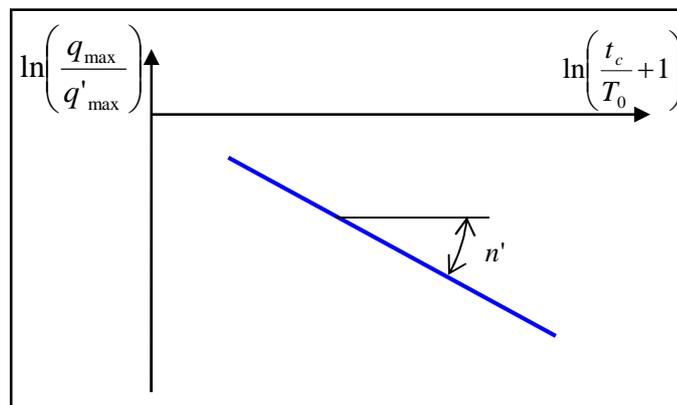


Figure IV.01- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{q_{\max}}{q'_{\max}}\right) = f\left(\frac{t_c}{T_o} + 1\right)$.

Ainsi la relation suivante est établie :

$$\begin{aligned} \ln\left(\frac{q_{\max}}{q'_{\max}}\right) &= -n' \ln\left(\frac{t_c}{T_o} + 1\right) = -n' \ln\left(\frac{t_c + T_o}{T_o}\right) \Rightarrow q_{\max} = q'_{\max} \left(\frac{t_c + T_o}{T_o}\right)^{-n'} \\ &\Rightarrow q_{\max} = q'_{\max} \left(\frac{T_o}{T_o + t_c}\right)^{+n'} = q'_{\max} \left(\frac{1}{1 + \frac{t_c}{T_o}}\right)^{n'} \end{aligned}$$

$$\Rightarrow q_{\max} = \frac{q'_{\max}}{\left(1 + \frac{t_c}{T_0}\right)^{n'}} \quad (\text{IV.3}')$$

De cette manière, on démontre que la formule (IV.3') bien qu'elle soit semblable à celle de Sokolovsky (IV.3), son dénominateur a une puissance positive n' et qui diffère de l'unité.

La détermination de n' : la pente de la droite du graphe de la dépendance $\ln(q_{\max}) = f \ln\left(\frac{t_c + T_0}{T_0}\right)$ exprime la valeur de n' , bien que la dispersion des points soit importante; $n' = 3\left(\frac{t_c}{T_0}\right)^{-0,4}$.

b. Identification du coefficient de forme :

Sachant que le débit spécifique maximum d'écoulement fluvial q_{\max} et celui de ruissellement q'_{\max} sont respectivement exprimés comme suit :

$$\text{Par Bejaia'2000, } q_{\max} = \frac{(m_b + 1)}{3.6} \frac{E_p}{T} \quad (\text{IV.4})$$

$$\text{Par Befani [Befani A.N, 1989], } q'_{\max} = \frac{(n+1)}{3.6} \frac{R}{T_0} \quad (\text{IV.5})$$

Où:

m_b - coefficient de forme d'hydrogramme de la crue;

n - coefficient de forme d'hydrogramme de ruissellement;

T - temps de base de la crue, en h ;

T_0 - durée de ruissellement, en h;

E_p - lame d'écoulement pluvial, en mm ;

R - lame de ruissellement pluvial, en mm.

➤ En remplaçant la formule de Befani (IV.5) dans la formule de Sokolovsky (IV.3), on obtient l'expression suivante :

$$q_{\max} = \frac{(n+1)}{3.6} \frac{R}{T_0} \frac{1}{1 + \frac{t_c}{T_0}}$$

Après simplification, on a :

$$q_{\max} = \frac{(n+1)}{3.6} \frac{R}{T_0 + t_c} \quad (\text{IV.6})$$

Les expressions (IV.4) et (IV.6) permettent d'écrire l'égalité suivante:

$$\frac{(m_b + 1)}{3.6} \frac{E_p}{T} = \frac{(n+1)}{3.6} \frac{R}{T_0 + t_c}$$

Après simplification on obtient l'expression simple du coefficient de forme :

$$m_b = (n+1)(\gamma+1) \frac{R}{E_p} \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1 \quad (\text{IV.7})$$

Avec:

γ - coefficient de Sokolovsky égal au rapport entre le temps de décrue et le

temps de montée : $\gamma = \frac{t_d}{t_m} \Rightarrow t_d = \gamma t_m$.

$$\text{Et } T = t_m + t_d \Rightarrow T = (\gamma+1)t_m.$$

Pour notre cas $\gamma = 0.0326 S^{0.62} + 1$ [Ladjel M., 2001].

➤ De la même chose en remplaçant la formule (IV.5) dans la formule (IV.3') on obtient :

$$q_{\max} = \frac{(n+1)}{3.6} \frac{R}{T_o \left(1 + \frac{t_c}{T_o}\right)^{n'}} \quad (\text{IV.6'})$$

Et à partir de (IV.4) et (IV.6') on aura l'expression de m_b qui tient compte de n' :

$$m_b = (n+1)(\gamma+1) \frac{R}{E_p} \frac{t_m}{T_o \left(1 + \frac{t_c}{T_o}\right)^{n'}} - 1 \quad (\text{IV.7'})$$

➤ Si on considère l'égalité d'écoulement pluvial au ruissellement, $E_p = R$, l'expression de m_b (IV.7) devient alors:

$$m_b = (n+1)(\gamma+1) \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1 \quad (\text{IV.8})$$

$$n = 2 \text{ [Befani A.N, 1989]}, \Rightarrow m_b = \frac{3 (\gamma+1) t_m}{T_o + t_c} - 1.$$

Et si on considère l'inégalité d'écoulement pluvial au ruissellement, $R > E_p$, sachant que $R = E_p + P_d \Rightarrow E_p = R - P_d = R - \delta R$.

On obtient alors l'expression du coefficient de forme m_b sous la forme suivante :

$$m_b = \left(\frac{1}{1-\delta}\right) (n+1)(\gamma+1) \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1 \quad (\text{IV.9})$$

Où:

$\delta = \frac{P_d}{R}$ - coefficient des pertes de ruissellement;

P_d - perte de ruissellement durant la décrue, $P_d = 4 \div 5mm$ [Befani A.N, 1989];

$\gamma = t_d / t_m$ - coefficient de Sokolovsky;

t_m - temps de montée de la crue, dépend de la durée de ruissellement T_o et du temps de concentration t_c .

Pour les moyens et les grands bassins versants, soit quand le temps de concentration est supérieure à la durée de ruissellement, $t_c > T_o$, le temps de montée de la crue t_m est exprimé par la formule empirique (IV.10) et quand

$t_c < T_o$, t_m est exprimé comme suit : $t_m = \frac{T_o + t_c}{2}$ [Ladjel M., 2002].

$$t_m = 1.13 \frac{S^{0.29}}{I^{0.11}} \quad (IV.10)$$

Où :

S - la surface du bassin versant en km^2 ;

I - la pente du bassin versant en ‰.

Les valeurs de la durée de ruissellement T_o , sont tirées de la carte qu'on a établie pour le bassin de la Soummam (Figure IV.02).

Cette carte est réalisée basant sur les données soustraites de la carte de T_o du Nord-Est de l'Algérie qui a été réaliser a son tour par Ladjel M. (2008).

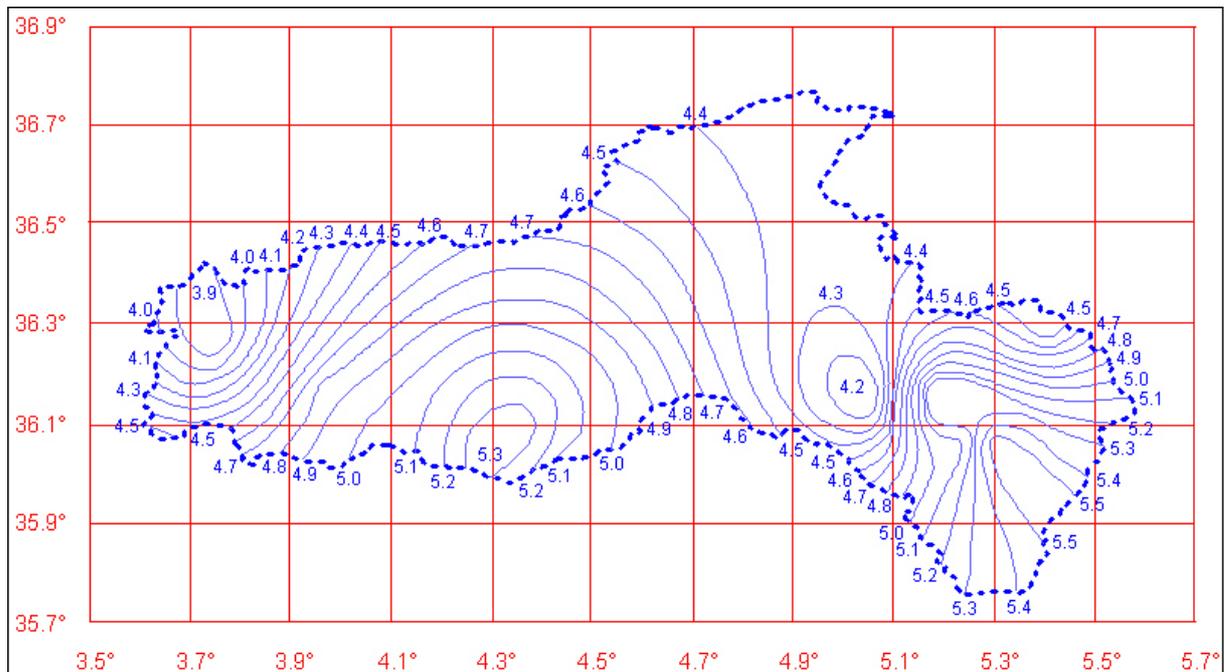


Figure IV.02- Carte de la durée de ruissellement T_o de la Soummam (Réalisée par Lahouari F., 2009).

c. Le temps de concentration :

La notion du temps de concentration reste problématique. Pour certains, le temps de concentration est défini comme étant la durée que met une goutte d'eau qui tombe a un point élevé du bassin versant, pour atteindre l'exutoire. Bien qu'il soit probable que cette goutte pourrait ne jamais arriver à l'exutoire ! Du point de vue hydrologique, le temps de concentration est la durée que met une phase hydrologique pour parcourir un tronçon du cours d'eau d'une longueur donnée ; Souvent, cette longueur est comparable à la longueur du cours d'eau. Bien sûr, quand il est question des débits maxima des crues, le temps de concentration est la durée que met un débit maximum, généré sur le bassin versant, pour arriver à l'exutoire. Il s'agit alors du temps de propagation de la crue tout le long du cours d'eau.

Vu l'absence des méthodes appropriées, développées dans les conditions physico-géographique du nord de l'Algérie, pour l'estimation de cette caractéristique indispensable dans les calculs d'estimation des crues, on se contente de la formule de Goptchenko, courante dans la pratique hydrologique en Algérie et qui est adéquate de point de vue physique.

La formule de Goptchenko est développée pour les crues pluviales des bassins versants de la région steppique du sud de l'Ukraine, qui sont analogues aux bassins algériens [Goptchenko E.D et al., 1989].

$$t_c = \frac{L_{c.e}}{1.19 S^{0.14} I^{0.33}} \quad (\text{IV.11})$$

Où :

t_c - temps de concentration, en h ;

$L_{c.e}$ - longueur du cours d'eau principal, en km ;

S - superficie du bassin versant, en km^2 ;

I - pente moyenne du talweg principal, en $\%$.

Ainsi, les résultats de calculs des principales caractéristiques indispensables, pour les applications, sont récapitulés dans le tableau IV.01.

Tableau IV.01: Récapitulatif des résultats de calculs.

N°	Oued	Station	Code	T_0	γ	t_m	T	n'	m_b	t_c
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	3,75	3,12	5,77	23,8	1,99	4,01	10,5
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	4,17	1,84	3,47	9,85	3,46	3,17	2,91
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	4,85	3,06	5,73	23,3	2,60	4,94	6,91
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	5,41	2,73	4,99	18,6	3,23	4,64	4,49
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	4,36	1,58	3,00	7,74	3,71	2,36	2,56
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	5,66	4,40	7,54	40,7	2,56	7,70	8,38
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	5,00	5,01	8,36	50,2	2,11	7,81	12,1
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	5,48	5,63	9,11	60,4	1,79	6,17	19,8
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	3,97	6,62	10,0	76,2	1,49	7,51	22,9
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	4,93	9,85	12,2	132	1,54	11,8	26,0
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	4,50	2,46	4,80	16,6	2,94	4,38	4,75
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	5,44	7,87	10,8	95,8	1,97	12,7	15,5
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	4,74	2,20	4,18	13,4	3,14	3,49	4,22
14	Ksob	Medjez	05 09 01	4,78	3,82	6,78	32,7	2,30	5,99	9,25
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	5,20	1,77	3,39	9,39	3,74	2,44	3,00
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	5,06	2,06	4,06	12,4	3,48	3,35	3,50
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	4,99	3,30	6,00	25,8	2,61	5,40	7,10

Les valeurs des débits spécifiques maxima estimés pour différentes fréquences, sont récapitulées dans le tableau IV.02.

Tableau IV.02: Valeurs des débits spécifiques maxima.

N°	Oued	Station	Code	Débit spécifique maximum fréquentiel $q_{p\%}$ ($m^3 / s.km^2$)								
				$q_{0.1\%}$	$q_{1\%}$	$q_{2\%}$	$q_{5\%}$	$q_{10\%}$	$q_{20\%}$	$q_{30\%}$	$q_{40\%}$	$q_{50\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	1,35	1,00	0,89	0,74	0,62	0,49	0,41	0,35	0,30
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	0,60	0,43	0,37	0,30	0,24	0,19	0,15	0,13	0,11
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	0,78	0,46	0,37	0,25	0,16	0,09	0,06	0,03	0,02
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	1,25	0,88	0,77	0,61	0,49	0,36	0,29	0,23	0,18
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	2,84	1,87	1,58	1,21	0,91	0,63	0,46	0,35	0,26
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	0,34	0,22	0,18	0,13	0,10	0,06	0,04	0,03	0,02
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	0,14	0,10	0,09	0,07	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	0,39	0,25	0,21	0,16	0,12	0,08	0,06	0,04	0,03
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	0,56	0,35	0,29	0,21	0,16	0,10	0,08	0,06	0,04
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	0,59	0,38	0,32	0,23	0,17	0,11	0,09	0,07	0,05
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	0,78	0,59	0,53	0,44	0,38	0,31	0,26	0,23	0,20
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	0,39	0,25	0,21	0,15	0,11	0,07	0,05	0,04	0,03
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	1,15	0,76	0,64	0,49	0,38	0,27	0,20	0,16	0,13
14	Ksob	Medjez	05 09 01	0,66	0,48	0,42	0,34	0,28	0,22	0,18	0,14	0,12

15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	2,50	1,60	1,35	0,99	0,73	0,49	0,35	0,27	0,20
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	0,73	0,55	0,50	0,42	0,37	0,31	0,27	0,25	0,23
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	0,79	0,56	0,49	0,40	0,33	0,25	0,20	0,17	0,14

Les valeurs des modules spécifiques maxima de ruissellement, estimés à partir de la relation (IV.3'), pour différentes fréquences, sont récapitulées dans le tableau IV.03.

Tableau IV.03: Valeurs des modules spécifiques maxima.

N°	Oued	Station	Code	Module spécifique max fréquentiel $q'_{p\%}$ ($m^3 / s.km^2$)								
				$q'_{0.1\%}$	$q'_{1\%}$	$q'_{2\%}$	$q'_{5\%}$	$q'_{10\%}$	$q'_{20\%}$	$q'_{30\%}$	$q'_{40\%}$	$q'_{50\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	19,2	14,2	12,7	10,5	8,83	6,98	5,84	4,99	4,27
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	3,75	2,68	2,31	1,87	1,50	1,19	0,94	0,81	0,69
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	7,80	4,60	3,70	2,50	1,60	0,90	0,60	0,30	0,20
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	8,80	6,20	5,42	4,30	3,45	2,53	2,04	1,62	1,27
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	15,8	10,4	8,77	6,72	5,05	3,50	2,55	1,94	1,44
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	3,48	2,25	1,84	1,33	1,02	0,61	0,41	0,31	0,20
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	1,87	1,34	1,21	0,94	0,80	0,54	0,40	0,40	0,27
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	6,02	3,86	3,24	2,47	1,85	1,23	0,93	0,62	0,46
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	9,67	6,05	5,01	3,63	2,76	1,73	1,38	1,04	0,69
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	9,98	6,43	5,41	3,89	2,88	1,86	1,52	1,18	0,85
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	6,49	4,91	4,41	3,66	3,16	2,58	2,16	1,91	1,66
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	5,55	3,56	2,99	2,13	1,57	1,00	0,71	0,57	0,43
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	8,49	5,61	4,73	3,62	2,81	1,99	1,48	1,18	0,96
14	Ksob	Medjez	05 09 01	7,85	5,71	5,00	4,05	3,33	2,62	2,14	1,67	1,43
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	13,7	8,79	7,42	5,44	4,01	2,69	1,92	1,48	1,10
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	4,55	3,43	3,12	2,62	2,31	1,93	1,68	1,56	1,43
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	7,96	5,64	4,93	4,03	3,32	2,52	2,01	1,71	1,41

Connaissant les principales caractéristiques de l'hydrogramme de la crue, l'estimation des lames de ruissellement s'effectue par la formule de Befani (IV.5) transformée:

$$R_{p\%} = \frac{3.6 T_o q'_{p\%}}{n + 1} \quad (IV.12)$$

Les valeurs des lames de ruissellement sont estimées pour les fréquences suivantes : 0.1%, 1%, 2%, 5%, 10%, 20%, 30%, 40% et 50%, voir le tableau IV.04 ci-après.

Ainsi on a établie les cartes de ruissellement du bassin de la Soummam pour chaque fréquence. On donne ici un exemple pour 1% (figure IV.03), voir l'annexe 06 pour les autres fréquences.

Tableau IV.04: Récapitulatif des quantités du ruissellement $R_{p\%}$.

N°	Oued	Station	Code	$R_{0,1\%}$	$R_{1\%}$	$R_{2\%}$	$R_{5\%}$	$R_{10\%}$	$R_{20\%}$	$R_{30\%}$	$R_{40\%}$	$R_{50\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	86,4	63,9	57,2	47,3	39,7	31,4	26,3	22,5	19,2
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	18,8	13,4	11,6	9,36	7,51	5,95	4,70	4,05	3,45
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	45,4	26,8	21,5	14,6	9,31	5,24	3,49	1,75	1,16
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	57,1	40,3	35,2	27,9	22,4	16,4	13,2	10,5	8,24
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	82,7	54,4	45,9	35,2	26,4	18,3	13,3	10,2	7,53
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	23,6	15,3	12,5	9,03	6,93	4,14	2,78	2,11	1,36
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	11,2	8,04	7,26	5,64	4,80	3,24	2,40	2,40	1,62
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	39,6	25,4	21,3	16,2	12,2	8,09	6,12	4,08	3,02
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	46,1	28,8	23,9	17,3	13,1	8,24	6,57	4,95	3,29
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	59,0	38,0	32,0	23,0	17,0	11,0	8,99	6,98	5,03
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	35,0	26,5	23,8	19,8	17,1	13,9	11,7	10,3	8,96
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	36,2	23,2	19,5	13,9	10,2	6,53	4,63	3,72	2,81
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	48,3	31,9	26,9	20,6	16,0	11,3	8,42	6,71	5,46
14	Ksob	Medjez	05 09 01	45,0	32,8	28,7	23,2	19,1	15,0	12,3	9,58	8,20
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	85,5	54,8	46,3	33,9	25,0	16,8	12,0	9,24	6,86
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	27,6	20,8	18,9	15,9	14,0	11,7	10,2	9,47	8,68
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	47,7	33,8	29,5	24,1	19,9	15,1	12,0	10,2	8,44



Figure IV.03- Carte de ruissellement $R_{1\%}$ (Réalisée par Lahouari F., 2009).

IV.3 Estimation de la pluie maximale durant le temps de concentration :

Généralement, les crues, durant toutes les saisons de l'année, sont provoquées par des pluies intenses de courte durée. La variation temporaire de l'intensité de la pluie est mesurée par des pluviographes enregistreurs. L'événement pluvial se caractérise par une lame, une durée et une intensité moyenne (P , t , i). Dans la pratique hydrologique, l'une des applications pour l'estimation de la pluie de courte durée, fait appel aux caractéristiques statistiques des pluies fortes, à savoir la pluie journalière maximale moyenne $\bar{P}_{j,\max}$, le coefficient de variation de la pluie journalière maximale C_v . La durée de la pluie t souvent prise égale au temps de concentration t_c .

IV.3.1 Pluie journalière maximale fréquentielle :

On a deux méthodes de détermination de la pluie journalière maximale, pour une fréquence quelconque :

- Première méthode : on utilise la formule log-normal suivante :

$$P_{j,\max p\%} = \frac{\bar{P}_{j,\max}}{\sqrt{(C_v^2 + 1)}} e^{u_{p\%} \sqrt{\ln(C_v^2 + 1)}} \quad (\text{IV.13})$$

Où:

$P_{j,\max p\%}$ - pluie journalière maximale fréquentielle, en mm ;

$\bar{P}_{j,\max}$ - pluie journalière maximale moyenne, en mm;

$u_{p\%}$ - variable de Gauss pour une fréquence donnée $P\%$;

C_v - coefficient de variation des pluies journalières maximales.

Les valeurs des $\bar{P}_{j,\max}$, pour chaque sous bassin soit sont tirées de la carte des $\bar{P}_{j,\max}$ de la Soummam (chapitre III), soit trouvées par la méthode des isohyètes :

$$\bar{P}_{j,\max} = \frac{\sum P_i S_i}{S_{BV}} \quad P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2}$$

Où :

P_i - moyenne des hauteurs de précipitations des deux isohyètes h_i et h_{i+1} ;

S_i - surface comprise entre deux isohyètes h_i et h_{i+1} ;

S_{BV} - surface totale du bassin versant.

- Deuxième méthode : les valeurs des $P_{j,\max p\%}$ pour chaque sous bassin, sont tirées des cartes des pluies journalières maximales fréquentielles de la Soummam qu'on a établies. on donne ici un exemple pour 1% (figure IV.04), voir l'annexe 07 pour les autres fréquences.

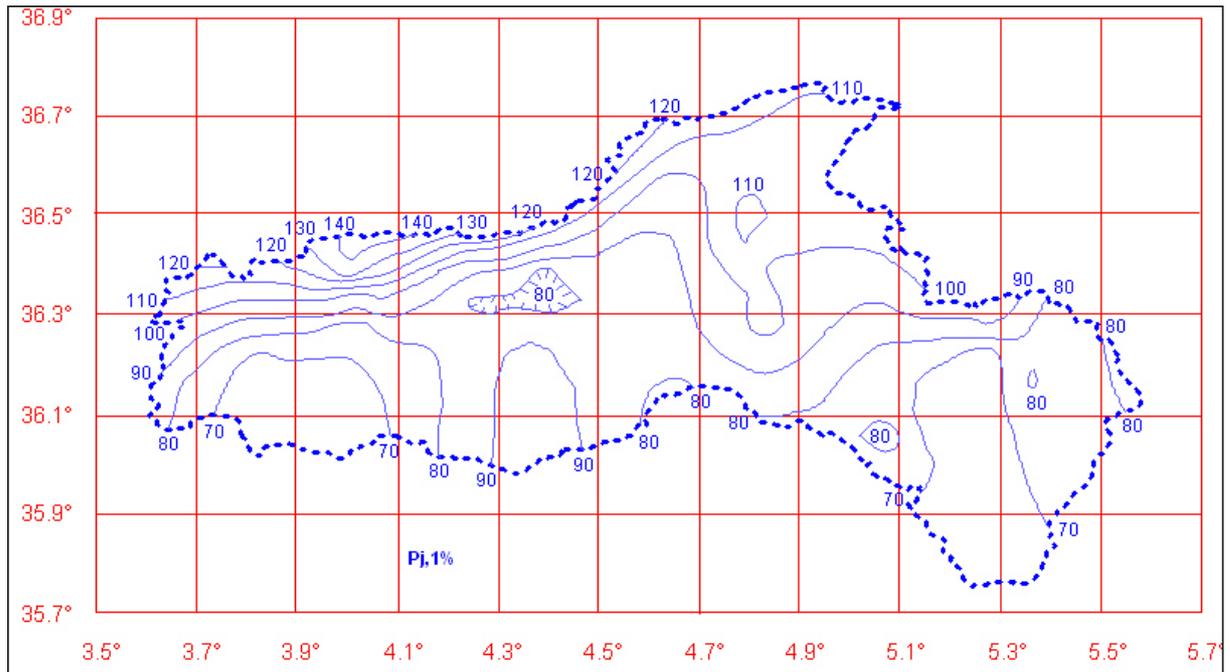


Figure IV.04- Carte des pluies journalières maximales $P_{j,max 1\%}$ (R. par Lahouari F., 2009).

Ainsi les valeurs des pluies journalières maximales pour des fréquences données sont récapitulées dans le tableau IV.05.

Tableau IV.05 : Valeurs des pluies journalières maximales fréquentielles.

N°	Oued	Station	Code	Pluie journalière maximale fréquentielle $P_{j,max p\%}$								
				0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	107	86,2	79,6	70,5	63,0	54,7	49,3	45,0	41,4
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	98,4	80,1	74,0	65,7	58,9	51,2	46,2	42,3	38,9
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	80,9	65,8	60,9	54,0	48,4	42,1	37,8	34,5	31,5
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	130	92,6	81,4	66,4	54,7	43,1	36,1	31,2	27,1
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	88,4	74,1	69,4	62,6	56,9	50,6	46,2	42,7	39,6
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	82,0	66,5	61,4	54,3	48,4	41,8	37,4	33,8	30,7
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	81,4	66,1	61,1	54,0	48,2	41,6	37,3	33,7	30,7
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	77,4	64,3	60,0	53,8	48,6	42,7	38,7	35,4	32,5
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	92,4	74,5	68,7	60,6	54,0	46,7	41,8	38,0	34,7
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	103	82,4	75,6	66,2	58,7	50,5	45,1	41,1	37,4
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	220	170	155	133	115	96,7	84,5	75,2	67,2
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	94,4	71,4	64,2	54,5	46,7	38,5	33,4	29,4	26,2
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	132	92,1	80,3	64,7	52,6	40,7	33,7	28,8	24,9
14	Ksob	Medjez	05 09 01	90,2	72,7	67,0	59,1	52,5	45,0	40,1	36,1	32,8
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	82,3	65,9	60,7	53,2	47,1	40,2	35,6	31,9	28,7
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	135	103	93,4	79,9	69,3	57,9	51,0	45,5	41,2
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	136	101	90,1	75,5	64,3	52,6	45,5	40,0	35,9

IV.3.2 Estimation des pluies de courte durée :

L'ordonnée maximale d'une crue est générée par la partie centrale d'une averse dont la durée est comparable au temps de concentration. C'est la raison pour laquelle on s'intéresse à la détermination de la lame de pluie de courte durée.

Dans la pratique hydrologique, cette quantité de pluie est calculée par la formule suivante [Réménieras G., 1980] ; formule de Montanari :

$$P_{t_c, p\%} = P_{j, \max p\%} \left(\frac{t_c}{24} \right)^b \quad (IV.14)$$

Où :

$P_{j, \max p\%}$ - pluie journalière maximale d'une fréquence donnée, en mm ;

t_c - temps de concentration, en h ;

b - exposant climatique.

Les valeurs des lames de pluie de courte durée, pour différents intervalles du temps t_c et différentes fréquences $P\%$ pour chaque sous bassins, sont données dans le tableau IV.06.

Tableau IV.06 : Valeurs des pluies pendant un temps de concentration.

N°	Oued	Station	Code	Pluie pendant un temps de concentration $P_{t_c, p\%}$								
				0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	80,1	64,5	59,6	52,8	47,2	41,0	36,9	33,7	31,0
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	50,1	40,8	37,7	33,4	30,0	26,1	23,5	21,5	19,8
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	53,6	43,6	40,4	35,8	32,1	27,9	25,1	22,9	20,9
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	77,3	55,1	48,4	39,5	32,5	25,6	21,5	18,6	16,1
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	40,4	33,9	31,7	28,6	26,0	23,1	21,1	19,5	18,1
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	59,8	48,5	44,8	39,6	35,3	30,5	27,3	24,7	22,4
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	66,3	53,8	49,8	44,0	39,2	33,9	30,4	27,4	25,0
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	72,8	60,5	56,4	50,6	45,7	40,2	36,4	33,3	30,6
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	91,0	73,4	67,7	59,7	53,2	46,0	41,2	37,4	34,2
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	106	84,6	77,6	68,0	60,3	51,9	46,3	42,2	38,4
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	110	84,7	77,2	66,3	57,3	48,2	42,1	37,5	33,5
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	85,0	64,3	57,8	49,1	42,0	34,7	30,1	26,5	23,6
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	82,6	57,6	50,2	40,5	32,9	25,5	21,1	18,0	15,6
14	Ksob	Medjez	05 09 01	68,4	55,1	50,8	44,8	39,8	34,1	30,4	27,4	24,9
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	48,9	39,2	36,1	31,6	28,0	23,9	21,2	19,0	17,1
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	74,3	56,7	51,4	44,0	38,2	31,9	28,1	25,0	22,7
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	86,7	64,4	57,4	48,1	41,0	33,5	29,0	25,5	22,9

Sachant que le temps de concentration t_c est étroitement lié avec la surface d'un bassin versant S , il est possible de procéder à une analyse de détermination des pluies de courte durée des sous bassins en fonction de leurs surfaces, soit $P_{t_c, p\%} = f(S, t_c)$. Le rapport $\frac{P_{t_c, p\%}}{t_c}$ exprime la pluie spécifique pour l'unité du temps de concentration, pour un sous bassin donné, c.à.d. il s'agit d'une intensité moyenne de la pluie \bar{i} dans le dit sous bassin, soit $\bar{i}_{t_c, p\%} = \frac{P_{t_c, p\%}}{t_c}$.

De ce fait on procède à l'analyse graphique de la dépendance $\frac{P_{t_c, p\%}}{t_c} = f(S + 1)$ par transformation logarithmique, ainsi cette analyse de la dépendance entre les valeurs de $\ln\left(\frac{P_{t_c, p\%}}{t_c}\right)$ et les valeurs de $\ln(S + 1)$ pour des fréquences données, a montrée l'existence d'une très bonne corrélation. On donne ici un exemple pour la fréquence 1% (figure IV.05).

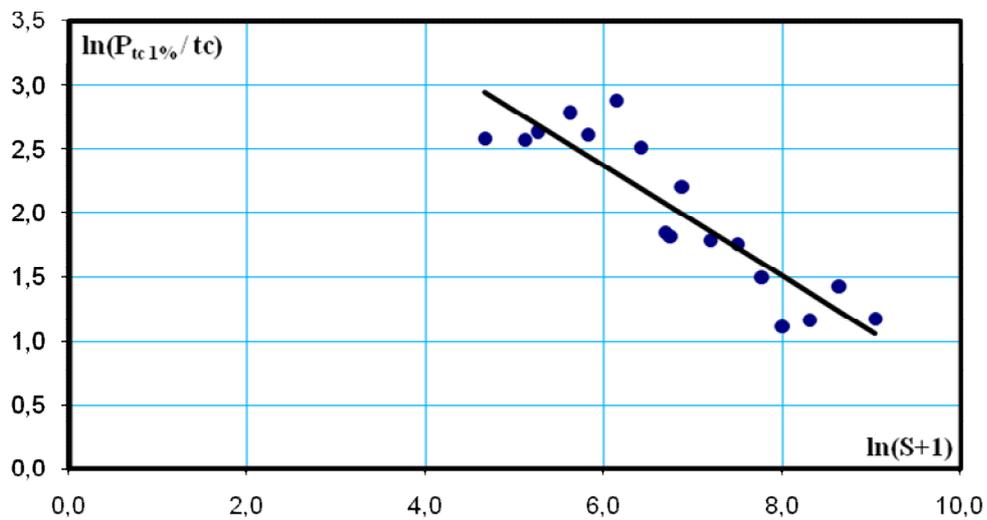


Figure IV.05- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c, 1\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S + 1))$; $r = 0.90$.

