



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université de Larbi Tébessi –Tébessa-
Faculté des Sciences Exactes et des Sciences de la Nature et de la Vie
Département : Sciences de la Terre et de l'univers



MEMOIRE DE MASTER
Domaine : Sciences de la terre et de l'univers
Filière : Géoscience
Option : HYDROGEOLOGIE

**Etude hydrologique de quelques cours d'eau
de la région de Tébessa : caractérisation du
régime d'écoulement et perspectives de
protection**

Présenté par :
DJEDDI Saifeddine
TOBBA Mourad

Devant le jury :

Dr. GUEFAIFIA Omar	MCA	Université Laarbi Tébessi	Président
Dr. SEGHIR Karima	MCA	Université Laarbi Tébessi	Encadreur
Dr. HADJELA Ali	MCB	Université Laarbi Tébessi	Examineur

Année Universitaire : 2018/2019

Dédicaces

Avec l'expression de ma reconnaissance je dédie ce modeste travail à ceux qui, quels que Soient les termes embrassés je n'arriverais jamais à leur exprimer mon amour sincère.

- A L'homme, mon précieux offre du dieu, qui doit ma vie, ma réussite et tout mon Respect : mon cher père El-aarch Zine DJEDDI
- A la femme qui a souffert sans me laisser souffrir, qui n'a jamais dit non à mes Exigences et qui n'a épargné aucun effort à me rendre heureux :
mon adorable mère : lhajja Fadha Gouasmia
- A vous mes frères (Ouard, Koussai, Dhia) et vous mes sœurs (Fairouz, Aya) qui m'avez toujours soutenu t encouragé durant ces années
d'études
- A vous mon oncle Nemer Noureddine Djeddi et ma tante Tata Samia, et leurs aides et supports dans les moments difficiles.
- A mes proches amis : Mondher 3chiri, Saber bouhajja, Laarbi weld 3ami, Zahreddine zaza, et Houssam hbibi et Aala aloul
- A tous les cousins, les voisine et aux autres amis que j'ai connu jusqu'à maintenant.

Merci pour amours et leurs encouragements.

Remercîment :

Nous tenons à exprimer nos remerciements les plus vifs à notre encadreur Dr Seghire Karima qui a su nous guider et nous aider dans ce travail avec beaucoup de tact et de gentillesse et qui nous a permis de découvrir un domaine très intéressant celui des systèmes multi-agents. Qu'il trouve ici notre estime et notre profond respect.

Nous tenons également à remercier toutes les personnes qui ont participé, à titre professionnel ou personnel à la réalisation de ce travail.

Nos remerciements iront également vers tous ceux qui ont accepté avec bienveillance de participer au jury de ce mémoire.

A mes parents, Je n'aurais pu réussir mes études sans eux, et je tiens ici à les remercier. Merci Maman de m'avoir donné tant d'amour et de tendresse, et merci Papa de m'avoir toujours poussé dans mes intérêts. Qu'ils trouvent dans ce travail l'expression de mon grand amour et ma grande gratitude, et que dieu leur préserve bonne santé et longue vie.

Enfin, je tiens à remercier tous les amis et les collègues qui m'ont aidé et encouragé pour réaliser ce mémoire, je cite spécialement : ma Mère mon

frère Ouard, A mes chère amis

. A toute la promotion géologie.

A mes frères

A mes très chères amies.

A mon binôme tobba Mourad

A tout membre de ma famille.

تلخيص

المياه يمكن ان تكون ثروة طبيعية كما يمكن ان تكون مصدر للكوارث الطبيعية. انها تشكل حالات متناقضة فقد تشكل مرات حلالات نقص وقصور وفي بعض المرات تكون مصدرا للفيضانات. في حالة الفيضانات قد تصل كمية تساقط المياه الى أكثر من 80 بالمئة مسجلة من الكوارث الطبيعية في العالم بين 1996 الى 2006 مما يخلف اضرار جسيمة بشرية اقتصادية وبيئية.

في دولة نامية كالجزائر التي واجهت الإصرار السلبية للفيضانات حيث كانت من أكثر الكوارث الطبيعية تكرارا ومعظمها كان مدمرا لدرجة كبيرة. وقد كانت منطقة تبسة شمال شرق الجزائر موضوع الكثير من الفيضانات في الآونة الأخيرة. الهدف من دراستنا هذه هو المساهمة في الدراسة الهيدرولوجية لبعض التيارات الرئيسية التي تمثل المورفولوجيا والصورة الطبوغرافية لمنطقة تبسة والمهددة بالفيضانات المتعددة في الآونة الأخيرة.

Abstract

Water can be fortune s it can be a source of risk. It creates contradictory situations that are both shortages and insufficiency and other times of flooding.

Indeed the floods are at the origin of more than 80% of natural disasters recorded in the world between 1996of 2006 causing damage (human , economic, an envirennementales) in developing country like Algeria , wich has been confronted with the adverse effets of flooding the latter is marked as one of the most numerous natural isasters many of wich were destructive.

The region of Tebessa in the North-Est of Algeria has been the subject of many flood during this period.

The objectif of our study of some main streams that mark the morphology and topography image of the Tebessa region and wich are threatened by multiple flooding in recent years

Résumé

L'eau peut être une fortune comme elle peut être une source de risque. Elle engendre des situations contradictoires d'une fois de pénuries et insuffisances et d'autre fois d'inondations. En effet les inondations sont à l'origine de plus de 80% des catastrophes naturelles enregistrés dans le monde entre 1996 et 2006 provoquant ainsi des dégâts (humaine, économique, et environnementales ...)

Dans un pays en voie de développement comme l'Algérie, qui a été confrontée aux effets néfastes des inondations ; cette dernière, est marquée comme l'une des catastrophes naturelles les plus nombreuses dont plusieurs étaient destructrices.

La région de Tébessa, situé au Nord Est Algérien a fait l'objet de nombreuses phénomènes d'inondations pendant cette période.

L'objectif de notre étude est de contribuer à l'étude hydrologique de quelques cours d'eau principaux qui marquent la morphologie et l'image topographique de la région de Tébessa et qui sont menacés par des inondations multiples au cours des dernières années.

Liste des figures

Numéro & titres des figures	Page
Figure 01 : Lits d'un cours d'eau. (MEDD, 2004)	03
Figure 02 : Représentation schématique des lits mineur, moyen et majeur en plaine alluviale	05
Figure 03 : Schématisation de processus de genèse des crues	06
Figure 04 : Distribution des perturbations par année (Ambar, 2002)	14
Figure 05 : Distribution par origine des perturbations	15
Figure 06 : Schématisation de la vulnérabilité et de l'aléa d'inondation en Algérie	17
Figure 07 : Alger - Ba el Oued source 2002	18
Figure 08 : Tindouf : Camp des réfugiés sahraouis détruit	18
Figure 09 : Béchar : inondations du 10 Octobre 2008	19
Figure 10 : Tébessa inondation 15/10/2015	19
Figure 11 : Tébessa Inondations du 12/09/2018	20
Figure 12 : Situation géographique de plaine de Tébessa	22
Figure 13 : Carte topographique de la zone d'étude	23
Figure 14 : réseaux hydrographique de la région	24
Figure 15 : Carte géologique au 1/50.000	25
Figure 16 : Réseau hydrographique de la région d'étude	27
Figure 17 : carte géologique de la région de Tébessa	30
Figure 18 : Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa	35
Figure 19 : Variation des Précipitations moyennes mensuelles	39
Figure 20 : Variation interannuelles des précipitations	40
Figure 21 : Variation des Températures moyennes mensuelles	41
Figure 22 : Variation des Températures moyennes annuelles	42
Figure 23 : Diagramme ombrothermique	44
Figure 24 : Bilan hydrologique à la station de Tébessa	48
Figure 25 : Les principaux sous bassins versant de la région de Tébessa	50
figure 26 : le bassin versant de Tébessa figure tirer de Google earth	51
Figure 27 : délimitation du bassin versant	52
Figure 28 : Exemple de courbe hypsométrique	54
Figure 29 : Précipitations annuelles médianes « normales » (1965-95)	64
Figure 30 : Répartition mensuelle des pluies de la station de Tébessa	65
Figure 31 : Courbes intensité – durée – fréquence station Tébessa	96
Figure 32 : Le jet des déchets dans les cours d'eau	80
Figure 33 : Enrochement à Thuir	81
Figure 34 : techniques végétale. (Plantation de la berge)	82
Figure 35 : Technique de banquettes (Duglas ,2004)	84
Figure 36 : Fonctionnement d'ouvrage de stockage en dérivation	85
Figure 37 : Positionnement de la digue par rapport aux cours d'eau	86
Figure 38: Schéma de digue (Serre ,2005)	86
Figure 48 : Coupe hypothétique (Dj.ess Senn-Plaine de Hammamet) " AA "	86
Figure 49 : Coupe hypothétique (Dj.ess Senn-Plaine de Hammamet) " BB "	87
Figure 50 : Coupe hypothétique (Dj.ess Senn-Plaine de Hammamet) " CC "	87
Figure 51 : oued rafana	91-92
Figure 52 : oued nagues	93-94
Figure 53 : oued zaarour	94-95

Liste des Tableaux

Numéro & titres des tableaux	Pages
Tab.01. : Les inondations en Algérie	12
Tab.02. : Distribution régionale de la pluviométrie moyenne (mm)	13
Tab.03. : géologie de la wilaya de Tébessa	31
Tab.04. : Station de Tébessa, Cordonnée Lambert de station de mesure	38
Tab.05. : Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Tébessa Sur la période (1999-2000 à 2017 -2018)	38
Tab.06. : Température moyennes (selon la période d'observation du 1973-2004)	40
Tab.07. : température moyenne mensuelle Atlas des températures et des évapotranspirations ANRH 2002	41
Tab.08. : Moyenne mensuelle de la force du vent	43
Tab.09. : Moyenne mensuelle de la température et la moyenne mensuelle de précipitation	43
Tab.10 : Bilan hydrique de la période (1980-1981 à 2014 -2015) d'après la méthode de Thornthwaite, station de Tébessa	47
Tab.11. : Principaux paramètres du bassin versant de Tébessa	63
Tab.12. : Répartition des pluies mensuelles à la station de Tébessa	65
Tab.13 : les valeurs des pluies annuelles pour les probabilités au dépassement	66
Tab.14. : les valeurs des pluies journalières maximales pour les probabilités au non dépassement	67
Tab.15. : Valeurs des Intensités station de Tébessa	68
Tab.16. : les résultats de calcul	70
Tab.17. : les valeurs des pluies de durée égale au temps de concentration pour différentes fréquences sur les bassins versants	71
Tab.18. : Caractéristiques du bassin contrôlé par la station de Ain Erkel	72
Tab.19. : Résultats de calcul de l'apport liquide moyen interannuel	74
Tab.20. : L'apport moyen interannuel au niveau de chaque bassin versant	75
Tab.21. : les valeurs des débits calculées pour différentes fréquences (Formule de TURAZA)	76
Tab.22. : les valeurs des débits calculées pour différentes fréquences (Formule de SOKOLOVSKY)	76
Tab.23. : Les valeurs des débits est fonction du temps	77
Tab.24. : Tableau récapitulatif	78

Table des matières	Pages
INTRODUCTION	01
PROBLÉMATIQUE	02
PARTIE 01	
SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE ET APERÇUES GÉNÉRAUX SUR LA RÉGION D'ÉTUDE	
CARACTÉRISTIQUES FONDAMENTALES D'UN COURS D'EAU	03
LITS DU COURS D'EAU	03
LE LIT D'UNE RIVIÈRE	03
PLAINE ALLUVIALE	04
GENÈSE DES CRUES ET INONDATIONS	05
FACTEURS AGGRAVANTS LE PHÉNOMÈNE D'INONDATION	08
TYPLOGIE DES CRUES ET D'INONDATIONS	10
PROBLÉMATIQUE D'INONDATION EN ALGÉRIE	11
LE CLIMAT EN ALGÉRIE	13
CAUSES ET TYPES DES CRUES CATASTROPHIQUES EN ALGÉRIE	15
CONCLUSION	20
CHAPITRE 01	
CADRE GÉOGRAPHIQUE DE LA RÉGION DE TEBESSA	
SITUATION GÉOGRAPHIQUE	21
LE RELIEF	21
LE CLIMAT	22
CONTEXTE TOPOGRAPHIQUE	23
CONTEXTE HYDROGRAPHIQUE	23
CONTEXTE CLIMATIQUE	26
CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE	26
COUVERT VÉGÉTALE	27
CHAPITRE 02	
APERÇU GÉOLOGIQUE	
INTRODUCTION	28
PRÉSENTATION DE LA RÉGION DE TEBESSA	29
GÉOLOGIE LOCALE	29
LITHO-STRATIGRAPHIE	30
CADRE STRATIGRAPHIQUE ET DESCRIPTION DES FACIÈS	31
STRUCTURE	36
TECTONIQUE	36
CHAPITRE 03	
ÉTUDE CLIMATOLOGIQUE	
INTRODUCTION	38
LA PRÉCIPITATION	38
LA TEMPÉRATURE	40
L'HUMIDITÉ	42
LE VENT	42
CARACTÉRISATION DU CLIMAT	43
BILAN HYDROLOGIQUE ET SES COMPOSANTES	44
L'ÉVAPOTRANSPIRATION	45
INTERPRÉTATION DU BILAN HYDRIQUE	48
CONCLUSION	49

PARTIE 02	
ETUDE HYDROLOGIQUE DES SOUS BASSINS VERSANT DE LA REGION DE TEBESSA et	
CARACTERISATION DU REGIME D'ECOULEMENT ET PROTECTION	
INTRODUCTION	51
SITUATION HYDROLOGIQUE DE LA VILLE	52
NATURE DES ÉCOULEMENTS	52
CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUE DES BASSIN	53
LE DEGRÉ DE DÉVELOPPEMENT DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE	58
LE RAPPORT DE CONFLUENCE	60
LE COMPORTEMENT HYDROLOGIQUE	61
LES CARACTÉRISTIQUES DU SOL ET DE SON OCCUPATION	61
APPLICATION SUR LE BASSIN VERSANT DE LA RÉGION DE TÉBESSA	63
ÉTUDE DES PLUIES	64
ÉTUDE DES APPORTS LIQUIDES	72
PROCÈDES DE PROTECTION DES AGGLOMÉRATIONS CONTRE LES INONDATIONS	79
AMÉNAGEMENTS EN VERSANT AVANT LE LIT DU COURS D'EAU	83
CONCLUSION	87
CONCLUSION GÉNÉRALE ET RECOMMANDATIONS	88
Procédés d'aménagement de quelques cours d'eau dans la région de Tebessa	91

ANNEXE

INTRODUCTION

L'eau peut être une aubaine comme elle peut être une source de risque, ce dernier *«est au cœur de la vie de notre société de son organisation, même si sa perception dépend directement des enjeux et du moment»* ; elle engendre des situations contradictoires d'une fois de pénuries et d'autre fois d'inondations.

En effet ; les inondations sont à l'origine de Plus de 80% des catastrophes naturelles enregistrés dans le monde entre 1996 et 2006 provoquant ainsi des dégâts (humaine, économique, ...) d'un part et de modifier l'image de la ville d'autre part *«Nous vivons dans un monde soumis à une pression de changement qui engendre un sentiment général d'insécurité pour le présent et de pertes de vision pour l'avenir»*.

Dans un pays en voie de développement comme l'Algérie, qui a été confrontée aux effets néfaste des inondations ; cette dernière, ont marqué comme l'une des catastrophes naturelles les plus nombreuses dont plusieurs étaient dévastatrices, les plus récentes sont :

- Inondations d'Octobre 2008 (Ghardaïa) :
Plus de 40 morts et des dégâts matériels très lourds.
- Inondations du 10-11 novembre 2001(Bab El -Oued en Alger) :
733 décès et 3000 sans abri.
- Inondations d'Octobre 2000 (ouest algérien) : plus de 24 décès ;
- Inondations du 24 Octobre 2000 (Sidi Bel Abbès) :
02 décès et d'importants dégâts matériels ;
- Inondations d'Octobre 1994 (plusieurs régions de pays) :
60 décès et des dizaines de blessés pendant 10 jours ;
- Inondations d'Octobre 1993 (Oued R'hiou, wilaya de Ghilizane) :
22 décès et 14 Blessés.

Faire face au risque d'inondation qui doit aujourd'hui l'un des principaux défis de tout développement. Nous assistons à désormais à une prise de conscience remarquable à ce sujet de la part de tous les acteurs de la ville.

Dans la même optique, tous les spécialistes s'accordent à dire que la maîtrise et la gestion du ce risque doit impérativement passer par l'évaluation objective de la vulnérabilité urbaine face au ce risque.

Dans cette note, la ville de Tébessa par sa situation dans un sous bassin de l'oued –kebir qui est alimenté par plusieurs oueds qui s'insèrent dans le tissu urbain , a été affecté par des inondation récurrentes (1973,1974,1976,1990, 1995,1996,2007,2009,2013,2015, 2017, 2018).

PROBLÉMATIQUE

Le développement durable ; qui est, par la déclaration Brundtland 1987 : « Un développement qui répond aux besoins des générations du présent sans compromettre la capacité des générations futures à répondre à leurs », a pour objectif de prendre en compte ses trois (03) piliers (Environnement, Social, Economie) de façon simultanée à fin de les protéger contre tout risque qui les menace.

Le risque naturel, notamment les inondations sont représentées comme les principaux champs de réflexion à l'étude. En effet ; les inondations s'inscrivent aujourd'hui d'une façon fréquente qui se manifestent d'une manière catastrophique constituant ainsi une contrainte pour les activités humaines et handicapent toutes les opérations de développement (économique, sociale, ...) et provoquent des dégâts immenses.

En effet ; Les inondations représentent la source de catastrophes naturelles la plus fréquente dans le monde ; ainsi aux Etats Unis, les dommages liés aux tempêtes et crues représentent un coût annuel de l'ordre de 10 milliards de dollars.

Aussi en Europe et au cours de la période 1980-2002, les inondations ont essentiellement touchées la France (22%), l'Italie (17%) et la Grande-Bretagne (12%). En conséquence, le nombre de morts provoqués par ce risque concerne l'Italie (30%), puis l'Espagne (20%) et la France (17%). Les pertes économiques les plus importantes ont été enregistrées en Allemagne et en Italie (11 Milliards d'euros pour ces deux pays), suivis par l'Espagne et la Grande Bretagne (6 Milliards d'euros à eux deux) ».

Dans ce contexte très complexe, le risque d'inondation est perçu à l'échelle mondiale, et l'Algérie n'en est donc pas exclue, elle est l'une des pays de monde qui a été confrontée aux effets néfastes des inondations à travers des nombreuses villes. Par conséquent ; les impacts de cette catastrophe naturelle des crues et d'inondations sont souvent intensifiés par des facteurs qui provoquent des effets aigus d'inondation tel que : l'urbanisation anarchique par l'occupation des zones inondables et la défaillance des réseaux des eaux pluviales, ainsi que le rejet non contrôlé des déchets municipales dans les avaloirs et les regards et les oueds aménagés. Le Bassin versant de la région de Tébessa a connu une longue histoire des inondations : 1973, 1974, 1976, 1977, 1989, 1990, 1995, 1996, 2007, 2009 (d'après la station de Ouenza et Al-Aouinet) et ainsi les crues de 2013, 2015 d'après la direction de la P.C. Ces inondations qui ont modifié l'image de la ville au cours de ces dernières années. Dans ce modeste travail, nous aspirons à mettre la lumière sur la problématique du risque d'inondation qu'encourt la ville de Tébessa, ainsi notre champ d'investigation sera limité aux questionnements suivants :

-Quels sont les éléments qui rendent favorable l'évaluation de la vulnérabilité urbaine et notamment le risque d'inondation ?