Cette dépendance est vérifiée par l'équation de la droite de tendance suivante:

$$\ln\left(\frac{P_{t_c, 1\%}}{t_c}\right) = -0.432 \ln(S + 1) + 4.961$$

$$\Rightarrow \frac{P_{t_c, 1\%}}{t_c} = \frac{143}{(S + 1)^{0.432}} \quad \text{d'où} \quad P_{t_c, 1\%} = 143 \frac{t_c}{(S + 1)^{0.432}} .$$

L'analyse graphique de la dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c, p\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S + 1))$ est répétée pour toutes les fréquences, voir l'annexe 08.

Ainsi on peut écrire : $P_{t_c, p\%, g\acute{e}n\acute{e}r\acute{a}l\acute{i}s\acute{e}e} = A_{p\%} \frac{t_c}{(S+1)^{B_{p\%}}}$.

Les valeurs de A et B pour différentes fréquences sont récapitulées dans le tableau IV.07.

Tableau IV.07 : Valeurs de $A_{p\%}$ et $B_{p\%}$.

Fréquences	$A_{p\%}$	$B_{p\%}$
0.1%	187	0.436
1%	143	0.432
2%	130	0.431
5%	111	0.428
10%	96	0.427
20%	79	0.423
30%	70	0.422
40%	62	0.420
50%	56	0.419

Ainsi les valeurs des lames de pluie généralisée, pour différents intervalles du temps t_c et différentes fréquences $P\%$, sont données dans le tableau IV.08.

Tableau IV.08 : Valeurs des pluies généralisées pendant un temps de concentration.

				Pluie généralisée pendant un temps de concentration								
				$P_{t_c, p\%, g\acute{e}n\acute{e}r\acute{a}l\acute{i}s\acute{e}e}$								
N°	Oued	Station	Code	0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	104	81,8	74,9	65,2	56,8	48,0	42,8	38,4	35,0
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	55,0	43,1	39,3	34,0	29,7	24,9	22,2	19,9	18,0
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	69,8	55,0	50,4	43,9	38,2	32,3	28,8	25,8	23,5
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	51,2	40,3	36,9	32,1	28,0	23,6	21,1	18,9	17,2
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	62,7	48,9	44,5	38,7	33,5	28,2	25,0	22,4	20,3
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	59,7	47,0	43,1	37,6	32,8	27,8	24,8	22,3	20,3
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	76,7	60,5	55,4	48,4	42,2	35,8	32,1	28,8	26,3
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	113	89,7	82,2	71,9	62,6	53,3	47,5	42,8	39,0
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	115	90,5	82,9	72,6	63,4	53,8	48,1	43,3	39,4
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	94,4	74,9	68,6	60,3	52,5	45,0	40,0	36,1	33,0
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	61,3	48,0	43,9	38,2	33,3	28,0	25,0	22,4	20,4
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	67,3	53,3	48,8	42,8	37,4	31,8	28,4	25,6	23,4
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	62,5	49,0	44,7	38,9	33,8	28,5	25,4	22,7	20,7
14	Ksob	Medjez	05 09 01	75,1	59,1	54,1	47,3	41,2	34,9	31,1	27,9	25,4
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	60,3	47,1	43,2	37,2	32,4	27,3	24,3	21,7	19,7
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	56,7	44,5	40,6	35,0	30,6	25,7	22,9	20,5	18,7
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	66,5	52,3	47,9	41,7	36,3	30,7	27,4	24,6	22,4

IV.4 Analyse du coefficient d'écoulement fluvial :

La transformation de la pluie en écoulement fluvial est un phénomène hydrologique complexe qui occupe une place remarquable, sur le plan théorique et pratique, liée à l'identification de la genèse des crues.

La dynamique pluviographique et les facteurs intrazonaux ont une grande influence sur la formation du ruissellement. Généralement, on admet un modèle unique de l'hyétogramme de l'averse extrême pour tout point du bassin versant. Alors que dans la réalité, les caractéristiques de l'averse sont variables dans le temps et dans l'espace. De même, l'estimation du ruissellement est réalisée par une idéalisation de transformation de la pluie.

La répartition territoriale des caractéristiques du ruissellement reflète la zonalité climatique, distribuées d'une façon continue et elles peuvent être présentées sous forme de cartes d'isolignes, facile pour l'analyse et pour une utilisation pratique.

La transformation de la pluie en ruissellement doit tenir compte de la fréquence et des pertes initiales. L'analyse de la dépendance tient compte de trois caractéristiques indispensables qui sont la valeur fréquentielle de ruissellement ($R_{p\%}$), la valeur de la lame de pluie durant un temps de concentration ($P_{t_c, p\%}$) et la lame des pertes initiales (P_o) des eaux de pluie. L'absence de données concernant les valeurs des pertes initiales, nous contraint de les inclure avec les pertes totales des eaux de pluies (P_r).

IV.4.1 Estimation du ruissellement en négligeant les pertes initiales des eaux de pluie :

Les pertes initiales P_o représentent la quantité de pluie retenue par le sol pour atteindre un degré de saturation maximum donné, permettant la genèse du ruissellement sur le versant. A chaque état de saturation correspond une quantité bien définie des pertes initiales P_o . Soit, la quantité des pertes initiales dépend de l'état hydrologique du bassin, c'est-à-dire des réserves d'eau dans le sol, qui est une variable aléatoire et répond à une fréquence donnée, soit $P_o = f(p\%)$.

Néanmoins, il est possible d'inclure les pertes initiales avec les pertes totales des eaux de pluie, qui à leur tour dépendent de l'état hydrique du bassin.

On rappelle que dorénavant on considère que la lame ruisselée est égale à la lame écoulée $R_{p\%} = E_{p\%}$, c.à.d. on néglige les pertes de ruissellement durant la phase de décrue.

Le ruissellement est exprimé sous la forme du produit de la lame de pluie par le coefficient de ruissellement :

$$R_{p\%} = \alpha_{p\%} P_{t_c, p\%} \quad (\text{IV.15})$$

Où:

$\alpha_{p\%}$ - coefficient de ruissellement d'une fréquence $p\%$;

$P_{t_c, p\%}$ - lame précipitée durant t_c d'une fréquence $p\%$, en mm .

L'équation du bilan hydrologique d'une crue pluviale, s'écrit sous la forme :

$$R_{p\%} = P_{t_c, p\%} - P_r \quad (\text{IV.16})$$

Où:

$R_{p\%}$ - lame ruisselée, en mm ;

P_r - lame des pertes totales des eaux pluviales, en mm .

Si on exprime les pertes totales P_r par le monôme $P_{t_c, p\%}^m$, l'équation (IV.16) devient :

$$R_{p\%} = P_{t_c, p\%} - P_{t_c, p\%}^m$$

Où:

m - coefficient climatique des pertes des eaux pluviales.

Ainsi, en divisant tous les membres de cette équation sur $P_{t_c, p\%}$, on obtient la relation du coefficient de ruissellement, soit :

$$\alpha_{p\%} = \frac{R_{p\%}}{P_{t_c, p\%}} = \frac{P_{t_c, p\%}}{P_{t_c, p\%}} - \frac{P_{t_c, p\%}^m}{P_{t_c, p\%}}$$

$$\Rightarrow \alpha_{p\%} = 1 - P_{t_c, p\%}^{m-1} \quad (\text{IV.17})$$

D'où, on tire l'expression du coefficient climatique des pertes m :

$$m = 1 + \frac{\ln(1 - \alpha_{p\%})}{\ln P_{t_c, p\%}}$$

Sachant que le terme « $-\ln(1 - \alpha_{p\%})$ » est l'expression du coefficient climatique de ruissellement $C_{p\%}$ [Ladjel M., 2007] :

$$C_{p\%} = -\ln(1 - \alpha_{p\%})$$

Le coefficient m prend en définitif la forme suivante :

$$m = 1 - \frac{C_{p\%}}{\ln P_{t_c, p\%}} \quad (\text{IV.18})$$

Le coefficient climatique des pertes exprime le complément du coefficient climatique de ruissellement relatif par rapport à la lame de pluie climatique, dont la somme est égale à l'unité. Ainsi, la question posée est relative à la généralisation territoriale du coefficient climatique de ruissellement $C_{p\%}$.

L'ordonnée maximale de la crue est généralement générée par la partie centrale de la pluie d'une durée égale au temps de concentration t_c , quand la durée de la pluie est nettement supérieur à t_c , alors que le bassin versant a déjà été arrosé par une partie d'eau de pluie. Cela permet de ne pas tenir compte les pertes initiales P_o séparément c.à.d. de ne pas déduire de la lame $P_{t_c, p\%}$ une quantité des pertes P_o .

IV.4.2 Analyse statistique du coefficient climatique de ruissellement :

Cette analyse consiste à chercher la relation du coefficient climatique de ruissellement $C_{p\%}$ avec la variable de Gauss $u_{p\%}$ pour différentes périodes de retour.

La validation de telle ou telle relation doit être justifiée par les données sur les lames, des pluies et du ruissellement, d'une fréquence donnée. Ceci est possible une fois l'analyse des dépendances est effectuée.

A titre d'exemple, on prend les données du sous bassin Tilesdit I, dont les calculs sont récapitulés dans le tableau IV.09.

Tableau IV.09 : Données nécessaires pour le calcul de $C_{p\%}$
du sous bassin Tilesdit I, Code 15.01.06.

$P_{\%}$	$R_{P\%}$	$P_{t_c, p\%}$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln C_{p\%}$	$u_{p\%}$
0,1	86,4	104	0,83	1,77	0,571	3,09
1	63,9	81,8	0,78	1,51	0,412	2,33
2	57,2	74,9	0,76	1,43	0,358	2,06
5	47,3	65,2	0,73	1,31	0,270	1,64
10	39,7	56,8	0,70	1,20	0,182	1,28

On construit le graphe de la dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ (figure IV.06), où $u_{p\%}$ est le nombre de Gauss correspondant à la fréquence $p_{\%}$, dont ses valeurs sont tirées du tableau Foster-Rebkine inséré en annexe 04.

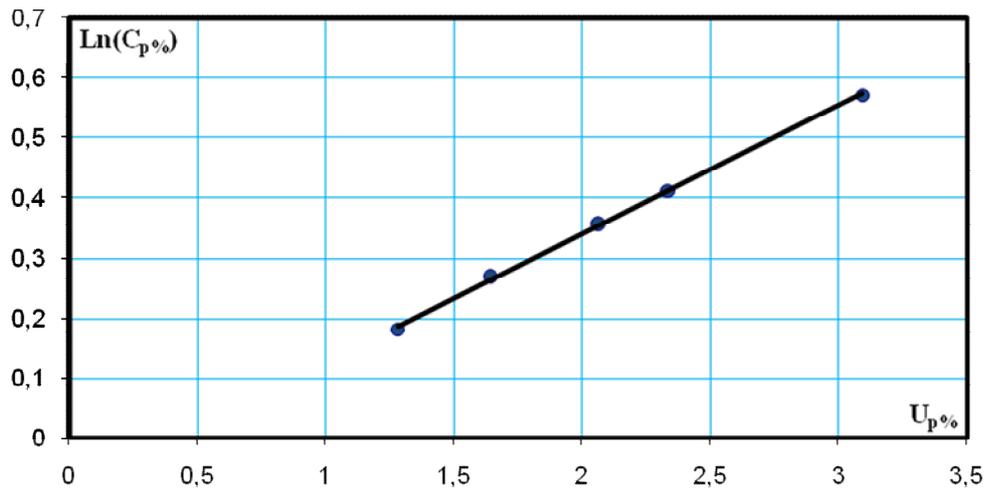


Figure IV.06- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l’Oued Ed Dous (Code 15.01.06).

On constate que la dépendance linéaire est quasi fonctionnelle, ainsi l'équation de la droite de tendance s'écrit comme suit :

$$\ln C_{p\%} = 0.212 u_{p\%} - 0.084, \text{ avec } r = 0.999.$$

$$\Rightarrow C_{p\%} = 0.919 e^{0.212 u_{p\%}}$$

L’analyse graphique de la dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ est réalisée pour tous les sous bassins objet d’étude, voir l’annexe 09.

Ainsi, nous proposons une formule générale, sous forme de monôme [Ladjel M., 2007] :

$$C_{p\%} = C_{50\%} e^{a u_{p\%}} \quad (\text{IV.19})$$

Où:

$C_{50\%}$ - coefficient climatique moyen du ruissellement ;

a - paramètre climatique ;

$u_{p\%}$ - nombre de Gauss correspondant à la fréquence $p\%$.

Les valeurs, du coefficient climatique moyen $C_{50\%}$ et du paramètre climatique a , pour tous les sous bassins sont récapitulées dans le tableau IV.10.

Tableau IV.10 : Valeurs de $C_{50\%}$ et de a .

N°	Oued	Station	Code	$S; km^2$	$H_m; m$	$P_{\%}$	$C_{50\%}$	a
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	842	727	18,9	0,919	0,212
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	190	930	38,1	0,234	0,195
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	800	848	17,6	0,115	0,736
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	605	880	29,5	0,277	0,517
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	105	1205	30,2	0,344	0,345
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	1800	1036	12,2	0,138	0,433
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	2350	1000	9,69	0,100	0,151
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	2960	872	8,18	0,134	0,383
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	4050	960	7,89	0,138	0,429
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	8420	860	8,91	0,208	0,516
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	460	----	20,3	0,630	0,096
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	5600	780	9,70	0,169	0,510
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	334	961	30,5	0,351	0,466
14	Ksob	Medjez	05 09 01	1330	1080	14,6	0,471	0,221
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	165	----	32,4	0,246	0,297
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	273	940	23,8	0,567	0,050
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	960	955	18,6	0,573	0,257

IV.4.3 Analyse de $C_{50\%}$ et de a :

L'influence des facteurs intrazonaux sur ces deux caractéristiques $C_{50\%}$ et a , fait objet d'une analyse. Pour cela on cherche à examiner graphiquement la dépendance de $C_{50\%}$ à la surface (S), à l'altitude moyenne (\bar{H}) et à la pente (P), des sous bassins versants.

Les graphes des dépendances : $C_{50\%} = f(S)$, $C_{50\%} = f(\bar{H})$ et $C_{50\%} = f(P)$ (figures : IV.07, IV.08, IV.09), montrent que le coefficient $C_{50\%}$ est indépendant des trois principaux facteurs S , \bar{H} et P , puisque les valeurs du coefficient de corrélation des courbes de tendance sont faibles, respectivement égales à 0.20, 0.04, 0.25.

Par conséquent, le coefficient climatique moyen du ruissellement $C_{50\%}$ peut être cartographié.

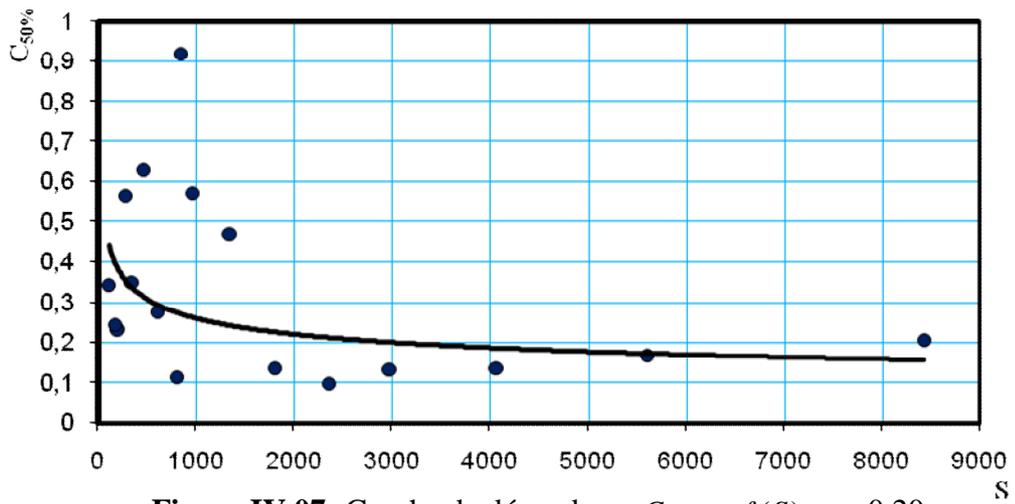


Figure IV.07- Graphe de dépendance $C_{50\%} = f(S)$, $r = 0.20$.

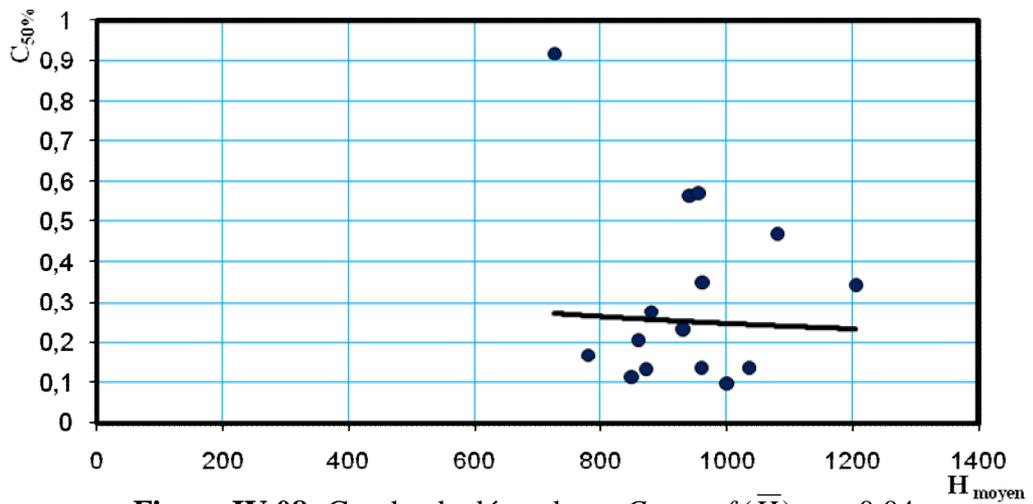


Figure IV.08- Graphe de dépendance $C_{50\%} = f(\bar{H})$, $r = 0.04$.

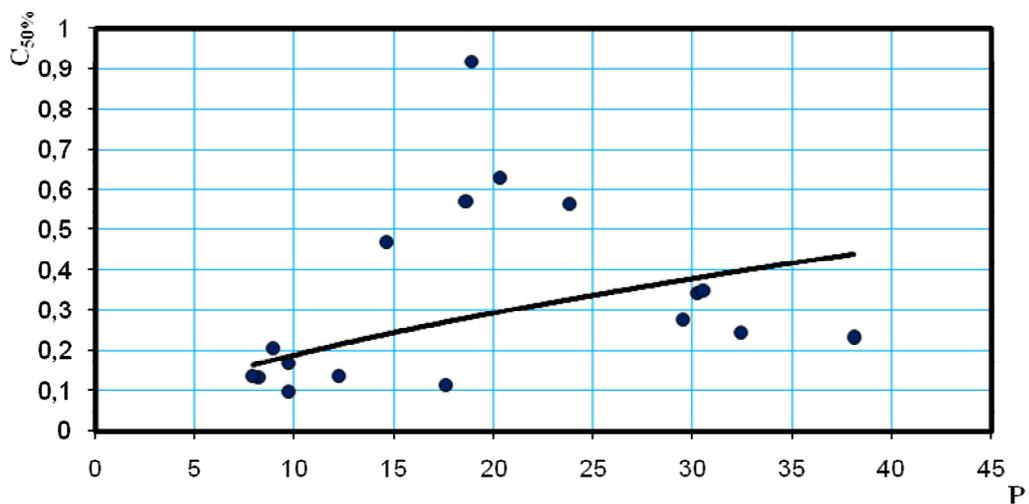
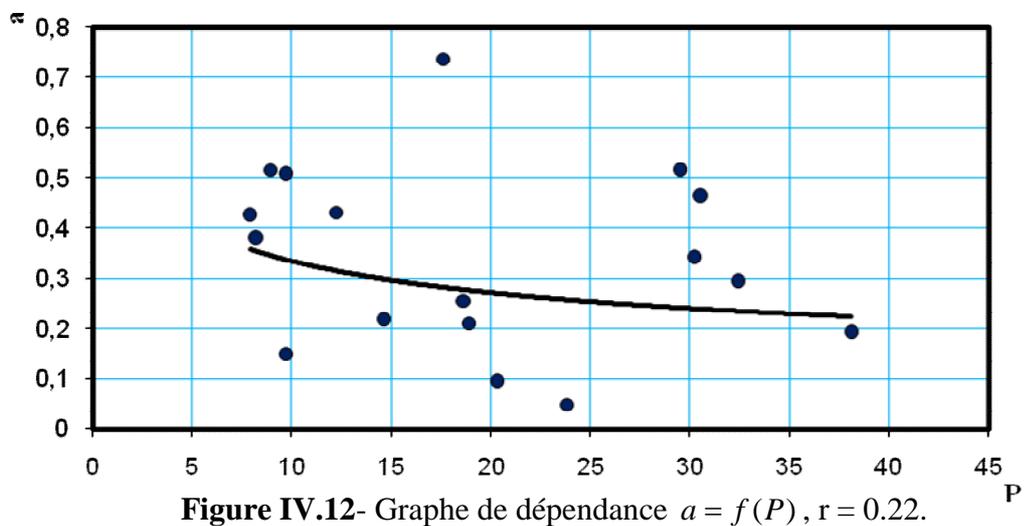
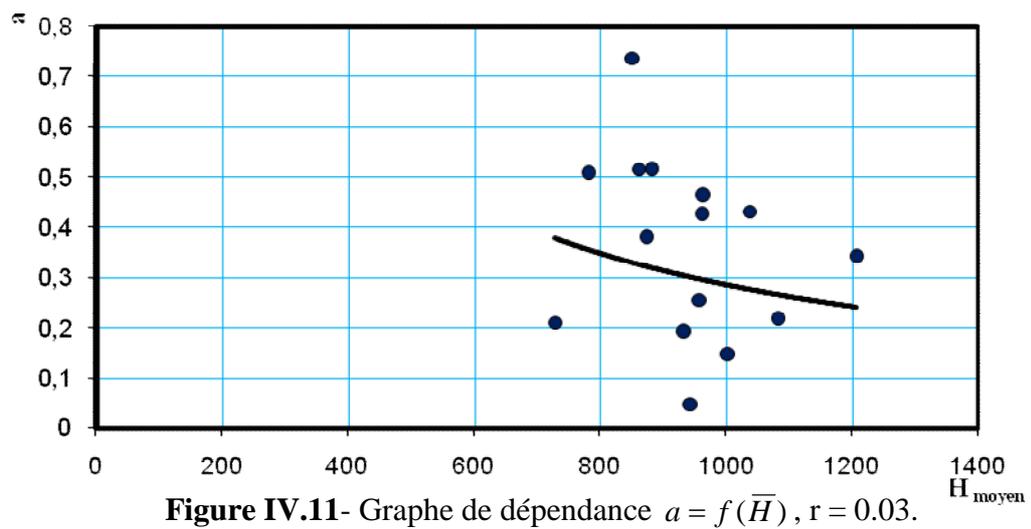
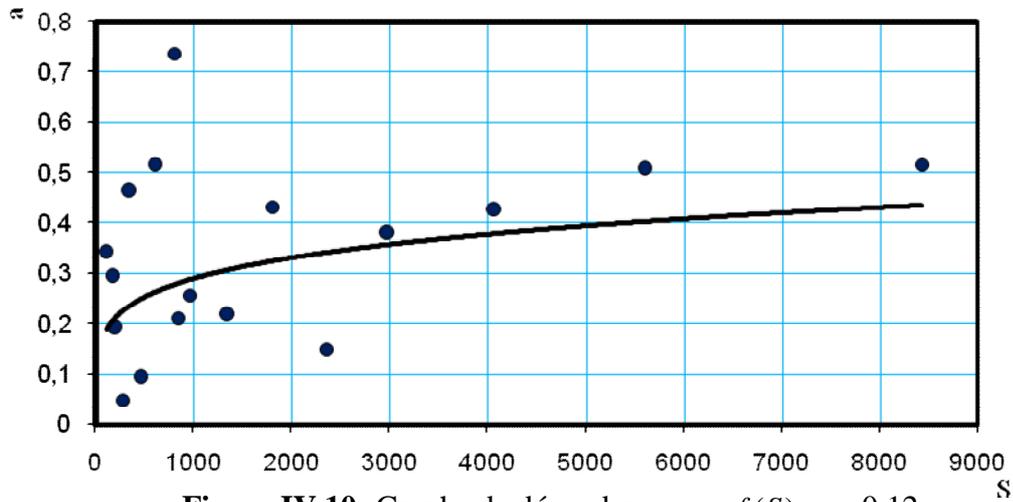


Figure IV.09- Graphe de dépendance $C_{50\%} = f(P)$, $r = 0.25$.

Analogiquement, l'analyse du paramètre a suit la même procédure et il s'avère indépendant des trois principaux facteurs comme nous montrent les graphes des dépendances : $a = f(S)$, $a = f(\bar{H})$ et $a = f(P)$ (figures : IV.10, IV.11, IV.12) dont les valeurs du coefficient de corrélation des courbes de tendance sont faibles (0.12, 0.03, 0.22), donc le paramètre climatique a peut être aussi cartographié.



Subséquentement, ayant les coordonnées des centres hydrologiques des sous bassins, on a établi des cartes, du coefficient climatique moyen $C_{50\%}$ (figure IV.13) et du paramètre climatique a (figure IV.14), pour le bassin versant Soummam.

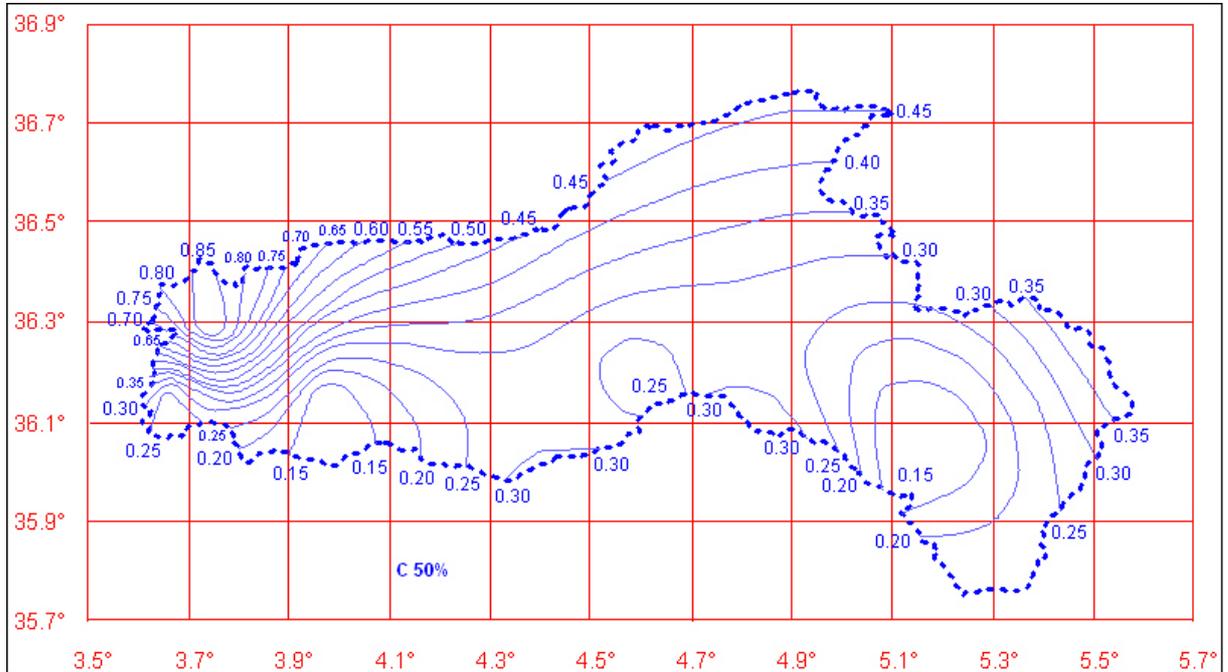


Figure IV.13- Carte du coefficient climatique moyen $C_{50\%}$ (Réalisée par Lahouari F., 2009).

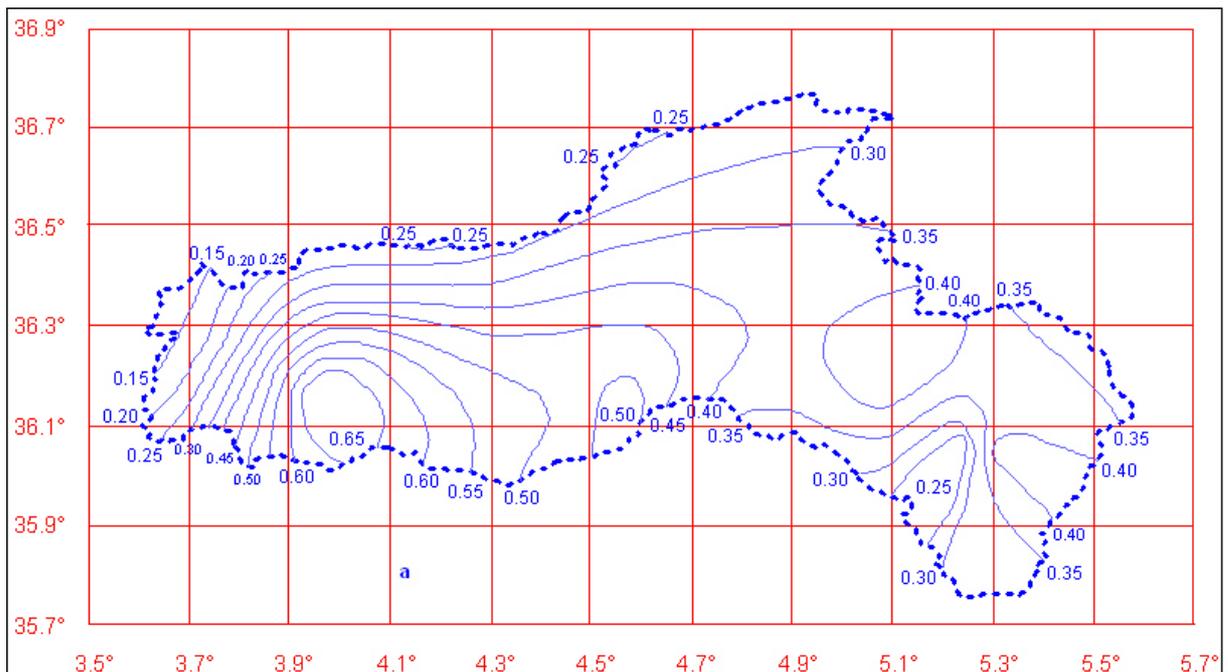


Figure IV.14- Carte du paramètre climatique a (Réalisée par Lahouari F., 2009).

Néanmoins, nous proposons une analyse grapho-analytique approfondie pour $C_{50\%}$ et a en fonction de S , \bar{H} et P . Pour cela au lieu de prendre $C_{50\%} = f(S, \bar{H}, P)$ et $a = f(S, \bar{H}, P)$, on considère leurs valeurs spécifiques :

a. Analyse des dépendances $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$, $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{\bar{H}+1}\right) = f(\ln(\bar{H}+1))$ et $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{P+1}\right) = f(\ln(P+1))$.

On construit ces différentes dépendances, dans les figures suivantes :

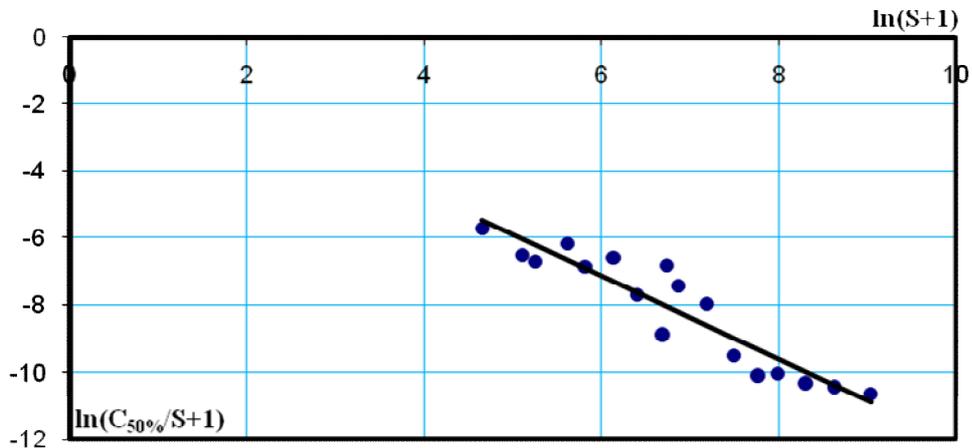


Figure IV.15- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$, $r = 0.94$.

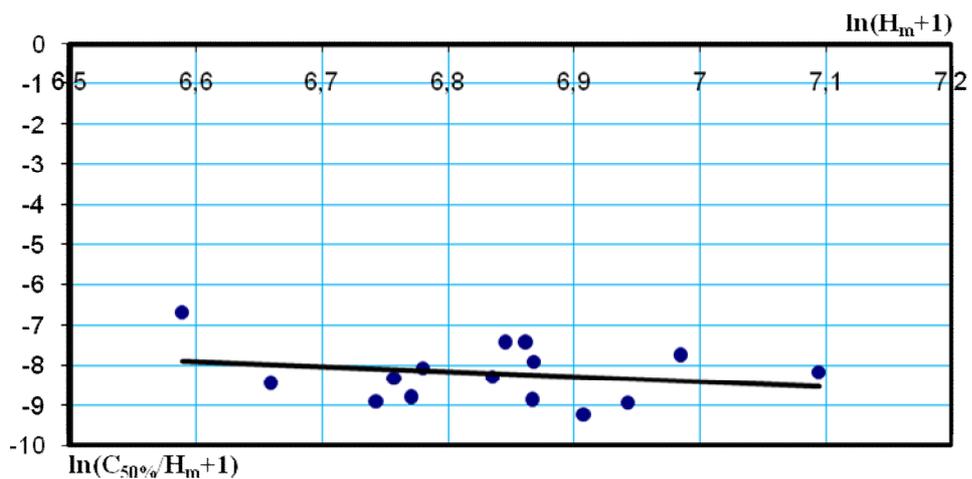


Figure IV.16- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{\bar{H}+1}\right) = f(\ln(\bar{H}+1))$, $r = 0.23$.

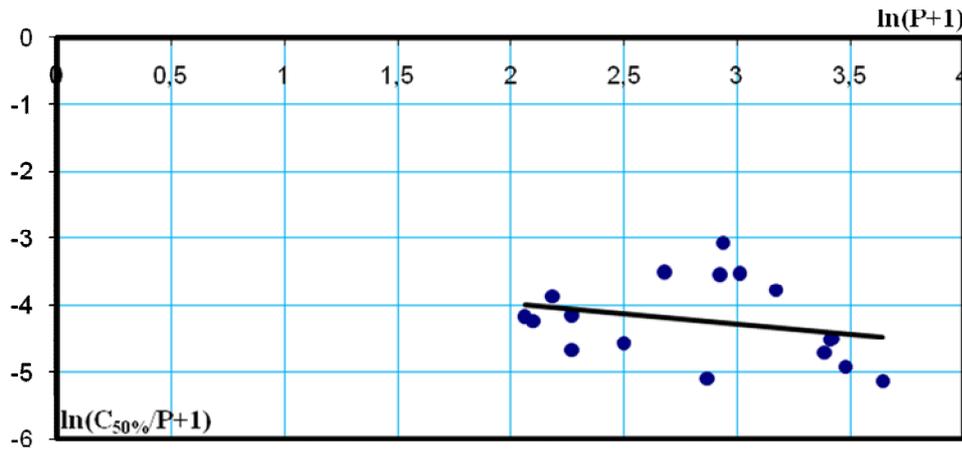


Figure IV.17- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{P+1}\right) = f(\ln(P+1))$, $r = 0.26$.

D’après le graphe (figure IV.15), la dépendance $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$ s’avère linéairement décroissante, avec une très bonne corrélation et un coefficient de corrélation de la courbe de tendance important, égale à 0.94.

On remarque pour les graphes de dépendance (figures : IV.16 et IV.17), une mauvaise corrélation caractérisée par un coefficient non significatif où r égale respectivement à 0.23, 0.26.

La dépendance $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$ est vérifiée par l’équation de la courbe de tendance suivante:

$$\ln\left(\frac{C_{50\%}}{S+1}\right) = -1.236 \ln(S+1) + 0.289.$$

$$\Rightarrow \frac{C_{50\%}}{S+1} = \frac{1.34}{(S+1)^{1.24}}$$

Ainsi le coefficient climatique moyen du ruissellement $C_{50\%}$ peut être exprimé comme suit :

$$C_{50\%} = \frac{1.34}{(S+1)^{0.24}} \quad (IV.20)$$

Où la constante 1.34 est la valeur maximale de $C_{50\%}$, pour $S = 0$.

b. Analyse des dépendances $\ln\left(\frac{a}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$, $\ln\left(\frac{a}{\bar{H}+1}\right) = f(\ln(\bar{H}+1))$ et

$$\ln\left(\frac{a}{P+1}\right) = f(\ln(P+1)).$$

On construit ces différentes dépendances, dans les figures ci-après :

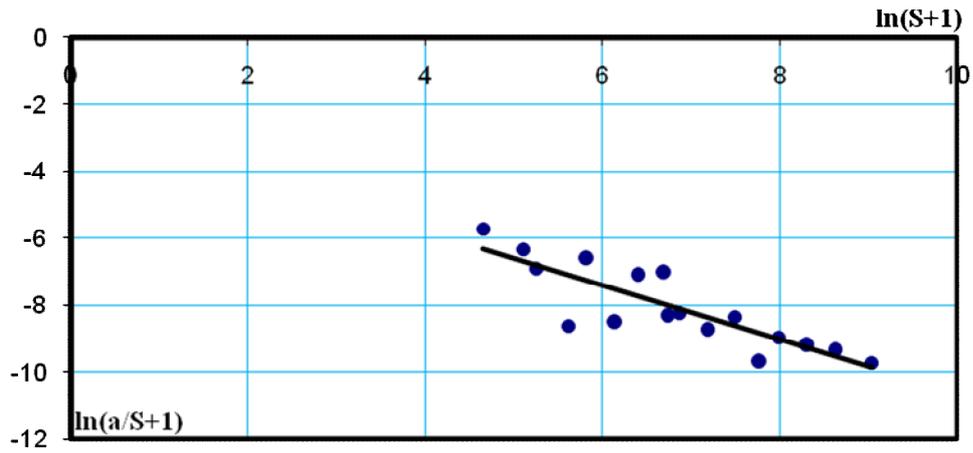


Figure IV.18- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{a}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$, $r = 0.85$.

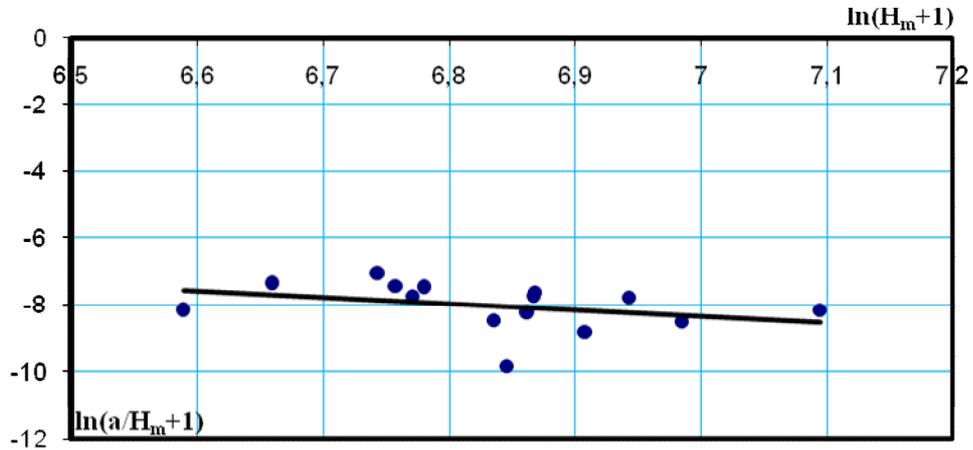


Figure IV.19- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{a}{\bar{H}+1}\right) = f(\ln(\bar{H}+1))$, $r = 0.35$.

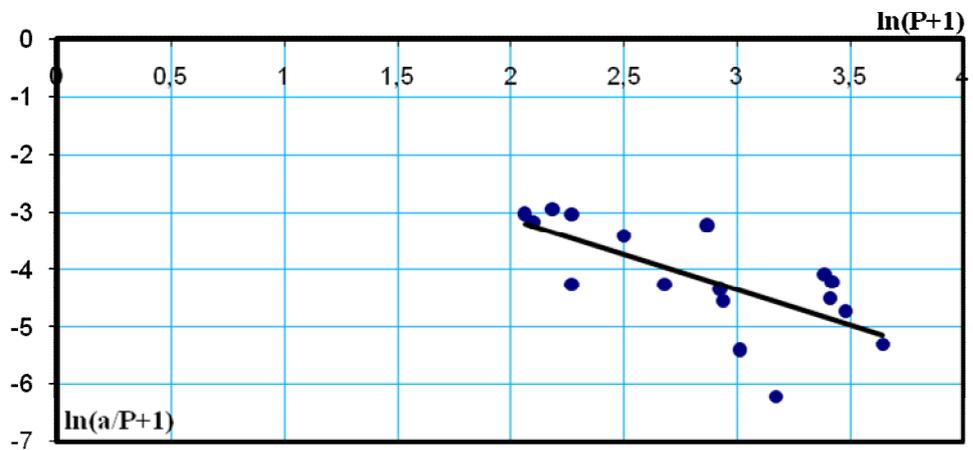


Figure IV.20- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{a}{P+1}\right) = f(\ln(P+1))$, $r = 0.70$.

Les graphes précédents révèlent que les dépendances en question sont linéairement décroissantes avec une bonne corrélation et un coefficient de corrélation des courbes de tendance important, pour les graphes (figures : IV.18 et IV.20) et relativement important pour le graphe (figure IV.19).

Ces dépendances sont vérifiées par les équations des courbes de tendance suivantes:

$$\ln\left(\frac{a}{S+1}\right) = -0.810 \ln(S+1) - 2.542.$$

$$\ln\left(\frac{a}{\bar{H}+1}\right) = -1.878 \ln(\bar{H}+1) + 4.821.$$

$$\ln\left(\frac{a}{P+1}\right) = -1.233 \ln(P+1) - 0.650.$$

L'analyse analytique de ces trois équations et après quelques transformations, a donnée la relation suivante :

$$a = 2.13 \frac{(S+1)^{0.063}}{(\bar{H}+1)^{0.293} (P+1)^{0.078}} \quad (IV.21)$$

Où la constante 2.13 est la valeur maximale de a , quand simultanément $S = 0$, $\bar{H} = 0$ et $P = 0$.

c. Analyse de dépendance $a = f(C_{50\%})$.

Vu que les paramètres a et $C_{50\%}$, reflètent la particularité climatique, il serait intéressant de chercher l'interdépendance entre eux si elle existe, pour cela nous construisons la dépendance : a calculé par la formule (IV.21) en fonction de $C_{50\%}$ calculé par la formule (IV.20).

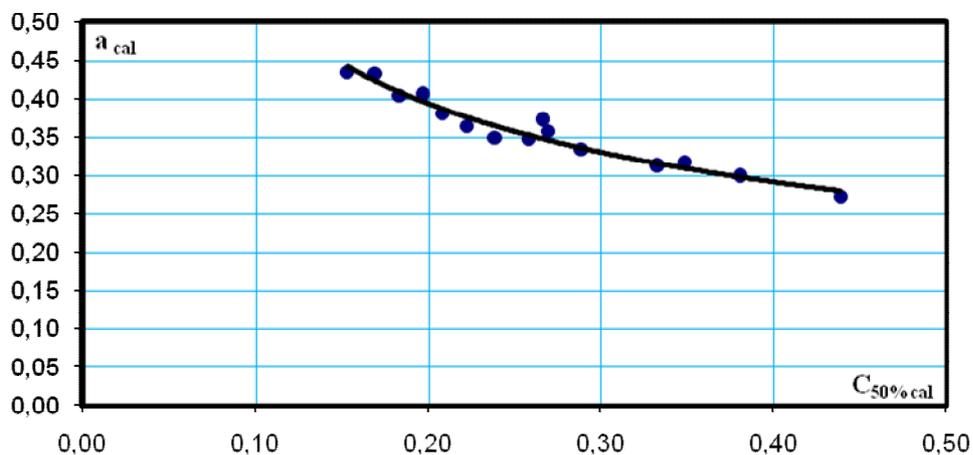


Figure IV.21- Graphe de dépendance $a_{cal} = f(C_{50\% cal})$, $r = 0.97$.

D'après ce graphe, le paramètre a s'avère étroitement lié au coefficient $C_{50\%}$ avec une très bonne corrélation ($r = 0.97$), est inversement proportionnel à ce dernier. D'où le paramètre climatique a peut être exprimé comme suit :

$$a = \frac{0.206}{(C_{50\%})^2} \quad (\text{IV.21})$$

IV.5 Estimation du ruissellement par la méthode de conversion :

L'utilisation de la carte du ruissellement $R_{1\%}$ (figure IV.03) devient pratique pour d'autres fréquences du calcul, en développant un coefficient de conversion de fréquence $\lambda_{p\%}$. Ce coefficient est le rapport entre la valeur de ruissellement d'une fréquence donnée $R_{p\%}$ et la valeur du ruissellement de la fréquence centennale $R_{1\%}$. Ainsi, nous écrivons [Ladjel M., 2009] :

$$\lambda_{p\%} = \frac{R_{p\%}}{R_{1\%}} \quad (\text{IV.22})$$

Les valeurs du coefficient de conversion obtenues, sont récapitulées dans le tableau IV.11.

Tableau IV.11 : Valeurs du coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$.

N°	Oued	Station	Code	$\lambda_{0.1\%}$	$\lambda_{1\%}$	$\lambda_{2\%}$	$\lambda_{5\%}$	$\lambda_{10\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	1,35	1,00	0,90	0,74	0,62
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	1,40	1,00	0,87	0,70	0,56
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	1,69	1,00	0,80	0,54	0,35
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	1,42	1,00	0,87	0,69	0,56
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	1,52	1,00	0,84	0,65	0,49
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	1,54	1,00	0,82	0,59	0,45
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	1,39	1,00	0,90	0,70	0,60
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	1,56	1,00	0,84	0,64	0,48
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	1,60	1,00	0,83	0,60	0,45
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	1,55	1,00	0,84	0,61	0,45
11	Aissi	Rn 30	02 17 15	1,32	1,00	0,90	0,75	0,65
12	Leham	Rocade Sud	05 05 01	1,56	1,00	0,84	0,60	0,44
13	Lougmane	Ced Fagues	05 08 01	1,51	1,00	0,84	0,65	0,50
14	Ksob	Medjez	05 09 01	1,37	1,00	0,88	0,71	0,58
15	Soubella	Sidi Ouadah	05 11 01	1,56	1,00	0,84	0,62	0,46
16	Malah	Beni Slimane	09 03 05	1,33	1,00	0,91	0,76	0,67
17	El Kebir	Tassadane	10 01 09	1,41	1,00	0,87	0,71	0,59
$\lambda_{p\%, \text{ moyenne}}$				1,48	1,00	0,86	0,66	0,52
$u_{p\%}$				3,09	2,33	2,06	1,64	1,28

Ayant les coordonnées des centres hydrologiques des sous bassins, on a établi des cartes d'iso-lignes de λ pour chaque fréquence $p\%$. On donne ici un exemple pour 0.1% (figure IV.22), voir l'annexe 10 pour les autres fréquences.

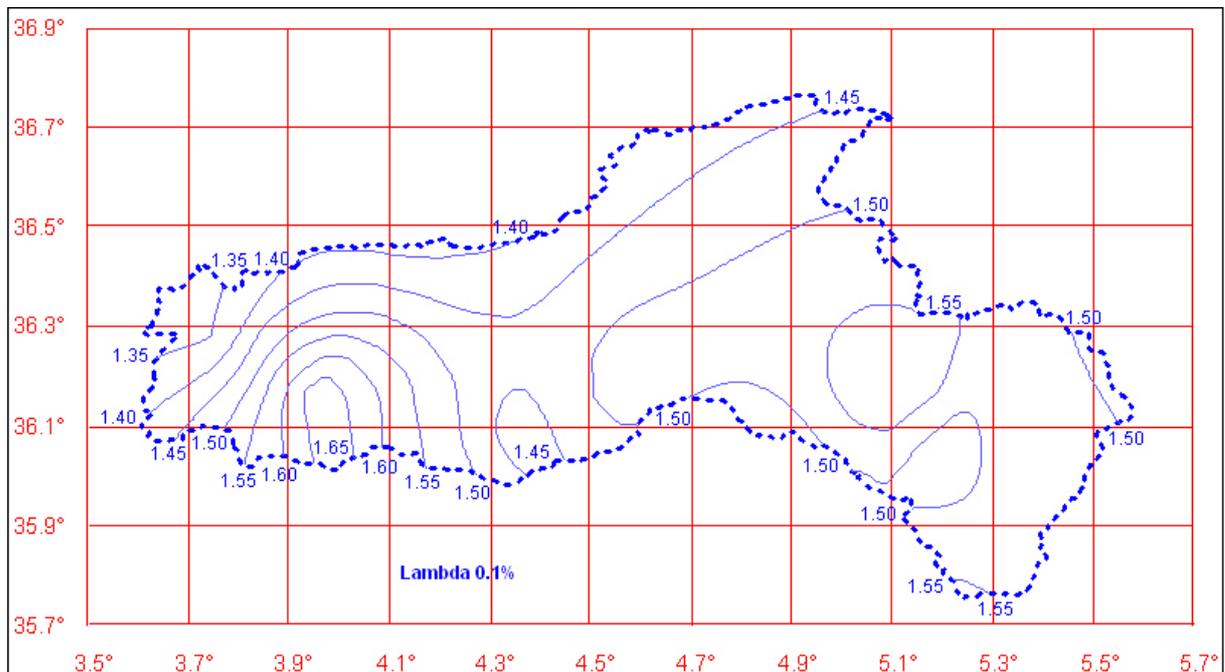


Figure IV.22- Carte du coefficient de conversion λ pour la fréquence $P = 0.1\%$ (Réalisée par Lahouari F., 2009).

Du tableau (IV.11), nous constatons que :

- Les valeurs du coefficient de conversion λ pour une fréquence donnée $p\%$, sont toutes proches de leurs moyennes. Par conséquent nous proposons de prendre en considération la valeur moyenne de ce coefficient pour chacune des fréquences.
- Les valeurs du coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$ subissent une réduction avec l'augmentation de la fréquence, c'est-à-dire elles sont proportionnelles avec le nombre de Gauss $u_{p\%}$. Ce que nous conduis a analysé la dépendance entre $\lambda_{p\%}$ et $u_{p\%}$ (figure IV.23).

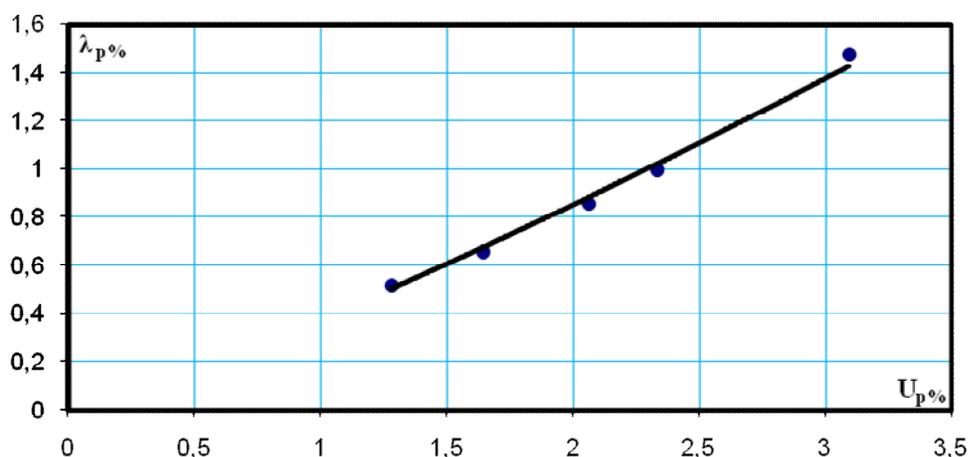


Figure IV.23- Graphe de dépendance $\lambda_{p\%} = f(u_{p\%})$, $r = 0.99$.

On remarque une très bonne corrélation caractérisée par un coefficient important, $r = 0.99$ et l'équation de la courbe de tendance s'écrit comme suit :

$$\lambda_{p\%} = 0.37(u_{p\%})^{\frac{6}{5}} \quad (\text{IV.23})$$

Cette relation est valable pour les fréquences rares, nous recommandons son application pour les fréquences suivantes : 0.1%, 1%, 2%, 5% et 10%.

Ainsi, nous proposons pour trouver les valeurs de $\lambda_{p\%}$, premièrement des cartes d'iso-lignes (la solution la plus précise), deuxièmement une formule simple sous forme de monôme.

IV.6 Vérification des méthodes d'estimation du ruissellement :

La vérification consiste à supputer les erreurs des valeurs estimées du ruissellement ; et cette estimation est effectuée par trois méthodes:

- **Première méthode** : à travers le coefficient de conversion tiré à partir des cartes de $\lambda_{p\%}$.

Le ruissellement (noté $R_{\lambda, p\%}$) est estimé par, le produit de la lame du ruissellement centennal $R_{1\%}$ par le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$:

$$R_{\lambda, p\%} \equiv R_{p\%} = \lambda_{p\%} R_{1\%}$$

A cet effet, pour chaque sous bassin versant, on tire à partir de la carte de $R_{1\%}$ (figure IV.03) la valeur du ruissellement centennal et à partir des cartes du coefficient de conversion (figure IV.22 et annexe 10) on tire les valeurs de $\lambda_{p\%}$.

- **Deuxième méthode** : à travers le coefficient de conversion calculé.

Le ruissellement (noté $R_{\lambda_c, p\%}$) est estimé par, le produit de la lame du ruissellement centennal $R_{1\%}$ par le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$:

$$R_{\lambda_c, p\%} \equiv R_{p\%} = \lambda_{p\%} R_{1\%}$$

A cet effet, pour chaque sous bassin versant, on tire à partir de la carte de $R_{1\%}$ (figure IV.03) la valeur du ruissellement centennal. Le coefficient de conversion est calculé par la formule (IV.23).

➤ **Troisième méthode** : à travers le coefficient du ruissellement $\alpha_{p\%}$.

A partir des cartes (figures : IV.13 et IV.14), on tire les valeurs de $C_{50\%}$ et de a pour chaque sous bassin, afin de calculé le coefficient climatique du ruissellement $C_{p\%}$ par la formule (IV.19).

Sachant que :

- Le coefficient de ruissellement $\alpha_{p\%}$ est calculé par la formule (IV.17).
- Le coefficient climatique des pertes des eaux pluviales $m_{p\%}$ est calculé par la formule (IV.18).
- Les valeurs des pluies de courte durée $P_{t_c, p\%}$ sont tirées du tableau IV.08.

La lame ruisselée d'une fréquence donnée (notée $R_{\alpha, p\%}$) est estimée par :

$$R_{\alpha, p\%} \equiv R_{p\%} = \alpha_{p\%} P_{t_c, p\%}$$

- ❖ Les résultats de tous les calculs d'estimation du ruissellement des différents sous bassins de la Soummam, effectuée par les trois méthodes, sont récapitulés en annexe 11, pour toutes les fréquences objet d'étude. On donne ici à titre d'exemple dans le tableau IV.12, les différentes valeurs du ruissellement d'une fréquence $P = 0.1\%$, estimé par les trois méthodes.

Nous désignons les lames du ruissellement (noté $R_{obs, p\%}$) estimées par la formule de Befani dont les valeurs sont insérées dans le tableau IV.04, comme données de référence.

Tableau IV.12 : Valeur des ruissellements $R_{obs, 0.1\%}$, $R_{\lambda, 0.1\%}$, $R_{\lambda_c, 0.1\%}$, et $R_{\alpha, 0.1\%}$.

N°	Oued	Station	Code	$R_{obs, 0.1\%}$	$R_{\lambda, 0.1\%}$	$R_{\lambda_c, 0.1\%}$	$R_{\alpha, 0.1\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	86,4	75,4	78,8	82,6
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	18,8	23,8	24,4	21,7
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	45,4	47,9	41,5	52,4
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	57,1	54,7	54,4	38,5
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	82,7	77,0	73,1	39,7
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	23,6	22,5	21,5	19,8
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	11,2	22,5	21,5	25,5
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	39,6	38,8	35,8	40,2
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	46,1	43,7	40,1	46,4
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	59,0	57,4	54,4	63,8

L'estimation des erreurs des valeurs des lames du ruissellement trouvées par les trois méthodes $R_{cal, p\%}$, s'effectue par rapport aux valeurs des lames du ruissellement de référence $R_{obs, p\%}$.

Ainsi, la vérification des méthodes d'estimation du ruissellement se fait par un écart relatif $\delta_{p\%}$, exprimé en pourcentage % :

$$\delta_{p\%} (\%) = \left| \frac{R_{obs,P\%} - R_{cal,P\%}}{R_{obs,P\%}} \right| \times 100$$

Les valeurs en pourcentage de $\delta_{p\%}$ sont récapitulées dans les tableaux : IV.13, IV.14 et IV.15.

Tableau IV.13 : Erreurs relatives du ruissellement estimé par la première méthode.

N°	Oued	Station	Code	$\delta_{0.1\%}$	$\delta_{1\%}$	$\delta_{2\%}$	$\delta_{5\%}$	$\delta_{10\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	12,8	----	14,4	15,1	15,5
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	26,6	----	27,5	27,1	26,8
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	5,40	----	9,26	11,2	12,1
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	4,17	----	7,16	8,75	8,39
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	6,88	----	6,67	5,82	3,41
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	4,66	----	2,00	6,31	12,6
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	100	----	75,6	70,2	62,5
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	2,15	----	1,41	1,23	1,64
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	5,25	----	1,59	0,35	1,68
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	2,75	----	0,94	2,43	2,82
$\delta_{P\%, \text{ moyenne}}$				17,1	----	14,7	14,9	14,7

Les résultats des erreurs d'estimation par la première méthode, ont montré que les erreurs relatives pour la plus part des sous bassins sont inferieures a 15%, excepté l'oued Lekhal a Ain Tasta et l'oued Bou-Sellam a Magraoua.

Tableau IV.14 : Erreurs relatives du ruissellement estimé par la deuxième méthode.

N°	Oued	Station	Code	$\delta_{0.1\%}$	$\delta_{1\%}$	$\delta_{2\%}$	$\delta_{5\%}$	$\delta_{10\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	8,80	12,1	15,3	22,1	31,1
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	29,6	29,5	29,1	21,7	12,6
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	8,48	10,5	18,8	33,1	55,0
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	4,65	3,73	4,92	8,76	15,6
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	11,6	4,28	2,14	2,94	3,88
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	8,94	0,10	5,69	11,3	7,70
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	91,9	90,5	82,0	78,2	55,5
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	9,55	0,49	3,37	3,38	1,96
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	13,0	0,74	3,18	8,42	6,35
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	7,73	2,10	4,59	10,7	11,2
$\delta_{P\%, \text{ moyenne}}$				19,4	15,4	16,9	20,0	20,1

Les résultats des erreurs d'estimation par la deuxième méthode, ont montré que les erreurs relatives sont nettement supérieures par rapport à celles de la première méthode.

Tableau IV.15 : Erreurs relatives du ruissellement estimé par la troisième méthode.

N°	Oued	Station	Code	$\delta_{0.1\%}$	$\delta_{1\%}$	$\delta_{2\%}$	$\delta_{5\%}$	$\delta_{10\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	4,45	5,65	6,25	5,91	6,49
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	15,3	12,5	13,4	13,5	16,4
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	15,5	14,6	15,3	19,1	33,1
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	32,5	39,0	41,5	44,6	47,5
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	52,0	51,8	51,2	50,2	47,6
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	16,1	16,7	13,2	6,76	4,28
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	127	104	92,1	92,2	77,8
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	1,43	0,35	0,03	0,53	3,31
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	0,60	0,46	0,45	5,35	7,16
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	8,06	5,79	4,92	10,1	12,9
$\delta_{P\%, \text{ moyenne}}$				27,3	25,1	23,8	24,8	25,7

Les résultats des erreurs d'estimation par la troisième méthode, apparaissent plus importants dans l'ensemble, néanmoins six sous bassins caractérisés par des écarts acceptables.

Ainsi, basant sur les valeurs des écarts relatifs moyens $\delta_{P\%, \text{ moyenne}}$, on remarque que ceux du ruissellement estimé par la première méthode, sont inférieurs à ceux du ruissellement estimé par les deux autres méthodes, par conséquent nous recommandons d'appliquer la première méthode, pour l'estimation des valeurs du ruissellement pour différentes fréquences.

IV.7 Conclusion :

Le ruissellement pluvial est la quantité d'eau de pluie qui s'écoule sous le courant concentré dans le chevelu élémentaire des ruisseaux tout le long des versants et qui se concentre vers le cours d'eau principal. L'analyse du phénomène de ruissellement vise à identifier l'influence des facteurs générateurs sur ce dernier, comme : la lame de pluie, le type du sol, la pente du versant, le couvert végétal ; tout en tenant compte de la zonalité climatique régionale et verticale. Les données de ruissellement sont obtenues par le démembrement des hydrogrammes des crues. Le traitement et l'identification du ruissellement sont basés sur l'analyse graphique. La valeur du coefficient de corrélation est choisie comme critère de qualité de la dépendance.

En absence des hydrogrammes des crues observées, l'estimation du ruissellement s'est effectuée à l'aide de la formule de Befani.

Le module maximum de ruissellement q'_{\max} subit une nette réduction pour se transformer en débit maximum q_{\max} au niveau d'une section donnée d'un cours d'eau. Donc, le débit maximum q_{\max} est lié analytiquement au module maximum du ruissellement q'_{\max} , ainsi, on peut obtenir l'expression du coefficient de forme:

$$m_b = (n+1)(\gamma+1) \frac{R}{E_p} \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1$$

Si on considère l'égalité d'écoulement pluvial au ruissellement $E_p = R$, on obtient alors une expression simple du coefficient de forme m_b :

$$m_b = (n+1)(\gamma+1) \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1$$

Considérant l'inégalité $R > E_p$, l'expression du coefficient de forme m_b devient:

$$m_b = \left(\frac{1}{1-\delta} \right) (n+1)(\gamma+1) \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1$$

Pour les moyens et les grands bassins versants, quand le temps de concentration est supérieur à la durée de ruissellement $t_c > T_o$, le temps de montée de la crue est exprimé par la formule empirique :

$$t_m = 1.13 \frac{S^{0.29}}{I^{0.11}}$$

Les valeurs de la durée de ruissellement T_o , sont tirées de la carte établie pour le bassin de la Soummam.

Du point de vue hydrologique, le temps de concentration est la durée de propagation de la crue tout le long du cours d'eau et vu l'absence des méthodes développées dans les conditions physico-géographique du nord de l'Algérie, l'estimation de cette caractéristique a été effectuée par la formule de Goptchenko, courante dans la pratique hydrologique en Algérie.

Généralement, les crues sont provoquées par des pluies intenses de courte durée, sachant que l'événement pluvial se caractérise par une lame, une durée et une intensité moyenne. La répartition territoriale des caractéristiques du ruissellement reflète la zonalité climatique, distribuées d'une façon continue et elles peuvent être présentées sous forme de cartes d'isolignes, facile pour l'analyse et pour une utilisation pratique.

La transformation de la pluie en ruissellement dépend de l'état hydrique du bassin, soit indirectement des pertes initiales des eaux pluviales, néanmoins l'absence de données concernant les valeurs des pertes initiales, nous contraint de les inclure avec les pertes totales des eaux de pluie.

Le ruissellement est égal au produit de la lame de pluie par le coefficient de ruissellement : $R_{p\%} = \alpha_{p\%} P_{t_c, p\%}$, avec : $\alpha_{p\%} = 1 - P_{t_c, p\%}^{m-1}$ et $m = 1 - \frac{C_{p\%}}{\ln P_{t_c, p\%}}$.