- Quelles sont les pistes d'action possible pour maîtriser ce phénomène catastrophique ?

PARTIE 1

SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

ET APERÇUES GÉNÉRAUX

SUR LA RÉGION D'ÉTUDE

PARTIE 1

SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

ET APERÇUES GÉNÉRAUX

SUR LA RÉGION D'ÉTUDE

**LES INONDATIONS :
DÉFINITION,
GENÈSE ET TYPOLOGIE.**

I. CARACTÉRISTIQUES FONDAMENTALES D'UN COURS D'EAU

I.1. Lits du cours d'eau

Les cours d'eau se caractérisent en général par l'existence de trois lits : le lit mineur, le lit moyen et le lit majeur (Figure .1.)

- **Lit mineur** : qui est constitué par le lit ordinaire du cours d'eau, pour le débit d'étiage ou pour les crues fréquentes (crue annuelles)
- **Lit moyen** : Il correspond à l'espace fluvial ordinairement occupé par la *ripisylve*
- **Lit majeur** : comprend les zones basses situées de part et d'autre du lit mineur, sur une distance qui va de quelques mètres à plusieurs kilomètres. Sa limite est celle des Crues exceptionnelles. (Merabet, 2008)

I.2 Le lit d'une rivière étant façonné par les eaux qu'il transporte on conçoit que ses dimensions soient fortement liées aux régimes hydrologiques.

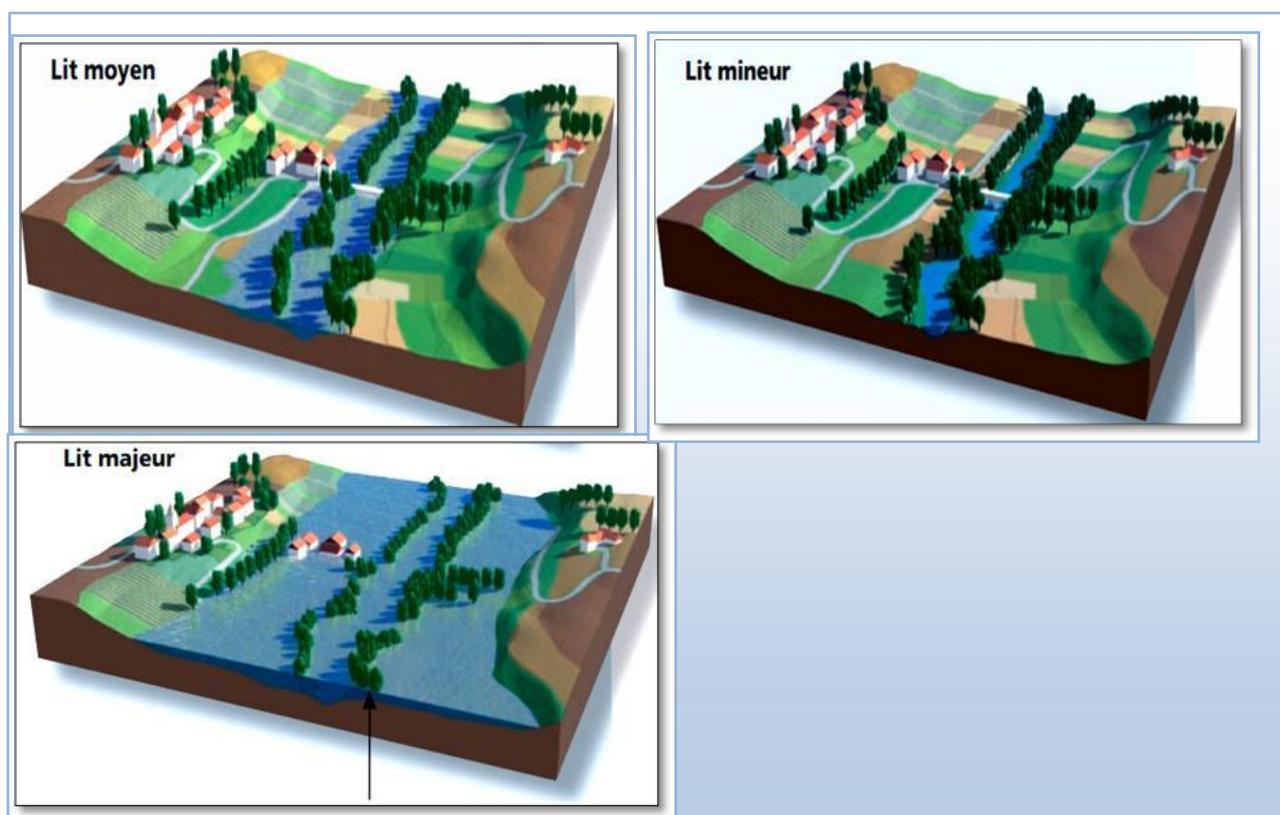


Figure .1. : Lits d'un cours d'eau. (MEDD, 2004)

I.2.2. Rive, berge

La berge est le talus incliné qui sépare le lit mineur et le lit majeur. Tandis que la rive est le milieu géographique qui sépare les milieux aquatique et terrestre. Elle démarre au Sommet de la berge et constitue une partie plate plus ou moins étendue qui reste sous l'influence du milieu aquatique. (Merabet, 2008).

I.2.3. Ripisylve

C'est la formation végétale naturelle située sur la rive. Elle peut être limitée à un Cordon arboré étroit qui souligne le bord du lit mineur de la rivière ou bien elle est une Véritable forêt alluviale s'étendant sur plusieurs dizaines ou centaines de mètres de part et d'autre du lit mineur. Cette forêt occupe tout ou partie du lit majeur.

C'est un milieu inféodé à La rivière, particulièrement riche en termes de diversité floristique. Il comporte des strates Herbacées souvent très diversifiées et des strates arbustives et arborescentes composées d'un Nombre restreint d'espèces. (Degoutte, 2012).

Le rôle de la Ripisylve sur les crues peut être important ; lorsqu'elle occupe une part significative du lit majeur, elle augmente notablement la rugosité du lit, d'où deux Conséquences de nature hydrogéologique :

- Une diminution des vitesses dans le lit majeur, et donc une réduction des Effets érosifs du courant ;
- Un écrêtement des crues pour l'aval. (Merabet, 2008).

I.3 Plaine alluviale

Le terme « plaine alluviale » désigne usuellement les zones de fond de vallée, à faible Dénivelé, constituées par des alluvions déposées lors des crues du cours d'eau. En termes D'écoulement, la plaine alluviale est souvent décomposée en trois zones : le lit mineur, le lit Moyen et le lit majeur de la rivière (Fig. 1). Le lit mineur correspond à la zone d'écoulement Du cours d'eau hors débordement. Le lit moyen correspond à la zone d'écoulement pour des Crues d'occurrences relativement faibles. Le lit majeur contient toutes les zones de la plaine Dans lesquelles le cours d'eau est susceptible de s'écouler et de déborder. (Damien, 2003).

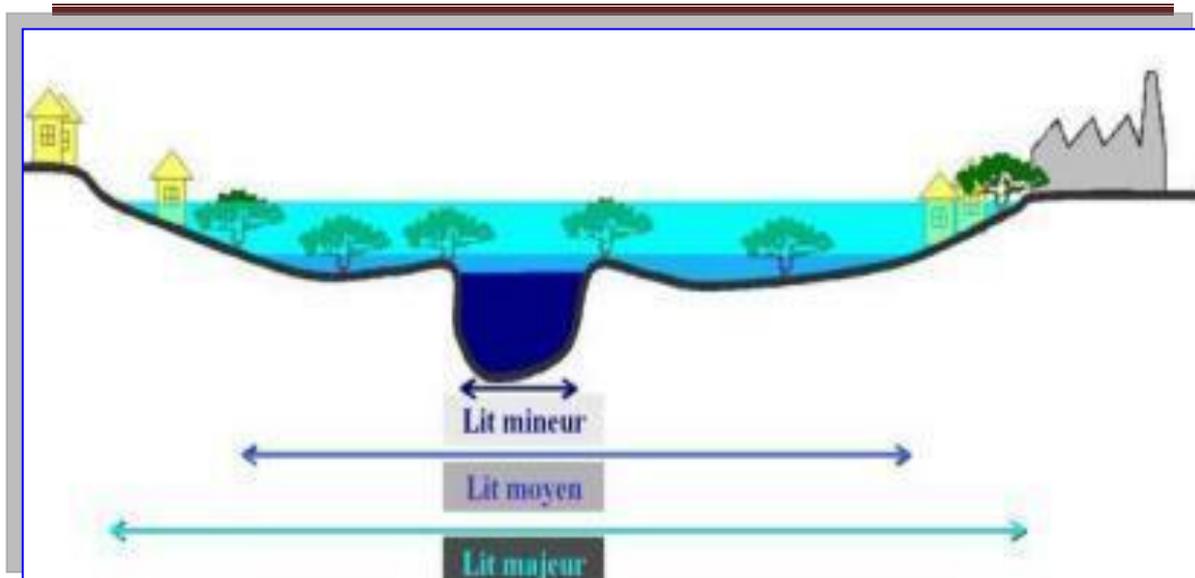


Figure 2 : Représentation schématique des lits mineur, moyen et majeur en plaine alluviale. (Hostach, 2006)

I.4 Genèse des crues et inondations

L'inondation est une submersion, rapide ou lente, d'une zone habituellement hors d'eau. Au sens large, les inondations comprennent les débordements d'un cours d'eau, les remontées de nappes, les ruissellements résultant de fortes pluies d'orages, les inondations par rupture d'ouvrages de protection, les inondations estuariennes résultant de la conjonction de fortes marées, de situations dépressionnaires et de la crue des fleuves.

Pour les inondations au sens de débordements de cours d'eau en plaine alluvion, la cause majeure est la chute de précipitations importantes sur le bassin versant. De façon schématique, au cours de fortes précipitations, une partie de l'eau s'infiltré dans le sol, le reste ruisselle sur les versants et est ainsi acheminé vers les cours d'eau.

Lorsqu'une quantité d'eau très importante parvient au cours d'eau celui-ci déborde de son lit « habituel » (ou lit mineur) et donne ainsi naissance au phénomène de crue et d'inondation.

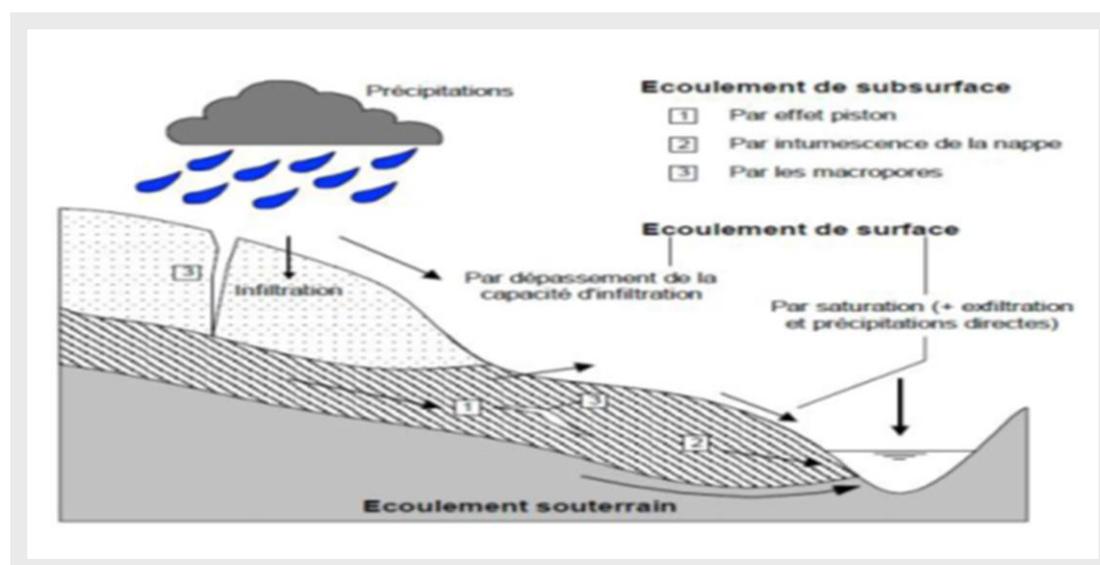


Figure 03 : Schématisation de processus de genèse des crues

I.4.1 Genèse du ruissellement

D'après Merabet (2008), 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 (ruissellement « hortonien »), soit lorsque la pluie arrive sur une surface partiellement ou totalement saturée (ruissellement par saturation).

Une combinaison des deux phénomènes est possible. L'eau qui ruisselle va alors alimenter directement le thalweg en aval. 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, se traduisant par la formation de flaques avant la génération du ruissellement.

I.4.2 Genèse des crues

Sous les termes de crues et d'inondations se cache un phénomène multiforme. Les crues, terme plutôt hydrologique, désigne le dépassement d'un certain débit ou d'une certaine hauteur par un cours d'eau. Cette hauteur d'eau peut être qualifiée en fonction de sa durée de retour : crue décennale pour une hauteur d'eau ou un débit qui a une chance sur dix de se produire chaque année. Le terme inondation est

d'acceptation plutôt topographique où Géomorphologique. Il désigne le débordement d'un cours d'eau de son lit mineur, mais aussi Le remplissage d'une cuvette topographique par les eaux de ruissellement local. Ce type D'inondations pluviales se distingue par la vitesse de l'eau, le volume d'eau écoulé et la Hauteur d'eau. Ces paramètres sont essentiels pour comprendre les dommages et instaurer des Politiques de prévention efficaces. (Yahiaoui, 2012).

I.4.3 Causes de formation des crues et des inondations

Il est important de connaître les manières de formation des crues et des inondations un Même territoire peut être inondé dans des proportions identiques par des crues différentes, Leur hydro-gramme respectif traduisant des modalités de déroulement différentes.

□ **Abondance des précipitations** : C'est le principal facteur explicatif des crues et des Inondations. On peut distinguer plusieurs types :

Les averses brutales de type orageux où les orages porteurs de précipitations ont des Lames d'eau de 200 à 300 mm en quelques heures. On peut citer comme exemples l'intensité Pluviométrique de 10 mm/min [1] en Espagne. [1] Un des plus forts débits spécifiques de crues listés en Europe et qui atteint par le Rio Segura (Province de Murcie, Espagne) le 14 octobre 1979.

Si l'on observe qu'une intensité de 01 mm/min représente un débit d'eau météorique de $16,6 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$, il n'est pas surprenant que certains petits bassins versants puissent fournir des Débits spécifiques record, parfois supérieurs à $30 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ pendant quelque temps, avec les Conséquences catastrophiques que l'on suppose !

Les averses durables qui sont moins brutales car elles comportent en fait des séries D'averses successives entrecoupées de périodes de tranquillité, mais elles sont tout aussi Dévastatrices. L'exemple de la crue la plus représentative est celui de la Saintes en 1994 qui Fut inondée plusieurs semaines.

Les pluies de type orographique et cyclonique ; à titre d'exemple une pluie de 1136 mm En 24 heures au Philippines [1] Pluie enregistré par la station de « Baguio »

en Juin 1911 aux Philippines. De grands embâcles se produisent interdisant peu à peu tout écoulement superficiel. Cependant dans les parties amont des cours d'eaux, la prise par les fleuves est moins effective. Du fait d'une position plus méridionale (Donc relativement plus chaudes), si bien que l'eau restée à l'état liquide s'accumule en de grands lacs temporaires. (Salomon, 1997)

En règle générale, la puissance de la crue et les dégâts qu'elle l'occasionne sont d'autant plus forts que les précipitations sur le bassin versant ont été fortes, intenses et durables, que les quotients d'écoulement sont plus élevés et que la morphologie et la nature des matériaux se prêtent à l'érosion. (Salomon, 1997)

□ Fusion brutale des neiges

Elle est fréquente en Europe à la fin du printemps et au début de l'été. En effet, en fin d'hiver l'arrivée de front chaud (avec vent et pluie) va fusionner rapidement la neige qui couvre les bassins versants montagneux (Alpes, Pyrénées en France par exemple) ce qui provoque de grandes crues particulièrement importantes sur un sol parfois gelé et sans végétation. Mais le plus souvent l'alimentation d'origine neigeuse se combine à celle des Averses. (Salomon, 1997)

□ Débâcles des glaces fluviales

Celle-ci intervient à la suite de la rupture de barrages naturels de glace que ce soit en haute montagne (Alpes) ou dans les pays des hautes latitudes (cas de grands fleuves sibériens ou Canadiens). Dans le dernier cas le phénomène est saisonnier ; chaque hiver les températures glaciales gèlent les eaux des fleuves d'abord en surface, puis progressivement en profondeur.

□ Accidents

Ex : rupture accidentelle de barrage naturel ou artificiel. Parfois cet accident est lui-même lié à un autre phénomène exceptionnel (glissement de terrain, lié à des précipitations importantes, volcanisme, séisme...). (Merabet, 2008)

I.5 FACTEURS AGGRAVANTS LE PHÉNOMÈNE D'INONDATION

- **Sur les bassins versants** et dans les zones de stockage : déboisement, modification des Écoulements agricoles, suppression des haies, imperméabilisation des sols (routes, Parkings...) : tout ce qui empêche le laminage de la crue ou la pénétration des eaux dans le sol.

- **Dans les zones d'écoulement** : constructions, obstacles à la circulation des eaux est tout ce qui contrarie l'écoulement.

- **L'urbanisation et l'implantation d'activités dans les zones inondables** :

L'urbanisation Récente s'est faite en grande partie dans des secteurs attractifs, souvent sans tenir compte de Leur vulnérabilité. En parallèle, l'augmentation du niveau de vie, le développement des Réseaux d'infrastructures ont accru dans des proportions notables la valeur globale des biens et La fragilité des activités exposées (Cas : occupation du lit moyen et lit majeur au niveau la Route d'Oran et juste à côté de l'école Marceau).

- **La diminution des champs d'expansion des crues** : consécutive à l'urbanisation et Aggravée par l'édification de digues ou remblais. La conséquence en est une réduction de L'effet naturel d'écrêtement des crues bénéfique aux secteurs habités en aval des cours d'eau

- **L'aménagement parfois hasardeux des cours d'eau** : sans respecter leur Fonctionnement Global. Ainsi beaucoup de rivières ont été modifiées localement sans se soucier des Conséquences en amont ou en aval. Ces aménagements peuvent avoir pour conséquences Préjudiciables l'accélération de crues en aval et l'altération du milieu naturel.

- **La formation et la rupture d'embâcles** : les matériaux flottants transportés par le Courant S'accumulent en amont des passages étroits. La rupture éventuelle de ces embâcles provoque Une onde puissante et dangereuse en aval.

- **La défaillance des dispositifs de protection** : Le rôle des dispositifs de protection (Digues, Déversoirs) est limité. Leur utilisation peut parfois exposer davantage la plaine alluviale que si Elle n'était pas protégée.

- **L'utilisation ou l'occupation des sols sur les pentes des bassins versants** : Le bassin Versant constitue l'aire géographique d'alimentation du cours d'eau. Toute

modification qui empêche le laminage de la crue ou la pénétration des eaux dans le sol favorise une augmentation du ruissellement, un écoulement plus rapide et une concentration des eaux pouvant ainsi contribuer à aggraver les crues. Le déboisement, la suppression des haies, l'imperméabilisation des sols (routes, parkings,) sont des facteurs qui contrarient le laminage de la crue et la pénétration de l'eau dans le sol.