La validation de telle ou telle relation a été justifiée par les données hydrologiques sur les lames, de pluies et du ruissellement d'une fréquence donnée. Ainsi, nous proposons une formule générale sous forme de monôme :

$$C_{p\%} = C_{50\%} e^{a u_{p\%}}$$

L'analyse graphique de la dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ est réalisée pour tous les sous bassins objet d'étude, permettant la détermination des coefficients climatiques moyens $C_{50\%}$ et des paramètres climatiques a .

L'analyse graphique, montre que le coefficient $C_{50\%}$ est indépendant des trois principaux facteurs S , \bar{H} et P , puisque les valeurs du coefficient de corrélation des courbes de tendance sont faibles, respectivement égales à 0.20, 0.04, 0.25.

Par conséquent, le coefficient climatique moyen du ruissellement $C_{50\%}$ peut être cartographié.

L'analyse du paramètre a suit la même procédure et il s'avère indépendant des trois principaux facteurs, dont les valeurs du coefficient de corrélation des courbes de tendance sont faibles (0.12, 0.03, 0.22), donc le paramètre climatique a peut être aussi cartographié.

Alors que la dépendance $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$ s'avère linéairement décroissante

avec une très bonne corrélation et un coefficient de corrélation de la courbe de tendance important, égale à 0.94, ceci permet au coefficient climatique moyen du ruissellement $C_{50\%}$ d'être exprimé par cette relation : $C_{50\%} = \frac{1.34}{(S+1)^{0.24}}$.

D'après l'analyse, les dépendances $\ln\left(\frac{a}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$, $\ln\left(\frac{a}{\bar{H}+1}\right) = f(\ln(\bar{H}+1))$,

$\ln\left(\frac{a}{P+1}\right) = f(\ln(P+1))$ sont linéairement décroissantes avec une bonne corrélation et un coefficient de corrélation des courbes de tendance important d'où on

obtient la relation suivante pour a ; $a = 2.13 \frac{(S+1)^{0.063}}{(\bar{H}+1)^{0.293} (P+1)^{0.078}}$. L'analyse de la

dépendance $a = f(C_{50\%})$, a montrée que le paramètre a s'avère étroitement lié au coefficient $C_{50\%}$, avec une très bonne corrélation ($r=0.97$), est inversement proportionnel à ce dernier, d'où le paramètre climatique a peut être exprimé

comme suit : $a = \frac{0.206}{(C_{50\%})^{\frac{2}{5}}}$.

Dans la pratique hydrologique, on peut recourir à la cartographie du ruissellement. A cet effet, on peut se limiter à cartographier le ruissellement

centennal $R_{1\%}$ et chercher un coefficient de conversion de fréquence $\lambda_{p\%}$, pour déterminer le ruissellement d'une fréquence donnée : $\lambda_{p\%} = \frac{R_{p\%}}{R_{1\%}}$.

Les valeurs du coefficient de conversion sont inversement proportionnelles avec la fréquence, ceci mène à chercher la relation entre $\lambda_{p\%}$ et le nombre de Gauss $u_{p\%}$. La dépendance $\lambda_{p\%} = f(u_{p\%})$, est linéairement croissante avec une très bonne corrélation caractérisée par un coefficient important, $r = 0.99$, ce que permet d'écrire la relation suivante : $\lambda_{p\%} = 0.37(u_{p\%})^{\frac{6}{5}}$.

L'estimation du ruissellement est effectuée par trois méthodes. Premièrement, à travers le coefficient de conversion tiré à partir des cartes, où le ruissellement est estimé par, le produit de la lame du ruissellement centennal $R_{1\%}$ par le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$: $R_{p\%} = \lambda_{p\%} R_{1\%}$; à cet effet pour chaque sous bassin versant, on tire à partir de la carte de $R_{1\%}$ la valeur du ruissellement centennal et à partir des cartes du coefficient de conversion on tire les valeurs de $\lambda_{p\%}$.

Deuxièmement, à travers le coefficient de conversion calculé, cette méthode suit la même procédure que la première sauf que les valeurs du coefficient de conversion sont calculés par : $\lambda_{p\%} = 0.37(u_{p\%})^{\frac{6}{5}}$.

Troisièmement, à travers le coefficient de ruissellement $\alpha_{p\%}$, où le ruissellement est estimé par, le produit de la lame de pluie d'une fréquence donnée $P_{t_c, p\%}$ par le coefficient de ruissellement : $R_{p\%} = \alpha_{p\%} P_{t_c, p\%}$.

Les valeurs des écarts relatifs moyens $\delta_{p\%, moyenne}$, montrent que la première méthode est la mieux indiquée pour l'estimation des valeurs du ruissellement pour différentes fréquences, ceci indique que l'utilisation des cartes d'iso-ligne est plus commode.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale :

Le développement économique du bassin de la Soummam est conditionné par le stockage des eaux superficielles; car la mise à la disposition de l'ensemble des opérateurs économiques des apports en eau suffisants garantit un apport économique conséquent. Toutefois, les apports de nos oueds sont constitués essentiellement par des eaux des crues pluviales et l'estimation du volume d'écoulement fluvial au niveau des petits et moyens bassins non jaugé est toujours problématique.

L'analyse de l'écoulement superficiel tient compte de l'influence de tous les facteurs climatiques, morphométriques et hydrogéologiques dans un bassin. Les caractéristiques quantifiables du bassin sont essentielles dans la modélisation de l'écoulement superficiel des crues pluviales.

Le bassin versant de la Soummam est de forme allongée, il présente une dissymétrie vers les altitudes élevées, il est soumis à une double zonalité : latitudinale et verticale. Sa complexité géologique et végétale varie d'une région à une autre et son réseau hydrographique est bien développé. On constate aussi de fortes variabilités spatiales et temporelles des différents paramètres climatiques qui entraînent une variabilité de ruissellement sur le dit bassin versant.

Le ruissellement est d'autant plus important que les terrains sont plus imperméables, le tapis végétal plus faible, la pente plus forte et les précipitations plus violentes.

L'étude bibliographique a permis de faire une synthèse d'un certain nombre de travaux de recherche théorique relatifs au ruissellement. Nonobstant, ces travaux se sont intéressés pour la plupart à la genèse du ruissellement (phénomène de production). En outre, il a été démontré que les processus de transfert étaient aussi importants que les processus de genèse du ruissellement : sur les versants meubles, il peut y avoir des ruissellements, qui n'atteignent pas le chevelu hydrographique.

Donc, ce qui ressort de la synthèse bibliographique, c'est bien la complexité des processus, ou plutôt des combinaisons de processus responsables des ruissellements à l'échelle du bassin versant. Il importe de souligner aussi que les méthodes existantes d'estimation du ruissellement ne sont pas fondées sur l'analyse de la genèse de celui-ci.

Pour l'étude du ruissellement pluvial du bassin de la Soummam, on a besoin des données hydrométéorologiques et morphométriques. Les données des pluies maximales constituent l'information fondamentale pour justifier le type du ruissellement et sa genèse.

La collecte des données hydrométriques et pluviométriques s'est effectuée pour les stations situées à l'intérieure du bassin, aussi bien pour les stations limitrophes à ce bassin. Le principe de la généralisation territoriale est fondé sur le concept de la continuité spatiale de la phase pluviométrique journalière maximale moyenne, du coefficient de variation et du coefficient climatique. Ce principe permet de construire des cartes d'iso-valeurs de ces caractéristiques

pluviographiques. Ainsi la détermination des valeurs de ces dernières pour chaque sous bassins s'est effectuée par interpolation graphique à partir des dites cartes.

L'analyse statistique des débits maxima, est effectuée par la méthode grapho-analytique, qui tient compte de l'asymétrie de la courbe empirique, d'où l'estimation des caractéristiques statistiques est basée sur trois quantiles standards tirés de cette courbe.

Vu l'interdépendance entre les éléments d'un hydrogramme d'écoulement, la détermination du ruissellement est possible en disposant des principales caractéristiques de cet hydrogramme, particulièrement des débits maxima, de quoi le but de l'analyse fréquentielle est l'estimation du débit spécifique maximum pour différentes fréquences.

L'analyse du phénomène de ruissellement vise à identifier l'influence des facteurs générateurs sur ce dernier, tout en tenant compte de la zonalité climatique régionale et verticale. Le traitement et l'identification du ruissellement sont basés sur l'analyse graphique dont la valeur du coefficient de corrélation est choisie comme critère de qualité de la dépendance. En absence des hydrogrammes des crues observées, l'estimation du ruissellement s'est effectuée à l'aide de la formule de Befani. Le module maximum de ruissellement q'_{\max} subit une nette réduction pour se transformer en débit maximum q_{\max} au niveau d'une section donnée d'un cours d'eau, donc le débit maximum est lié analytiquement au module maximum du ruissellement.

La lame ruisselée a été déterminée en connaissant la loi de réduction de débit maximum du ruissellement en débit maximum d'écoulement et en connaissant aussi la forme de l'hydrogramme du ruissellement, notons que :

- Pour les moyens et les grands bassins versants, quand le temps de concentration est supérieur à la durée de ruissellement ($t_c > T_o$), le temps de montée de la crue est exprimé par la formule empirique suivante : $t_m = 1.13 \frac{S^{0.29}}{I^{0.11}}$.

- Les valeurs de la durée de ruissellement T_o , sont soustraites de la carte établie pour le bassin de la Soummam.

- Vu l'absence des méthodes développées dans les conditions physico-géographique du Nord de l'Algérie pour déterminer le temps de concentration t_c , l'estimation de cette caractéristique pour le bassin de la Soummam a été effectuée par la formule de Goptchenko, vérifiée pour les débits maxima des crues dans les régions semi-arides.

Généralement, les crues sont provoquées par des pluies intenses de courte durée. Sachant que l'événement pluvial se caractérise par une lame, une durée et une intensité moyenne. La répartition territoriale des caractéristiques du ruissellement reflète la zonalité climatique, distribuées d'une façon continue. Ces caractéristiques peuvent être présentées sous forme de cartes, facile pour l'analyse et pour l'utilisation pratique.

La transformation de la pluie en ruissellement dépend de l'état hydrique du bassin, soit indirectement des pertes initiales des eaux pluviales, mais l'absence

de données concernant les valeurs des pertes initiales, nous contrainst de les inclure avec les pertes totales des eaux de pluie. Alors, le ruissellement est égal au produit de la lame de pluie par le coefficient de ruissellement :

$$R_{p\%} = \alpha_{p\%} P_{t_c, p\%}, \text{ avec : } \alpha_{p\%} = 1 - P_{t_c, p\%}^{m-1} \text{ et } m = 1 - \frac{C_{p\%}}{\ln P_{t_c, p\%}} .$$

Après analyse statistique du coefficient climatique de ruissellement $C_{p\%}$, nous proposons sa formule générale, sous forme de monôme : $C_{p\%} = C_{50\%} e^{a u_{p\%}}$.

La validation de cette relation a été justifiée par les données hydrologiques des lames de pluies et du ruissellement d'une fréquence donnée, ainsi l'analyse graphique de la dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ est réalisée pour tous les sous bassins objet d'étude, permettant la détermination des coefficients climatiques moyens $C_{50\%}$ et des paramètres climatiques a . De la sorte, le coefficient $C_{50\%}$ correspond à $u_{p\%} = 0$ c'est-à-dire pour une fréquence $P = 50\%$ et le paramètre a est la pente de la droite.

L'analyse graphique, des dépendances $C_{50\%}(S)$, $C_{50\%}(\bar{H})$ et $C_{50\%}(P)$ montre que le coefficient climatique moyen du ruissellement $C_{50\%}$ est indépendant. La même chose s'est vérifiée pour le paramètre climatique a , par conséquent on peut les cartographier. Alors que, la dépendance $\ln\left(\frac{C_{50\%}}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$ s'avère

linéairement décroissante avec une très bonne corrélation. Ceci a permis d'exprimer le coefficient climatique moyen du ruissellement $C_{50\%}$ sous la forme

$$\text{suivante : } C_{50\%} = \frac{1.34}{(S+1)^{0.24}} .$$

De même, les dépendances $\ln\left(\frac{a}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$, $\ln\left(\frac{a}{\bar{H}+1}\right) = f(\ln(\bar{H}+1))$ et $\ln\left(\frac{a}{P+1}\right) = f(\ln(P+1))$ sont linéairement décroissantes avec une bonne

corrélation. D'où, on obtient la relation suivante: $a = 2.13 \frac{(S+1)^{0.063}}{(\bar{H}+1)^{0.293} (P+1)^{0.078}}$.

Il est intéressant de remarquer que l'analyse de la dépendance $a = f(C_{50\%})$, a montrée que le paramètre climatique a est étroitement lié au coefficient $C_{50\%}$ avec une très bonne corrélation, est inversement proportionnel a ce dernier, d'où

$$a \text{ peut être exprimé comme suit : } a = \frac{0.206}{(C_{50\%})^{\frac{2}{5}}} .$$

Vu la continuité du phénomène de ruissellement, la pratique hydrologique fait appel à la cartographie de ce dernier. A cet effet, on se limite à cartographier le ruissellement centennal $R_{1\%}$ et à chercher le coefficient de conversion de fréquence $\lambda_{p\%}$, pour déterminer le ruissellement d'une fréquence donnée tel

$$\text{que : } \lambda_{p\%} = \frac{R_{p\%}}{R_{1\%}} .$$

Les valeurs du coefficient de conversion sont inversement proportionnelles avec la fréquence, ceci mène à chercher la relation entre $\lambda_{p\%}$ et le nombre de Gauss $u_{p\%}$. Cette dépendance $\lambda_{p\%} = f(u_{p\%})$, est linéairement croissante avec une très

bonne corrélation, ceci permet d'écrire la relation suivante : $\lambda_{p\%} = 0.37(u_{p\%})^{\frac{6}{5}}$.

L'estimation du ruissellement est effectuée par trois méthodes. Premièrement, à travers le coefficient de conversion tiré à partir des cartes de $\lambda_{p\%}$.

Deuxièmement, à travers le coefficient de conversion calculé par la relation

$\lambda_{p\%} = 0.37(u_{p\%})^{\frac{6}{5}}$, dans les deux cas, le ruissellement est estimé par le produit de la lame du ruissellement centennal $R_{1\%}$ et le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$:

$R_{p\%} = \lambda_{p\%} R_{1\%}$. A cet effet, pour chaque sous bassin versant, on tire à partir de la

carte de $R_{1\%}$ la valeur du ruissellement centennal. Troisièmement, à travers le

coefficient de ruissellement $\alpha_{p\%}$, où le ruissellement est estimé par, le produit de

la lame de pluie d'une fréquence donnée $P_{t_c, p\%}$ par le coefficient de

ruissellement : $R_{p\%} = \alpha_{p\%} P_{t_c, p\%}$.

Les valeurs, des écarts relatifs moyens entre le ruissellement estimé et celui observé, montrent que la première méthode est la mieux indiquée pour l'estimation du ruissellement. Ceci justifie que l'utilisation des cartes d'iso-ligne est plus commode.

La présente contribution représente une approche méthodologique, qui a été fondée par un volume de données hydrométéorologiques réduit, nous considérons que les résultats peuvent être améliorés par l'exploitation d'un volume plus important et de qualité meilleure. Le présent travail de recherche peut être utilisé pour tous les bassins hydrographiques du Nord de l'Algérie.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abdul A.S., Gillham R.W. Field studies of the effects of the capillary fringe on steamflow generation, *Journal of Hydrology*, 112, p 1-18, 1989.

Agence de Bassin Hydrographique, Algérois, Hodna, Soummam (A.B.H.A.H.S.). Les carnets de l'agence n°01, 2002.

Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H.), Alger. *Annales Hydrologiques de l'Algérie*, 1996.

Albergel J. Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface : Application aux petits bassins du Burkina Faso, IAHS Publication, n°168, p. 355-365, 1987.

Ambroise B. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1-Processus et facteurs ; *Revue des sciences de l'eau*, Vol.4, pp 471-495, 1998.

Ambroise B. Interactions eaux souterraines-eaux de surface dans le bassin du Ringelbach à Soultzeren, France : rôle hydrologique des surfaces saturées, *Comptes rendus du Symposium international sur interactions entre eaux souterraines et eaux de surface*, Suède, 1988.

Ambroise B. Rôle hydrologique des surfaces saturées en eau dans le bassin du Ringelbach à Soultzeren, France, *Recherches sur l'environnement dans la région*, 1^{er} Colloque Sc. Des Universités du Rhin supérieur, ULP, Conseil de l'Europe, Strasbourg, p 620-630, 1986.

André Musy. Cours "Hydrologie générale", Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL) Suisse, 2005.

Audinet Michel. *Hydrométrie appliquée aux cours d'eau*. Eyrolles, 1995.

Augeard Bénédicte. Mécanismes de genèse du ruissellement sur sol agricole drainé sensible à la battance. *Etudes expérimentales et modélisation*, Thèse de doctorat, ENGREF, 2006.

Auzet A.V. L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects agronomiques, *Min. Env. /Min. Agric.*, CEREG, Paris, 60 p, 1987.

Befani A.N. Les questions de l'hydrologie régionale. L'écoulement pluvial (les crues pluviales). Kiev, 1989.

Boiffin J. La dégradation structurale des couches superficielles des sols sous l'action des pluies. Thèse de docteur-ingénieur, Paris, I.N.A, 1982.

Bonell M. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests; *J. Hydrol.*, 150(2-4): pp 217-275, 1993.

Boudjemline D. Susceptibilité aux ruissellements et aux transports solides de sols à textures contrastées. Etude expérimentale au champ sous pluies simulées, thèse de 3^{ème} cycle, Université d'Orléans, 266 p, 1987.

Bravard J.P. Les sédiments fins des plaines d'inondation de la vallée du Rhône, *Revue de Géog. alpine*, t. 71, 4, p 363-379, 1983.

Buttle J.M. and Peters D.L. Inferring hydrological processes in a temperate basin using isotopic and geochemical hydrograph separation : a reevaluation, *Hydrol. Processes*, vol. 11, p 557 -573, 1997.

Charifi S. Application du modèle hydrologique GR2M sur les bassins versants de la Soummam et de l'Isser, Mémoire de Magister, ENP d'Alger, 2006.

Cosandey C. Formation des crues « cévenoles » dans des bassins élémentaires du Mont Lozère, *Revue des Sciences de l'eau*, Vol.7, n°4 ; GIS des Sciences de l'eau, France et INRS-Eau, Québec, pp 377-393, 1994.

Cosandey C. Des crues sans ruissellement sur les versants, *Le courrier du CNRS*, Paris, suppl. au n° 57, p 67-69, 1985.

Cosandey C., Boudjemline D, Roose E. et Lelong F. Etude expérimentale du ruissellement sur des sols à végétation contrastée du mont Lozère, *Z. fur Geomorph. NF*, 34, 1, p 61-73, Berlin/Stuttgart, 1990.

Cosandey C. et Muxart T. Estimation du risque érosif lié à l'extension des terres agricoles sur le causse Mejan, *Publ. CNRS-URA 141 ; Rapport de fin de contrat Pire*, Meudon, 35p, 1987.

Cosandey Claude et Robinson Mark. *Hydrologie continentale* ; Armand Colin, Paris, 360 p, 2000.

Cros-Cayot S. Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant ; contexte armoricain, thèse de doctorat de l'ENSAR, Rennes, 1996.

Duclos G. les analyses de sol et leur interprétation en vue du conseil en fertilisation, *Eau et aménagement de la région provençale*, n°15, 1977.

Dunne T., Moore T.R. and Taylor C.H. Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions, *Journ. Des Scien. Hydrol.* XX (3), p 305-327, 1975.

Dupraz Ch. Bilan des transferts d'eau et d'écoulements minéraux dans trois bassins versants comparatifs à végétation contrastée, thèse de docteur-ingénieur, université d'Orléans, 1984.

Ecole Nationale de la Météorologie (E.N.M.). Fiche descriptive sur la météorologie, version 1.0 ; Météo France, 2008.

Gacem A. Etude comparative des méthodes du laminage des crues pluviales (Cas des petits sous-bassins de la Soummam), Mémoire de Magister, UAM de Bejaia, 2009.

Goptchenko E.D., Gouchlia A.V. Hydrologie fondée sur l'amélioration ; Guidrométéoizdat, Leningrad, 1989.

Grésillon J.M. Infiltration et processus hydrologiques, Bulletin du GFHN, n°41 Actes des journées de Meudon, p. 110-116, 1998.

Gril J.J. L'érosion hydrique des sols dans le vignoble. Etude comparative de l'influence des techniques culturales à l'exemple du Beaujolais (France), Z. fur Geomorph. N.F. Suppl.- Bd. 60, Berlin Stuttgart, 1986.

Guerochkov I.F. Les calculs hydrologiques. Guidrométéoizdat, Leningrad, 1979.

Hewlett J.D and Nutter W.L. The varying source area of streamflow from upland bassins. Interdisciplinary aspects of water management, Am. Soc. For Civil Ing., New York, p 65-83,1970.

Horton R.E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Am. Geophys. Union, 14, pp 446-460, 1933.

Hubert P. La séparation de l'hydrogramme. Apport des méthodes isotopiques, Hydrogéologie n°3, p 143-150, 1989.

INGÉROP Algérie. Étude de la protection de la ville de Bejaia contre les inondations ; Rapport de la mission C-Hydrologie, Ed. INGÉROP, juillet 2006.

Jordan J.P. Identification et modélisation des processus de génération des crues : Application au bassin versant de la haute Mentue, thèse n° 1014, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, 1992.

Khelalfa M. Etude du ruissellement pluvial des sous bassins de la Seybouse, Mémoire de Magister, UBM d'Annaba, 2009.

Kirkby C., Newson M.D. and Gilman K. Plynlimon Research : the First Two Decades, Report n°109, Wallingford, Institute of Hydrology, 1991.

Klibachov K.P., Guerochkov I.F. Les calculs hydrologiques. Guidrométéoizdat, Leningrad, 1970.

Ladjel M. Rainflood's parameters researches. Conférence internationale des Sciences et Techniques « Les problèmes d'aménagement des ressources en eau et d'exploitation des ressources naturelles ». Université Nationale de Rivne, Rivne, République d'Ukraine, 21-23 octobre 2009.

Ladjel M. A propos du calcul de la durée de ruissellement superficiel durant les crues pluviales sur les oueds de l'Algérie (en langue russe). La revue « Météorologie, climatologie et hydrologie » n° 50, 2^{ème} partie, Odessa, 2008.

Ladjel M. Les débits maximums des crues des oueds de la partie nord de l'Algérie (en langue russe). Journal de l'Université Ecologique d'Etat d'Odessa, n°4, Odessa, Ukraine, 2007.

Ladjel M. Flood flow estimation in semi arid regions. International Conference on Flood Estimation, Berne, Switzerland, March 6-8, 2002.

Ladjel M. Contribution à la cartographie de l'écoulement moyen interannuel des cours d'eau du bassin méditerranéen. 3^{ème} Symposium International de l'Eau, Cannes, France, le 29 et 31 mai 2001.

Ladjel M. Method of evaluation of debits maxima of the flood rainfalls. International Workshop « River Runoff-Minima and Maxima », St Petersburg, Russia, June 6-8, 2001.

Lambert R. Recherches hydrologiques dans le sud-est du bassin Garonnais, thèse de doctorat d'état, Université de Toulouse, 750 p, 1975.

Loye-Pilot M.D. et Jusserand C. Décomposition chimique et isotopique d'un hydrogramme de crue d'un torrent méditerranéen montagnard. Réflexions méthodologiques, Revue des Sciences de l'Eau, 3, p 211-231, 1990.

Mania J. Simulation des débits superficiels et des niveaux piézométriques dans le bassin de la Conche (Pas-de-Calais), Cahiers de géographie physique de l'institut de Géographie, n°4, Lille, 1980.

Marchandise Arthur. Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze ; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques, Thèse de doctorat, école doctorale de l'université de Montpellier II, 2007.

Mérot, Ph. Les zones de source à surface variable et la question de leur localisation, Hydrologie continentale, 3 (2) p 105-115, 1988.

Mérot, Ph. Analyses d'une crue à l'aide du traçage naturel par mesures dans les pluies, le sol, le ruisseau, *Catena*, 8, p 69-81, 1981.

Mérot, Ph., Gascuel O.C., Walter C. Influence du réseau de haies des paysages bocagers sur le cheminement de l'eau en surface, *Revue des Sciences de l'eau*, 12 (1), p 23-49, 1999.

Montgomery D.R. and Dietrich W.E. Hydrologic processes in a low-gradient source area; *Water Resour. Res.*, 31(1), pp 1-10, 1995.

Muxart T., Cosandey C. et Billard A. l'érosion sur les hautes terres du Lingas. Un processus naturel, une production sociale, mémoires et documents en géographie, Paris, ed. du CNRS, 1990.

Ogden F.L. and Watts B.A. Saturated area formation on nonconvergent hillslope topography with shallow soils: A numerical investigation; *Water Resour. Res.*, 36 (7), pp 1795-1804, 2000.

Oliveira M.A.T. Morphologie des versants et ravinement: héritage et morphogenèse dans une région de socle tropical, thèse, Paris-Sorbonne, 1992.

Olivry J.C., Briquet J.P. et Mahé G. Le régime hydrologique du Niger supérieur et le déficit des deux dernières décennies. Grands bassins fluviaux péri-atlantiques, coll. et séminaires, Paris, ORSTOM, p 251-266, 1995.

Poesen J. Surface Sealing on Loess Sediments : the role of texture, slope and position of stones in the Top Layer, International Symposium on the Assesment of Soil Surface Sealing and Crustion, Gient, Belgium, 1985.

Réméniéras G. L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles, Paris, 456 p, 1980.

Rojdestvensky A.V., Tchebatariov A.I. Les méthodes statistiques en hydrologie. Guidrométéoizdat, Leningrad, 1974.

Saulnier G.M. Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par Topmodel, Grenoble, thèse de l'INPG, 1996.

Schérer J.C. Les variations de « l'écoulement de crue » : étude comparée de deux petits bassins versants vosgiens, *Rev. Géogr. de l'Est*, 1-2, p 22-33, 1975.

Schulé C.A. Livret guide pour l'excursion des journées d'hydrologie de la commission d'hydrologie du CNG, 1989.

Shahin M. Water resources and hydrometeorology ; Springer Netherlands, pp 223-277, 2007.

Sokolovsky D.L. L'écoulement fluvial. Guidrométéoizdat, Leningrad, 1968.

Verrechia E., Ribier J., Yaïr A., Kidron G. et Rolko K. Le rôle des cyanobactéries dans la fixation des sols sableux désertiques : approche d'un cas dans le désert du Negev, Palynosciences, vol.2, p 255-266, 1993.

Yaïr A. Livret guide of the International Conference on Geomorphic Response of Mediteranean and Arid Areas to Climatic Changes, Jerusalem, 1995.

Yaïr A. Runoff generation in a sandy area. The Nizzana sands, western Negev, Israël, Earth Surf. Proc. and Landforms, 15, p 597-609, 1990.

Yaïr A. Hillslope hydrology water harvesting and areal distribution of some ancient agricultural systems in the northern Negev Desert, jour. of Arid Environment, 6, p 283-301,1983.

Yaïr A. Application of the concept of partial area contribution to small arid watersheds, Proc. of the Inter. Symp. on Rainfall-Runoff Modeling, Littleton, Colorado, p335-350, 1981.

ANNEXE 01 :

Les valeurs de débits instantanés maxima et de débits spécifiques maxima.

Tableau des Débits instantanés maxima et débits spécifiques maxima

Nom station	TILESDIT I		AIN TASTA		EL-ESNAM		PORTES DE FER		FERMATOU		AIN ZADA		MAGRAOUA		BOUBIREK		SIDI YAHIA		SIDI AICH		RN 30		ROCADE SUD		CED FAGUES		MEDJEZ		SIDI OUADAH		BENI SLIMANE		TASSADANE	
Code station	15.01.06		15.01.14		15.02.04		15.04.01		15.06.01		15.07.01		15.07.02		15.07.03		15.09.01		15.10.01		02.17.15		05.05.01		05.08.01		05.09.01		05.11.01		09.03.05		10.01.09	
Sup.B.V (Km²)	842		190		800		605		105		1800		2350		2960		4050		8420		460		5600		334		1330		165		273		960	
Débit	Q _{max}																																	
1953/54																			416	0,049														
1954/55																			228	0,027														
1955/56																			458	0,054														
1956/57																			137	0,016														
1957/58																			790	0,094														
1958/59																			639	0,076														
1959/60																			364	0,043														
1960/61																			798	0,095														
1961/62																			130	0,015														
1962/63																			320	0,038														
1963/64																			658	0,078														
1964/65																	71,9	0,018	350	0,042														
1965/66																	166	0,041	626	0,074														
1966/67																	82,5	0,020	350	0,042														
1967/68																			2700	0,321														
1968/69							419	0,693											518	0,062														
1969/70													169	0,072					1026	0,122														
1970/71								5,91	0,056				60,7	0,026	145	0,049			226	0,027														
1971/72	734	0,872			274	0,343	183	0,302	19,7	0,188	35,1	0,020	45,0	0,019	186	0,063	319	0,079	1429	0,170			282	0,050	215	0,644								
1972/73	377	0,448			68,0	0,085	70,7	0,117	64,0	0,610	18,6	0,010	64,3	0,027	208	0,070	902	0,223	730	0,087			38,0	0,007	30,0	0,090								
1973/74	670	0,796			73,6	0,092	65,7	0,109	84,0	0,800	44,4	0,025	104	0,044	652	0,220	862	0,213	1820	0,216			102	0,018	32,0	0,096	217	0,163	16,0	0,097			197	0,205
1974/75	199	0,236			13,9	0,017	27,2	0,045	14,8	0,141	14,2	0,008	57,1	0,024	121	0,041	140	0,035	324	0,038			8,25	0,001	22,0	0,066	76,8	0,058	1,16	0,007			122	0,127
1975/76	131	0,156	45,8	0,241	22,1	0,028	386	0,638	86,5	0,824	314	0,174	240	0,102	368	0,124	371	0,092	500	0,059			119	0,021	94,0	0,281	439	0,330	6,18	0,037			136	0,142
1976/77	189	0,224	23,1	0,122	12,2	0,015	50,3	0,083	20,7	0,197	7,29	0,004	33,4	0,014	155	0,052	89,4	0,022	296	0,035			168	0,030	24,0	0,072	128	0,096	20,8	0,126			100	0,104
1977/78	121	0,144	17,1	0,090	16,1	0,020	53,6	0,089	13,9	0,132	15,4	0,009	37,8	0,016	114	0,039	131	0,032					7,60	0,001	11,1	0,033	13,8	0,010	62,5	0,379			152	0,158
1978/79	117	0,139	32,6	0,172	15,2	0,019	76,9	0,127	33,5	0,319	74,3	0,041	67,9	0,029	52,5	0,018	86,0	0,021	296	0,035			9,38	0,002	171	0,512	180	0,135	11,3	0,068			224	0,233
1979/80	320	0,38	58,0	0,305	11,3	0,014	450	0,744	50,9	0,485	224	0,124	185	0,079	168	0,057	193	0,048	452	0,054			246	0,044	262	0,784	213	0,160	304	1,842			115	0,120
1980/81	326	0,387	33,6	0,177	15,7	0,020	211	0,349	4,85	0,046	8,03	0,004	67,9	0,029	168	0,057	307	0,076	754	0,090			5,42	0,001	68,9	0,206	68,6	0,052	20,3	0,123			516	0,538
1981/82	359	0,426	93,1	0,490	33,7	0,042	186	0,307	68,3	0,650	80,0	0,044	202	0,086	197	0,067	260	0,064	424	0,050			80,0	0,014	195	0,584	734	0,552	250	1,515			141	0,147
1982/83	376	0,447	34,5	0,182	33,7	0,042	126	0,208	36,0	0,343	68,2	0,038	80,0	0,034	346	0,117	548	0,135	627	0,074			86,1	0,015	50,0	0,150	80,0	0,060	118	0,715			148	0,154
1983/84	144	0,171					1,47	0,002	64,0	0,610	32,2	0,018	89,0	0,038	299	0,101	446	0,110	464	0,055			1,05	0,0002	1,02	0,003	20,5	0,015	14,0	0,085			366	0,381
1984/85	284	0,337	9,58	0,050	17,1	0,021	5,58	0,009	71,5	0,681			45,9	0,020	195	0,066	243	0,060	372	0,044			65,1	0,012	5,70	0,017	20,8	0,016	6,32	0,038			254	0,265
1985/86	456	0,542			120	0,150	239	0,395	19,7	0,188			50,1	0,021	192	0,065	398	0,098	1046	0,124			158	0,028	32,2	0,096	147	0,111	47,6	0,288	110	0,403	58,7	0,061
1986/87	0,52	0,0006	3,85	0,020	9,04	0,011	85,6	0,141	66,1	0,630			87,0	0,037	86,7	0,029	69,8	0,017	248	0,029	188	0,409	1630	0,291	30,2	0,090	167	0,126	38,7	0,235	93,9	0,344	90,2	0,094
1987/88			2,33	0,012	4,79	0,006	311	0,514	0,95	0,009			30,6	0,013	32,4	0,011	17,7	0,004			14,8	0,032	67,0	0,012	42,4	0,127	50,4	0,038	126	0,764	47,5	0,174	44,5	0,046

1988/89			10,5	0,055	7,47	0,009	23,5	0,039	56,2	0,535			37,0	0,016	213	0,072	162	0,040			49,0	0,107	100	0,018	91,5	0,274	150	0,113	18,2	0,110	45,3	0,166	141	0,147	
1989/90					15,0	0,019	189	0,312	2,76	0,026			91,0	0,039	29,0	0,010	204	0,050	171	0,020	126	0,274	2,57	0,0005	62,8	0,188	455	0,342	14,0	0,085	98,5	0,361	128	0,133	
1990/91			22,0	0,116	0,80	0,001	13,8	0,023	236	2,248			45,3	0,019	34,4	0,012	73,1	0,018	170	0,020	118	0,257	2,40	0,0004	83,2	0,249	217	0,163	6,32	0,038	63,7	0,233	184	0,192	
1991/92			18,4	0,097	0,18	0,0002	291	0,481	29,8	0,284			31,5	0,013	29,0	0,010	198	0,049	424	0,050	138	0,300	56,0	0,010	71,7	0,215	236	0,177	40,0	0,242	63,7	0,233	127	0,132	
1992/93			8,00	0,042	0,10	0,0001	63,0	0,104	5,30	0,050			14,7	0,006	25,7	0,009	59,5	0,015			57,9	0,126	34,0	0,006	36,7	0,110	191	0,144	10,7	0,065	43,0	0,158	97,5	0,102	
1993/94			8,96	0,047	3,10	0,004	160	0,264	3,25	0,031			40,3	0,017	13,6	0,005	134	0,033			36,9	0,080	182	0,033	46,0	0,138	225	0,169	2,84	0,017	57,1	0,209	235	0,245	
1994/95									14,8	0,141			126	0,054	62,8	0,021	361	0,089			136	0,296			60,6	0,181			230	1,394	80,0	0,293	291	0,303	
1995/96									61,8	0,589					70,0	0,024	150	0,037							215	0,644			71,7	0,435	63,7	0,233	261	0,272	
1996/97									6,12	0,058					7,60	0,003	13,6	0,003							40,2	0,120			42,5	0,258			23,6	0,025	
1997/98									37,9	0,361					94,0	0,032	70,0	0,017											175	1,061			168	0,175	
1998/99									68,3	0,650					70,0	0,024	182	0,045											25,0	0,152			97,2	0,101	
1999/00									5,51	0,052					37,0	0,013	326	0,080											85,2	0,516			38,0	0,040	
2000/01									4,67	0,044					79,6	0,027	74,6	0,018											42,5	0,258			86,0	0,090	
2001/02									37,9	0,361							74,6	0,018																136	0,142
2002/03									120	1,143					389	0,131	675	0,167																609	0,634
N	16	16	22	24	33	13	26	32	35	36	09	23	26	21	28	11	30																		

Q_{max} : Débit instantané annuel maximum, en m^3/s ;
 q_{max} : Débit spécifique annuel maximum, en $m^3/s.km^2$;
N : La taille de la série ou nombre d'années d'observation.