• **Le transport et dépôt de produits indésirables** : entraînés par l'eau puis abandonnés et pouvant déclencher des accidents technologiques. (Direction Générale De La Protection Civile, 2007)

I.6. TYPOLOGIE DES CRUES ET D'INONDATIONS

I.6.1. Crues

Une crue se définit par différents critères : sa genèse, sa durée, sa fréquence, son débit.

De pointe (ou débit maximum) et son volume (Klemes, 1975). Les crues peuvent être classées en trois grands types en fonction de leur importance et l'intervalle de récurrence :

1. Les **crues décennales** sont des crues moyennes à fortes (statistiquement, chaque année, il y a une chance sur dix pour qu'un tel événement se produise ou soit dépassé),
2. Les **crues centennales** sont des crues fortes à très fortes (statistiquement, chaque année, il y a un risque sur cent pour qu'un tel événement se produise ou soit dépassé),
3. Les **crues milléniales** sont des crues exceptionnelles (statistiquement, chaque année, il y a une chance sur mille pour qu'un tel événement se produise ou soit dépassé).

II. PROBLÉMATIQUE D'INONDATION EN ALGÉRIE

D'après le recensement effectué par les services de la protection civile, une commune Sur trois (485 communes) est susceptible d'être inondée en partie ou en totalité. Ces Inondations sont les catastrophes naturelles les plus fréquentes et les plus destructrices, Provoquant d'importants dégâts humains et matériels (DGPC, 2007). L'inventaire des inondations à travers le pays sur la période 1969-2008 révèle L'existence de régions soumises à ce risque et que ces événements spatio-temporels sont Imprévisibles.

Aussi, il ressort que des grandes inondations engendrées par des pluies exceptionnelles Généralisées sur de grands bassins versants et pouvant toucher plusieurs régions atteignant Parfois l'ampleur d'une catastrophe nationale telle que : les inondations de l'automne 1968 en Algérie et en Tunisie, celles de Mars 1973 affectant l'EST du pays, les inondations de 1974 Des bassins versants de l'algérois et du Sebou, celle de 1984 touchant tout l'EST du pays et Les inondations par ruissellement urbain provoquées par des orages localisés d'automne et D'été affectant surtout les agglomérations et les villes (cas des inondations du 10 novembre 2001 qui furent les plus meurtrières de l'histoire des inondations en Algérie) (DGPC, 2007).

Lieu	Date	Bilan des dégâts
Mostaganem	Novembre 1927	3000 morts, échelle de gravité : 5.
Azazga (Tizi Ouzou)	12/10/1971	40 décès, des centaines d'habitations Détruites
Tizi Ouzou	28-31/03/1974	52 décès dans la wilaya, 18000 sinistrés, dégâts estimés à 27 millions De DA
El-Eulma (Sétif)	01/09/1980	44 décès.
à Annaba (centre-ville)	11/11/1982	26 décès, 9500 sinistrés, dégâts Matériels importants
Skikda	30/01-4/02/1984	174 maisons démolies, 500 familles sinistrées, terrains agricoles fortement endommagés,
Skikda	28-30/12/1984	11 décès, immersion de 400 hectares, dégâts évalués alors à 50 millions DA
Jijel	29/12/1984	29 décès, 11000 sinistrés
Sidi Bel Abbcs	04/10/1986	1 décès, 200 familles sans abri
Oued Rhiau	20/10/1993	22 décès, 14 blessés
Bordj Bou Arréridj	23/09/1994	16 décès, dégâts (10 millions DA)
Annaba	23/09/1994	16 décès, dégâts (10 millions DA)
Alger (Babel Oued)	09-11/11/2001	Plus de 700 décès, 115 disparus, des milliers de blessés, dégâts (30 milliards de DA)
Skikda	17-11-2004	Plus de 700 décès, 115 disparus, des milliers de blessés, dégâts (30 milliards de DA)
Sud (régions d'Ilizi, Adrar et Tamanrasset)	06-09/03/2005	3 décès, 09 disparus et 70 évacués par hélicoptère, routes, agriculture et infrastructures endommagées, plusieurs villages inondés
Tindouf	09-11/02/2006	50 à 60% d'infrastructures détruites aux camps des réfugiés sahraouis (12200 familles sans abri)
Bechar	18 Octobre 2007	2 morts emportés par les eaux,
Ghardaïa	01 Octobre 2008	Plus de 34 décès et 50 blessés, maisons effondrées sur leurs habitants, des dizaines de véhicules emportés par les eaux, arbres arrachés, poteaux électriques ensevelis, dégâts aux surfaces agricoles et au cheptel ovin, plus de 1000 maisons inondées dont 600 sont endommagées.
Bechar	10 Octobre 2008	8 morts, dégâts matériels importants, la plus grande inondation depuis 1959.
Tébessa	13/12/2018	1 décès, dégâts (20 millions DA)

Tab.01. Les inondations en Algérie

II.1. LE CLIMAT EN ALGÉRIE

Le climat algérien est un climat de transition, il varie du type méditerranéen et semi-aride dans le Nord et au type désertique dans le Sahara (Kadi, 1997).

II.1.1 Pluviométrie : Le climat intervient par sa composante hydrique (pluviométrie), qui régit fortement le régime des eaux souterraines et superficielles. Du fait de son appartenance Géographique aux zones aride et semi-aride, l'Algérie du Nord est soumise à des conditions Hydro climatiques défavorables, caractérisées par :

-Des *précipitations irrégulières*, avec des variations interannuelles importantes ;
 -Des *sols imperméables* et à faible couverture végétale, favorisant le ruissellement et l'érosion

-Des *régimes hydrologiques* dominés par :

- Une forte irrégularité saisonnière et interannuelle des écoulements,
- La violence des crues,
- L'importance de l'érosion et des transports solides, entraînent l'envasement

À travers le territoire, a imprimé les grands traits de la répartition régionale des Ressources en eaux souterraines et superficielles et même des différentes zones à risque d'inondation.

Zones	Région Ouest	Région Centre	Région Est
Littoral	400	700	900
Atlas tellien	600	700-1000	800-1400
Hautes plaines	250	250	400
Atlas saharien	150	200	300-400
Sahara	20-150	20-150	20-150

Tab.02. : Distribution régionale de la pluviométrie moyenne (mm)

II.1.2 perturbations météorologiques (origine et mécanisme de formation).

L'Algérie est soumise régulièrement à des systèmes perturbés pluvieux très diversifié Liés d'une part à sa grande superficie et d'autre part à sa situation géographique

considérée Comme position centrale entre les phénomènes d'origine polaire et tropicale, subissant des sécheresses et des inondations d'ampleur et de périodicité variable. En effet, les fortes pluies qui se produisent généralement entre septembre et mai, sont dues essentiellement aux perturbations du front polaire. Elles sont provoquées par l'arrivée de masses d'air polaire de l'arctique et qui se régénèrent fortement lorsqu'elles parviennent sur les eaux chaudes de la Méditerranée. Le fort flux de chaleur d'humidité de la mer vers les masses d'air est en effet prépondérant dans l'intensification des perturbations. Ces dernières peuvent parfois pénétrer vers les régions sahariennes, elles sont alors fortement alimentées en humidité en provenance des régions tropicales. Une analyse des perturbations atmosphériques dites "séveres" (précipitations supérieures à 30 mm pendant 24 heures) ayant affectées l'Algérie (Ambar, 2002), le nombre des perturbations varie considérablement d'une année à l'autre, jusqu'à 33 pendant l'année 1997/98, et seulement 15 perturbations en 1989/90 (Figure 04).

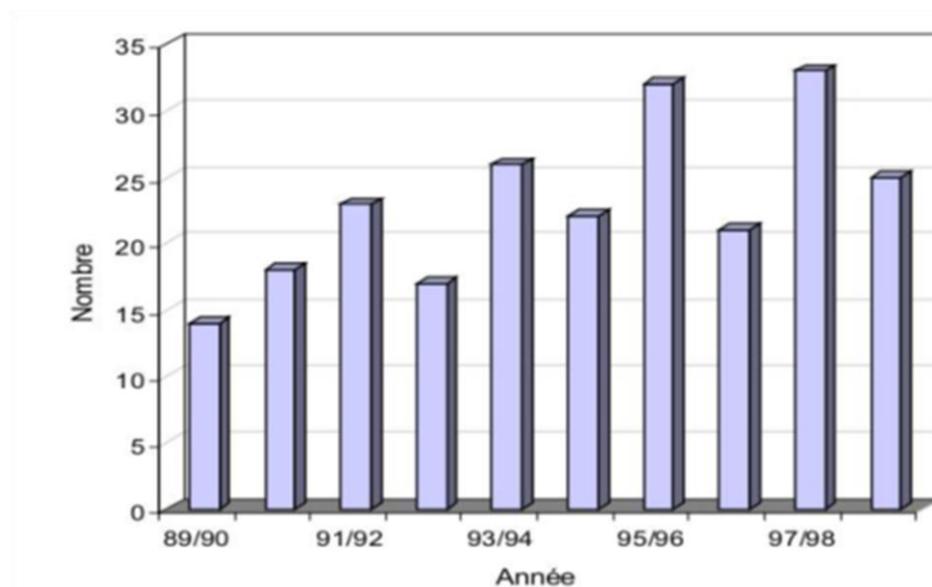


Figure 04 : Distribution des perturbations par année. (Ambar, 2002)

Cette analyse fait ressortir toujours selon Ambar (2002) les éléments suivants :

- La perturbation ayant occasionné le maximum de pluie en 24 heures sur le pays au cours de cette période s'est produit du 2 ans 7/11/1992 où la station de Guelma a enregistré un total de 160 mm d'eau en 05/11/1992, soit 25% de la moyenne annuelle

à ce même site.

-La perturbation ayant occasionné l'épisode pluvieux le plus important s'est produit du 24 au 28/01/1992 où la station de Miliana avait cumulé 330 mm d'eau en 72 heures, soit 40% de la normale annuelle.

-Pour le seuil 100 mm d'eau en 24 heures il a été atteint ou dépassé 6 fois durant cette même période. Environ 70% des perturbations qui traversent le pays ont une origine Ouest et Nord-Ouest, c'est-à-dire océaniques (Fig.2).

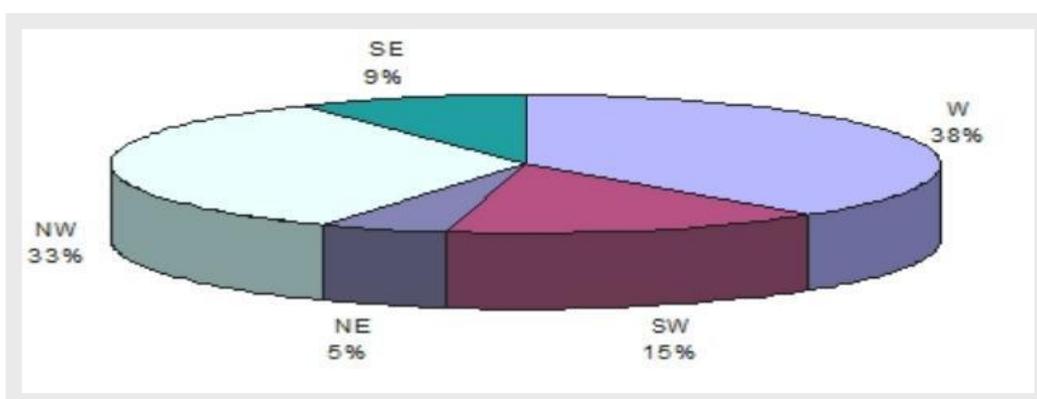


Figure 05 : Distribution par origine des perturbations.

II.2. CAUSES ET TYPES DES CRUES CATASTROPHIQUES EN ALGÉRIE

D'une manière générale, les causes des inondations survenues en Algérie peuvent être classées en trois types :

-Les inondations liées à des situations météorologiques remarquables se traduisant par une forte pluviosité (pluies importantes, orages violents) tels que les inondations de Décembre 1957 des bassins de Mazafran et de la Sebaou, les inondations de l'automne 1969 en Algérie et en Tunisie, les inondations catastrophiques de Mars 1973 sur l'Est Algérien, les inondations de Mars 1974 des bassins versants de l'Algérois et de la Sebaou, Les inondations de Décembre 1984 surtout l'Est Algérien etc. (Merabet, 2008).

-Les inondations provoquées par des facteurs liés à l'effet de l'homme : la défaillance des Réseaux d'assainissement et de collecte des eaux pluviales, le gonflement des oueds par les Décombres et les détritiques et d'autres agissements humains qui favorisent des dégâts lors des averses saisonnières ; les cas de la ville de Tiaret inondée presque à chaque hiver et la Plaine de Mzab ou des inondations se produisant tous les 02 à 03 ans illustrent parfaitement l'influence de ces facteurs dans l'apparition du phénomène d'inondation.(Merabet, 2008).

-Les inondations produites dans des régions présentant un environnement Topographique défavorable comme le cas des villes traversées par des oueds (Bordj Bou Arréridj, Oued R'hiou, Sidi Bel Abbés) ou situées au pied d'une montagne (Ain Defla, Batna, Médéa). Ces agglomérations à forte concentration des populations et sous l'effet d'une urbanisation anarchique et non réglementée présentent des grands risques, des pertes Humaines et des destructions de constructions sont enregistrées à chaque inondation aussi légère qu'elle soit. (Merabet, 2008)

Ces inondations selon les caractéristiques des crues, leurs durées et leurs étendues sont deux Types :

- Les inondations engendrées par des crues torrentielles

Appelées aussi : crues **éclair** et affectant les petits bassins versants de quelques dizaines de Km² et sont le plus souvent liées à des chutes de pluies isolées et localement intenses Issues de phénomènes de convection sous forme de tempêtes orageuses se produisant Généralement en automne et été comme dans le cas de la

région de Tébessa . Les crues de ce type sont particulièrement dangereuses En raison de la soudaineté et de la rapidité avec lesquelles elles se produisent, les Ruissellements extrêmement rapides et violents peuvent intervenir moins d'une heure après La pluie et les débits des oueds passent de quelques m^3/s à plusieurs milliers de m^3/s en 02 À 03 heures seulement. L'inondation de la ville de Oued R'hiou (le 20 octobre 1993) ou 20 Minutes de pluies ont fait : 23 morts, 20 blessés et plusieurs disparus est l'exemple parfait De ce type de crues. (Merabet, 2008).

-Les inondations des grands bassins versants ; elles résultent le plus souvent des Précipitations importantes généralisées sur des grandes étendues et caractérisées par leur Quantité et leur durée qui peut atteindre 10 à 15 jours.

Inondation du 28 au 31 mars 1974 dans les wilayas d'Alger et Tizi Ouzou (688 mm en Jours) ou on a enregistré à Tizi-Ouzou (52 morts, 4 570 maisons détruites ,130 villages isolés, 18 000 sinistrés et des dégâts matériels estimés à 27 Millions de DA).

- Les différents jaugeages de crues ont donné durant ces inondations :

- A Belloua sur l'oued Sebaou ($Q_{max} = 2980 m^3/s$, $V = 311 hm^3$) ;

- A Baghlia sur l'oued Sebaou ($Q_{max} = 3420 m^3/s$, $V = 476hm^3$) ;

Les crues sont massives, lentes et à évolution facilement prévisibles sauf lorsqu'elles sont brutalement aggravées par des affluents avals plus courts et plus rapides.

La figure 3 représente une schématisation de la vulnérabilité et de l'aléa d'inondation en Algérie (Merabet, 2008).

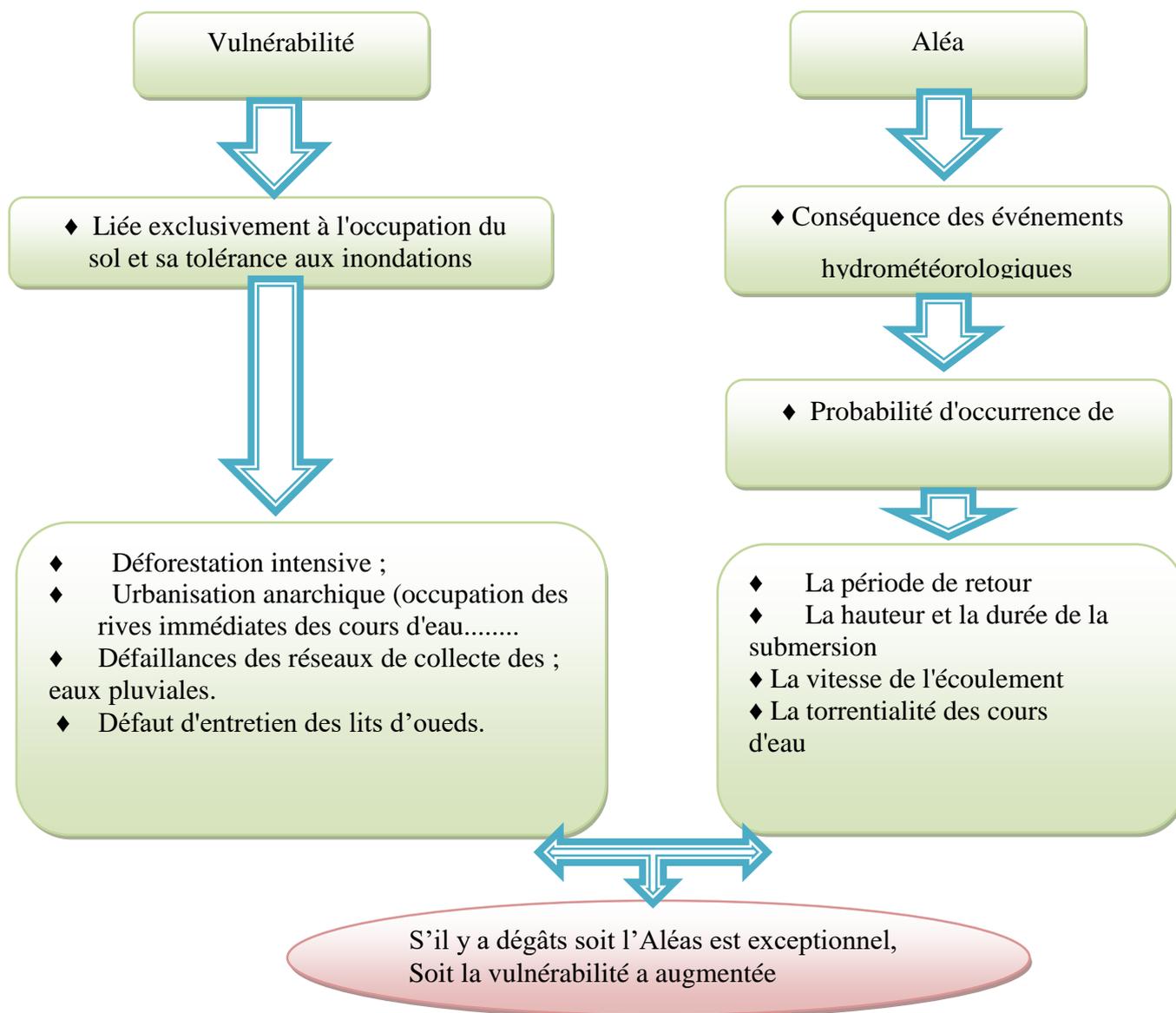


Figure 06 : Schématisation de la vulnérabilité et de l'aléa d'inondation en Algérie



Figure 07 : Alger - Ba el Oued source 2002



Figure 08: Tindouf : Camp des réfugiés sahraouis détruit



Figure 09 : Béchar : inondations du 10 Octobre 2008



Figure 10 : Tébessa inondation 15/10/2015



Figure 11 : Tébessa Inondations du 12/09/2018

CONCLUSION

En Algérie, la majorité des crues et inondations sont dues à des précipitations Torrentielles qui engendrent des dégâts humains et matériels considérables. La description du régime des crues d'un bassin versant nécessite une banque de Données pluviométriques et hydrométriques, et à l'aide d'une analyse statistique on peut Connaître avec un certain degré d'erreur la nature de ce régime, qui sera l'objet de la Deuxième partie de notre travail.

CHAPITRE 01

CADRE
GÉOGRAPHIQUE
DE LA RÉGION DE
TEBESSA

1. Situation géographique

Tébessa est une ville très ancienne, connue sous le nom de Thevet, durant l'époque romaine. Elle est située à l'extrémité de l'Est Algérien, faisant partie des frontières Algérois-Tunisienne, à environ 240 Km au Sud de Annaba, à 200 Km au Sud-Est de Constantine et à 90 Km au Nord de Bir-el Ater.

La plaine de Tébessa-Morsott fait partie du bassin versant de la Medjerda et du sous bassin d'oued Mellègue, dont l'altitude moyenne varie de 750 m au Nord et 900 m au Sud. Elle est allongée grossièrement Nord-ouest/Sud-Est et correspond à une vaste dépression fermée d'une superficie d'environ de 600 Km². Elle est délimitée au Nord par Dj. Zitouna au Sud par Dj. Tazbent, à l'Ouest par Dj. Matloug et à l'Est par Dj. Djébissa et Bouroumane.

Exceptionnellement, nous n'y retrouvons pas de chott comme dans la majorité des autres bassins Seul, l'oued qui draine les eaux de la plaine, forme au Nord de Morsott de petites zones marécageuses.

Tébessa est le chef-lieu de la wilaya de Tébessa dont la population est estimée à près de 240 000 habitants. La wilaya de Tébessa couvre une superficie de 13 396 km². La majorité de la population est concentrée dans la ville de Tébessa reliée aux zones urbaines de Bekkaria, Boulhef-Eddy, Hammamet, Bir D'heb, Ain Foda et Morsott.

Tébessa est une région à vocation agro-pastorale célèbre par la qualité de son mouton, la majesté de son cheval et la splendeur de ses tapis. Foyer artisanal, Tébessa est aussi un important centre commercial et agricole et possède beaucoup de ressources, minières de notoriété mondiale (fer et phosphates), et forestières.

Les cultures céréales et maraîchères prédominent. Morsott au Nord, Hammamet à l'Ouest et Bekaria au Sud-Est représentent les trois centres agricoles les plus importants

Tébessa, la ville natale de la grande figure Cheikh Labri Tébessi dont la mémoire est toujours honorée, préservée, restaurée et classée, n'échappe pas, loin s'en faut, à la modernité. Malgré l'ancrage de son glorieux passé, Tébessa s'est résolument tournée vers l'avenir.

2. Le relief

Le relief est considéré comme la plus évidente des constantes naturelles, de par son importance et de sa délimitation des espaces ou l'orientation vers un certain mode d'exploitation. La région d'étude appartient aux terminaisons Sud de la chaîne montagneuse Tébessienne et les piémonts Sud Est de la chaîne des Nemamcha. A travers l'observation des cartes topographiques 1/500000e et 1/200000e de la wilaya de Tébessa et les sorties sur terrain nous avons constaté que la chaîne montagneuse est tournée vers l'Ouest, elle entoure et limite trois zones plates, une sorte de plaines appelées localement « BHIRET », constituées pour la plupart de bassins ouverts.

4. Contexte topographique

La région d'étude est une plaine composée a une topographie plus ou moins plate, sous forme de cuvette juxtaposé et entouré par des massifs montagneux, l'altitude varie de 1712 m, qui est le sommet le plus haut de la région (Djebel Doukkane) à 900m qui est l'altitude la plus basse, sur la plaine de Tébéssa.

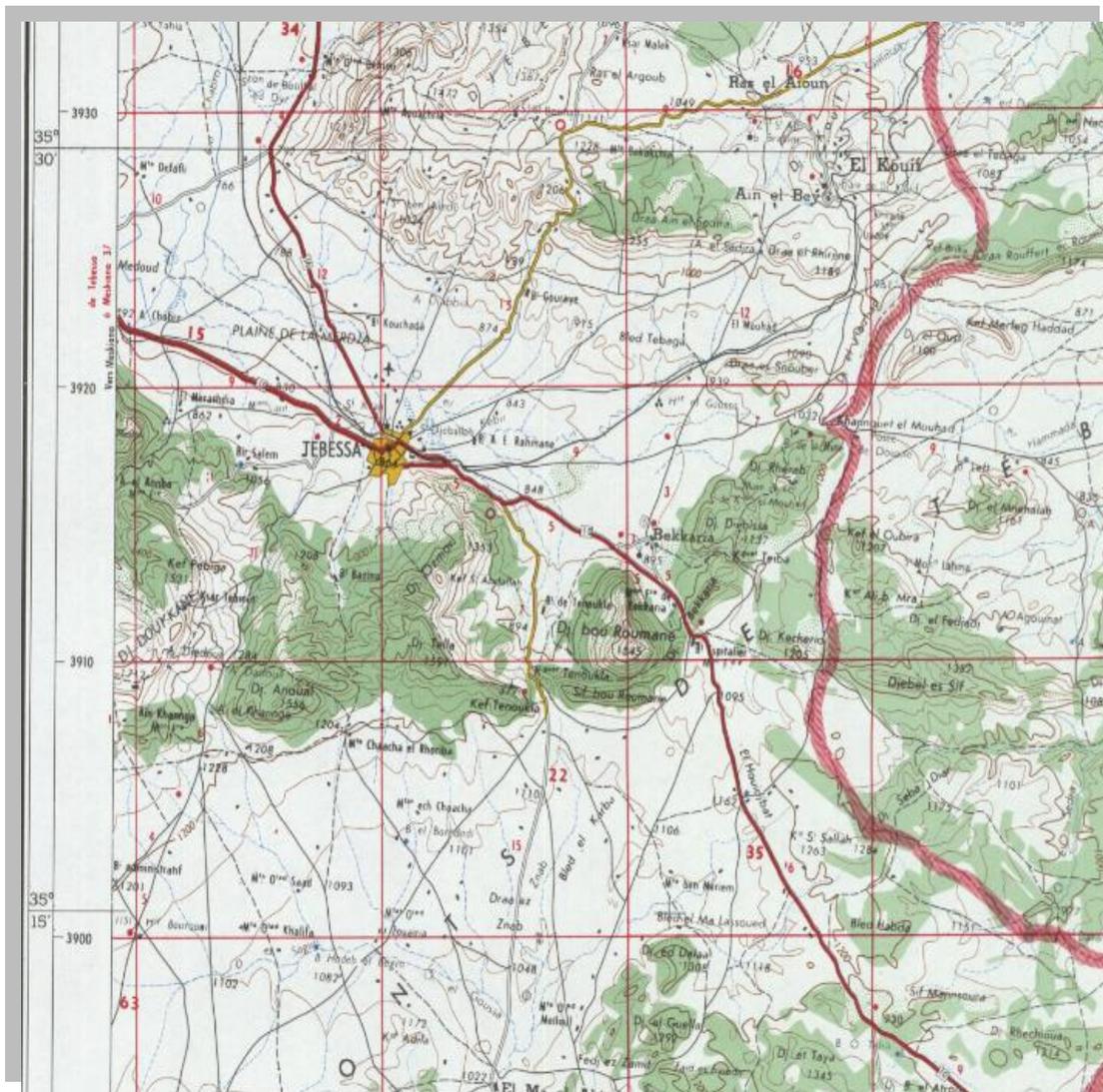


Figure 13 : Carte topographique de la zone d'étude.[DJABA.H, (2010)]

5. Contexte Hydrographique

La plaine de Tébéssa est drainée par l'Oued Kébir à écoulement vers le Nord, est considéré comme limite administrative pour plusieurs communes qui les traverse, il prend naissance à l'Est de la plaine entre El-Kouif (rive Nord) et Bekkaria (rive Sud), au centre il traverse entre la commune de BoulhafEddir (rive Nord) et les communes

de Tébessa, Hammamet et Bir D'hab (rive Sud), il parcourt un long trajet pour atteindre son exutoire à la commune de El-Aouinet.

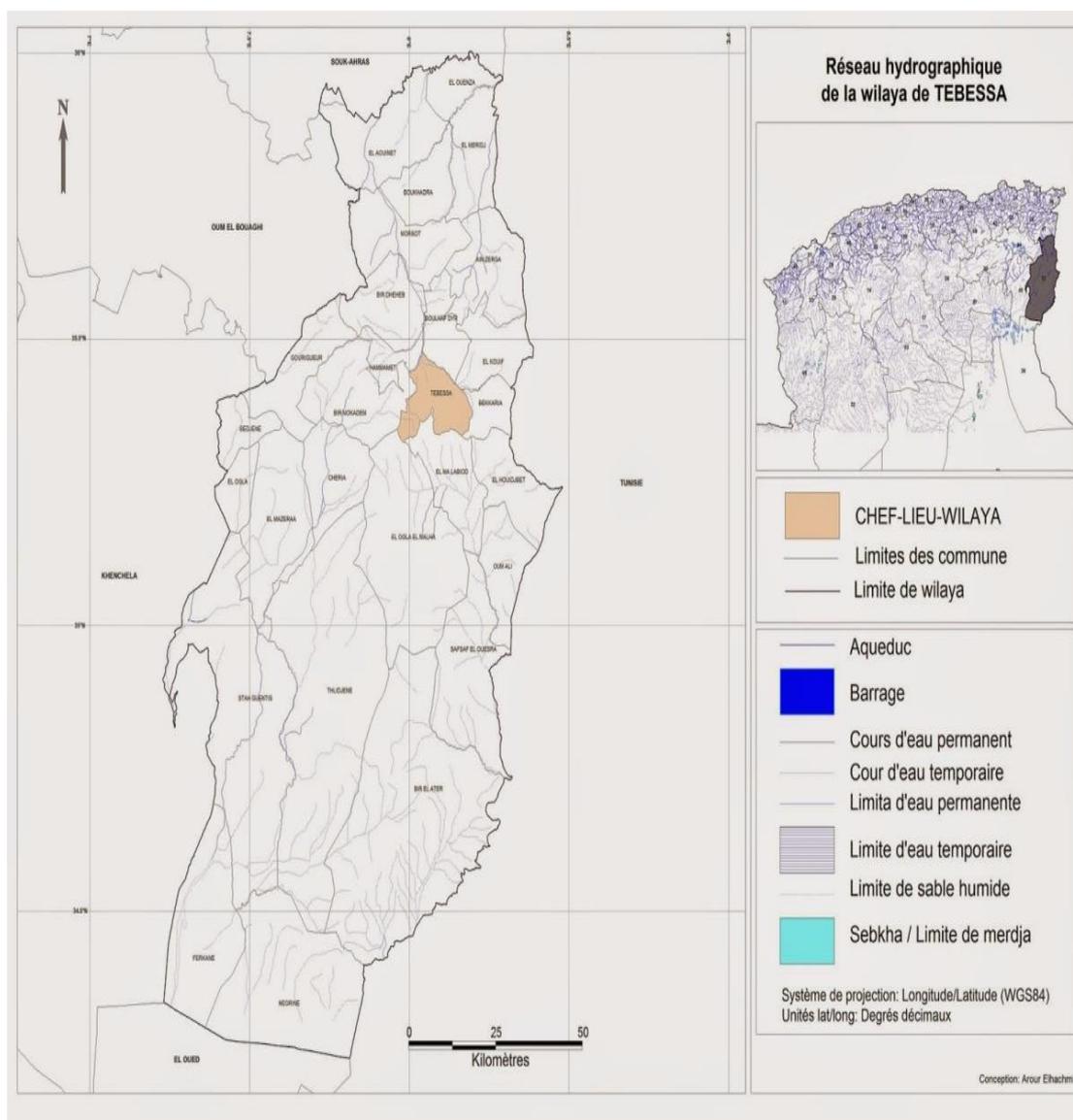


Figure 14 : réseaux hydrographique de la région (Ghribi Lazhar, et, Rezig Nouredine, (2015))

6- Contexte géologique

La plaine de Tébessa fait partie du bassin-versant de l'oued Medjerda et du sous bassin versant de l'oued Mallégue, Il s'agit d'un fossé d'effondrement entièrement recouvert de matériaux alluviaux, Il est la conséquence de mouvements récents du socle. Ce fossé prolonge celui de Kasserine, à l'Est, en Tunisie, et se poursuit au Nord-Ouest par celui de Morsott.

Les oueds très encaissés laissent parfois apparaître les éléments supérieurs de la série plio-quadernaire, Les formations du remplissage présentent une très bonne perméabilité en profondeur.

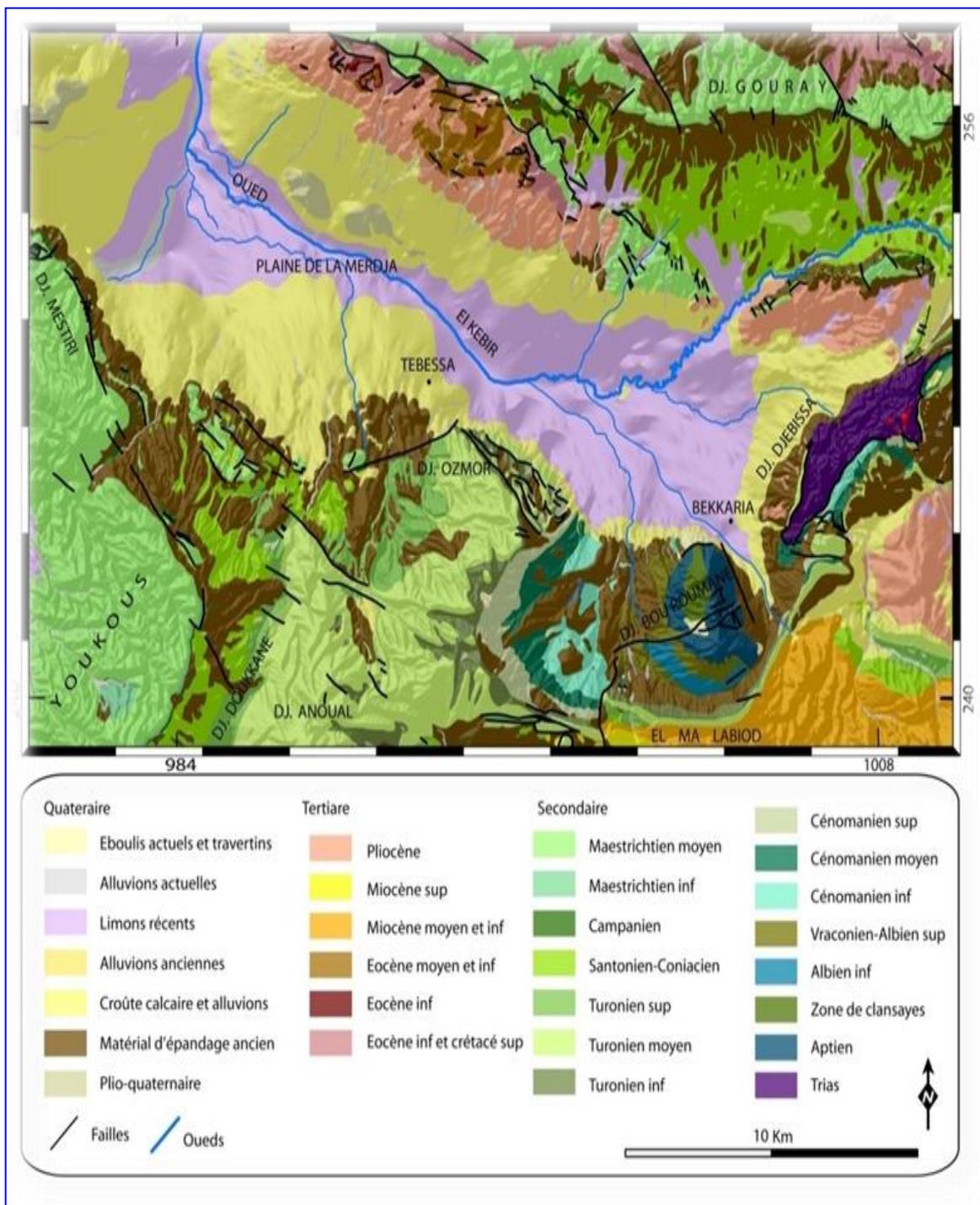


Figure 15: Carte géologique au 1/50.000 (coordonnées Lambert Nord Algérie) du sous bassin de Tébessa. (DJABA.H, (2010))

7. Contexte climatique

Le climat est semi-aride marqué par deux épisodes pluvieux : à partir du mois de Septembre jusqu'au mois de Novembre, et de Février jusqu'au mois de Mai. Les moyennes annuelles des précipitations varient de 307 à 625 mm, l'évapotranspiration et l'infiltration y sont respectivement de 749,1 et 6,5 mm (soit 1,8 % des précipitations). Quant à l'écoulement de surface (oued El kebir, oued Chabro et oued Ksob), le réseau naturel permet le drainage de la plaine.

8. Contexte hydrogéologique

Le schéma général du système aquifère de la plaine de la Merdja montre qu'il est encaissé dans un bassin d'effondrement d'âge Mio-plio-quadernaire dont la structure et la lithologie horizontale et verticale sont très variées ; l'ensemble des points d'eau en sont issus. Le Turonien, le Maestrichtien et le Campanien - représentés par des calcaires constituant les reliefs aux limites Nord-Est et Sud de la plaine - forment également d'importants aquifères.

La plaine de la Merdja est caractérisée par une limite à flux entrant à l'Est, au Nord et au Sud-Est. Une limite à flux sortant est située à l'Ouest. Au Sud, la limite est à flux entrant.

L'étude piézométrique met en évidence deux directions majeures des écoulements :

- Le premier de direction Est-Ouest et se fait de Bekkaria vers Tébessa.
- Le second de direction Sud-Nord et se fait d'El Hammamet vers Morsott.

Le gradient hydraulique a une valeur moyenne de l'ordre de 0,95 % dans la partie Sud et de 2 % dans la partie Nord.