ANNEXE 02 :

**Courbes empiriques des fréquences du débit spécifique
maximum** (*Réalisée par Lahouari F., 2009*).

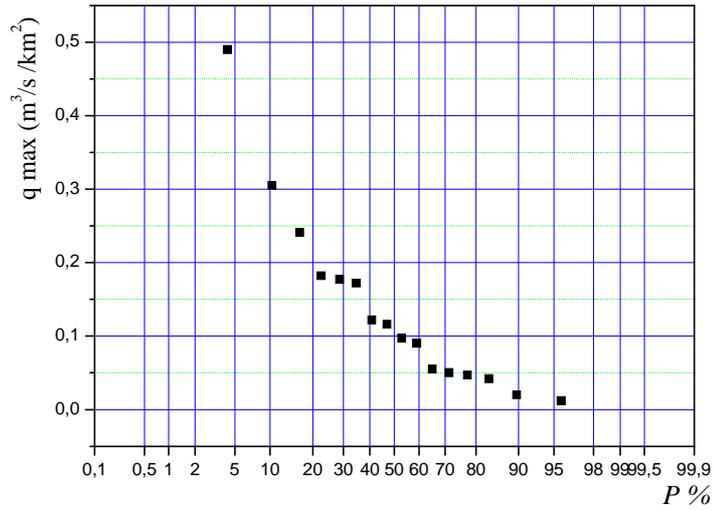


Figure 1- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Lekhal à la station Ain Tasta, code 15 01 14.

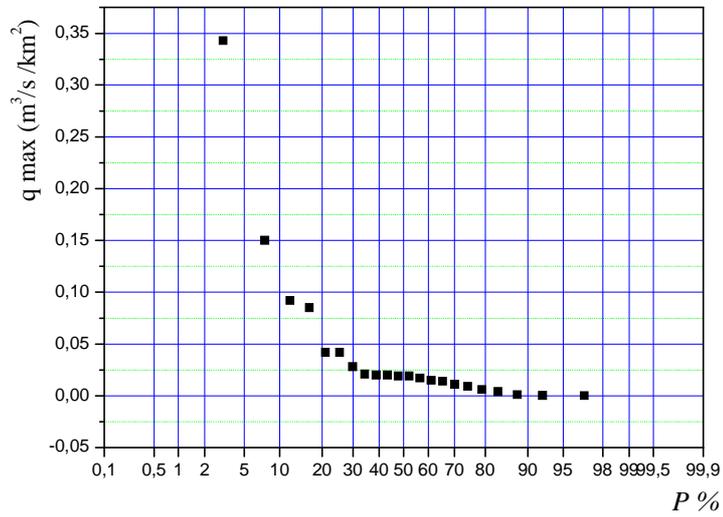


Figure 2- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Zaiane à la station El Esnam, code 15 02 04.

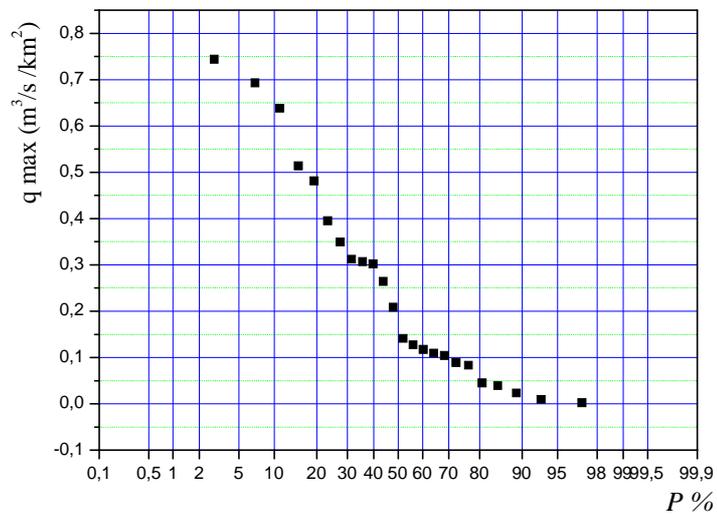


Figure 3- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Azerou à la station Portes de fer, code 15 04 01.

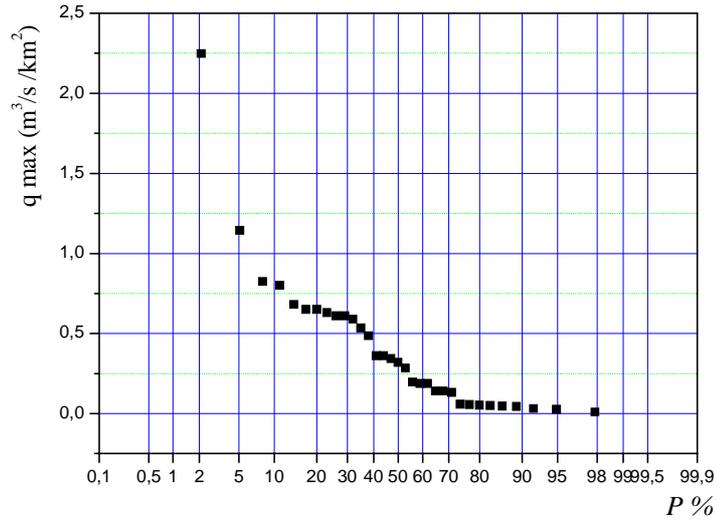


Figure 4- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Bou-Sellam à la station Fermatou, code 15 06 01.

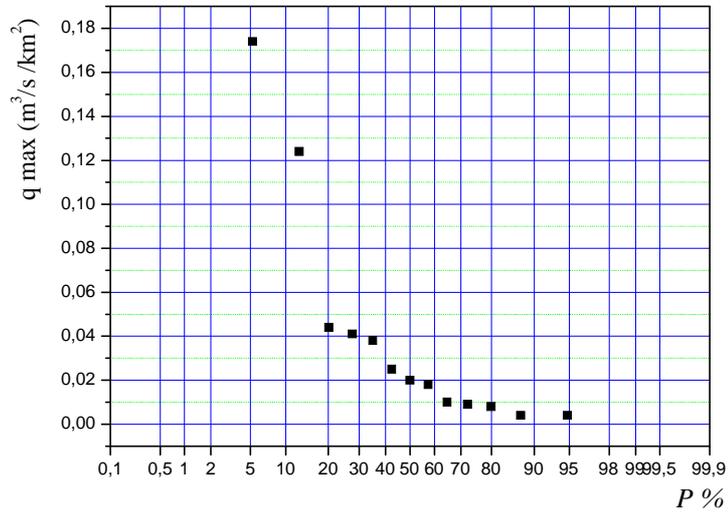


Figure 5- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Bou-Sellam à la station Ain Zada, code 15 07 01.

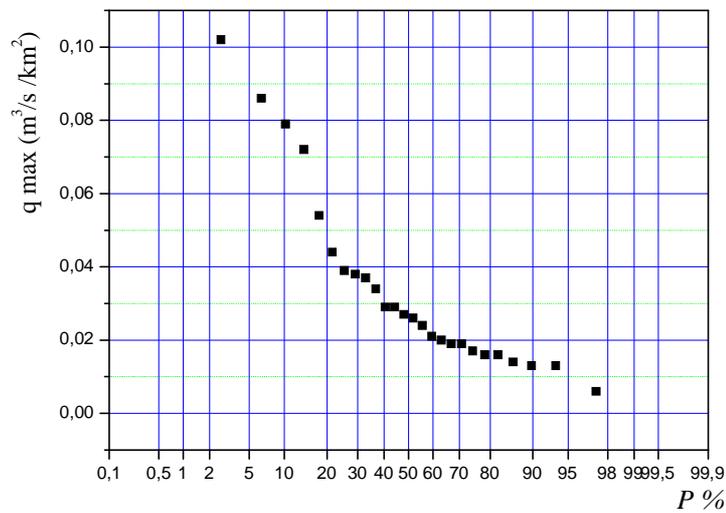


Figure 6- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Bou-Sellam à la station Magraoua, code 15 07 02.

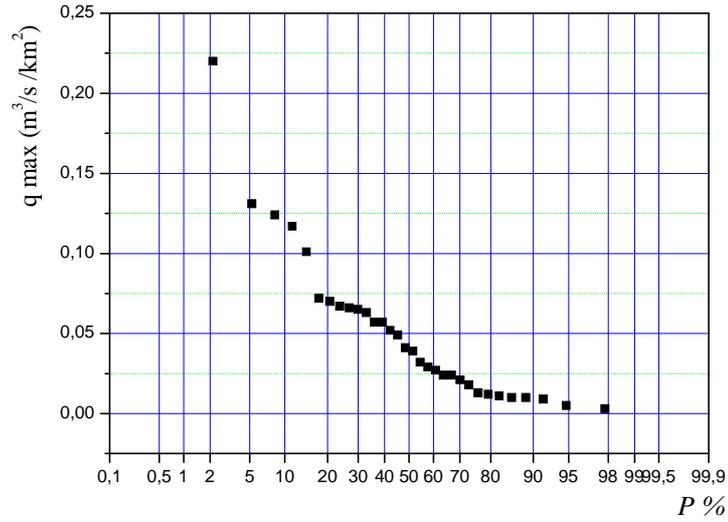


Figure 7- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Bou-Sellam à la station Boubirek, code 15 07 03.

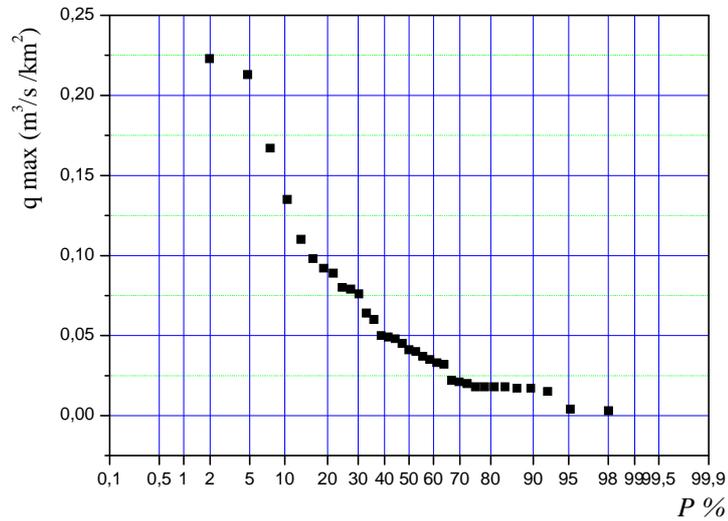


Figure 8- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Bou-Sellam à la station Sidi Yahia, code 15 09 01.

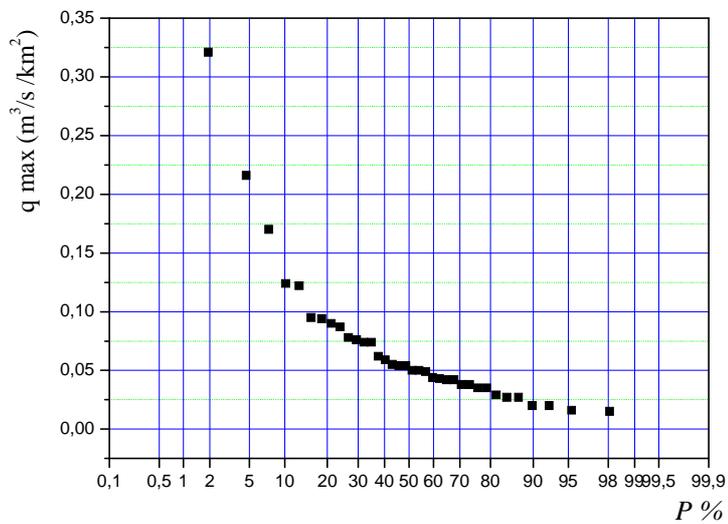


Figure 9- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Soummam à la station Sidi Aich, code 15 10 01.

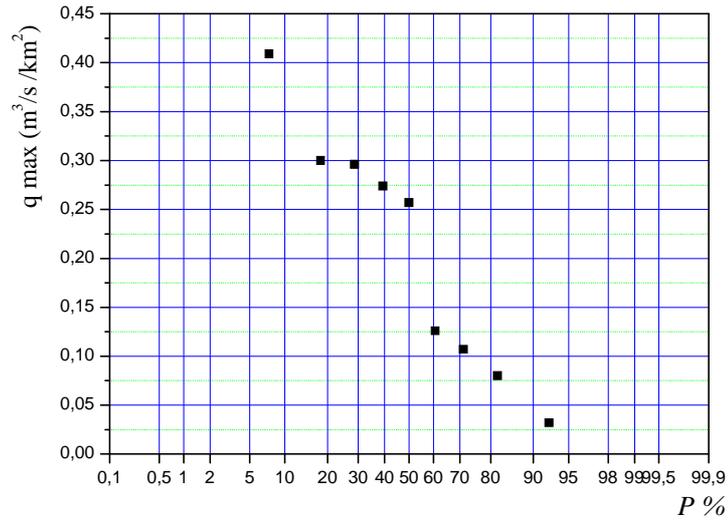


Figure 10- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Aissi à la station RN 30, code 02 17 15.

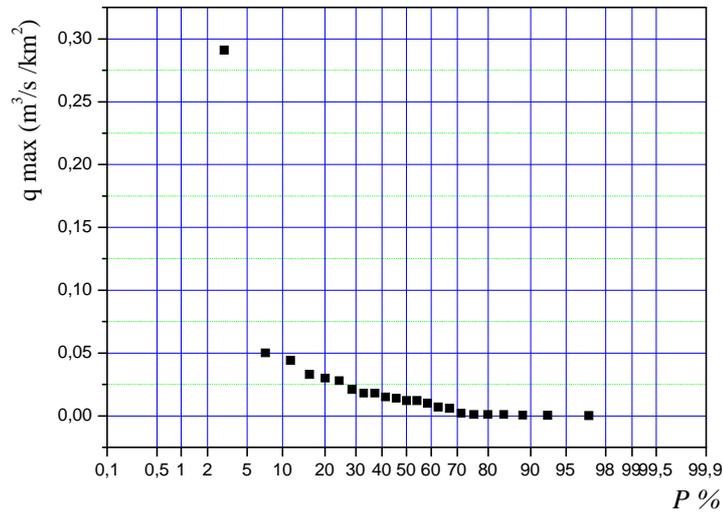


Figure 11- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Leham à la station Rocate sud, code 05 05 01.

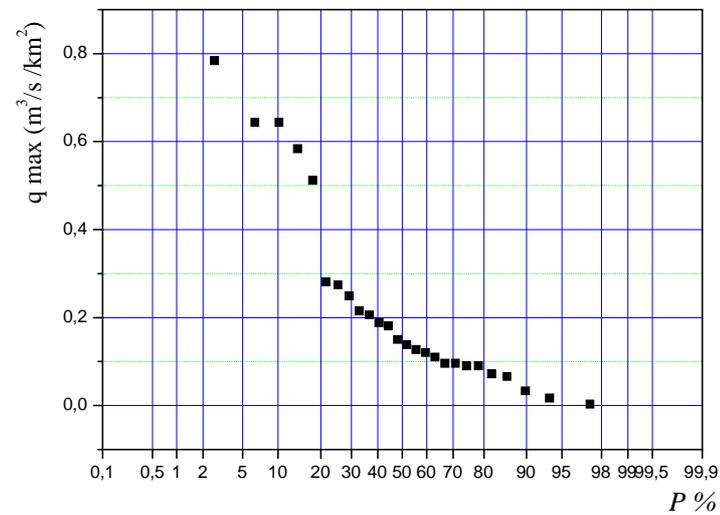


Figure 12- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Lougmane à la station Ced Fagues, code 05 08 01.

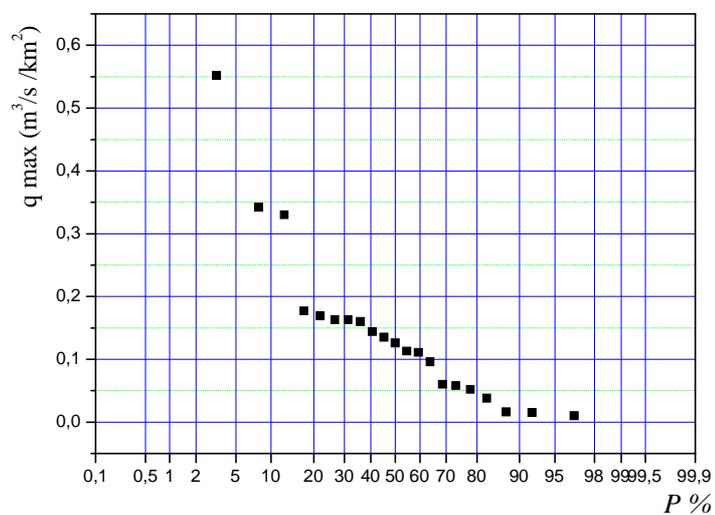


Figure 13- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Ksob à la station Medjez, code 05 09 01.

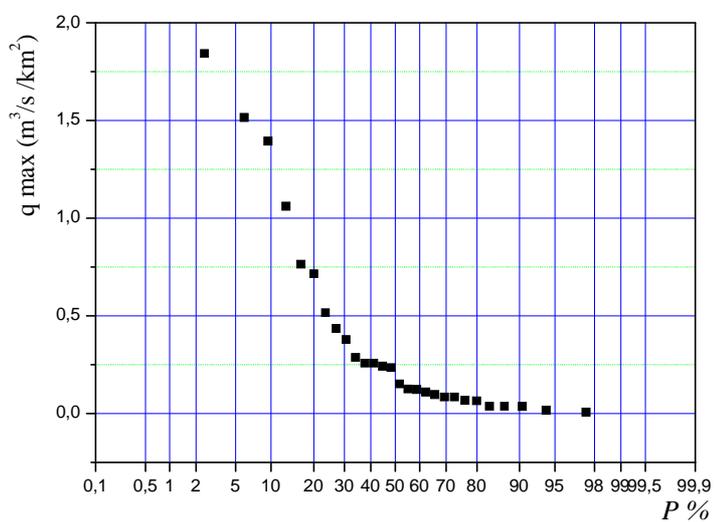


Figure 14- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Soubella à la station Sidi Ouadah, code 05 11 01.

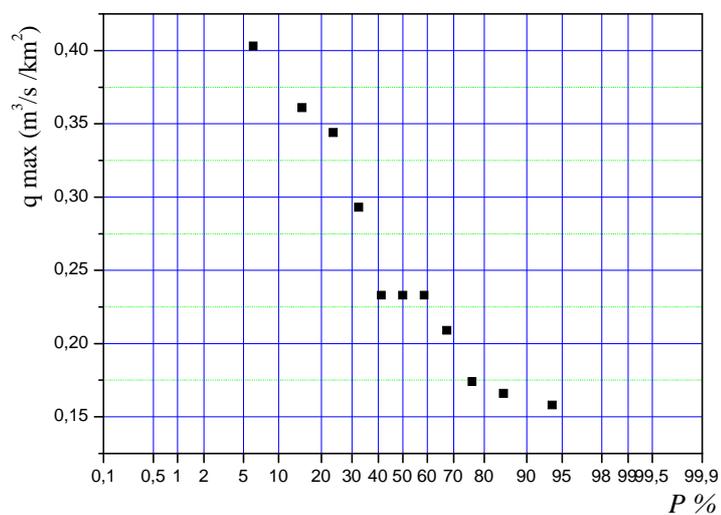


Figure 15- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued Malah à la station Beni Slimane, code 09 03 05.

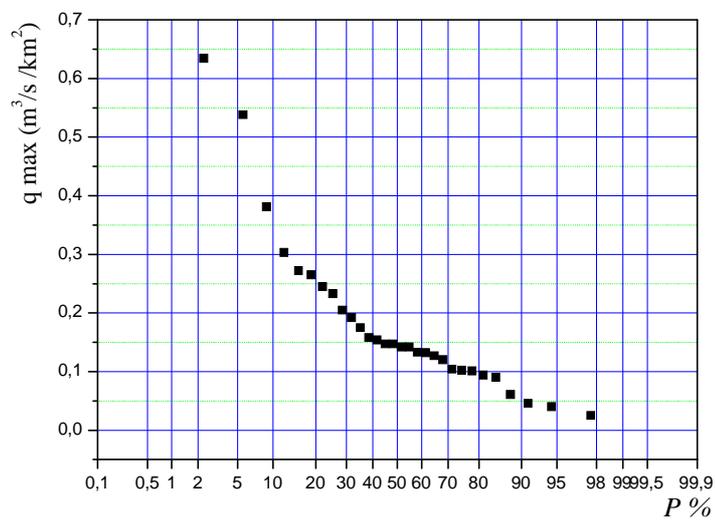


Figure 16- Courbe empirique des fréquences du débit spécifique maximum de l'oued El Kebir à la station Tassadane, code 10 01 09.

ANNEXE 03 :

Tableau d'Alekseev.

Les valeurs du coefficient d'asymétrie C_s et du coefficient de courbure S de la courbe binomiale de distribution.

C_s	$\frac{Q_p - \bar{Q}}{\sigma_Q} = \Phi(p, C_s)$			$\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}$	$S = \frac{Q_{5\%} + Q_{95\%} - 2Q_{50\%}}{Q_{5\%} - Q_{95\%}}$
	$\Phi_{5\%}$	$\Phi_{50\%}$	$\Phi_{95\%}$		
0.0	1.64	0.00	-1.64	3.28	0.00
0.1	1.67	-0.02	-1.61	3.28	0.03
0.2	1.70	-0.03	-1.58	3.28	0.06
0.3	1.72	-0.05	-1.55	3.27	0.08
0.4	1.75	-0.07	-1.52	3.27	0.11
0.5	1.77	-0.08	-1.49	3.26	0.14
0.6	1.80	-0.10	-1.45	3.25	0.17
0.7	1.82	-0.12	-1.42	3.24	0.20
0.8	1.84	-0.13	-1.38	3.22	0.22
0.9	1.86	-0.15	-1.35	3.21	0.25
1.0	1.88	-0.16	-1.32	3.20	0.28
1.1	1.89	-0.18	-1.28	3.17	0.31
1.2	1.92	-0.19	-1.24	3.16	0.34
1.3	1.94	-0.21	-1.20	3.14	0.37
1.4	1.95	-0.22	-1.17	3.12	0.39
1.5	1.96	-0.24	-1.13	3.09	0.42
1.6	1.97	-0.25	-1.10	3.07	0.45
1.7	1.98	-0.27	-1.06	3.04	0.48
1.8	1.99	-0.28	-1.02	3.01	0.51
1.9	2.00	-0.29	-0.98	2.98	0.54
2.0	2.00	-0.31	-0.95	2.95	0.57
2.1	2.01	-0.32	-0.91	2.92	0.59
2.2	2.02	-0.33	-0.88	2.89	0.63
2.3	2.01	-0.34	-0.85	2.86	0.64
2.4	2.00	-0.35	-0.82	2.82	0.67
2.5	2.00	-0.36	-0.79	2.79	0.69
2.6	2.00	-0.37	-0.76	2.76	0.72
2.7	2.00	-0.38	-0.74	2.74	0.74
2.8	2.00	-0.39	-0.71	2.71	0.76
2.9	1.99	-0.39	-0.69	2.68	0.78
3.0	1.97	-0.40	-0.67	2.64	0.80

3.1	1.97	-0.40	-0.64	2.62	0.81
3.2	1.96	-0.41	-0.62	2.59	0.83
3.3	1.95	-0.41	-0.60	2.56	0.85
3.4	1.94	-0.41	-0.59	2.53	0.86
3.5	1.93	-0.41	-0.57	2.50	0.87
3.6	1.93	-0.42	-0.56	2.48	0.89
3.7	1.91	-0.42	-0.54	2.45	0.90
3.8	1.90	-0.42	-0.53	2.43	0.91
3.9	1.90	-0.41	-0.51	2.41	0.92
4.0	1.90	-0.41	-0.50	2.40	0.92
4.1	1.89	-0.41	-0.49	2.38	0.93
4.2	1.88	-0.41	-0.48	2.36	0.94
4.3	1.87	-0.40	-0.47	2.34	0.94
4.4	1.86	-0.40	-0.46	2.32	0.95
4.5	1.85	-0.40	-0.45	2.30	0.96
4.6	1.84	-0.40	-0.44	2.28	0.97
4.7	1.83	-0.40	-0.43	2.26	0.97
4.8	1.81	-0.39	-0.42	2.23	0.98
4.9	1.80	-0.39	-0.41	2.21	0.98
5.0	1.78	-0.38	-0.40	2.18	0.98
5.1	1.76	-0.38	-0.39	2.15	0.98
5.2	1.74	-0.37	-0.38	2.15	0.98

ANNEXE 04 :

Tableau de Foster-Rebkine.

Tableau de Foster-Rebkine.

Cs	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%	Cs
0,00	3,09	2,33	2,06	1,64	1,28	0,84	0,52	0,25	0,00	0,00
0,05	3,16	2,36	2,08	1,65	1,28	0,84	0,52	0,24	-0,01	0,05
0,10	3,23	2,40	2,11	1,67	1,29	0,84	0,51	0,24	-0,02	0,10
0,15	3,31	2,44	2,14	1,68	1,30	0,84	0,50	0,23	-0,02	0,15
0,20	3,38	2,47	2,16	1,70	1,30	0,83	0,50	0,22	-0,03	0,20
0,25	3,45	2,50	2,18	1,71	1,30	0,82	0,49	0,21	-0,04	0,25
0,30	3,52	2,54	2,21	1,72	1,31	0,82	0,48	0,20	-0,05	0,30
0,35	3,59	2,58	2,24	1,73	1,32	0,82	0,48	0,20	-0,06	0,35
0,40	3,66	2,61	2,26	1,75	1,32	0,82	0,47	0,19	-0,07	0,40
0,45	3,74	2,64	2,28	1,76	1,32	0,82	0,46	0,18	-0,08	0,45
0,50	3,81	2,68	2,28	1,77	1,32	0,81	0,46	0,17	-0,08	0,50
0,55	3,88	2,72	2,34	1,78	1,32	0,80	0,45	0,16	-0,09	0,55
0,60	3,96	2,75	2,36	1,80	1,33	0,80	0,44	0,16	-0,10	0,60
0,65	4,03	2,78	2,38	1,81	1,33	0,80	0,44	0,15	-0,11	0,65
0,70	4,10	2,82	2,40	1,82	1,33	0,79	0,43	0,14	-0,12	0,70
0,75	4,17	2,86	2,43	1,83	1,34	0,78	0,42	0,13	-0,12	0,75
0,80	4,24	2,89	2,45	1,84	1,34	0,78	0,41	0,12	-0,13	0,80
0,85	4,31	2,92	2,47	1,85	1,34	0,78	0,40	0,12	-0,14	0,85
0,90	4,38	2,96	2,50	1,86	1,34	0,77	0,40	0,11	-0,15	0,90
0,95	4,46	2,99	2,52	1,87	1,34	0,76	0,39	0,10	-0,16	0,95
1,00	4,53	3,02	2,54	1,88	1,34	0,76	0,38	0,09	-0,16	1,00
1,05	4,60	3,06	2,56	1,88	1,34	0,75	0,37	0,08	-0,17	1,05
1,10	4,67	3,09	2,59	1,89	1,34	0,74	0,36	0,07	-0,18	1,10
1,15	4,74	3,12	2,61	1,90	1,34	0,74	0,36	0,06	-0,18	1,15
1,20	4,81	3,15	2,62	1,91	1,34	0,73	0,35	0,05	-0,19	1,20
1,25	4,88	3,18	2,64	1,92	1,34	0,72	0,34	0,04	-0,20	1,25
1,30	4,95	3,21	2,66	1,92	1,34	0,72	0,33	0,04	-0,21	1,30
1,35	5,02	3,24	2,69	1,93	1,34	0,72	0,32	0,03	-0,22	1,35
1,40	5,09	3,27	2,70	1,94	1,34	0,71	0,31	0,02	-0,22	1,40
1,45	5,16	3,30	2,72	1,94	1,34	0,70	0,30	0,01	-0,23	1,45
1,50	5,23	3,33	2,74	1,95	1,33	0,69	0,30	0,00	-0,24	1,50
1,55	5,30	3,36	2,76	1,96	1,33	0,69	0,29	-0,01	-0,24	1,55
1,60	5,37	3,39	2,78	1,96	1,33	0,68	0,28	-0,02	-0,25	1,60
1,65	5,44	3,42	2,80	1,96	1,32	0,67	0,27	-0,02	-0,26	1,65
1,70	5,50	3,44	2,81	1,97	1,32	0,66	0,26	-0,03	-0,27	1,70
1,75	5,57	3,47	2,83	1,98	1,32	0,65	0,25	-0,04	-0,28	1,75
1,80	5,64	3,50	2,85	1,98	1,32	0,64	0,24	-0,05	-0,28	1,80
1,85	5,70	3,52	2,86	1,98	1,32	0,64	0,23	-0,06	-0,28	1,85
1,90	5,77	3,55	2,88	1,99	1,31	0,63	0,22	-0,07	-0,29	1,90
1,95	5,84	3,58	2,90	2,00	1,30	0,62	0,21	-0,08	-0,30	1,95
2,00	5,91	3,60	2,91	2,00	1,30	0,61	0,20	-0,08	-0,31	2,00
2,10	6,04	3,65	2,94	2,01	1,29	0,59	0,18	-0,10	-0,32	2,10
2,20	6,14	3,68	2,96	2,02	1,27	0,57	0,16	-0,12	-0,33	2,20
2,30	6,26	3,73	3,00	2,01	1,26	0,55	0,14	-0,13	-0,34	2,30
2,40	6,37	3,78	3,03	2,00	1,25	0,52	0,12	-0,14	-0,35	2,40

2,50	6,5	3,82	3,06	2,00	1,23	0,50	0,10	-0,16	-0,36	2,50
2,60	6,54	3,86	3,08	2,00	1,21	0,48	0,085	-0,17	-0,37	2,60
2,70	6,75	3,92	3,11	2,00	1,19	0,46	0,07	-0,18	-0,38	2,70
2,80	6,86	3,96	3,13	2,00	1,18	0,44	0,057	-0,20	-0,39	2,80
2,90	7,00	4,01	3,15	1,99	1,15	0,41	0,041	-0,21	-0,39	2,90
3,00	7,10	4,05	3,16	1,97	1,13	0,39	0,027	-0,22	-0,40	3,00
3,10	7,23	4,09	3,18	1,97	1,11	0,37	0,01	-0,23	-0,40	3,10
3,20	7,35	4,11	3,18	1,96	1,09	0,35	-0,006	-0,25	-0,41	3,20
3,30	7,44	4,15	3,20	1,95	1,08	0,33	-0,022	-0,26	-0,41	3,30
3,40	7,54	4,18	3,21	1,94	1,06	0,31	-0,036	-0,27	-0,41	3,40
3,50	7,64	4,21	3,22	1,93	1,04	0,29	-0,049	-0,28	-0,41	3,50
3,60	7,72	4,24	3,23	1,93	1,03	0,28	-0,072	-0,28	-0,42	3,60
3,70	7,86	4,26	3,24	1,91	1,01	0,26	-0,084	-0,29	-0,42	3,70
3,80	7,97	4,29	3,24	1,90	1,00	0,24	-0,095	-0,30	-0,42	3,80
3,90	8,08	4,32	3,25	1,90	0,98	0,23	-0,11	-0,30	-0,41	3,90
4,00	8,17	4,34	3,25	1,90	0,96	0,21	-0,12	-0,31	-0,41	4,00
4,10	8,29	4,36	3,26	1,89	0,95	0,20	-0,13	-0,41	-0,46	4,10
4,20	8,38	4,39	3,26	1,88	0,93	0,19	-0,13	-0,31	-0,41	4,20
4,30	8,49	4,40	3,26	1,87	0,92	0,17	-0,14	-0,32	-0,40	4,30
4,40	8,60	4,42	3,26	1,86	0,91	0,15	-0,15	-0,32	-0,40	4,40
4,50	8,69	4,44	3,26	1,85	0,89	0,14	-0,16	-0,32	-0,40	4,50
4,60	8,79	4,46	3,26	1,84	0,87	0,13	-0,17	-0,32	-0,40	4,60
4,70	8,89	4,49	3,27	1,83	0,85	0,11	-0,18	-0,32	-0,40	4,70
4,80	8,96	4,50	3,27	1,81	0,82	0,10	-0,19	-0,32	-0,41	4,80
4,90	9,04	4,51	3,27	1,80	0,80	0,084	-0,19	-0,33	-0,386	4,90
5,00	9,12	4,54	3,28	1,78	0,78	0,068	-0,20	-0,33	-0,38	5,00
5,10	9,20	4,57	3,29	1,76	0,76	0,051	-0,21	-0,33	-0,376	5,10
5,20	9,27	4,59	3,30	1,74	0,73	0,035	-0,21	-0,33	-0,37	5,20
5,40	9,42	4,62	3,31	1,70	0,67	0,02	-0,21	-0,33	-0,37	5,40
5,60	9,59	4,65	3,32	1,67	0,62	0,00	-0,21	-0,30	-0,36	5,60
5,80	9,70	4,70	3,34	1,64	0,57	-0,02	-0,21	-0,30	-0,35	5,80
6,00	9,84	4,70	3,34	1,60	0,51	-0,05	-0,21	-0,30	-0,34	6,00
6,20	9,95	4,71	3,35	1,56	0,47	-0,05	-0,21	-0,30	-0,34	6,20

Note : les valeurs de la première ligne du tableau correspondantes à Cs nul ($C_s = 0.00$) sont les nombres ou les constantes de Gauss.

ANNEXE 05 :

Les valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel.

Tableau 1 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Lekhal à Ain Tasta (code 15 01 14).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	5,50	3,44	2,81	1,97	1,32	0,66	0,26	-0,03	-0,27
C_v	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	4,630	3,270	2,855	2,300	1,871	1,436	1,172	0,980	0,822
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,60	0,43	0,37	0,30	0,24	0,19	0,15	0,13	0,11

Tableau 2 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Zaiane à El Esmam (code 15 02 04).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	7,44	4,15	3,20	1,95	1,08	0,33	-0,022	-0,26	-0,41
C_v	1,62	1,62	1,62	1,62	1,62	1,62	1,62	1,62	1,62
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	13,053	7,723	6,184	4,159	2,750	1,535	0,964	0,579	0,336
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,78	0,46	0,37	0,25	0,16	0,09	0,06	0,03	0,02

Tableau 3 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Azerou à Portes de fer (code 15 04 01).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	5,23	3,33	2,74	1,95	1,33	0,69	0,30	0,00	-0,24
C_v	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	5,446	3,831	3,329	2,658	2,131	1,587	1,255	1,000	0,796
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	1,25	0,88	0,77	0,61	0,49	0,36	0,29	0,23	0,18

Tableau 4 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Bou-Sellam à Fermatou (code 15 06 01).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	6,04	3,65	2,94	2,01	1,29	0,59	0,18	-0,10	-0,32
C_v	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	7,282	4,796	4,058	3,090	2,342	1,614	1,187	0,896	0,667
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	2,84	1,87	1,58	1,21	0,91	0,63	0,46	0,35	0,26

Tableau 5 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Bou-Sellam à Ain Zada (code 15 07 01).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	6,54	3,86	3,08	2,00	1,21	0,48	0,085	-0,17	-0,37
C_v	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	8,456	5,400	4,511	3,280	2,379	1,547	1,097	0,806	0,578
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,34	0,22	0,18	0,13	0,10	0,06	0,04	0,03	0,02

Tableau 6 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Bou-Sellam à Magraoua (code 15 07 02).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	5,84	3,58	2,90	2,00	1,30	0,62	0,21	-0,08	-0,30
C_v	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	4,796	3,327	2,885	2,300	1,845	1,403	1,137	0,948	0,805
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,14	0,10	0,09	0,07	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02

Tableau 7 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Bou-Sellam à Boubirek (code 15 07 03).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	6,14	3,68	2,96	2,02	1,27	0,57	0,16	-0,12	-0,33
C_v	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	7,754	5,048	4,256	3,222	2,397	1,627	1,176	0,868	0,637
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,39	0,25	0,21	0,16	0,12	0,08	0,06	0,04	0,03

Tableau 8 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Bou-Sellam à Sidi Yahia (15 09 01).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	6,75	3,92	3,11	2,00	1,19	0,46	0,07	-0,18	-0,38
C_v	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	7,953	5,038	4,203	3,060	2,226	1,474	1,072	0,815	0,609
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,56	0,35	0,29	0,21	0,16	0,10	0,08	0,06	0,04

Tableau 9 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Soummam à Sidi Aich (code 15 10 01).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	6,75	3,92	3,11	2,00	1,19	0,46	0,07	-0,18	-0,38
C_v	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	7,413	4,724	3,955	2,900	2,131	1,437	1,067	0,829	0,639
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,59	0,38	0,32	0,23	0,17	0,11	0,09	0,07	0,05

Tableau 10 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Aissi à RN 30 (code 02 17 15).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	4,81	3,15	2,62	1,91	1,34	0,73	0,35	0,05	-0,19
C_v	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	3,549	2,670	2,389	2,012	1,710	1,387	1,186	1,027	0,899
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,78	0,59	0,53	0,44	0,38	0,31	0,26	0,23	0,20

Tableau 11 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Leham à Rocade sud (05 05 01).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	6,54	3,86	3,08	2,00	1,21	0,48	0,085	-0,17	-0,37
C_v	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	7,802	5,014	4,203	3,080	2,258	1,499	1,088	0,823	0,615
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,39	0,25	0,21	0,15	0,11	0,07	0,05	0,04	0,03

Tableau 12 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Lougmane à Ced Fagues (code 05 08 01).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	6,26	3,73	3,00	2,01	1,26	0,55	0,14	-0,13	-0,34
C_v	0,86	0,86	0,86	0,86	0,86	0,86	0,86	0,86	0,86
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	6,384	4,208	3,580	2,729	2,084	1,473	1,120	0,888	0,708
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	1,15	0,76	0,64	0,49	0,38	0,27	0,20	0,16	0,13

Tableau 13 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Ksob à Medjez (code 05 09 01).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	4,88	3,18	2,64	1,92	1,34	0,72	0,34	0,04	-0,20
C_v	0,76	0,76	0,76	0,76	0,76	0,76	0,76	0,76	0,76
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	4,709	3,417	3,006	2,459	2,018	1,547	1,258	1,030	0,848
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,66	0,48	0,42	0,34	0,28	0,22	0,18	0,14	0,12

Tableau 14 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Soubella à Sidi Ouadah (code 05 11 01).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	6,50	3,82	3,06	2,00	1,23	0,50	0,10	-0,16	-0,36
C_v	1,05	1,05	1,05	1,05	1,05	1,05	1,05	1,05	1,05
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	7,825	5,011	4,213	3,100	2,292	1,525	1,105	0,832	0,622
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	2,50	1,60	1,35	0,99	0,73	0,49	0,35	0,27	0,20

Tableau 15 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued Malah à Beni Slimane (code 09 03 05).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	5,50	3,44	2,81	1,97	1,32	0,66	0,26	-0,03	-0,27
C_v	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	2,925	2,204	1,984	1,690	1,462	1,231	1,091	0,990	0,906
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,73	0,55	0,50	0,42	0,37	0,31	0,27	0,25	0,23

Tableau 16 : Valeurs du débit spécifique maximum fréquentiel pour le sous bassin de l'oued El-Kebir à Tassadane (code 10 01 09).

$P_{\%}$	0,1%	1%	2%	5%	10%	20%	30%	40%	50%
$F_{P\%}$	5,30	3,36	2,76	1,96	1,33	0,69	0,29	-0,01	-0,24
C_v	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	4,657	3,318	2,904	2,352	1,918	1,476	1,200	0,993	0,834
$q_{P\%} = k_{P\%} q_0$	0,79	0,56	0,49	0,40	0,33	0,25	0,20	0,17	0,14

ANNEXE 06 :

Cartes des valeurs de ruissellement fréquentiel (*Réalisée par
Lahouari F., 2009*).

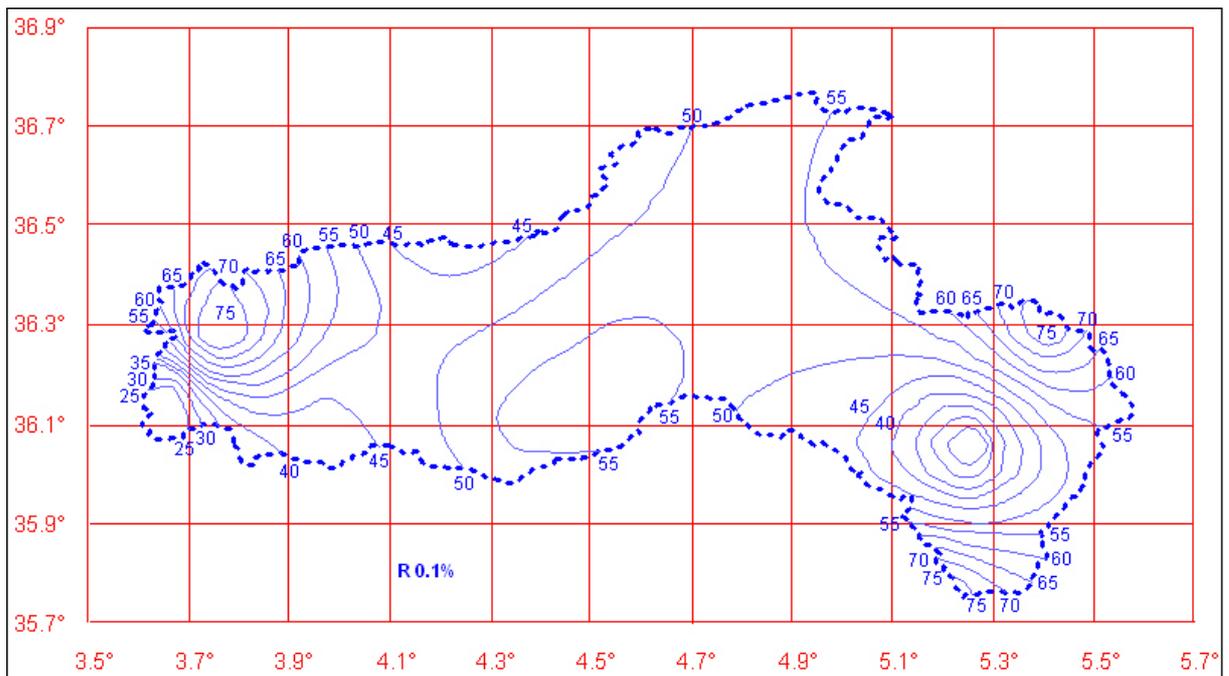


Figure 1- Carte de ruissellement $R_{0.1\%}$.

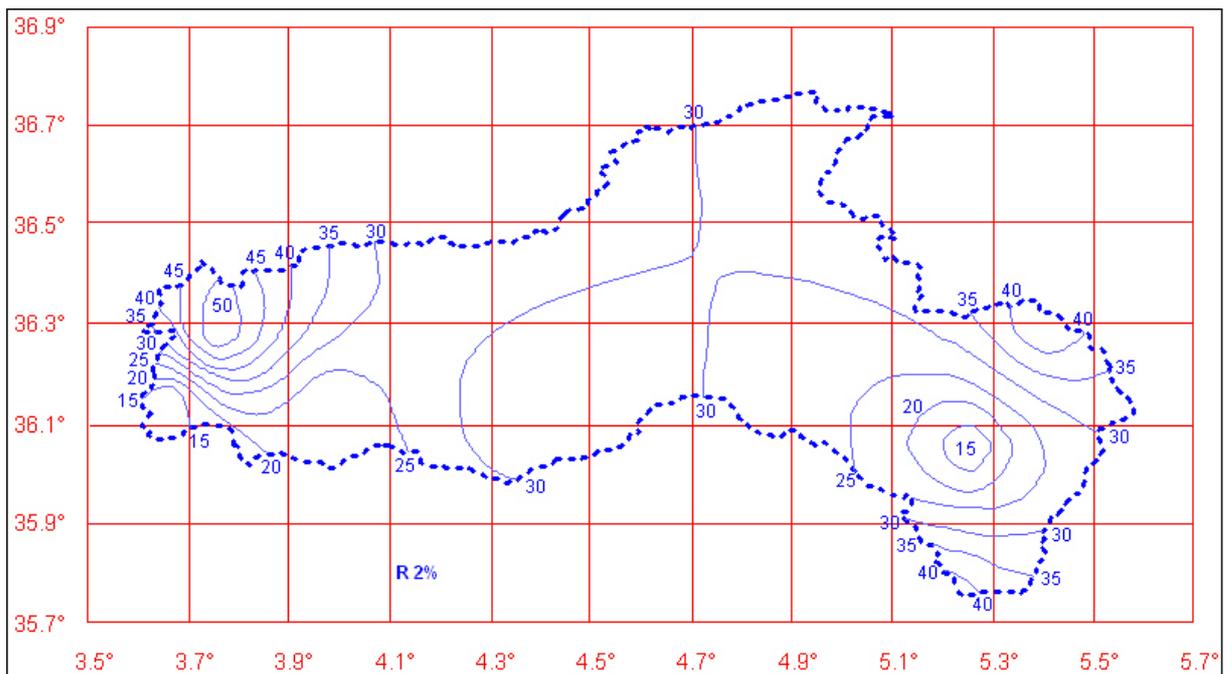


Figure 2- Carte de ruissellement $R_{2\%}$.

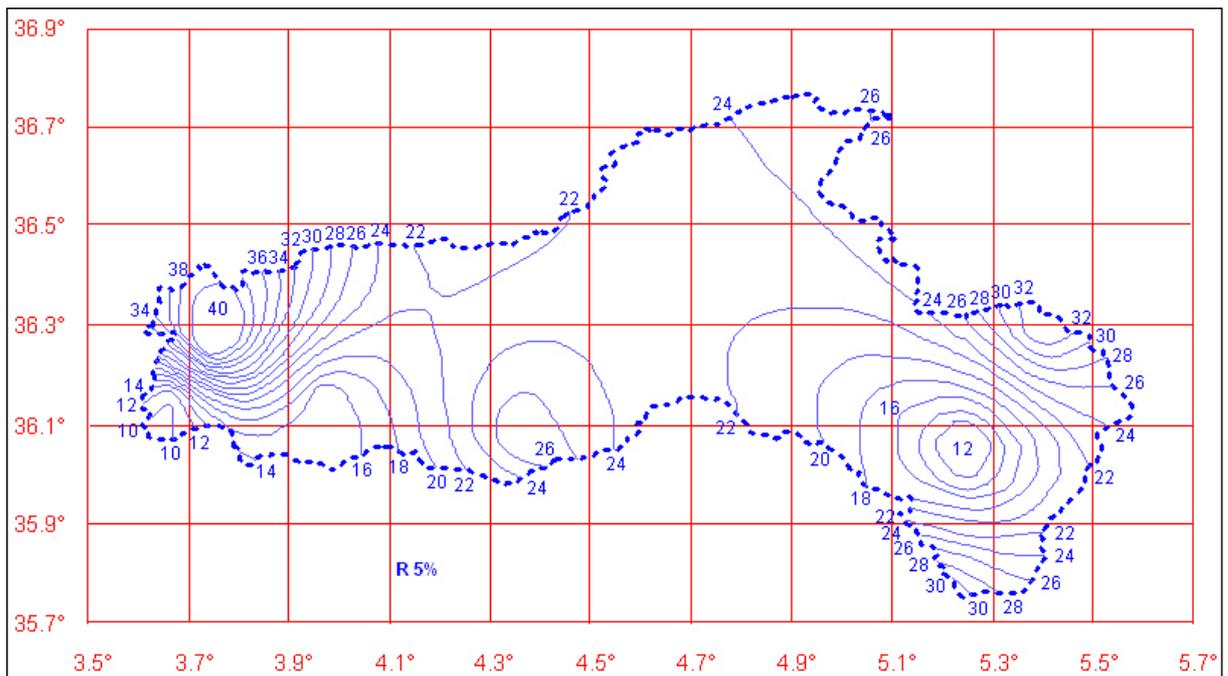


Figure 3- Carte de ruissellement $R_{5\%}$.

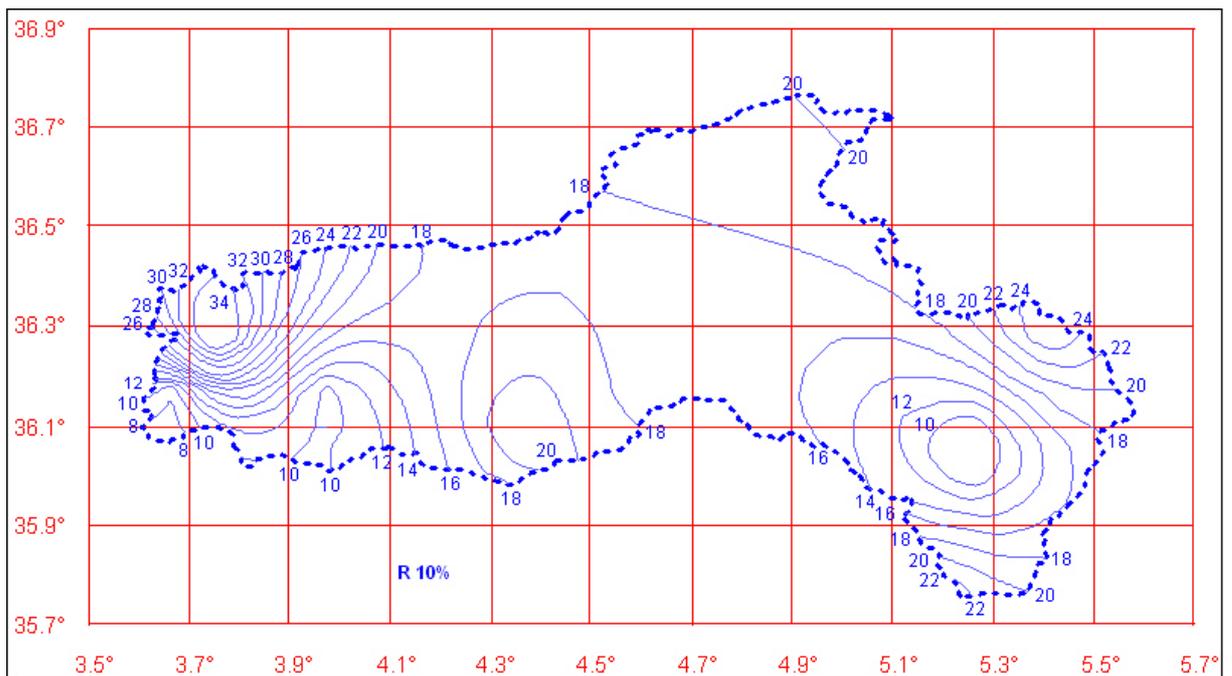


Figure 4- Carte de ruissellement $R_{10\%}$.

ANNEXE 07 :

Cartes des valeurs des pluies journalières maximales
fréquentielles (*Réalisée par Lahouari F., 2009*).

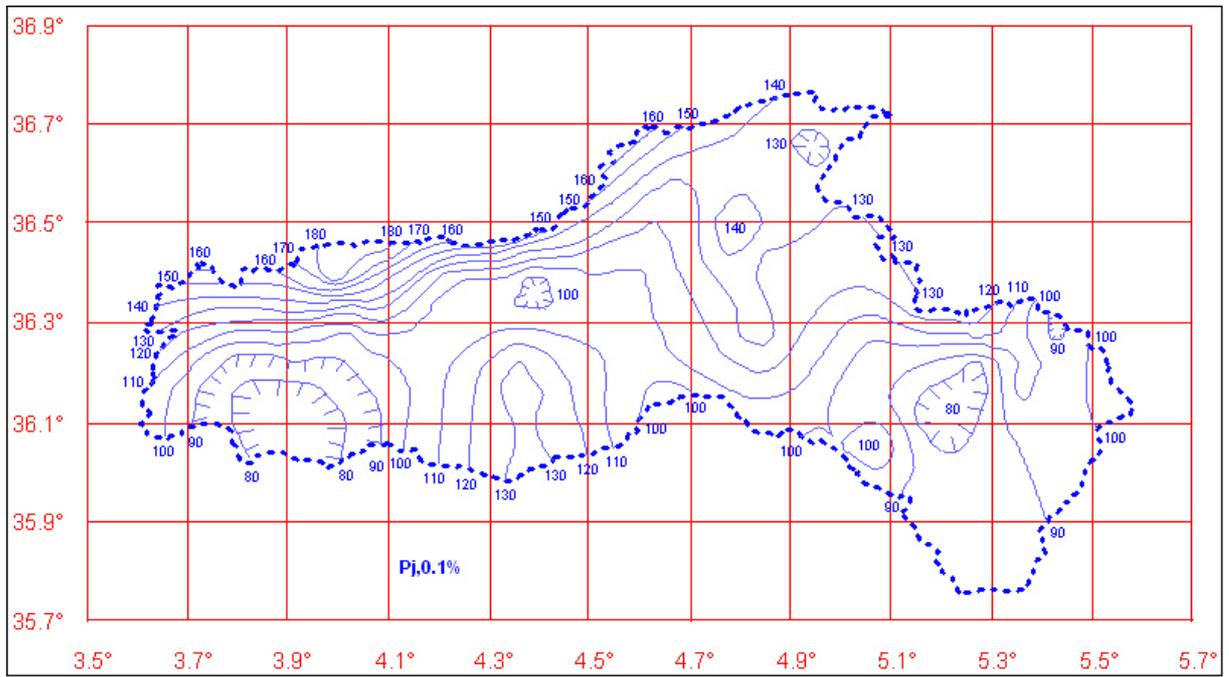


Figure 1- Carte des pluies journalières maximales $P_{j,\max} 0.1\%$.

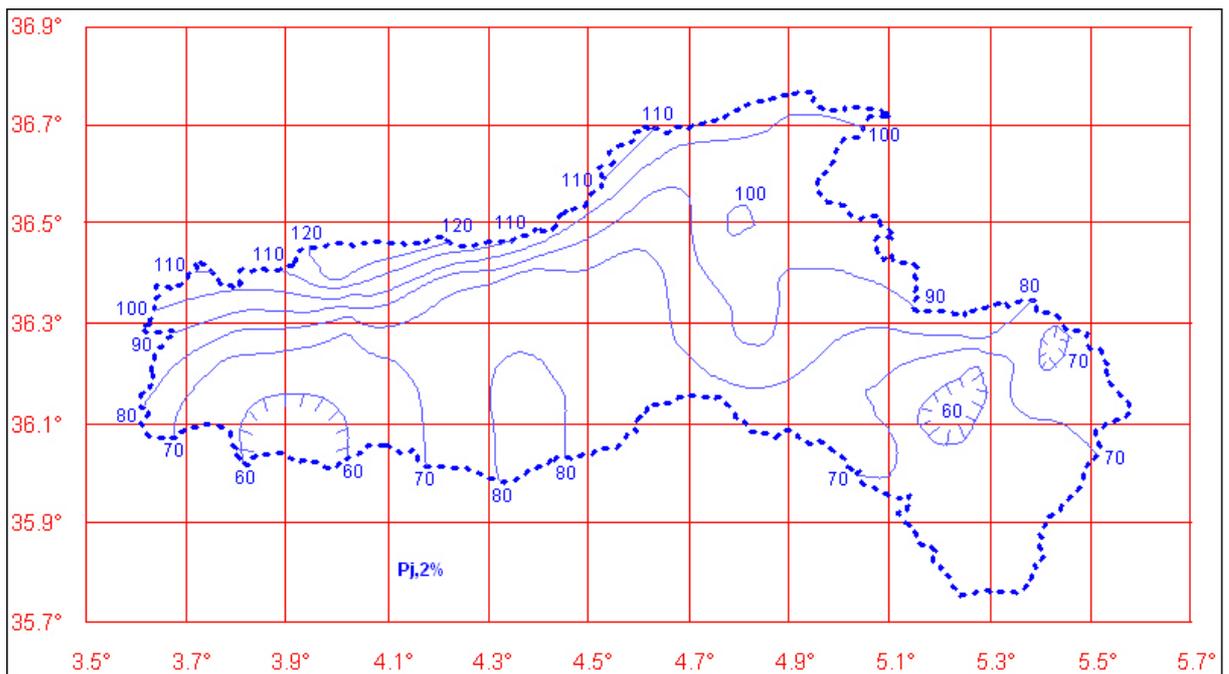


Figure 2- Carte des pluies journalières maximales $P_{j,\max} 2\%$.

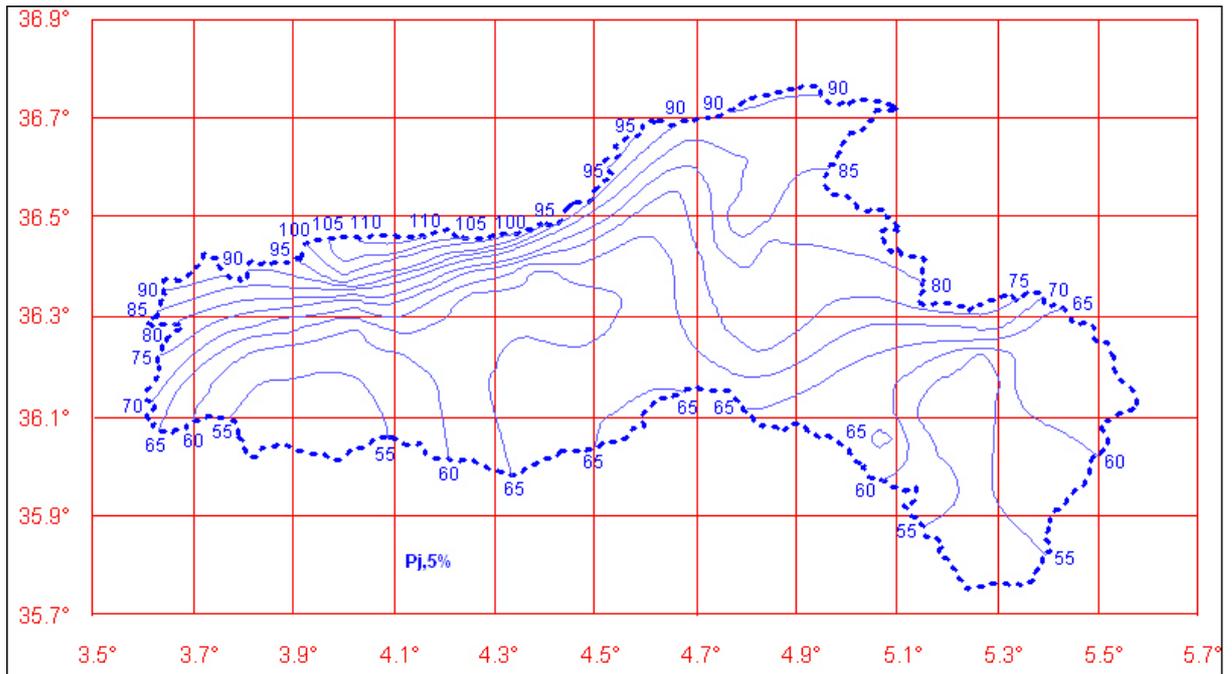


Figure 3- Carte des pluies journalières maximales $P_{j,max 5\%}$.

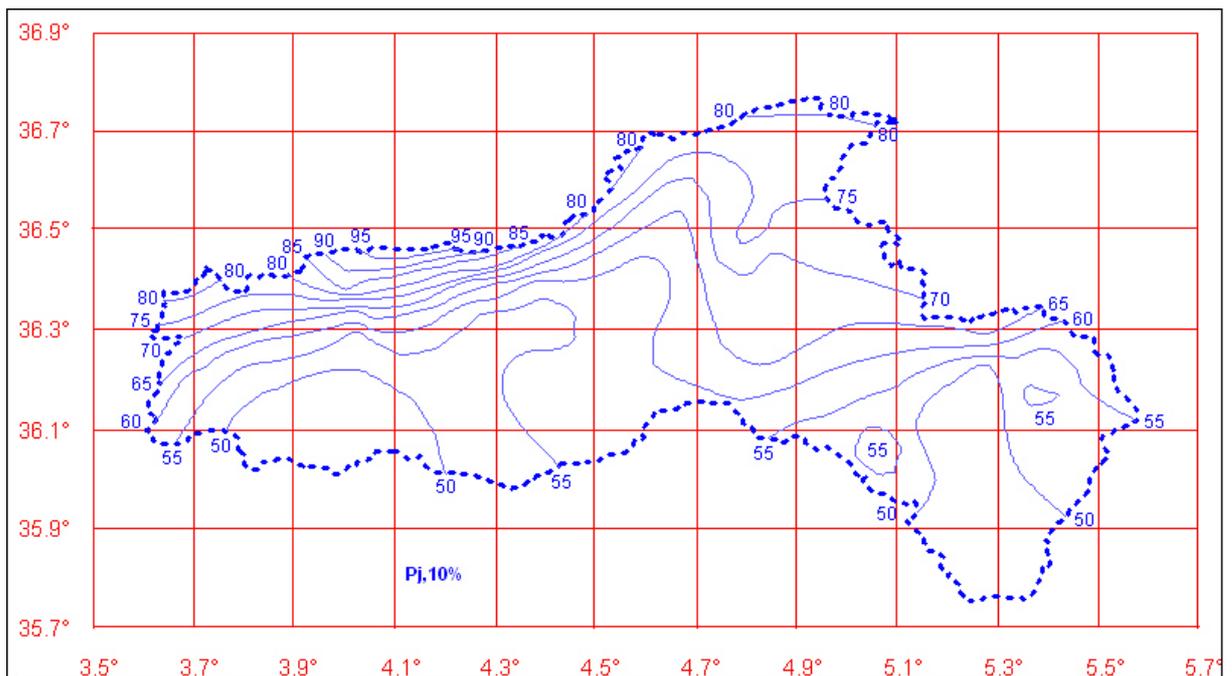


Figure 4- Carte des pluies journalières maximales $P_{j,max 10\%}$.