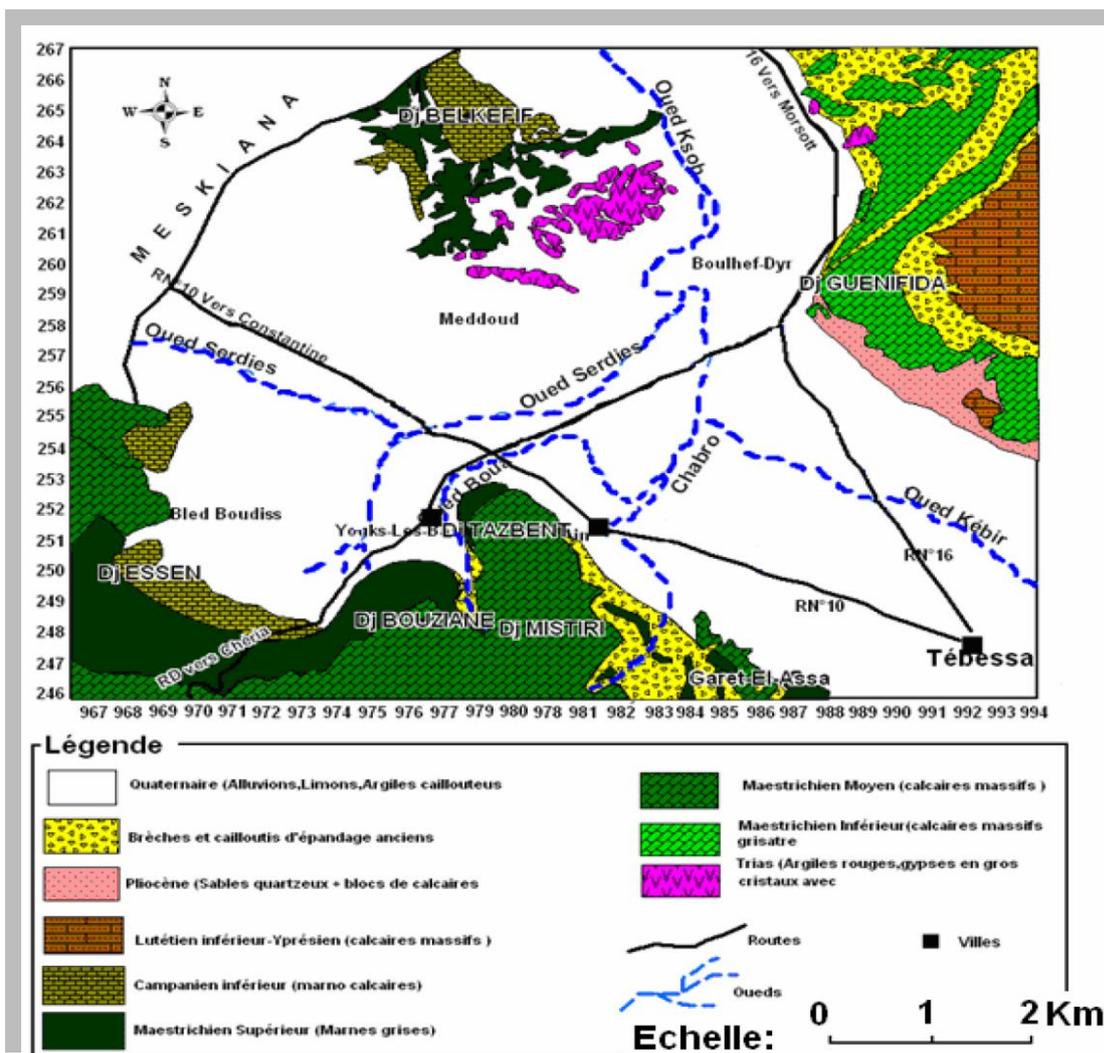


Figure 16 : Réseau hydrographique de la région d'étude [Seghir K. 2008]

9. Couvert Végétale

Les conditions climatiques qui régissent la région de Tébessa favorisent une couverture végétale jugée limitée et peu couvrante, On rencontre le pin d'Alpe avec le genévrier phénicien couvrant le sol calcaire et localement le chêne kermès constituant de très belles forêts qui sont malheureusement en destruction, Ainsi l'Alfa qui ne pousse que sur les marnes et les grés qui sont localement exploités, Les alluvions ne permettent que des récoltes irrégulières de céréales.

CHAPITRE 02
APERÇU
GÉOLOGIQUE

Introduction

La géologie est un moyen d'investigation très utile en hydrogéologie parce qu'elle permet la prévision des formations susceptibles d'être aquifères et de suivre leur évolution dans l'espace du terrain d'étude.

L'étude lithologique et stratigraphique des faciès permet de donner plusieurs informations qui sont :

- ✓ La description des différents faciès et l'établissement d'une colonne stratigraphique synthétique des différentes strates.
- ✓ La description des formations géologiques susceptibles d'être aquifères, pour cela, il est à distinguer.
- ✓ Un milieu poreux composé par des sables et graviers qui constituent généralement les nappes d'eaux superficielles ;
- ✓ Un milieu fracturé rencontré dans les formations carbonatées (d'âge Maestrichtien et Turonien) constitue les nappes d'eaux profondes.

La plaine de Tébessa est représentée par un bassin d'effondrement, caractérisé par des dépôts d'origine continentale, et fait partie de la structure autochtone Nord-Auresien (Aurès Nememcha) et l'Atlas Saharien. Le secteur d'étude (la plaine alluviale de Tébessa) est composé de formations sédimentaires dont les quelles on peut noter également :

- ✓ Une formation triasique diapirique disloquant des formations sus-jacentes au niveau du Djebel Djebissa.
- ✓ Une formation carbonatée représentée par d'importantes couches calcaire-marneuses et des marnes d'âge crétacé, Cette formation est très nette au niveau des bordures de la plaine.
- ✓ Un important dépôt alluvionnaire d'âge Mio-Plio-Quaternaire qui repose sur la surface de toute la plaine et surtout au piedmont des reliefs accidentés en discordance avec les formations précédentes.

1. Présentation de la région de Tébessa

La région de Tébessa est caractérisée essentiellement par des formations allant du trias au quaternaire, elle est marquée par une absence à l'affleurement des terrains de jurassique.

Le plus vieux terrain apparent est d'Age triasique, il affleure sous forme d'argile brillée à gypse emballant des blocs de :

- Calcaire roux et dolomie, ces formations triasiques sont distinguées dans le diapir DJ. Djbissa située à la limite sud-est du fossé d'effondrement Tébessa-Morsott.

Selon la notice explicative (Durozoy 1956), les formations dominent dans cette région sont des crétacés, elles caractérisent la majorité des massifs entourant le fossé d'effondrement.

- Au sud-est Djbel kechride est formé par le calcaire du Turonien. au sud de Djbel bouroumane et constitué par des calcaires massifs avec intercalation gréseuse d'Age albo-aptien, il est entouré par des matériaux marno- calcaireux du turonien.
- A l'ouest de Djbel bouroumane on a les massifs d'Anoual, Doukkan et ozmor qui est constitués de calcaires et de marno-calcaire du Turonien.

Le Tertiaire affleure sur la bordure nord-est du fossé d'effondrement, cette bordure est formée par des blocs calcaire du pliocène. Il rencontre aussi Djbel Magrone (au SSE de Tébessa) à Djbel El-kouif et sur les versants sud de Djbel Dyr ou affleure des calcaires de l'éocène.

On note que la région de Tébessa est caractérisée par trois phénomènes qui sont:

- ✓ Le diapirisme.
- ✓ Le fossé d'effondrement.
- ✓ Les plissements.

2. Géologie locale

Les monts de Tébessa situés au Nord de l'accident Sud Atlasique, affleurent dans la partie orientale du bassin Sud-est Constantinois (figure 01). Ils recouvrent une superficie de 200 Km² et s'étendent sur une longueur de plus de 40 Km depuis la région de Dj-Dokkane à l'Ouest jusqu'au Dj-Bou Roumane à l'Est en passant par le Dj-Anoual et le Dj-Ozmor au Sud.

La région de Tébessa est limitée, par la latitude 35°.40'.0.5'' au Nord, par la latitude 35°.19'.28'' au Sud, par le méridien 8°.21'.4'' à l'Est, et par le méridien 7°.50'.37'' à l'Ouest.

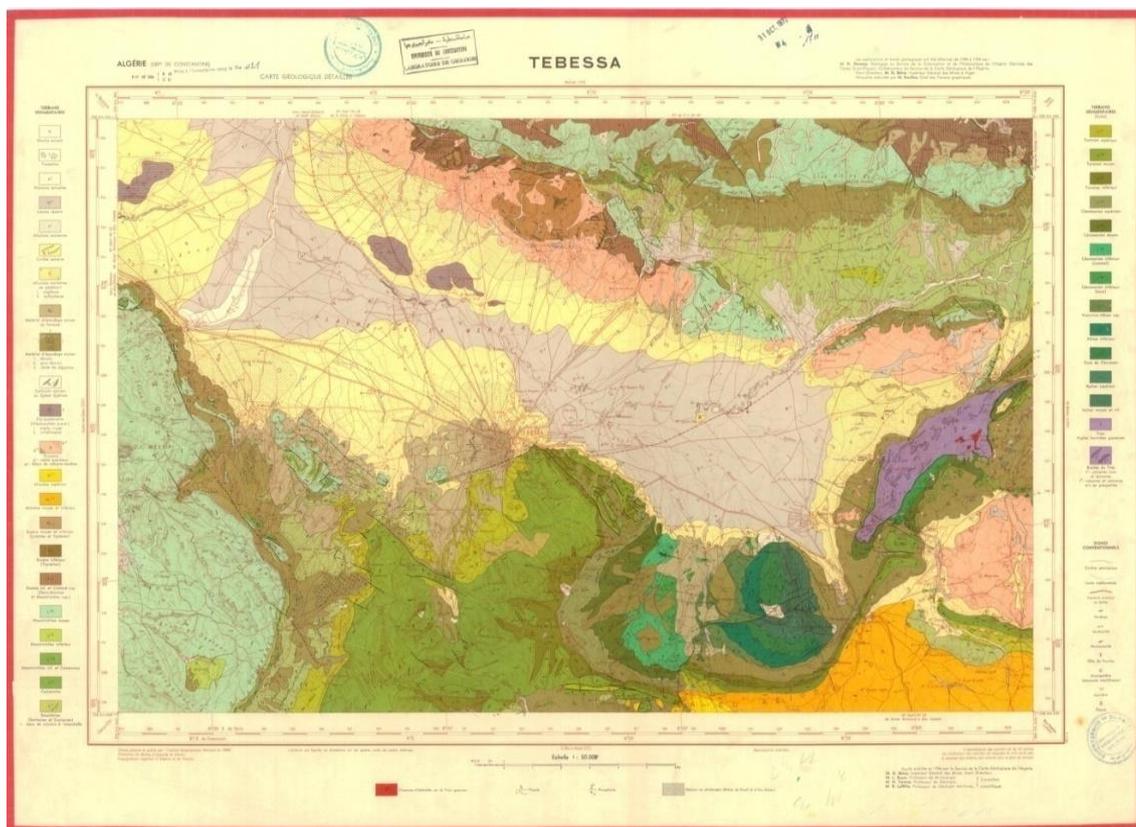


Figure 17 : carte géologique de la région de Tébessa
 ROUABHIA A. kader, KHERICI N., BAALI F., DJABRI L. (2003)

La plaine de Tébessa fait partie de la structure autochtone Nord-aurèsienne (Aurès - Nememcha) de l'Atlas Saharien (G. Durozoy, 1956, W.M Kowalski, 1997).

Elle est constituée essentiellement des formations suivantes :

- Une formation triasique diapirique disloquant des formations carbonatées au niveau de Dj-Djebissa.
- Une formation carbonatée représentée d'importantes couches Calcaro-marneuses et Marne d'âge Crétacé, très visible en bordure de la plaine.
- Un important dépôt alluvionnaire Mio-plio-quaternaire qui repose sur la surface de toute la plaine et surtout au piedmont des reliefs accidentés en discordance avec les formations précédentes.

3. Litho-stratigraphie

La région d'étude est caractérisée par des formations sédimentaires dans l'âge quaternaire. Un grand fossé d'effondrement et quasiment recouverte par des alluvions représentées par les limons- caillouteux ou des argiles.

La ville de Tébessa est mise dans bassin d'effondrement entouré de montagne, d'altitude de 800 à 1600 m. Elle est constituée essentiellement par le binôme plaine montagne, ou l'aspect montagneux occupe plus de 50% de la superficie totale.

Les massifs culminent plus de 1500 m d'altitude et encadrent la plaine d'el Merdja dans sa partie Sud et Sud-est, Cette plaine est un bassin de subsidence étiré d'Ouest.

Étage	Faciès
Quaternaires	Eboulis actuels travertin déposés par les sources, alluvions anciennes croûtes calcaires dues à l'évaporation d'eau, alluvions anciennes de piedmont anguleuses ou caillouteuses matériel pendage ancien entassé.
Pliocene continental	Conglomérats a éléments bien arrondis et mauvaise héricité cimentés par des argiles à brins rouge formation prise parfois dans des côtes pulvérulentes de couleur rose saumon.
Pontien	Argile et sable plus ou moins argileux lentilles de calcaires lacustres.
Miocene	Sable et graviers quartzeux blancs à traces ferrugineux parfois argiles feuilletés de couleurs vert claire.
Eocène	Calcaire massif à silex en blanc épaisseur 5m de calcaire marneux blanc à la base marne et calcaire marneux à silex Marnes noirs ou jaunâtre parfois gypseuse ou pyriteuse rare petit blanc marno calcaire.
Crétacé	Calcaire massif, marne argileux verdâtre, marne à gypse Calcaire argileux en plaquettes Argile marno-calcaire dolomitique gris, marne grise à verdâtre, marno- calcaire gris mince schisteux.
Trias	Argile rouge à gypse Te : calcaire et calcaire dolomitiques noirs en plaquettes. M : blanc de calcaire roux dolomitique.

Tableaux 03 : géologie de la wilaya de Tébessa
(source DHW Tébessa)

4. Cadre stratigraphique et description des faciès

D'après l'inventaire stratigraphique dressé par plusieurs géologues et en particuliers par G. Dubourdiou (1956), J.M. Vila (1980) et les travaux récents (W.M. Kowalski) et grâce à leurs études effectuées sur les confins Algéro-tunisienne, la colonne litho-stratigraphique de la région de Tébessa est bien connue, La série débute par le Trias et se termine par le Quaternaire.

On distingue deux grands ensembles :

- ✓ Les affleurements de bordures de la plaine, d'âge Crétacé, constituent le premier ensemble.
- ✓ Les formations d'âge Miocène et Quaternaire, qui occupent toute les superficies des plaines étudiées, et qui constituent le second ensemble.

4-1- Trias :

Il apparaît sous forme de diapir au Djebel Djebissa .il est présenté par des argiles et des gypses. Ces argiles sont entaillées par les oueds sur des épaisseurs considérables. Cette formation est marquée par des calcaires roux dolomitiques en gros bancs et de dolomies rousses en plaquettes noires.

4-2- Crétacé :

4-2-1- Aptien :

Il est présenté par des gros bancs massifs et épais de calcaires béchiques à ciment dolomitique, de calcaires graveleux et bioclastiques à Orbitolines et de mollusques.

Parfois, on rencontre des intercalations de quelques niveaux de marnes feuilletées de couleur rouge violacée ou verte, On note la présence de quelques Lamellibranches et de moules internes de Gastéropodes au niveau de Djebel Bouroumane cette formation peut atteindre 450 m d'épaisseur.

4-2-2- Albien-Vraconien :

L'Albien est marqué par une alternance de bancs de calcaires bruns épais très durs avec des bancs de calcaires à rudistes (radiolitidés), son épaisseur varie de 10 à 60 m .la présence de marnes noires à foncées est notable. Le Vraconien est bien caractérisé par des calcaires gris en plaquettes et petits bancs Ces assises constituent le bas des pentes de Djebel, Bouroumane.

4-2-3- Cénomaniien :

Au sommet, environs 300m de marnes grises à verdâtres, intercalées de calcaires contenant de Lumachelles à Huîtres, Echinodermes et Ammonites. Vers le bas ,200 à 250m de marnes grises, peu verdâtres sans intercalation calcaires. Il est présent à l'Est de Djebel Djebissa et marqué par l'abondance de la microfaune.

4-2-4- Turonien Inférieur :

Cette formation est d'environ 160m d'épaisseur, constituée de gros bancs de calcaires gris renfermant des Gastéropodes et de rares Madrépodes, On rencontre, aussi, quelques niveaux de calcaires plus argileux en bancs moins épais, contenant des Incérâmes allongés.

4-2-5- Turonien Supérieur :

Il est marqué par le passage lumachellique, qui se poursuit jusqu'au coniacien, avec une épaisseur de 50 m puis, il est présenté par une formation marneuse de 150 m d'épaisseur, Dans sa base on trouve des bancs de calcaires individualisés renfermant des Lumachelles et des Foraminifères.

4-2-6- Coniacien-Santonien :

C'est une série épaisse de 250 m d'épaisseur de marnes noires ou vertes.

4-2-7- Campanien :

On le distingue par des calcaires blancs à gris clair, crayeux en gros bancs, alternant avec des marnes claires qui sont parfois verdâtres, On rencontre des calcaires marneux contenant des empreintes de poissons. L'épaisseur ne dépasse pas 60 m.

4-2-8- Maestrichtien Inférieur :

Les marnes grises qui le caractérisent sont souvent masquées par les éboulis. au pied de Draa Mzara au-dessus de Ain Chabro, les marnes passent au marno-calcaires blancs. Le Maestrichtien inférieur est marqué également par des calcaires massifs grisâtres, renfermant par fois de nombreuses empreintes d'Inocérâmes et Globigérines justifiant leur appartenance à ce sous étage.

4-2-9- Maestrichtien Supérieur :

Il s'agit d'une puissante série de marnes noires montrant quelques intercalations calcaires à la base. On note la présence de quelques passages gypseux ou pyriteux. Des Ammonites et des Foraminifères caractérisent l'âge Maestrichtien supérieur.

4-3- Paléocène :

4-3-1- Paléocène Inférieur :

Il est constitué de 75 à 100m de calcaires argileux gris, un peu crayeux en petits bancs, alternant avec des marnes grises. La microfaune de Globigérines est caractéristique de cet âge (Danien).

4-3-2- Paléocène Moyen :

Il s'agit d'une formation marneuse, grise, homogène à son sommet apparaissent de rares bancs de calcaires argileux ayant de minces niveaux phosphatés, Une riche Lumachelle à Huîtres se développe pour caractériser cet âge (Montien).

4-3-3- Paléocène Supérieur :

Il est représenté par des marno-calcaires blancs en petits bancs souvent noduleux à silex... On signale la présence de quelques intercalations phosphatées, surtout à la base, Cette formation est très visible au Djebel, Dyr et à El Kouif elle caractérise le Thanitien.

4-4- Eocène :

4-4-1- Yprésien - Lutétien Inférieur :

On le remarque de ses bancs de calcaires qui sont massifs, à gros silex, qui renferment des Huîtres et Lumachelles, surtout au niveau de Djebel Dyr, La microfaune fait reconnaître cette formation de l'Eocène.

4-5- Miocène :

4-5-1- Miocène Moyen (Laghien-Serravalien):

Il est marqué par une série régressive de sables en bas la série est littorale, plus haut elle devient deltaïque et puis elle devient fluviale. On note qu'au sommet, en rencontre une croûte ferrugineuse continentale.

4-5-2- Miocène Supérieur (Tortonien) :

Il est représenté par une série de sables fluviale qui devient lacustre. En haut cette formation sableuse devient argileuse à quelques passages gypseux.

4-6- Pliocène :

4-6-1- Villafranchien Inférieur :

Il est marqué par des argiles rouges, des conglomérats au niveau des contreforts de Djebel Djebissa, Ces dernières recouvrent largement les calcaires éocènes de la bordure de la plaine aux environs de Bekkaria, Cette formation conglomératique, présente un pendage qui est relatif aux fractures récentes de l'effondrement, Les sédiments de cet âge constituent le matériel de comblement du fossé et caractérisent le pliocène supérieur.

4-6-2- Matériel d'épandage ancien :

Il s'agit de cailloutis et d'argiles peu épais. Il est représenté également par des éboulis et de cônes de déjections provenant de la destruction des calcaires maestrichtiens par l'érosion.

4-7- Le-Quaternaire :

4-7-1- Alluvions anciennes :

Au pied des massifs calcaires, des brèches très répandues sur les marnes, Leur épaisseur est de quelques mètres, Des alluvions anciennes composées d'argiles et de cailloutis qui se sont constituées à partir des marnes cénomaniennes, Il est probablement que les cailloutis ont pris naissance à partir des calcaires maestrichtien L'épaisseur de cette formation varie de 300 à 400 m.