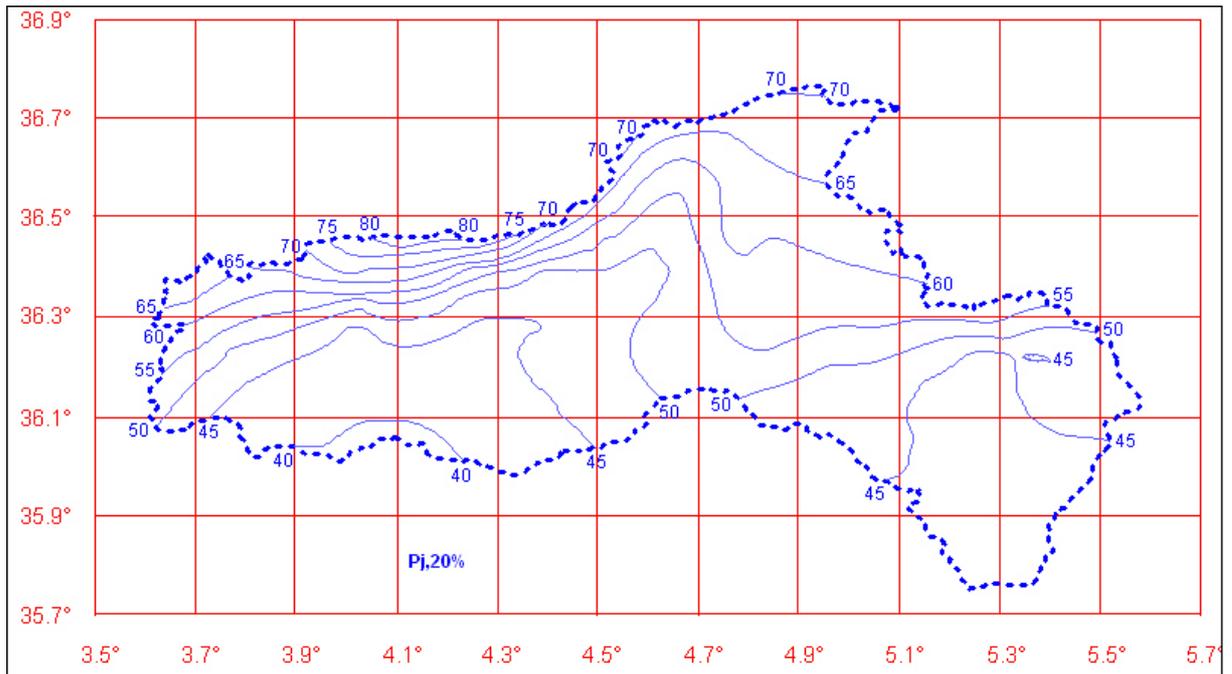


Figure 5- Carte des pluies journalières maximales $P_{j,max}$ 20% .

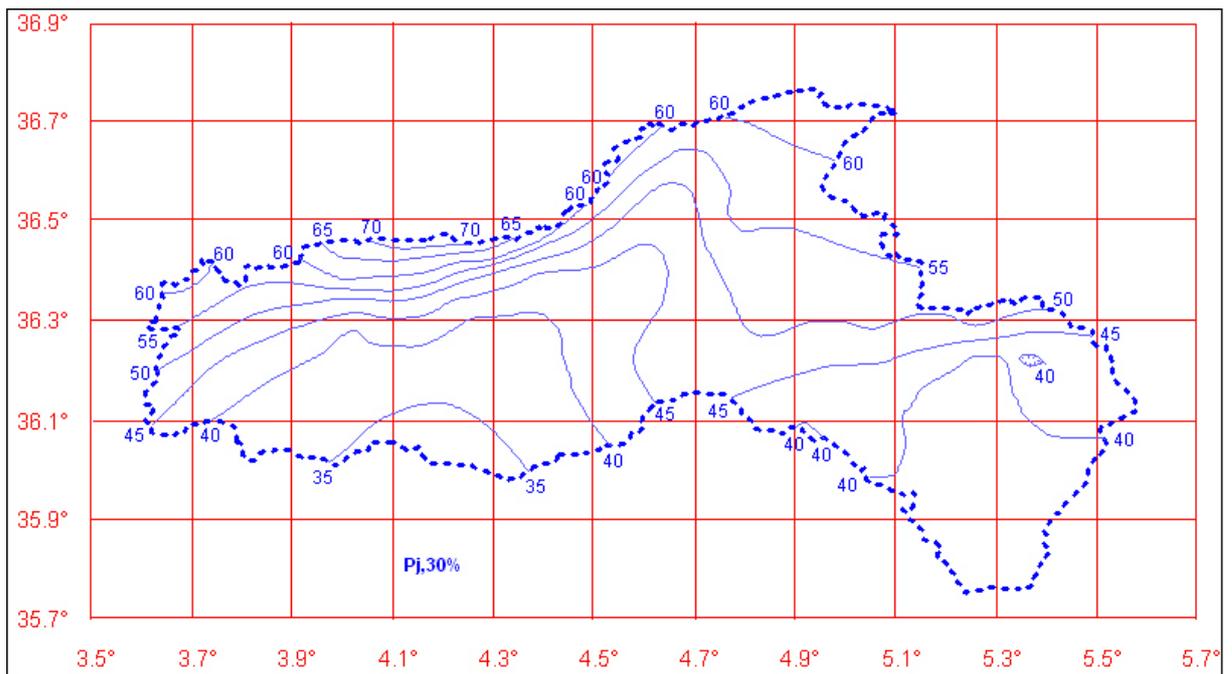


Figure 6- Carte des pluies journalières maximales $P_{j,max}$ 30% .

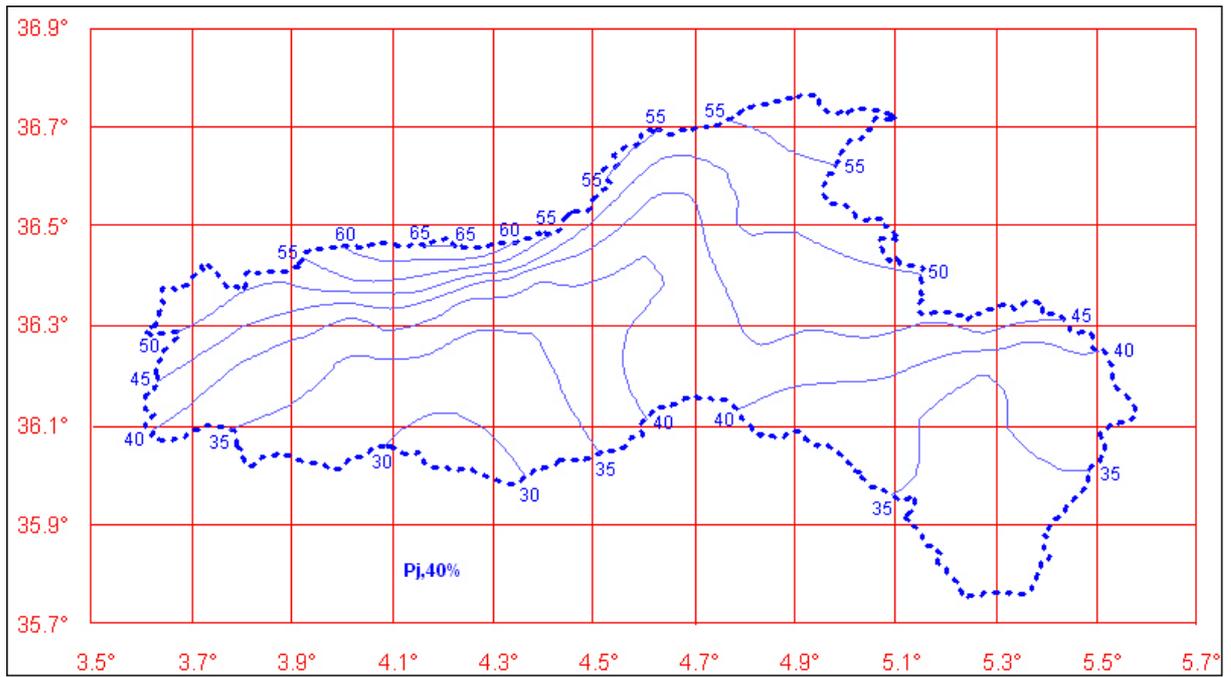


Figure 7- Carte des pluies journalières maximales $P_{j,max} 40\%$.

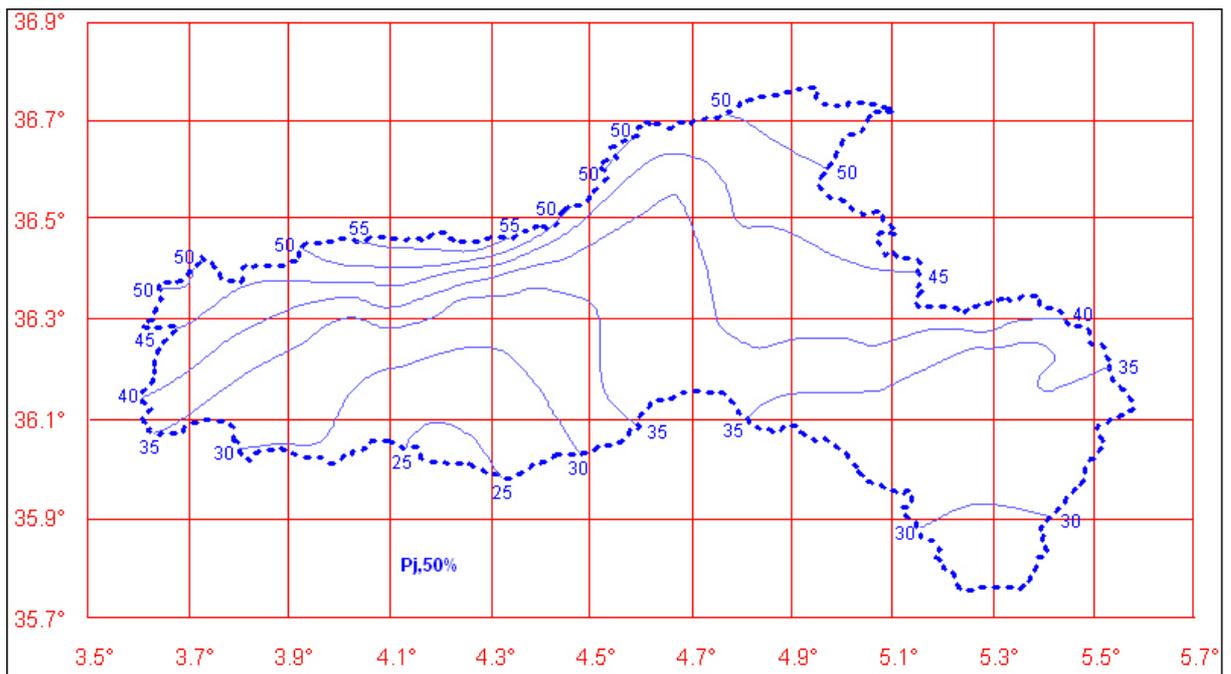


Figure 8- Carte des pluies journalières maximales $P_{j,max} 50\%$.

ANNEXE 08 :

Graphes de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c, D\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S + 1))$.

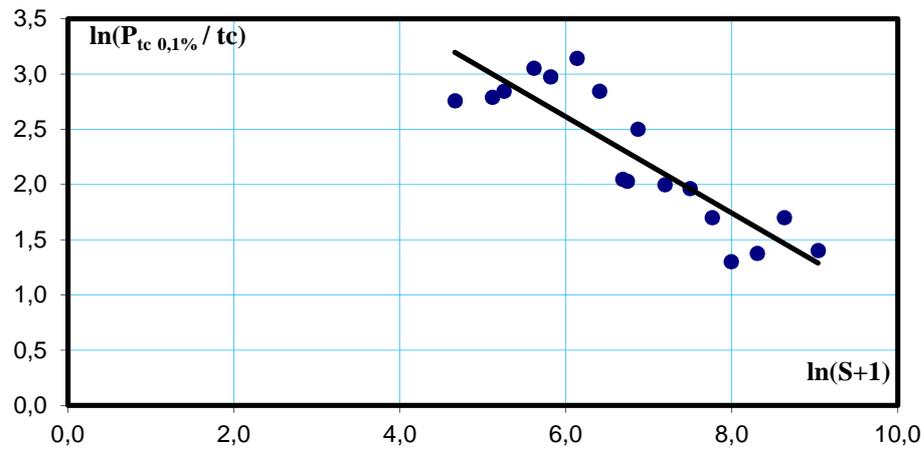


Figure 1- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c,0.1\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S + 1)); r = 0.88.$

$$\ln\left(\frac{P_{t_c,0.1\%}}{t_c}\right) = -0.436 \ln(S + 1) + 5.231 \quad \Rightarrow \quad \frac{P_{t_c,0.1\%}}{t_c} = \frac{187}{(S + 1)^{0.436}}.$$

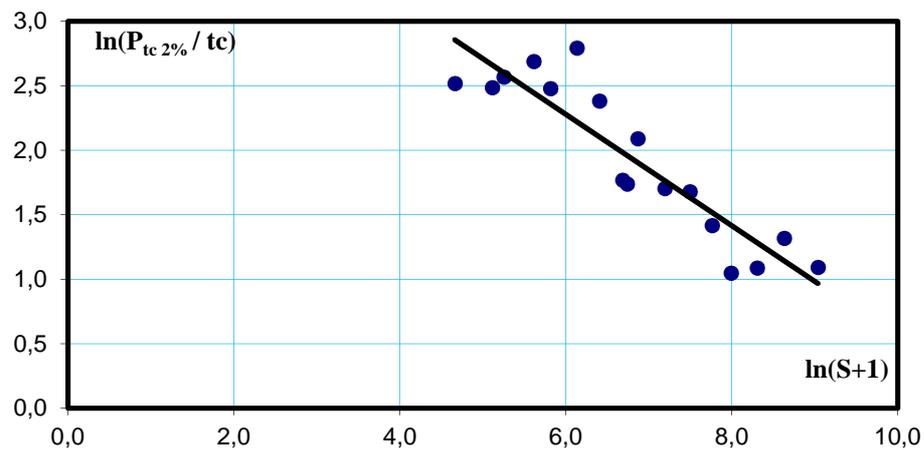


Figure 2- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c,2\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S + 1)); r = 0.91.$

$$\ln\left(\frac{P_{t_c,2\%}}{t_c}\right) = -0.431 \ln(S + 1) + 4.868 \quad \Rightarrow \quad \frac{P_{t_c,2\%}}{t_c} = \frac{130}{(S + 1)^{0.431}}.$$

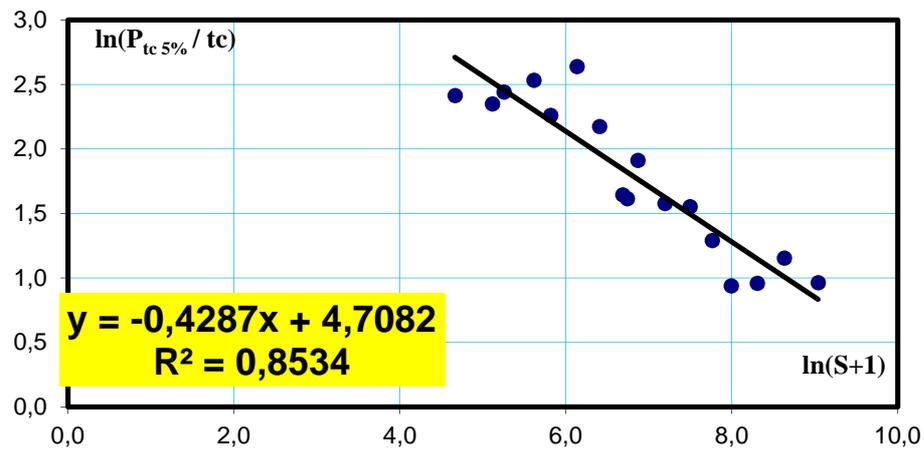


Figure 3- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c,5\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S+1))$; $r = 0.92$, $\frac{P_{t_c,5\%}}{t_c} = \frac{111}{(S+1)^{0.428}}$.

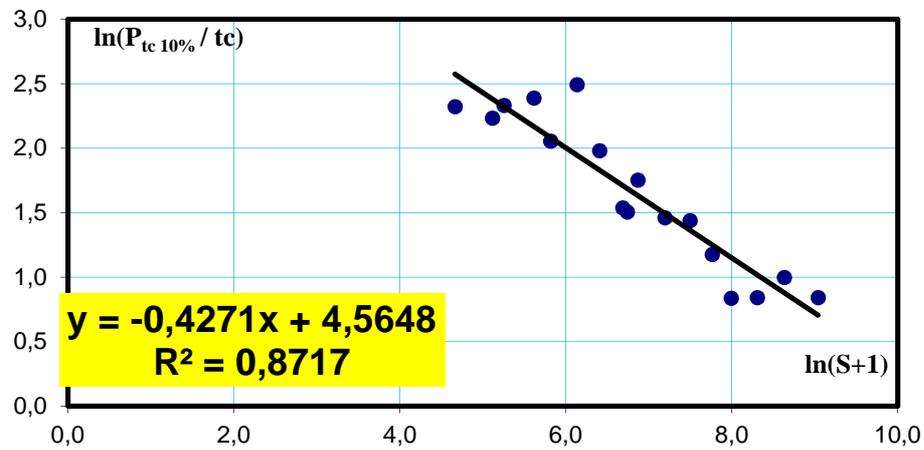


Figure 4- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c,10\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S+1))$; $r = 0.93$, $\frac{P_{t_c,10\%}}{t_c} = \frac{96}{(S+1)^{0.427}}$.

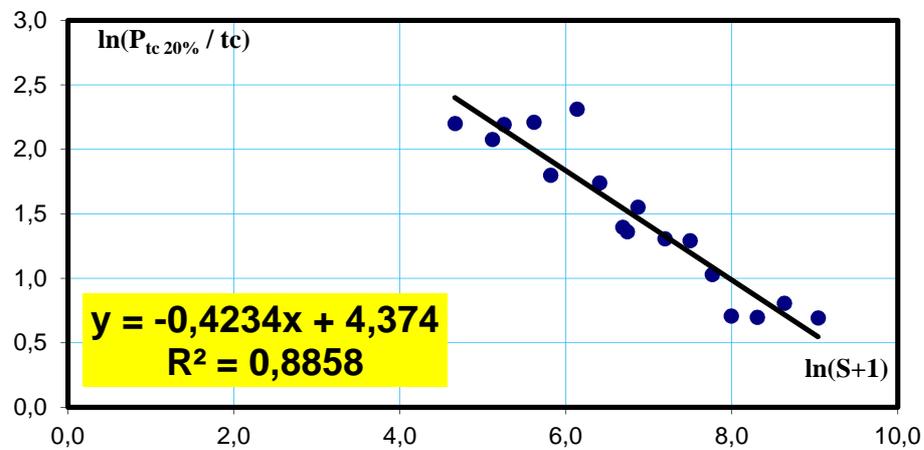


Figure 5- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c,20\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S+1))$; $r = 0.94$, $\frac{P_{t_c,20\%}}{t_c} = \frac{79}{(S+1)^{0.423}}$.

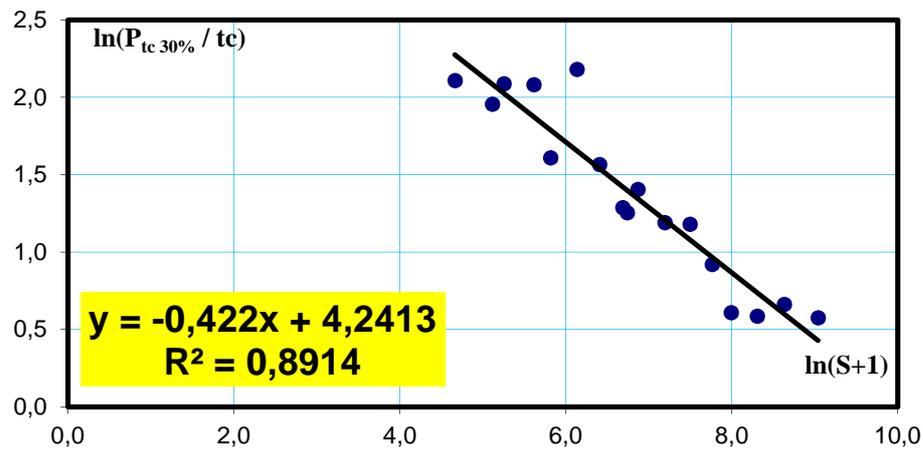


Figure 6- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c,30\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S+1))$; $r = 0.94$, $\frac{P_{t_c,30\%}}{t_c} = \frac{70}{(S+1)^{0.422}}$.

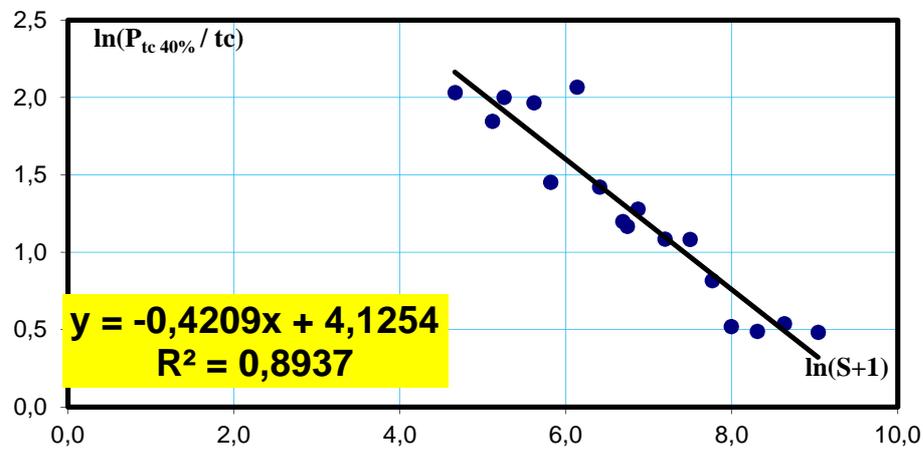


Figure 7- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c,40\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S+1))$; $r = 0.94$, $\frac{P_{t_c,40\%}}{t_c} = \frac{62}{(S+1)^{0.420}}$.

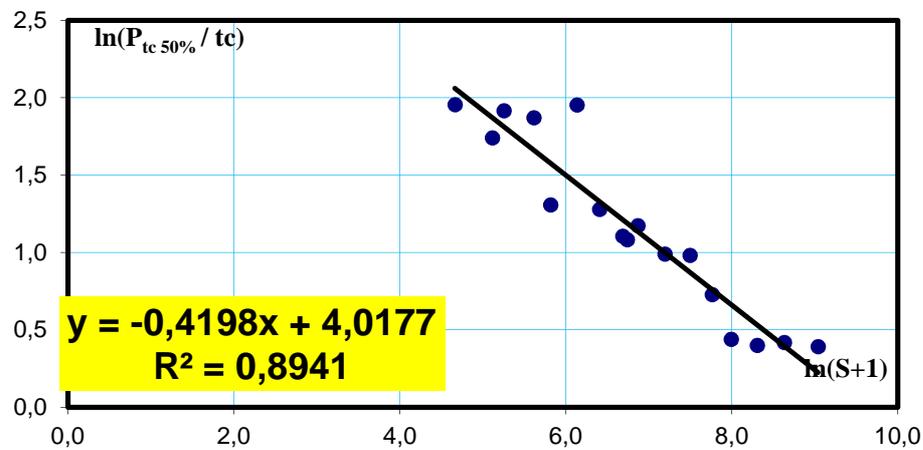


Figure 8- Graphe de dépendance $\ln\left(\frac{P_{t_c,50\%}}{t_c}\right) = f(\ln(S+1))$; $r = 0.95$, $\frac{P_{t_c,50\%}}{t_c} = \frac{56}{(S+1)^{0.419}}$.

ANNEXE 09 :

L'analyse graphique de la dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$.

Tableau 1 : Analyse de la dépendance du sous bassin Ain Tasta, Code 15.01.14.

$P_{p\%}$	$R_{P_{p\%}}$	$P_{t_c, p\%}$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln C_{p\%}$	$u_{p\%}$
0,1	18,8	55,0	0,34	0,42	-0,868	3,09
1	13,4	43,1	0,31	0,37	-0,994	2,33
2	11,6	39,3	0,30	0,36	-1,022	2,06
5	9,36	34,0	0,28	0,33	-1,109	1,64
10	7,51	29,7	0,25	0,29	-1,238	1,28

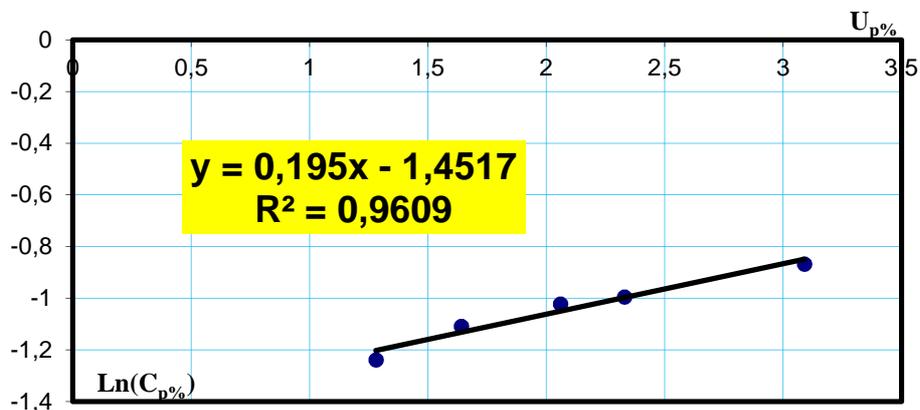


Figure 1- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Lekhal, Code 15.01.14.

$$\ln C_{p\%} = 0.195 u_{p\%} - 1.451, \text{ avec } r = 0.98 \Rightarrow C_{p\%} = 0.234 e^{0.195 u_{p\%}}$$

Tableau 2 : Analyse de la dépendance du sous bassin El-Esnam, Code 15.02.04.

$P_{p\%}$	$R_{P_{p\%}}$	$P_{t_c, p\%}$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln C_{p\%}$	$u_{p\%}$
0,1	45,4	69,8	0,65	1,05	0,049	3,09
1	26,8	55,0	0,49	0,67	-0,400	2,33
2	21,5	50,4	0,43	0,56	-0,580	2,06
5	14,6	43,9	0,33	0,40	-0,916	1,64
10	9,31	38,2	0,24	0,27	-1,309	1,28

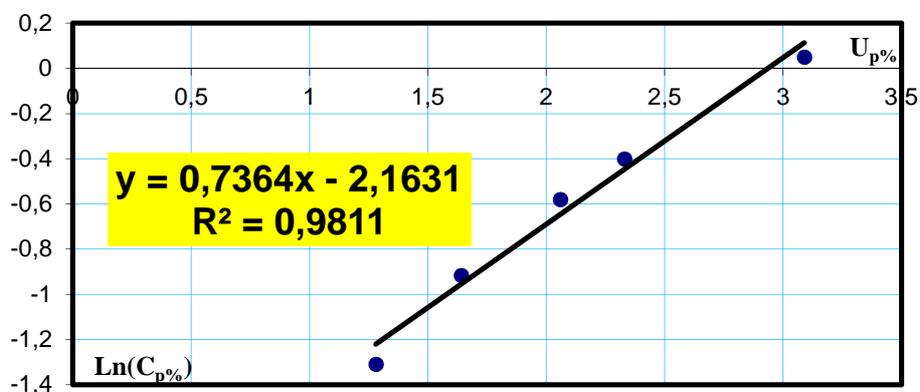


Figure 2- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Zaiane, Code 15.02.04.

$$\ln C_{p\%} = 0.736 u_{p\%} - 2.163, \text{ avec } r = 0.99 \Rightarrow C_{p\%} = 0.115 e^{0.736 u_{p\%}}$$

Tableau 3 : Analyse de la dépendance du sous bassin Ain Zada, Code 15.07.01.

$P_{p\%}$	$R_{p\%}$	$P_{t_c, p\%}$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln C_{p\%}$	$u_{p\%}$
0,1	23,6	59,7	0,40	0,51	-0,673	3,09
1	15,3	47,0	0,33	0,40	-0,916	2,33
2	12,5	43,1	0,29	0,34	-1,079	2,06
5	9,03	37,6	0,24	0,27	-1,309	1,64
10	6,93	32,8	0,21	0,24	-1,427	1,28

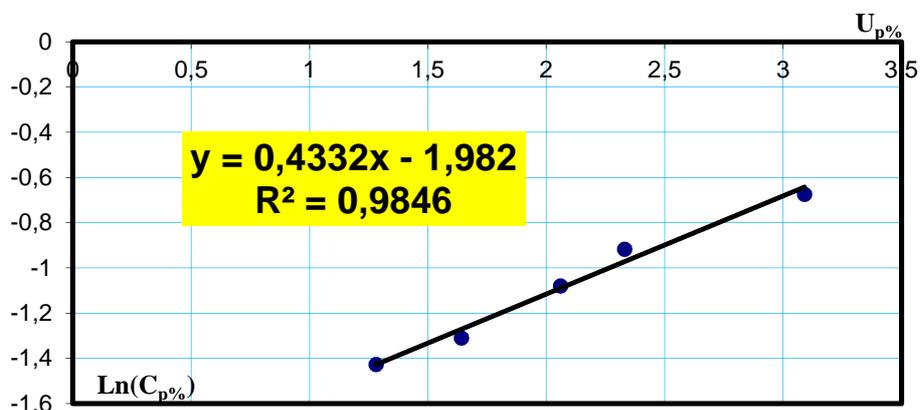


Figure 3- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Bou-Sellam, Code 15.07.01.

$$\ln C_{p\%} = 0.433 u_{p\%} - 1.982, \text{ avec } r = 0.99 \Rightarrow C_{p\%} = 0.138 e^{0.433 u_{p\%}}$$

Tableau 4 : Analyse de la dépendance du sous bassin Magraoua, Code 15.07.02.

$P_{p\%}$	$R_{p\%}$	$P_{t_c, p\%}$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln C_{p\%}$	$u_{p\%}$
0,1	11,2	76,7	0,15	0,16	-1,833	3,09
1	8,04	60,5	0,13	0,14	-1,966	2,33
2	7,26	55,4	0,13	0,14	-1,966	2,06
5	5,64	48,4	0,12	0,13	-2,040	1,64
10	4,80	42,2	0,11	0,12	-2,120	1,28

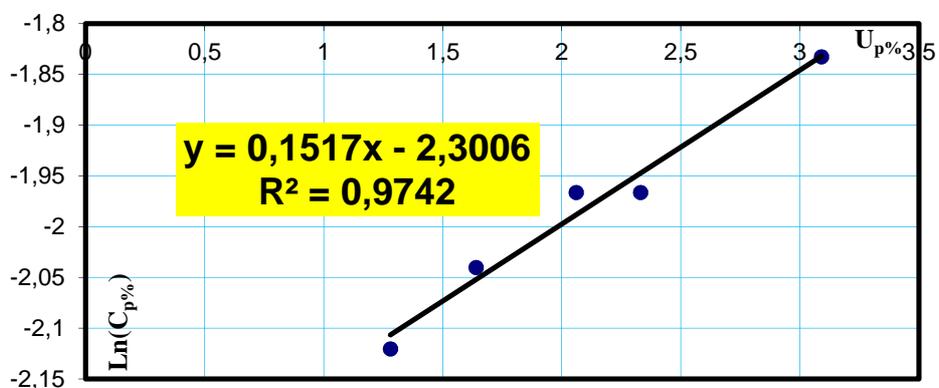


Figure 4- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Bou-Sellam, Code 15.07.02.

$$\ln C_{p\%} = 0.151 u_{p\%} - 2.30, \text{ avec } r = 0.99 \Rightarrow C_{p\%} = 0.100 e^{0.151 u_{p\%}}$$

Tableau 5 : Analyse de la dépendance du sous bassin Boubirek, Code 15.07.03.