4-7-2- Limons Récents :

Ce sont développés surtout dans la grande vallée de l'Oued El-Kebir.

Il est présenté par des dépôts alluvionnaires

4-7-3- alluvions actuelles :

Elles n'existent que rarement car les oueds recoupent les formations sur lesquelles ils coulent. Sur les bordures de la plaine elles affectent l'allure des dépôts torrentiels.

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique		
CENOZOÏQUE	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.		
	Paléogène	Miocène		⑤ 10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.	
		Eocène		200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.	
	MÉSOZOÏQUE	I N F E R I E U R	Maest.		250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
			Campan.		500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
			Turo Con-Sant.		④ 500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
			Cénomani		180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
			③ 900-1000		③ 900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.
			Vracon.		② 500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
			Albien		480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.
			Clans		100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.
			① 300-600		① 300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
			Barrém		< 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloulia).
Jurassique		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.			
Trias		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.			

Figure 18 : Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa.
(D'après : Dubourdiou 1956, 1959 ; David 1956, Madre 1969 ; Fleury 1969, Thibieroz et Madre 1976, Chikhi 1980, Otmanine 1987, Bouzenoune 1993, Vila et al, 2000, Salmi-Laouar, 2004).

5. STRUCTURE

L'hydrogéologie de la plaine de Tébessa est compliquée à cause de la structure faillée du bassin d'effondrement qui est confirmé par certains forages.

L'étude géophysique montre que les bordures sont affectées par une série de faille très importantes provoquant l'affaissement de toute la plaine créant ainsi une véritable fosse d'effondrement qui recoupe orthogonalement des plis d'axes SW -NE des grandes fractures, disloquant ces structures, ont donné à la région sa physionomie actuelle.

La plaine est entourée de part et d'autre par deux grands ensemble de masses calcaires séparées par des dépressions. Cette structure faillée du bassin d'effondrement joue un rôle important dans l'alimentation (alimentation en charge) de la nappe, la salinité des eaux souterraines de cette région provient de la géologie et la lithologie. Cette structure (fosse d'effondrement) a favorise aussi le dépôt de sédiments grossiers aux bordures et fins au centre de la plaine donc deux zones de caractéristiques hydrogéologiques différentes au sein du male bassin.

6. TECTONIQUE

Le fossé d'effondrement de Tébessa est le résultat de mouvements récents du socle prolongeant celui de Kasserine à l'est en Tunisie et plongé au N.W par celui de Morsott, Ce graben recoupe d'anciennes structures orientées SW-NE pas bien visible dans les limites de la feuille.

- ✓ Anticlinale du Djebel ESSENE passe un peu au Nord de Koudiat-E'Sefra.
- ✓ Synclinal du Djebel ESSENE passe, passant par Djebel Mestoui.
- ✓ Anticlinal secondaire de Gouray, passant par Ksar Gouray.
- ✓ Synclinal du Kouif.
- ✓ Anticlinal de Djebissa.

Ces structures ante-miocène sont simples et les faille datent de cette époque sont rares, On rencontre uniquement la faille de Tnoukla (1^{er} phase), et la faille de Gouray, Les effondrements post-miocènes ont une direction constituant un système très général dans la région.

La fosse d'effondrement de Tébessa est la conséquence des mouvements tectoniques qui a subi cinq différentes phases d'origine Alpine étant responsables de la formation des grabens et des horsts, ainsi que des structures plissées.

6-1- La formation du fossé d'effondrement de Tébessa :

Le fossé d'effondrement de Tébessa a connu quatre stades successifs durant sa formation :

- Le premier stade a eu lieu au Villafranchien Inférieur.
- Le deuxième stade a eu lieu au Villafranchien Supérieur.
- Le troisième stade a eu lieu a la fin du Pléistocène Moyen.
- Le quatrième stade s'est produit a la fin du Pléistocène Supérieur.

L'affaissement se poursuit, encore, actuellement, ceci est dû au soulèvement des marges du graben, Les sédiments, du Pliocène supérieur, du fossé ont été érodés en liaison avec le second stade, Cette érosion a affecté, presque, la totalité de la surface.

Les puissantes séries de cailloutis témoignent l'importance de cet effondrement.

La subsidence modérée qui a affecté le fossé après le second stade a favorisé la sédimentation d'argiles localement. Au pléistocène supérieur un effondrement très important a affecté la zone axiale du fossé créant ainsi un graben d'une largeur de 02 Km, selon A. Zerdazi (1990).

Ce mouvement tectonique a provoqué érosion partielle des sédiments du Pléistocène Moyen le dépôt, dans des zones érodées, des galets du Pléistocène supérieur.

La subsidence s'est ralentie rapidement au cours du quatrième stade, mais elle se poursuit jusqu'à nos jours car trois séismes ont eu lieu lors de l'année 95 qui semble en relation avec la phase responsable de la mise en place du fossé.

Le centre du fossé constitue, actuellement, le siège de dépôts alluvionnaires sur les sédiments du quatrième stade.

6-2- Les formations géologiques qui présentent un intérêt hydrogéologique sont:

Les formations du plio-quadernaire qui ont une grande importance au niveau de cette plaine. Le Turonien, le Maestrichtien, le Campanien et le pliocène représentés par les calcaires constituant les reliefs aux limites Nord-est et Sud de la plaine forment également d'importants aquifères.

L'hydrogéologie de cette région est compliquée par la pluralité des différents niveaux aquifères possibles :

- Calcaire Aptien du Dj. Bouroumane.
- Calcaires Maestrichtiens et Turonien de la bordure Sud-est.
- Calcaires Maestrichtiens et Éocène de la bordure Nord-est.
- Alluvions récentes et anciennes.

CHAPITRE 03
ETUDE
CLIMATOLOGIQUE

Introduction

Les conditions climatiques jouent un rôle déterminant dans le régime d'écoulement superficiel et souterrain. L'établissement de bilan hydrique est important pour comprendre le fonctionnement et les influence d'un système hydraulique de surface et souterrain, l'établissement le bilan hydrique comprend la connaissance des paramètres climatiques dont les précipitations et, les températures, ainsi que l'évaporation, l'infiltration et le ruissellement qui conditionne ce bilan, en utilisant la méthode de Thornthwaite adaptée à la région.

Station métrologique dans la région d'étude

Station	X (Km)	Y (Km)	Z (Km)	Période d'observation	Code de la station
Tébessa	991.9	247.2	810	1999-2018	12301

Tab .04. : Station de Tébessa, Cordonnée Lambert de station de mesure

1. La précipitation

La précipitation est la quantité d'eau météorique, totale, liquide ou solide qui tombe sur une surface horizontale déterminée, appelée "section pluviométrique". L'étude Pluviométrique présente un intérêt considérable en hydro climatologie, car elle permet de décrire le régime d'écoulement

1.1. Variations moyennes mensuelles des précipitations

mois	sep.	oct.	nov.	déc.	jan	fév.	mars	av.	mai	juin	juil.	aout
P. moyens (mm)	46.44	38.64	33.75	33.49	32.94	22.28	31.75	37.68	47.36	26.15	15.94	28.56

Tab.05. : Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Tébessa Sur la période (1999-2000 à 2017 -2018) (mm)

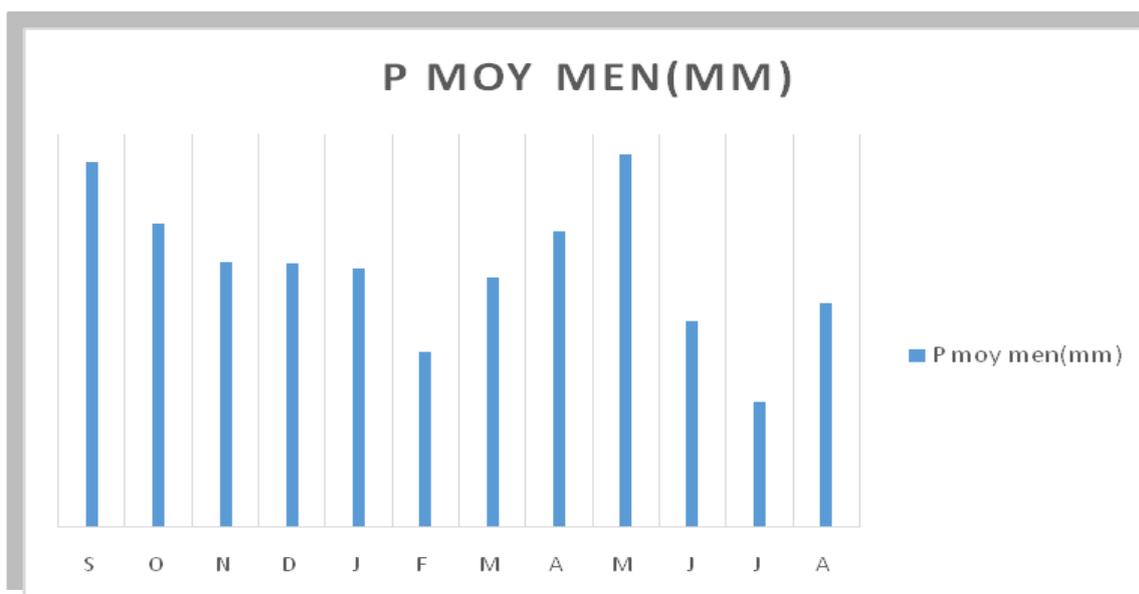


Figure 19 : Variation des Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Tébéssa la période (1999-2000 à 2017-2018) (mm)

Une moyenne mensuelle des précipitations a été calculée sur une série des 20 ans pour la région de Tébéssa, L'étude de l'évolution des précipitations mensuelles nous ont permis de mettre en évidence d'une part une moyenne mensuelle avec des maximums de **47.36** mm au mois de Mai et un minimum au mois de Juillet **15.94** mm.

1.2. Variations interannuelles des précipitations

Elles conditionnent l'écoulement saisonnier et par conséquent le régime des cours d'eau ainsi que l'alimentation des aquifères et des sources. Le graphe de variation de hauteur interannuelle de précipitation pour la station de Tébéssa montre que la variation de hauteur de pluie d'une année à une autre est très grande pendant la période d'observation **1999-2000/2017-2018** :

- La valeur minimum pour la station de Tébéssa est observée à l'année **2012-2013** c'est l'année la plus sèche avec une hauteur **249.6** mm/an.
- La valeur maximum est observée à l'année **2008-2009** c'est l'année la plus humide avec une hauteur **591.8** mm/an

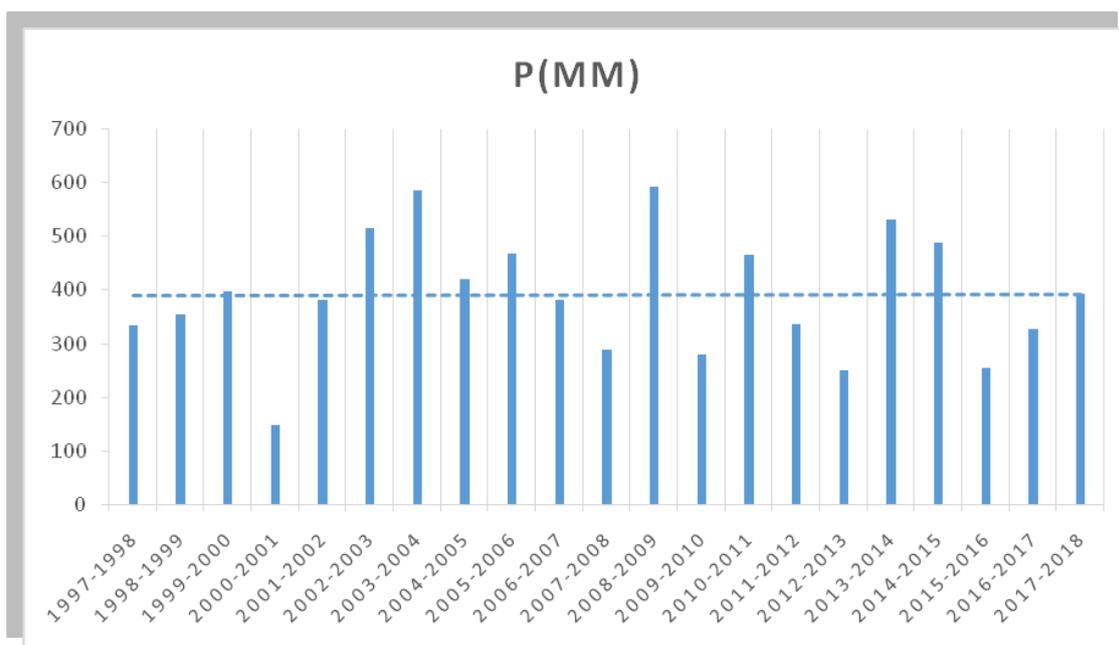


Figure 20 : Variation interannuelles des précipitations pour la station de Tébessa la période (1999-2000 à 2017-2018) (mm)

2. La température

La température est un facteur influant sur la végétation, vu qu'il rend compte de son apport d'énergie à la végétation, de son pouvoir évaporateur qu'il exerce sur les surfaces mouillées, et le bilan hydrique du fait qu'il conditionne l'évapotranspiration. Les moyennes calculées sur une période de 20 ans 1999-2000 à 2017 -2018

2.1. Température moyenne mensuelle

Les températures se caractérisent par une amplitude thermique accentuée entre le jour et la nuit. Le mois le plus froids est janvier avec une moyenne mensuelle de **6.1°C** et le mois le plus chaud est juillet avec une moyenne mensuelle de **26.8 °C** La température moyenne annuelle est de 26.8 °C (selon la période d'observation du 1973-2004)

Le tableau suivant donne la moyenne thermique annuelle et mensuelle (°C)

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
T.moy	6.1	7.5	10.4	14.1	18.3	23.6	26.8	26.3	22.6	16.5	11.4	7.3	15.9

Tab.06. : Température moyennes (selon la période d'observation du 1973-2004)
Station de Tébessa : Atlas des températures et des évapotranspirations ANRH 2002

Pour la période (1999-2000 à 2017-2018) nous avons constaté un changement climatique très marqué par :

- Le mois de Janvier est le mois le plus froid avec une valeur de 10.17 °C.
- Le mois de Juillet est le mois le plus chaud avec de 35.19°C

Années/mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
T(°C) moy mensuelle	28,12	23,38	15,97	10,47	10,17	10,46	15,14	19,26	24,79	31,25	35,19	33,63

Tab.07. : température moyenne mensuelle
Atlas des températures et des évapotranspirations ANRH 2002

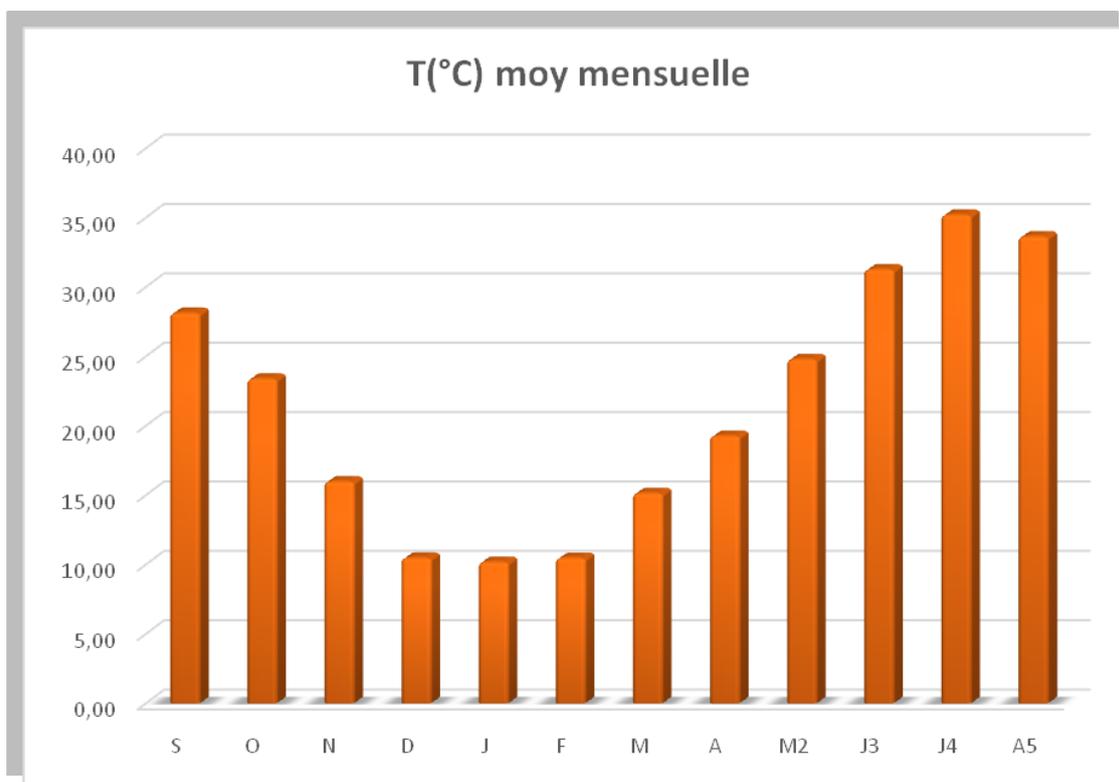


Figure 21 : Variation des Températures moyennes mensuelles pour la période (1999-2000 à 2017-2018)

2.2 Température moyenne annuelle

- L'année la plus chaude est l'année 2015-2016 avec une valeur maximale de 30.05°C.
- L'année la plus froide est celle de 2014-2015 avec une valeur minimale de 3.18°C.

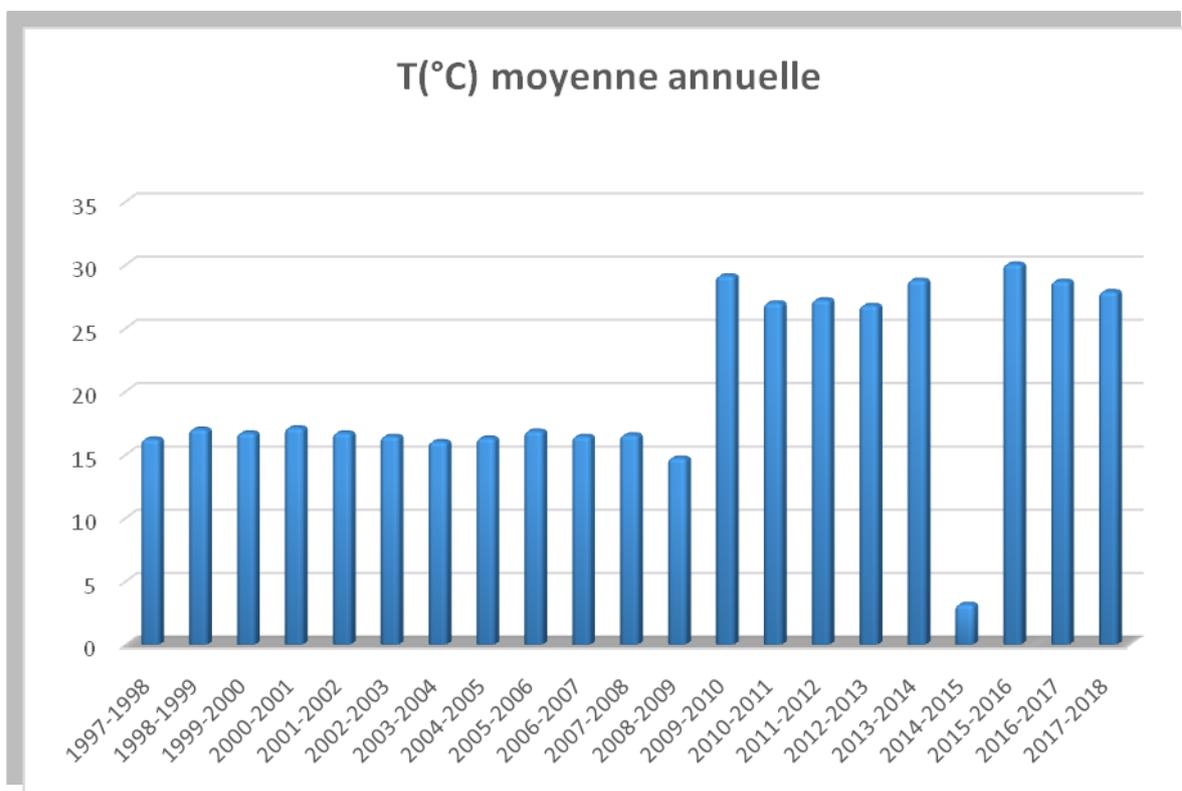


Figure 22 : Variation des Températures moyennes annuelles Station de Tébossa pour la période (1999-2000 à 2017-2018)

3. L'humidité

L'humidité représente la quantité d'eau retenue dans l'air, il a été pris en considération une série de 20 ans (1999-2000 à 2017-2018).

D'après cette série, le mois de juillet étant le mois le plus sec le mois le plus humide c'est le mois de janvier.

4. Le vent

Les vents sont caractérisés par leur vitesse et leur intensité. Les vents prédominant sont de direction Sud Est – Nord Ouest et jouent un rôle important dans les précipitations en Hiver. Les vents du Nord Ouest sont souvent secs et froids. En

été les vents du Sud sont fréquents (le sirocco) qui peuvent être chaud et sec d'où l'augmentation de l'évaporation, et une sécheresse qui diminue l'humidité et augmente le déficit d'écoulement.

Dans la région les vents dominants sont de direction Sud-Ouest.

L'intensité maximale à la station de Tébessa est observée durant les mois d'automne.

La vitesse moyenne annuelle des vents est plutôt modérée avec une valeur voisinant 2.6m/s

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
U(m/s)	1.8	1.9	1.9	2.8	2.0	2.3	2.1	2.1	2.1	2.0	2.1	1.7	2.60
N de jour de vent	3	3	5	6	6	7	6	7	5	4	6	5	63

Tab.08. : Moyenne mensuelle de la force du vent

5. Caractérisation du climat

5.1 Diagramme Ombrothermique sur une période de 20 ans (1999 à 2018)

Ce diagramme est le mieux placé pour visualiser les mois humides et les mois secs. Selon (Bagnouls et Gausson, 1953, 1957) le mois le plus sec est celui où le total moyen des précipitations (moyenne en millimètres) est inférieur ou égal au double de la température moyenne ($P \leq 2T^\circ$).

Ainsi, on constate que la saison sèche est formée par plusieurs mois secs consécutifs. Le diagramme de Gausson permet de mettre en évidence une saison humide débutant au mois de Novembre qui se termine au mois d'Avril, et une saison sèche qui s'étale du mois de Mai jusqu'au mois d'Octobre.

Années/mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
T(°C) moy mensuelle	28,12	23,38	15,97	10,47	10,17	10,46	15,14	19,26	24,79	31,25	35,19	33,63
P. moy (mm)	46,44	38,64	33,75	33,49	32,94	22,28	31,75	37,68	47,36	26,15	15,94	28,56

Tab.09. : Moyenne mensuelle de la température

et la moyenne mensuelle de précipitation

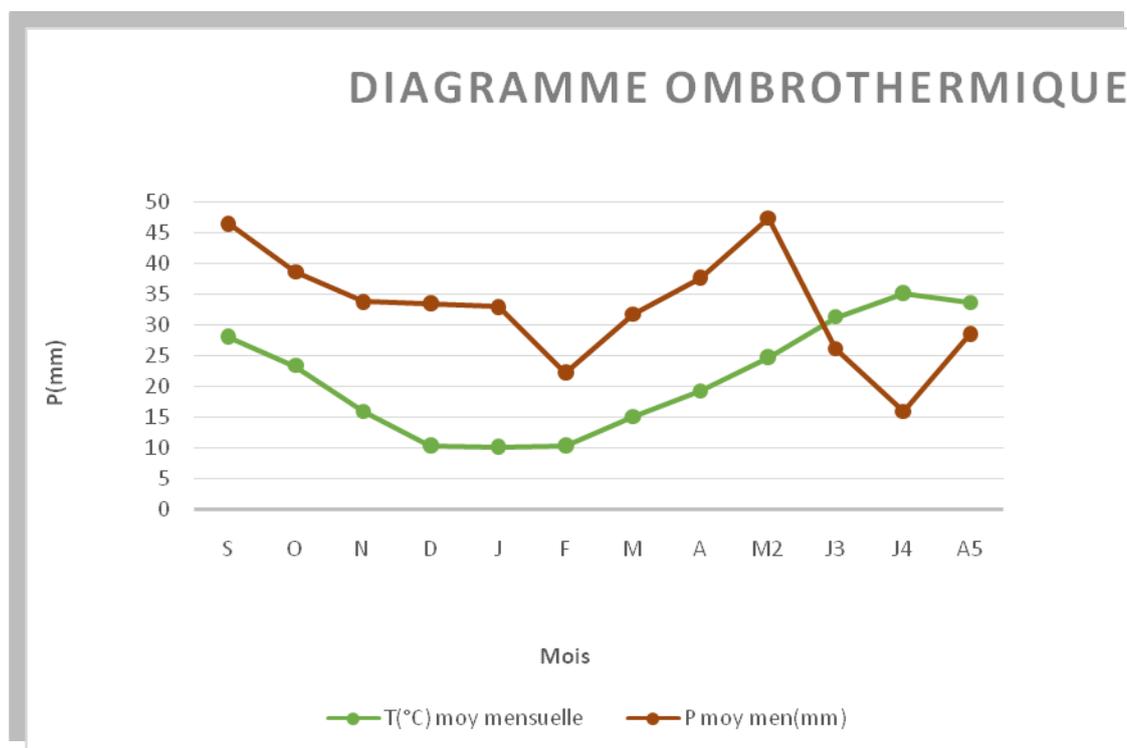


Figure 23 : Diagramme ombrothermique station de Tébessa (1999-2018)

6. Bilan hydrologique et ses composantes

Le concept de « bilan » permet de tracer un plan logique pour étudier les phénomènes concernant les relations du sol et de l'eau dans le milieu naturel. La notion de « bilan de l'eau » à l'échelle annuelle peut se résumer en confrontation entre les gains et les pertes en tenant compte des réserves du sol.

Nous pouvons le définir aussi comme l'évaluation des ressources en eau superficielles pour la détermination des éléments du bilan hydrologique d'un bassin versant, pluie, températures, évapotranspiration, ruissellement.

Les composantes du bilan hydrologique sont déterminées par différentes méthodes empiriques, dans notre cas nous allons utiliser la méthode de calcul de THORNTHWAITE qui est valable uniquement pour des régions où les températures sont inférieures ou égales à 26 ° C.

Pour le calcul de ce bilan nous utilisons les températures et les précipitations moyennes mensuelles calculées pour la période 1999-2000/2017/2018

7. L'évapotranspiration

Elle est définie comme l'ensemble des phénomènes d'évaporation à partir d'un plan d'eau (processus physique) et de la transpiration des plantes (phénomène biologique)

Les facteurs qui conditionnent l'évapotranspiration sont nombreux et mal connus ; on citera quelques uns, à savoir :

✓ Les facteurs physiques

- la température de l'air
- la vitesse et turbulence du vent
- le degré d'insolation
- la pression atmosphérique

✓ Les facteurs géographiques

- L'état de la surface évaporant du sol
- L'humidité relative de l'air

✓ Les facteurs biologiques :

- Les espèces végétales
- La profondeur des racines.

Nous distinguons deux notions différentes :

- L'évapotranspiration potentielle (**E.T.P**)
- L'évapotranspiration réelle (**E.T.R**)

7.1. L'évapotranspiration potentielle(ETP)

Elle est définie comme étant la somme des quantités d'eau pouvant s'évaporer et être transpirée sur une surface donnée et pendant une période bien définie en considérant les apports d'eau suffisants. Elle peut être définie aussi comme étant l'ensemble des pertes par transformation de l'eau en vapeur, autrement dit, c'est la somme de l'évaporation (phénomène physique), et la transpiration de la couverture végétale (phénomène biologique).

Pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle nous avons utilisé la formule de Thornthwaite qui a établi une correction entre la température moyenne

mensuelle et l'évapotranspiration mensuelle, cet auteur définit d'abord un indice thermique mensuel (i), où :

$$ETP = 16 (10 T/ I) a K$$

Avec :

ETP : Évapotranspiration potentielle en mm.

T : Température moyenne mensuelle en °C

K : Coefficient d'ajustement.

a : Indice lié à la température.

$$a = (1.6/100). I + 0.5$$

I : Indice thermique annuel obtenu à partir de la somme de deux valeurs mensuelles de températures.

$$I = \sum_{12} i$$

$$i = (T/ 5)^{1.514}$$

i : Indices thermique mensuel

7.2 L'évapotranspiration réelle (ETR)

Par définition on appelle évapotranspiration réelle la somme des effets d'une évaporation réelle des plantes sur une surface donnée et pour une période définie.

Pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR), nous avons utilisé la méthode de Thornthwaite où on distingue deux cas principaux :

Si : $P - ETP > 0$; c'est - à - dire $P > ETP \Rightarrow ETR = ETP$.

Si : $P - ETP < 0$; c'est - à - dire $P < ETP$; ce cas est subdivisé en deux cas :

- Si : $P + RFU > ETP \Rightarrow ETR = ETP$.
- Si : $P + RFU < ETP \Rightarrow ETR = P + RFU$.

7.3 Estimation des réserves facilement utilisées R.F.U

Elle présente la quantité d'eau emmagasinée dans le sol donnée par la formule de J.Richard 1979.

$$R.F.U = I/3(Da. He. P).$$

D'où

R.F.U : Réserve facilement utilisable.

Da : Densité apparente du sol.

He : L'humidité équivalente du sol (capacité de rétention).

P : Profondeur de la couche de la terre par couriez par les racines en (mm).

Application numérique :

$$Da = 14 \quad He = 0.25 \quad P = 25 \text{ mm.}$$

$$D'où: \quad RFU = I/3 (14. 0.25 .25) = 29.0 \text{ mm}$$

	Spe.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mars	Av.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Total
P(mm)	46,44	38,64	33,75	33,49	32,93	22,28	31,74	37,67	47,35	26,14	15,94	28,56	394,93
T(C°)	28,11	23,38	15,97	10,47	10,17	10,45	15,13	19,26	24,79	31,25	35,19	33,62	257,79
ETP(mm)	131,3	79,92	28,42	10,35	9,9	10,48	30,48	57,02	114,4	199,7	268,4	224,64	1165,07
P-ETP	-84,9	-41,3	5,33	23,14	23,03	11,8	1,26	-19,4	-67,1	-174	-252	-196,08	-770,14
ETR(mm)	46,44	38,64	28,42	10,35	9,9	10,48	30,48	57,02	54	26,14	15,94	28,56	356,37
REU(mm)	0	0	5,33	26	26	26	26	6,65	0	0	0	0	115,98
EX(mm)	0	0	0	2,47	23,03	11,8	1,26	0	0	0	0	0	38,56
Da(mm)	84,9	41,28	0	0	0	0	0	0	60,41	173,5	252,5	196,08	808,7

Tab.10 : Bilan hydrique de la période (1980-1981 à 2014 -2015)

D'après la méthode de Thornthwaite, station de Tébessa

- Estimation de l'infiltration I : Selon la méthode de Thornthwaite
 $EXE=R+I \Rightarrow I=EXE-R$

$$I=0$$

Selon la méthode rationnelle :

$$P=ETR+R+I \Rightarrow I=P-(ETR+R)$$

$$I=351.56-(323.44+177.62)$$

- Estimation du bilan hydrique
 La formule de vérification du bilan :

$$\sum P = \sum ETR + \sum EXE \Rightarrow$$

$$\sum ETP = \sum ETR + \sum Da \Rightarrow$$

Nous constatons que les résultats issus du bilan hydrique sont vérifiés

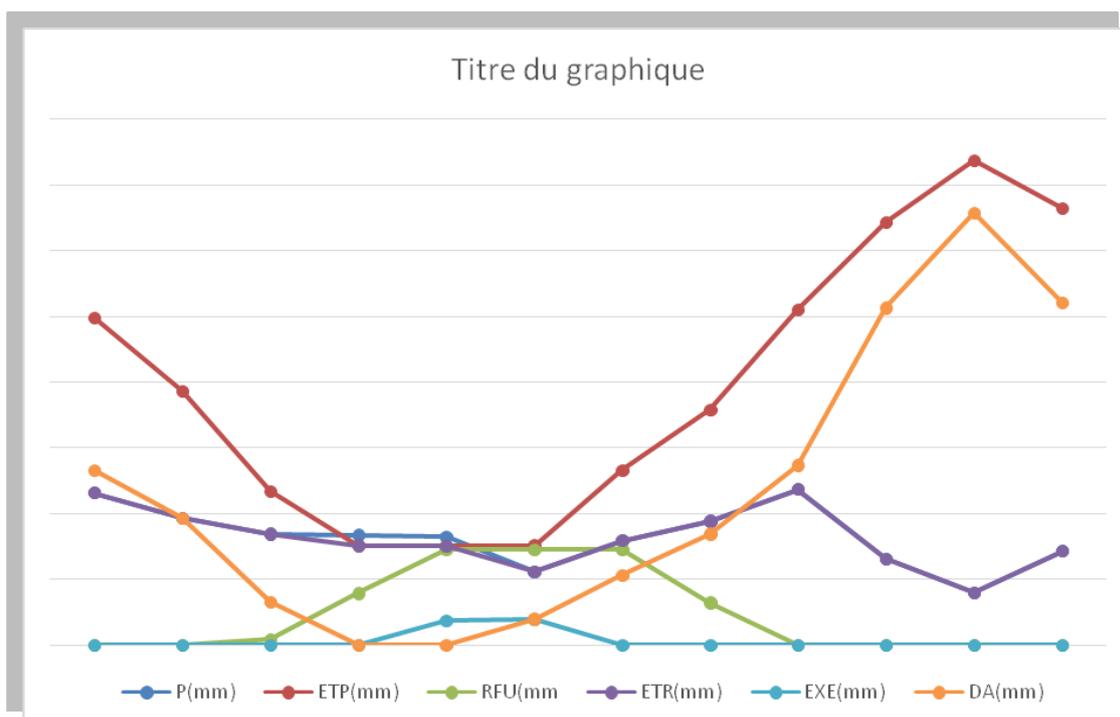


Figure 24 : Bilan hydrologique à la station de Tébessa par la méthode de Thornthwaite pour la période (1999-2000 à 2017 -2018)

8. Interprétation du Bilan hydrique

L'établissement du bilan hydrique tableau N° (5) a pour but, de connaître des différents paramètres (ETP, ETR, RFU, Da, Ex) figure (N°00), qui nous aide à comprendre le fonctionnement des aquifère (débit entrant - sortant).

On remarque que :

Les réserves facilement utilisables se constituent à partir du mois de Décembre et s'étalent jusqu' au mois d'Avril.

- La saturation de ces dernières est atteinte durant les mois de Janvier et Février.
- L'excédent est enregistré au mois de Décembre et Janvier.
- Le déficit agricole est enregistré durant les mois de Septembre, Octobre et Novembre ; et à partir du mois de Mai jusqu' au mois d'Aout.

Conclusion

Dans ce chapitre il a été déterminé le climat de la zone d'étude qui est un climat semi aride de type semi continentale caractérisé par des précipitations irrégulières à l'échelle annuelle et mensuelle et un faible nombre de jours de pluie. La répartition des précipitations mensuelles montre deux grandes saisons distinctes. Une saison sèche et chaude et une saison humide et froide. La première s'étale entre le mois de Juin et Septembre ; c'est la période de déficit pluviométrique. Des orages de fin d'été sont fréquents et sont rapidement soumis à l'évaporation et l'infiltration.

En examinant les données relatives aux répartitions saisonnières, nous avons pu constater, que le printemps c'est la saison la plus pluvieuse. Alors que la plus sèche c'est la saison estivale.

La neige et la durée du manteau neigeux par année excédentaire, sont d'intérêt certain en hydrogéologie. Elle constitue un stock important, sous forme solide avec libération continue de l'eau sous forme de lames de fusion quotidiennes et régulières influe sur les réserves d'eau souterraine. Celles-ci sont étalées de Janvier à Février, alors que les épisodes de chutes réelles sont réduits.

Pour le calcul du Bilan, la valeur de la RFU a été choisie en fonction de la nature du terrain (RFU = 29 mm).

Le bilan hydrologique est une façon de compter tous les éléments d'apport et de sortie d'eau au dessus d'une surface donnée.

- L'ETP annuelle calculée, selon la méthode de Thornthwaite.

A partir du mois de Décembre, l'apport considérable de la pluie, la chute de température et la diminution de l'évapotranspiration permettent la recharge du sol mais un déficit agricole est enregistré à partir du moi de Mai jusqu'au mois de Novembre c'est la période des basses eaux.

- Les excédents ou précipitations efficaces déduites moyen pour la station (20 ans) sont de 394.98 mm.
- Le déficit agricole moyen pour la station (20 ans) estimé a une valeur de 808.7 mm.

PARTIE 2

ETUDE

HYDROLOGIQUE DES

SOUS BASSINS

VERSANT DE LA

REGION DE TEBESSA

et CARACTERISATION

DU REGIME

D'ECOULEMENT ET

PROTECTION

I. Etude hydrologique des sous bassins versants

1. Introduction

L'hydrologie de surface est la science qui traite essentiellement des problèmes qualitatifs et quantitatifs des écoulements à la surface des continents. Ces problèmes se ramènent généralement à des prévisions (associer à une date une certaine grandeur) ou des prédéterminations (associer à une grandeur une certaine probabilité) de débits ou de volume en un point ou sur une surface. Dans une première phase, à chaque problème particulier qui se posait, la réponse de l'hydrologue s'appuyait sur des observations effectuées au point particulier intéressant. Il en déduisait les solutions recherchées : alimentation en eau, protection contre les crues, possibilité de navigation, *etc.* On en arrive alors à un deuxième stade où l'hydrologue n'est plus obligé d'établir de nouvelles stations pour résoudre un problème. Il peut obtenir des résultats en extrapolant ceux enregistrés sur des stations du réseau original, voisines ou comparables. Il peut également se contenter d'une station nouvelle (station tertiaire ou station de projet), mais observée sur une courte période. Les données de cette station seront étendues par corrélation avec celles, plus longues, du réseau original

[J.P.Laborde, 2000]

En se basant sur des données recueillies des administrations locales (Direction de l'hydraulique et Direction de l'environnement et l'office Nationale de l'assainissement de la wilaya de Tébessa), nous avons essayé de présenter les principaux résultats d'analyses hydrologiques et calculs statistiques des débits journaliers au niveau de chaque sous bassin ainsi que les précipitations journalières et les débits des crues prévisibles à long terme.