$P_{p\%}$	$R_{p\%}$	$P_{t_c, p\%}$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln C_{p\%}$	$u_{p\%}$
0,1	39,6	113	0,35	0,43	-0,844	3,09
1	25,4	89,7	0,28	0,33	-1,109	2,33
2	21,3	82,2	0,26	0,30	-1,204	2,06
5	16,2	71,9	0,23	0,26	-1,347	1,64
10	12,2	62,6	0,19	0,21	-1,561	1,28



Figure 5- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Bou-Sellam, Code 15.07.03.

$$\ln C_{p\%} = 0.383 u_{p\%} - 2.011, \text{ avec } r = 0.99 \Rightarrow C_{p\%} = 0.134 e^{0.383 u_{p\%}}$$

Tableau 6 : Analyse de la dépendance du sous bassin Sidi Yahia, Code 15.09.01.

$P_{p\%}$	$R_{p\%}$	$P_{t_c, p\%}$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln C_{p\%}$	$u_{p\%}$
0,1	46,1	115	0,40	0,51	-0,673	3,09
1	28,8	90,5	0,32	0,39	-0,942	2,33
2	23,9	82,9	0,29	0,34	-1,079	2,06
5	17,3	72,6	0,24	0,27	-1,309	1,64
10	13,1	63,4	0,21	0,24	-1,427	1,28

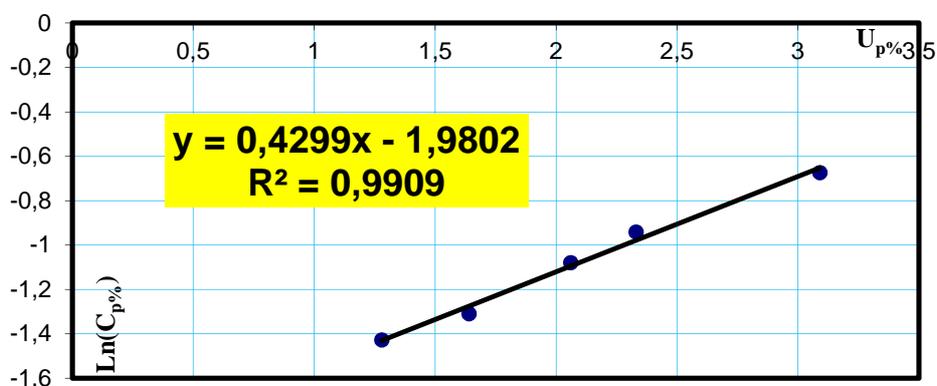


Figure 6- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Bou-Sellam, Code 15.09.01.

$$\ln C_{p\%} = 0.429 u_{p\%} - 1.980, \text{ avec } r = 0.99 \Rightarrow C_{p\%} = 0.138 e^{0.429 u_{p\%}}$$

Tableau 7 : Analyse de la dépendance du sous bassin Sidi Aich, Code 15.10.01.

$P_{p\%}$	$R_{p\%}$	$P_{t_c, p\%}$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln C_{p\%}$	$u_{p\%}$
0,1	59,0	94,4	0,63	0,99	-0,010	3,09
1	38,0	74,9	0,51	0,71	-0,342	2,33
2	32,0	68,6	0,47	0,63	-0,462	2,06
5	23,0	60,3	0,38	0,48	-0,734	1,64
10	17,0	52,5	0,32	0,39	-0,942	1,28

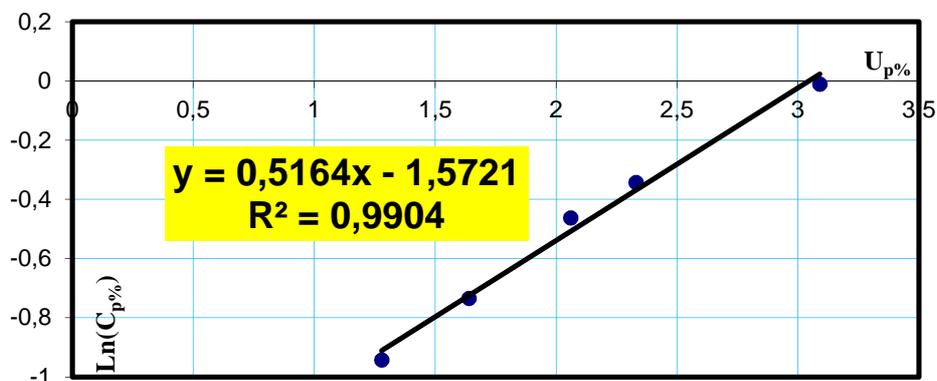


Figure 7- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Soummam, Code 15.10.01.

$$\ln C_{p\%} = 0.516 u_{p\%} - 1.572, \text{ avec } r = 0.99 \Rightarrow C_{p\%} = 0.208 e^{0.516 u_{p\%}}$$

Tableau 8 : Analyse de la dépendance du sous bassin RN 30, Code 02.17.15.

$P_{p\%}$	$R_{p\%}$	$P_{t_c, p\%}$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln C_{p\%}$	$u_{p\%}$
0,1	35,0	61,3	0,57	0,84	-0,174	3,09
1	26,5	48,0	0,55	0,80	-0,223	2,33
2	23,8	43,9	0,54	0,78	-0,248	2,06
5	19,8	38,2	0,52	0,73	-0,315	1,64
10	17,1	33,3	0,51	0,71	-0,342	1,28

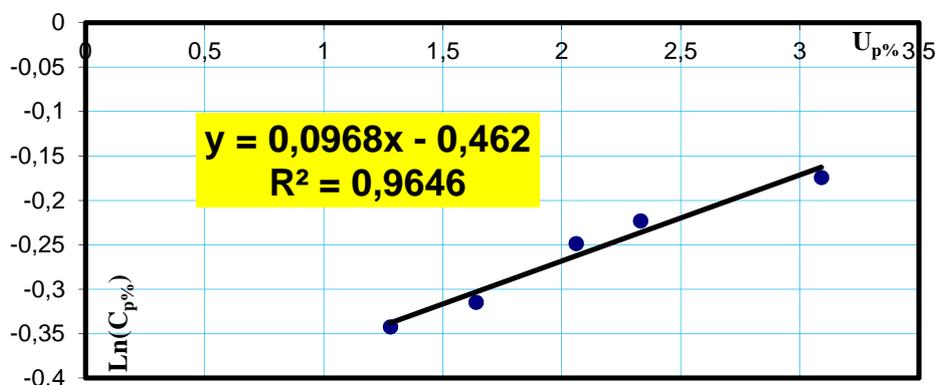


Figure 8- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Aissi, Code 02.17.15.

$$\ln C_{p\%} = 0.096 u_{p\%} - 0.462, \text{ avec } r = 0.98 \Rightarrow C_{p\%} = 0.630 e^{0.096 u_{p\%}}$$

Tableau 9 : Analyse de la dépendance du sous bassin Rocade sud, Code 05.05.01.

$P_{\%}$	$R_{P\%}$	$P_{t_c, P\%}$	$\alpha_{P\%}$	$C_{P\%}$	$\ln C_{P\%}$	$u_{P\%}$
0,1	36,2	67,3	0,54	0,78	-0,248	3,09
1	23,2	53,3	0,44	0,58	-0,545	2,33
2	19,5	48,8	0,40	0,51	-0,673	2,06
5	13,9	42,8	0,32	0,39	-0,942	1,64
10	10,2	37,4	0,27	0,31	-1,171	1,28

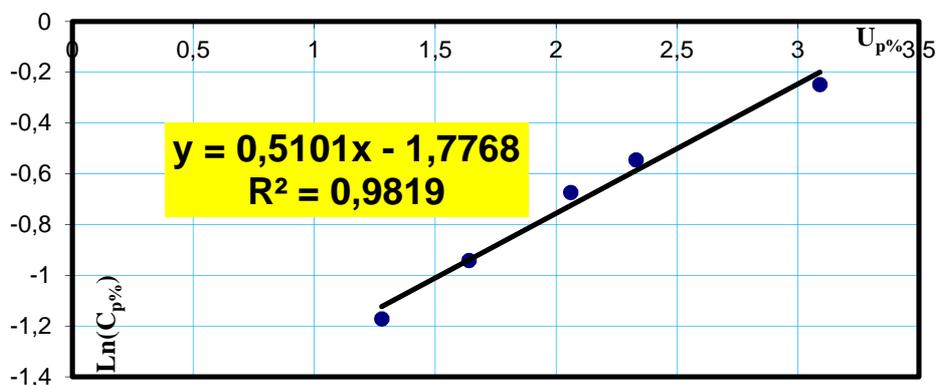


Figure 9- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Leham, Code 05.05.01.

$$\ln C_{p\%} = 0.510 u_{p\%} - 1.776, \text{ avec } r = 0.99 \Rightarrow C_{p\%} = 0.169 e^{0.510 u_{p\%}}$$

Tableau 10 : Analyse de la dépendance du sous bassin Ced Fagues, Code 05.08.01.

$P_{\%}$	$R_{P\%}$	$P_{t_c, P\%}$	$\alpha_{P\%}$	$C_{P\%}$	$\ln C_{P\%}$	$u_{P\%}$
0,1	48,3	62,5	0,77	1,47	0,385	3,09
1	31,9	49,0	0,65	1,05	0,049	2,33
2	26,9	44,7	0,60	0,92	-0,083	2,06
5	20,6	38,9	0,53	0,76	-0,274	1,64
10	16,0	33,8	0,47	0,63	-0,462	1,28

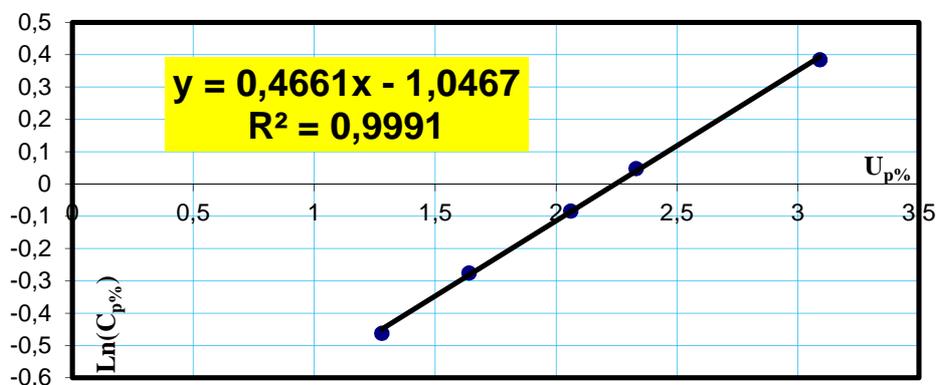


Figure 10- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Lougmane, Code 05.08.01.

$$\ln C_{p\%} = 0.466 u_{p\%} - 1.046, \text{ avec } r = 1.00 \Rightarrow C_{p\%} = 0.351 e^{0.466 u_{p\%}}$$

Tableau 11 : Analyse de la dépendance du sous bassin Medjez, Code 05.09.01.

$P_{\%}$	$R_{P\%}$	$P_{t_c, P\%}$	$\alpha_{P\%}$	$C_{P\%}$	$\ln C_{P\%}$	$u_{P\%}$
0,1	45,0	75,1	0,60	0,92	-0,083	3,09
1	32,8	59,1	0,55	0,80	-0,223	2,33
2	28,7	54,1	0,53	0,76	-0,274	2,06
5	23,2	47,3	0,49	0,67	-0,400	1,64
10	19,1	41,2	0,46	0,62	-0,478	1,28

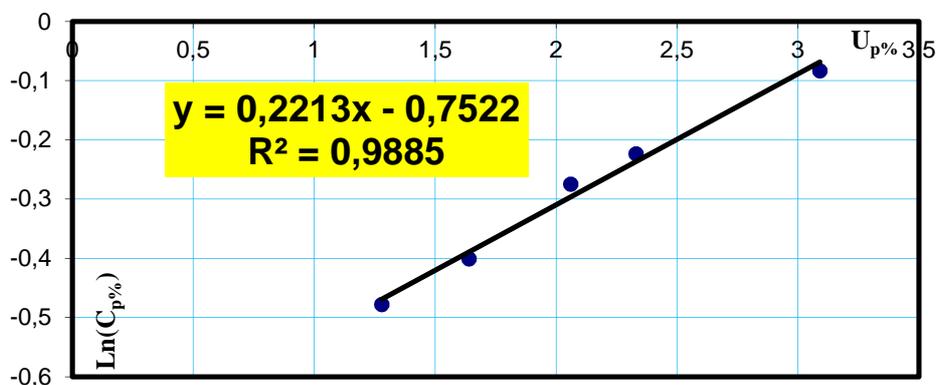


Figure 11- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Ksob, Code 05.09.01.

$$\ln C_{p\%} = 0.221 u_{p\%} - 0.752, \text{ avec } r = 0.99 \Rightarrow C_{p\%} = 0.471 e^{0.221 u_{p\%}}$$

Tableau 12 : Analyse de la dépendance du sous bassin Beni Slimane, Code 09.03.05.

$P_{\%}$	$R_{P\%}$	$P_{t_c, P\%}$	$\alpha_{P\%}$	$C_{P\%}$	$\ln C_{P\%}$	$u_{P\%}$
0,1	27,6	56,7	0,49	0,67	-0,400	3,09
1	20,8	44,5	0,47	0,63	-0,462	2,33
2	18,9	40,6	0,47	0,63	-0,462	2,06
5	15,9	35,0	0,45	0,60	-0,511	1,64
10	14,0	30,6	0,46	0,62	-0,478	1,28

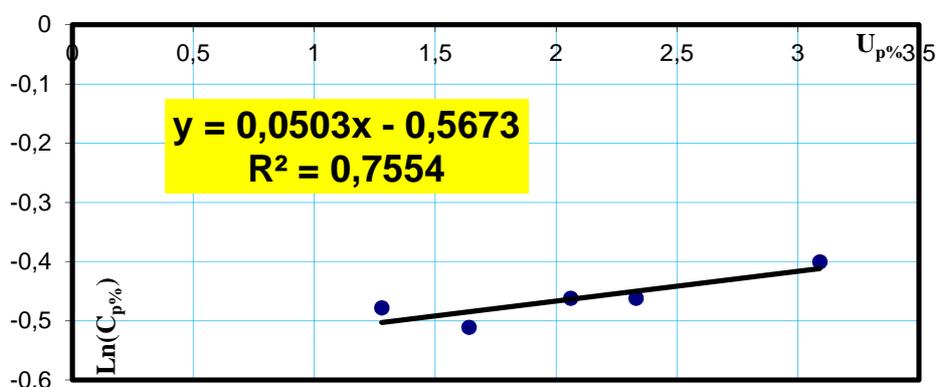


Figure 12- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued Malah, Code 09.03.05.

$$\ln C_{p\%} = 0.050 u_{p\%} - 0.567, \text{ avec } r = 0.87 \Rightarrow C_{p\%} = 0.567 e^{0.050 u_{p\%}}$$

Tableau 13 : Analyse de la dépendance du sous bassin Tassadane, Code 10.01.09.

$P_{\%}$	$R_{P\%}$	$P_{t_c, P\%}$	$\alpha_{P\%}$	$C_{P\%}$	$\ln C_{P\%}$	$u_{P\%}$
0,1	47,7	66,5	0,72	1,27	0,239	3,09
1	33,8	52,3	0,65	1,05	0,049	2,33
2	29,5	47,9	0,62	0,97	-0,030	2,06
5	24,1	41,7	0,58	0,87	-0,139	1,64
10	19,9	36,3	0,55	0,80	-0,223	1,28

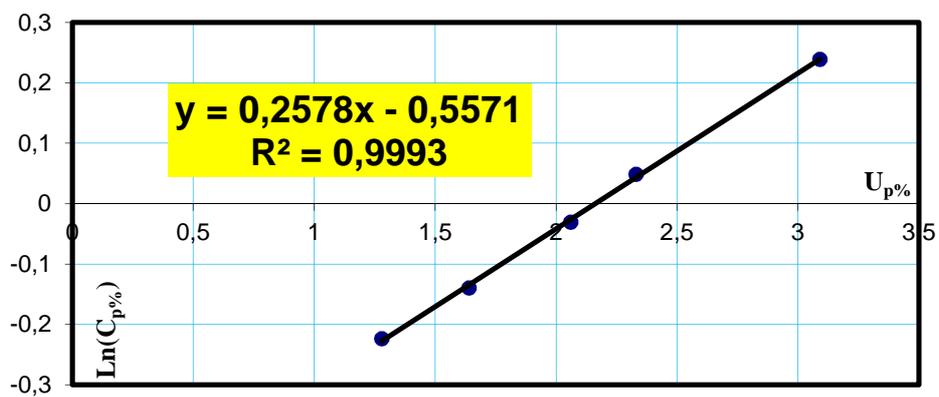


Figure 13- Graphe de dépendance $\ln C_{p\%} = f(u_{p\%})$ pour l'Oued El Kebir, Code 10.01.09.

$$\ln C_{p\%} = 0.257 u_{p\%} - 0.557, \text{ avec } r = 1.00 \Rightarrow C_{p\%} = 0.573 e^{0.257 u_{p\%}}$$

ANNEXE 10 :

Cartes des valeurs du coefficient de conversion λ (*Réalisée
par Lahouari F., 2009*).

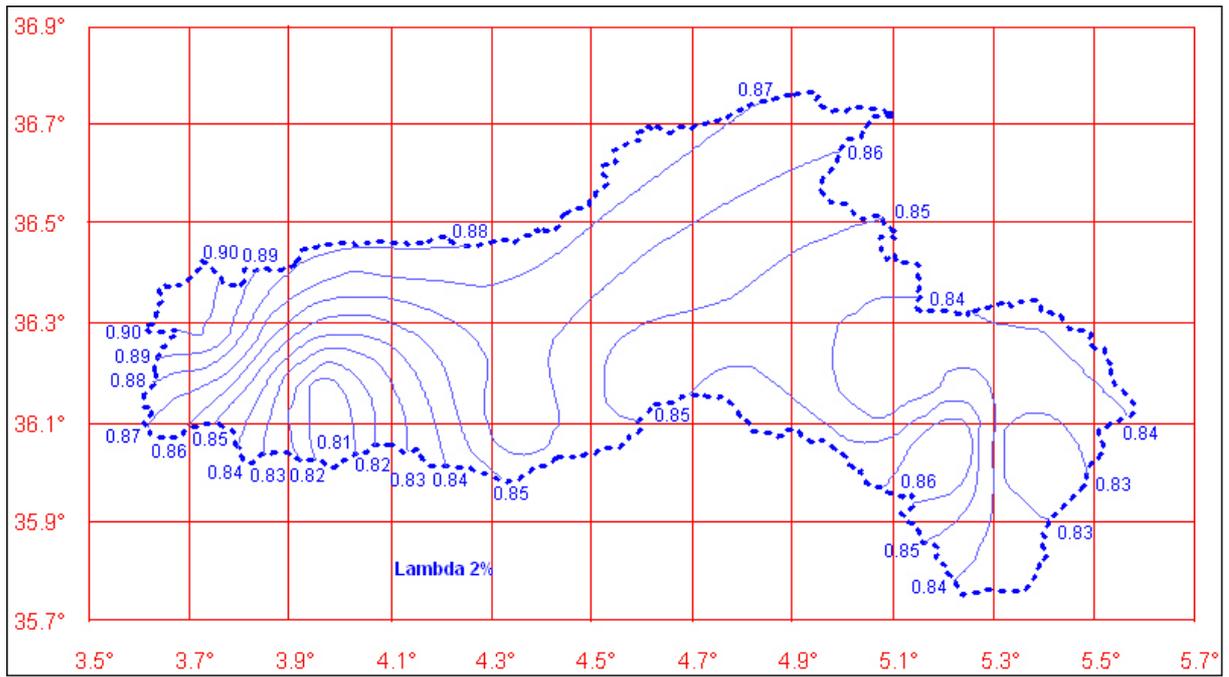


Figure 1- Carte du coefficient de conversion λ pour la fréquence $P = 2\%$.

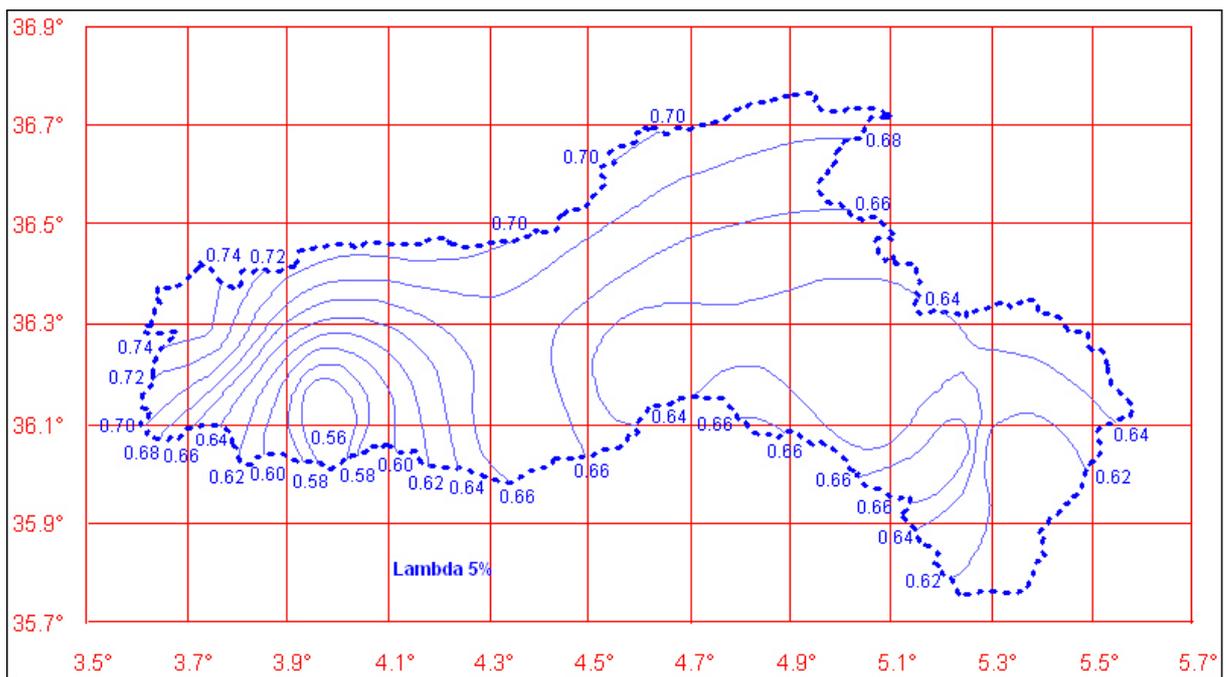


Figure 2- Carte du coefficient de conversion λ pour la fréquence $P = 5\%$.

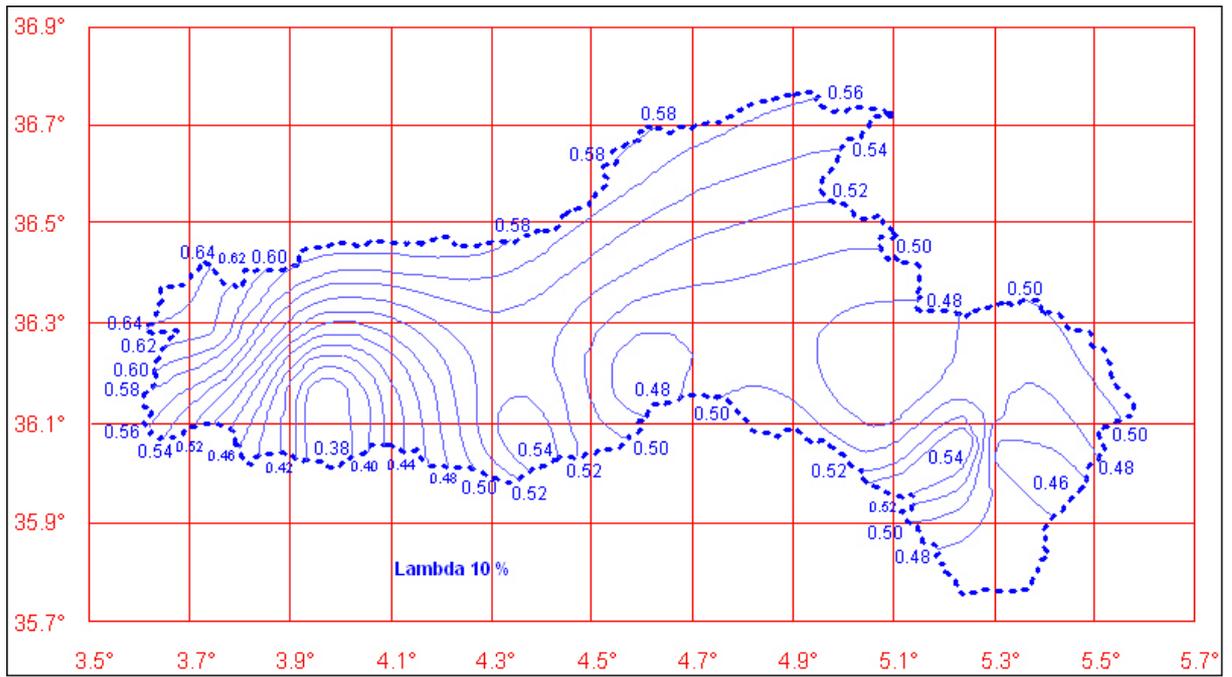


Figure 3- Carte du coefficient de conversion λ pour la fréquence $P = 10\%$.

ANNEXE 11 :

Les valeurs des ruissellements : $R_{obs,p\%}$, $R_{\lambda,p\%}$, $R_{\lambda c,p\%}$ et $R_{\alpha,p\%}$.

Tableau 1 : Valeur des ruissellements $R_{obs,1\%}$, $R_{\lambda,1\%}$, $R_{\lambda c,1\%}$ et $R_{\alpha,1\%}$.

N°	Oued	Station	Code	$R_{obs,1\%}$	$R_{\lambda,1\%}$	$R_{\lambda c,1\%}$	$R_{\alpha,1\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	63,9	----	56,2	60,3
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	13,4	----	17,4	15,1
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	26,8	----	29,6	30,7
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	40,3	----	38,8	24,6
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	54,4	----	52,1	26,2
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	15,3	----	15,3	12,7
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	8,04	----	15,3	16,4
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	25,4	----	25,5	25,3
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	28,8	----	28,6	28,7
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	38,0	----	38,8	40,2

Tableau 2 : Valeur des ruissellements $R_{obs,2\%}$, $R_{\lambda,2\%}$, $R_{\lambda c,2\%}$ et $R_{\alpha,2\%}$.

N°	Oued	Station	Code	$R_{obs,2\%}$	$R_{\lambda,2\%}$	$R_{\lambda c,2\%}$	$R_{\alpha,2\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	57,2	49,0	48,4	53,6
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	11,6	14,8	15,0	13,2
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	21,5	23,5	25,5	24,8
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	35,2	32,7	33,5	20,6
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	45,9	42,8	44,9	22,4
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	12,5	12,8	13,2	10,8
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	7,26	12,8	13,2	13,9
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	21,3	21,0	22,0	21,3
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	23,9	23,5	24,7	24,0
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	32,0	32,3	33,5	33,6

Tableau 3 : Valeur des ruissellements $R_{obs,5\%}$, $R_{\lambda,5\%}$, $R_{\lambda c,5\%}$ et $R_{\alpha,5\%}$.

N°	Oued	Station	Code	$R_{obs,5\%}$	$R_{\lambda,5\%}$	$R_{\lambda c,5\%}$	$R_{\alpha,5\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	47,3	40,2	36,8	44,5
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	9,36	11,9	11,4	10,6
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	14,6	16,2	19,4	17,4
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	27,9	25,5	25,5	15,5
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	35,2	33,2	34,2	17,5
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	9,03	9,60	10,0	8,42
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	5,64	9,60	10,0	10,8
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	16,2	16,0	16,7	16,3
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	17,3	17,4	18,8	18,2
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	23,0	23,6	25,5	25,3

Tableau 4 : Valeur des ruissellements $R_{obs,10\%}$, $R_{\lambda,10\%}$, $R_{\lambda c,10\%}$ et $R_{\alpha,10\%}$.

N°	Oued	Station	Code	$R_{obs,10\%}$	$R_{\lambda,10\%}$	$R_{\lambda c,10\%}$	$R_{\alpha,10\%}$
1	Ed Dous	Tilesdit I	15 01 06	39,7	33,6	27,4	37,1
2	Lekhal	Ain Tasta	15 01 14	7,51	9,52	8,46	8,75
3	Zaiane	El-Esnam	15 02 04	9,31	10,4	14,4	12,4
4	Azerou	Portes de Fer	15 04 01	22,4	20,5	18,9	11,8
5	Bou-Sellam	Fermatou	15 06 01	26,4	25,5	25,4	13,8
6	Bou-Sellam	Ain Zada	15 07 01	6,93	7,80	7,46	6,63
7	Bou-Sellam	Magraoua	15 07 02	4,80	7,80	7,46	8,53
8	Bou-Sellam	Boubirek	15 07 03	12,2	12,0	12,4	12,6
9	Bou-Sellam	Sidi Yahia	15 09 01	13,1	12,9	13,9	14,0
10	Soummam	Sidi Aich	15 10 01	17,0	17,5	18,9	19,2

Résumé:

Quand on parle des inondations, on doit s'intéresser à la caractéristique fondamentale, qui est le ruissellement. L'estimation du volume de ruissellement pour les petits et moyens bassins non jaugeés est problématique. Dans les conditions physico-géographiques du Nord de l'Algérie ce problème reste posé, relativement aux études des aménagements hydrauliques. Le ruissellement est le volume des eaux de la pluie nette qui est déversé dans le chevelu hydrographique primaire, dont la durée est plus grande d'un temps de concentration sur le versant. L'identification et la caractérisation des différents processus du ruissellement revêtent une importance théorique et pratique. Ceci est possible par expérimentation sur des versants naturels ou sur une surface limitée de quelques mètres carrés. En absence de bassins expérimentaux et connaissant la genèse, on peut utiliser les données hydrologiques sur les crues pluviales observées des bassins versants, en tenant compte du type de ruissellement. Une analyse approfondie, des crues pluviales de fréquence donnée, permettrait tout d'abord d'identifier les principales caractéristiques de la crue, de déterminer le module spécifique maximum dans une région donnée, de déterminer la réduction des débits spécifiques maximums par la surface et de déterminer la lame ruisselée pour chaque bassin versant.

Mots clés : ruissellement, pluie nette, temps de concentration, crue.

Abstract:

When speaking of floods, we must look at the fundamental characteristic, which is the runoff. The estimated volume of runoff for small and medium-sized ungauged basins is problematic. In the physical-geographical conditions of northern Algeria this problem remains with respect to studies of hydraulic. The runoff is the volume of net rainfall which is spilled in the primary stream system whose duration is a time bigger than concentration time on the catchment basin. The identification and characterization of different runoff processes are of theoretical and practical importance. This is possible by experiments on natural slopes or on a limited area a few square meters. In the absence of experimental ponds and knowing the background, we can use the observed data on hydrological flood storm of catchment areas, taking into account the Type of runoff. A thorough analysis of flood storm frequency would first identify the main characteristics of the flood, determine the maximum specific module in a given region, determine the reduction rates by the maximum specific surface and determine the depth of runoff for each catchment basin.

Key words: runoff, net rainfall, concentration time, flood storm.