2-SITUATION HYDROLOGIQUE DE LA VILLE

Lassiette de la ville de Tébessa s'étend sur un couloir Est-Ouest suivant la route nationale N10 constantine –Tunisie. Elle se trouve aux piémonts du versant Nord des montagnes (Djbel Ozmor, Djbel Anouar, Djbel Doukkane)

Le chevelu hydrographique est intense, les principaux sous bassins versants qui influencent particulièrement la situation hydrologique de la ville sont (Figure 1, 2) :

- Le bassin versant de oued Nagues ;
- Le bassin versant de oued Rafana ;
- Le bassin versant de oued Es-sgui ;
- Le bassin versant de oued Ghezala ;
- Les sous bassin 1 , 2 et 3 déversant dans la plaine de Taghda ;
- Le bassin versant de oued Zaarour ;
- Les bassin versant de oued mraghdia ;
- Le bassin versant de oued Elanba ;
- Le bassin versant de oued chabro ;

2. NATURE DES ECOULEMENTS

Après enquête sur terrain et observation nous pouvons conclure qu'en amont, les écoulements sont torrentiels et s'accompagnent souvent d'importante charriage(blocs de roches , détritiques) ; En aval , et au niveau de la plaine c'est un épandage des eaux qui provoque l'obturation des canaux par manque d'entretien et/ou urbanisation avancée.

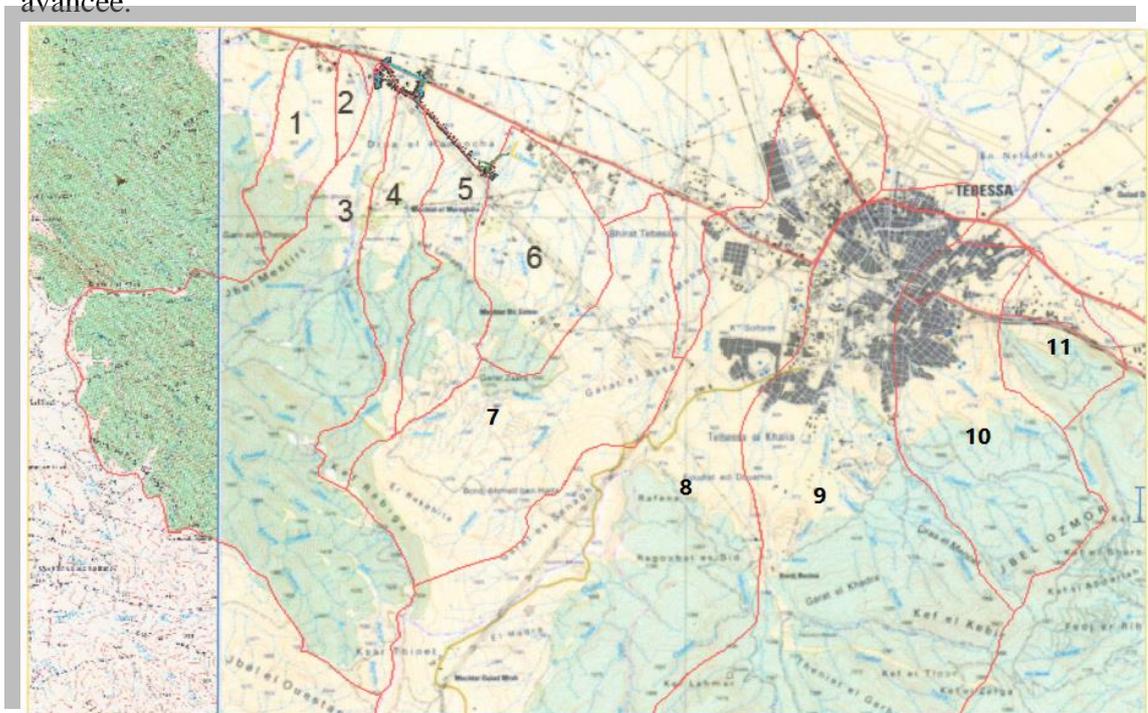
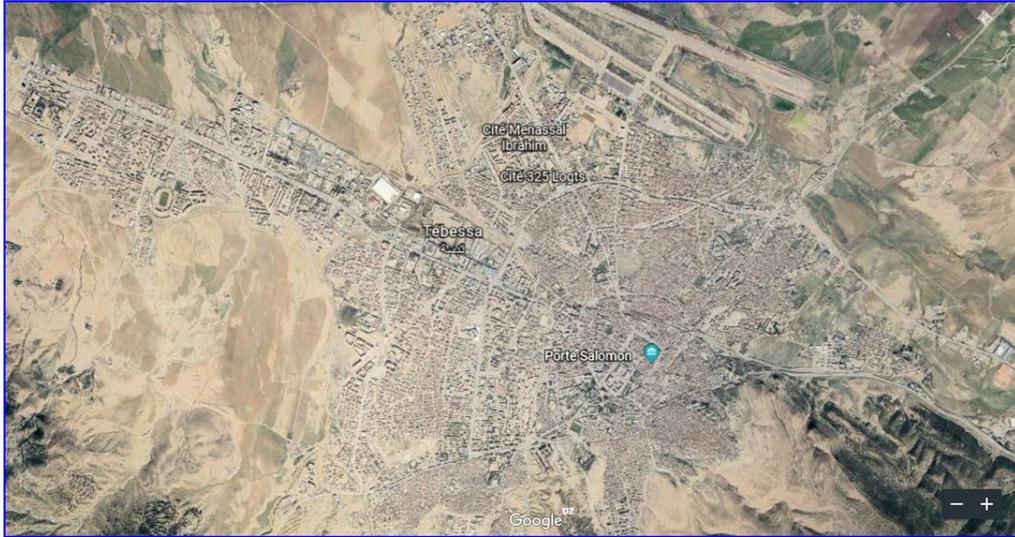


Figure 25 : Les principaux sous bassins versant de la région de Tébessa



1. CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DES BASSIN

1.1. Définition et délimitation du bassin versant

Le bassin versant représente, en principe, l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique.

Considérons une section d'une rivière, on définit le bassin versant de cette rivière pour la section considérée comme la surface drainée par ce cours d'eau et ses affluents amont. Tout écoulement prenant naissance à l'intérieur de cette surface doit traverser la section normale considérée pour poursuivre son trajet vers l'aval.

Le bassin versant qui peut être considéré comme un " système " est une surface élémentaire hydrologiquement close, c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur et que tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire.

Le bassin versant sera donc limité par des lignes de partage des eaux. S'il n'y a pas d'écoulement souterrain, en général, la ligne de partage correspond à la ligne de crêtes le cheminement de l'eau n'est déterminé que par la topographie. On parle alors de *bassin versant topographique*.

Le bassin versant hydrologique est alors confondu avec le bassin versant topographique que l'on peut déterminer à partir d'une carte topographique.

Toutefois, la délimitation topographique nécessaire à la détermination en surface du bassin versant naturel n'est pas suffisante. Lorsqu'un sol perméable recouvre un substratum imperméable, la division des eaux selon la topographie ne correspond pas toujours à la ligne de partage effective des eaux souterraines (Figure 27).

Il se peut qu'une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin topographique s'infilte puis sorte du bassin par le sous sol (ou inversement). Le bassin versant est alors différent du bassin versant délimité strictement par la topographie. La géologie du bassin est prise en considération pour sa délimitation. On parle dans ce cas de bassin versant réel ou bassin versant hydrogéologique.

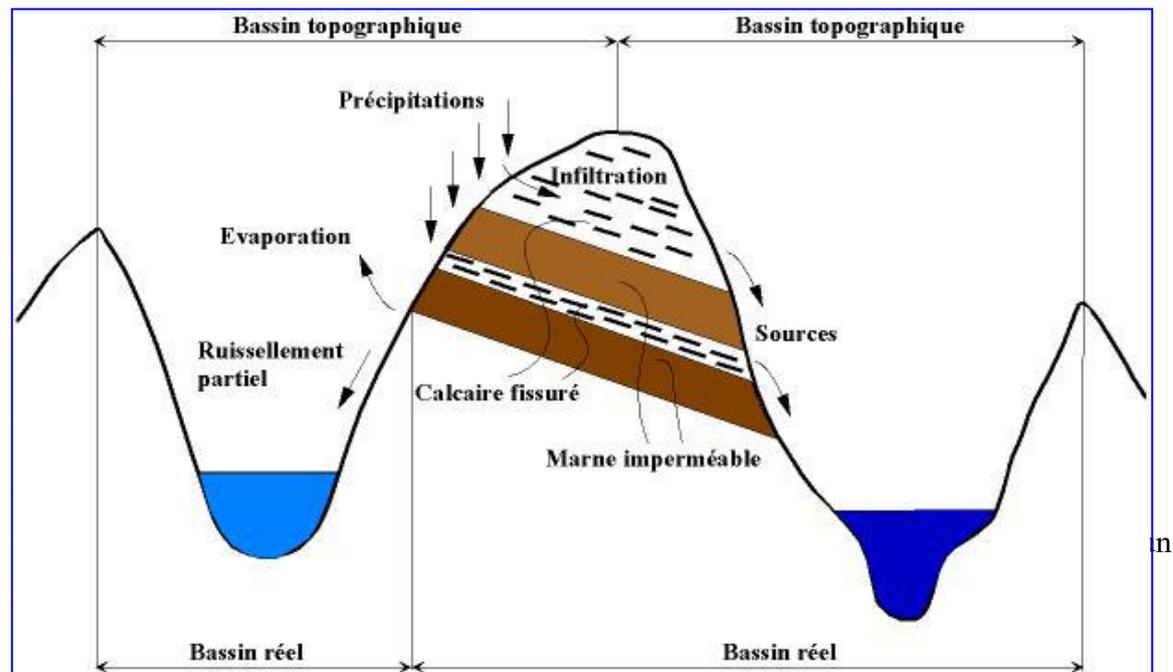


Figure 27 : délimitation du bassin versant

3.2. La forme : La forme du bassin versant conditionne son comportement hydrologique (ruissellement). La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydro-gramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de temps de

concentration. Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux.

L'indice de compacité de Gravelius (1914) K_G , défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

$$K_G = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}} \approx 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Avec : K_G est l'indice de compacité de Gravelius,

A : surface du bassin versant [km^2],

P : périmètre du bassin [km].

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface. Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée.

3.3. Rectangle équivalent : La notion de rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius, introduite par Roche (1963), permet de comparer facilement des bassins versants entre eux, en ce qui concerne l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. Le bassin versant rectangulaire résulte d'une transformation géométrique du bassin réel dans laquelle on conserve la même superficie, le même périmètre (ou le même coefficient de compacité) et donc par conséquent la même répartition hypsométrique. Les courbes de niveau deviennent des droites parallèles aux petits côtés du rectangle. La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité de drainage restent inchangées entre les courbes de niveau.

Si L et l représentent respectivement la longueur et la largeur du rectangle équivalent, alors : Le périmètre du rectangle équivalent vaut :

$P = 2 \cdot (L + l)$; la surface : $A = L \cdot l$; le coefficient de compacité :

$$K_G = 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

En combinant ces trois relations, on obtient :

$$L = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right]$$

$$l = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right] \quad \text{si } K_G \geq 1.12$$

Le tracé des droites de niveau du rectangle équivalent découle directement de la répartition hypsométrique cumulée.

3.4. Le relief

Le relief a une influence évidente sur les paramètres hydrométéorologiques (température, précipitation). IL est déterminé par les indices suivants :

La courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude.

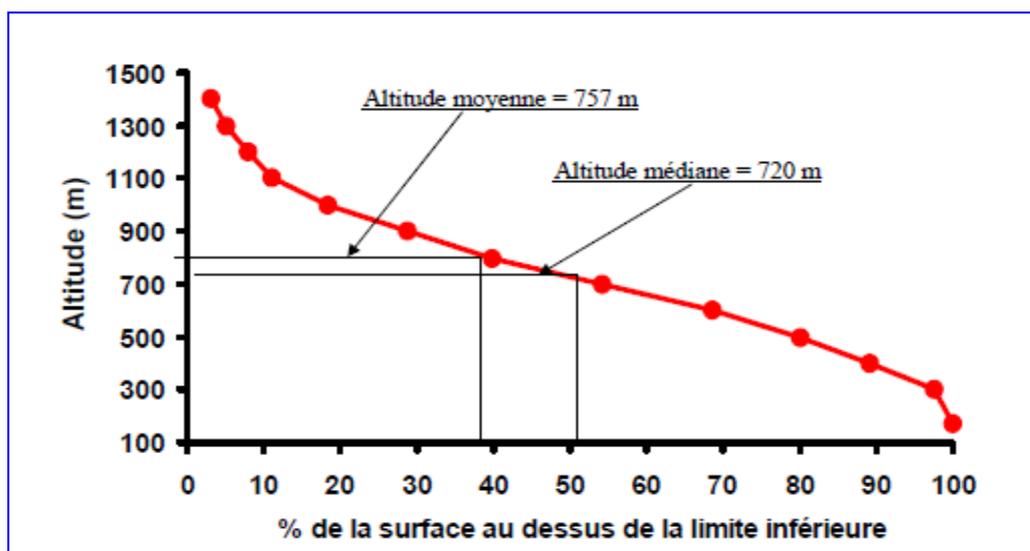


Figure 28: Exemple de courbe hypsométrique

3.5. Les altitudes caractéristiques

3.5.1 Les altitudes maximale et minimale

Elles sont obtenues directement à partir de cartes topographiques. L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire. Ces deux données deviennent surtout importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques telles que la température, la précipitation et le couvert neigeux. Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente.

3.5.2 L'altitude moyenne

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i \cdot h_i}{A}$$

Avec : H_{moy} : altitude moyenne du bassin [m] ;

A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau [km²] ;

h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;

A : superficie totale du bassin versant [km²].

L'altitude moyenne est peu représentative de la réalité. Toutefois, elle est parfois utilisée dans l'évaluation de certains paramètres hydrométéorologiques ou dans la mise en œuvre de modèles hydrologiques.

3.5.3 L'altitude médiane

L'altitude médiane correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique. Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière.

3.6. Pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin. Elle est considérée comme une variable indépendante. Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct - donc sur le temps de concentration t_c - et influence directement le débit de pointe lors d'une averse.

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne d'un bassin.

Toutes se basent sur une lecture d'une carte topographique réelle ou approximative. La méthode proposée par Carlier et Leclerc (1964) consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données.

Une valeur approchée de la pente moyenne est alors donnée par la relation suivante :

$$i_m = \frac{D \cdot L}{A}$$

Où i_m : pente moyenne [m/km ou ‰],

L : longueur totale de courbes de niveau [km],

D : équidistance entre deux courbes de niveau [m],

A : surface du bassin versant [km²].

Cette méthode de calcul donne de bons résultats dans le cas d'un relief modéré et pour des courbes de niveau simples et uniformément espacées. Dans les autres cas, il convient de styliser les courbes de niveau pour que leur longueur totale ait un sens réel vis-à-vis de la pente.

Le calcul de la pente moyenne tout comme celui de leur exposition (orientation des pentes) peut-être assez facilement automatisée en se basant sur des données numériques représentant la topographie des bassins versants (Modèle Numérique d'Altitude). Le recours à ces données et méthodes est vivement encouragé.

3.7. Les indices de pente d'un bassin

Le calcul de la pente moyenne du bassin tient compte de la dénivellation et de la longueur L , mais non de la position relative des différentes courbes de niveau.

Le temps et l'amplitude du ruissellement dans les bassins sont très influencés par la répartition de la superficie en fonction du relief. C'est pour cela que les hydrologues calculent d'autres indices de pentes

Pour mieux analyser le ruissellement dans un bassin donné.

3.7.1. L'indice de pente de Roche

Cet indice se calcule à partir du rectangle équivalent. Il est égal à la somme des racines carrées des pentes moyennes de chacun des éléments pondérés par la surface intéressée, soit :

$$i_p = \frac{1}{L} \cdot \sum_{i=1}^n \left(x_i \cdot \sqrt{\frac{d}{x_i}} \right)$$

où : i_p : indice de pente [%],

L : longueur du rectangle [m],

x_i : distance qui sépare deux courbes sur la rectangle [m] (la largeur du rectangle étant constante, cette distance est égale au facteur de pondération),

d : distance entre 2 courbes de niveau successives (peut être variable) [m],

d/x_i : pente moyenne d'un élément [%].

3.7.2. Indice de pente global : l'indice de pente classique consiste à rapporter l'altitude entre les deux points extrêmes à la longueur du bassin définie par la longueur du rectangle équivalent.

$$I = \frac{(H_{\max} - H_{\min})}{L_{eq}}$$

Soit :

Cependant et pour éviter les valeurs extrêmes, L'IRD a proposé la définition d'un indice de

$$I_g = \frac{(H_5 - H_{95})}{L_{eq}}$$

Pente global :

H_5 : altitude correspondant à 5% de la surface totale du bassin ;

H_{95} : altitude correspondant à 95% de la surface totale du bassin.

3.7.3. La pente moyenne d'un cours d'eau

La pente moyenne du cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Cette variable influence donc le débit maximal observé. Une pente abrupte favorise et accélère l'écoulement superficiel, tandis

qu'une pente douce ou nulle donne à l'eau le temps de s'infiltrer, entièrement ou en partie, dans le sol.

Le calcul des pentes moyennes et partielles de cours d'eau s'effectue à partir du profil longitudinal du cours d'eau principal et de ses affluents. La méthode la plus fréquemment utilisée pour calculer la pente longitudinale du cours d'eau consiste à diviser la différence d'altitude entre les points extrêmes du profil par la longueur totale du cours d'eau.

$$P_{moy} = \frac{\Delta H_{max}}{L}$$

Où : ***P_{moy}*** : pente moyenne du cours d'eau [m/km] ;

DH_{max} : dénivellation maximale de la rivière [m] (différence d'altitude entre le point le plus éloigné et l'émissaire) ;

L : longueur du cours d'eau principal [km].

4. Le degré de développement du réseau hydrographique

Les eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. L'intensité et la répartition du ruissellement sont fonction de la longueur et de la densité du réseau hydrographique. Ce dernier peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux.

- **La géologie** : par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion, la nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique. La structure de la roche, sa forme, les failles, les plissements, forcent le courant à changer de direction.
- **Le climat** : le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.
- **La pente du terrain**, détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire. Dans les zones plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle ils s'écoulent. Au contraire, en plaine, les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine.
- **La présence humaine** : le drainage des terres agricoles, la construction de barrages, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient

continuellement le tracé originel du réseau hydrographique. Afin de caractériser le réseau hydrographique, il est souvent utile de reporter son tracé en plan sur une carte à une échelle adéquate. L'utilisation de photographies analogiques ou numériques est utile à cette identification. Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique :

La densité de drainage

La densité de drainage, introduite par Horton, est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

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

Avec D_d : densité de drainage [km/km^2] ;

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

A : surface du bassin versant [km^2].

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).

La densité hydrographique

La densité hydrographique représente le nombre de canaux d'écoulement 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 [km^2].

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.

En somme, les régions à haute densité de drainage et à haute densité hydrographique (deux facteurs allant souvent de pair) présentent en général une roche mère imperméable, un couvert végétal restreint et un relief montagneux.

L'opposé, c'est-à-dire faible densité de drainage et faible densité hydrographique, se rencontre en région à substratum très perméable, à couvert végétal important et à relief peu accentué.

5. Le rapport de confluence

Sur la base de la classification des cours d'eau, Horton (1932) et Schumm (1956) ont établi différentes lois :

Loi des nombres :
$$R_B = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

Loi des longueurs :
$$R_L = \frac{L_u}{L_{u-1}}$$

Loi des aires :
$$R_A = \frac{A_u}{A_{u-1}}$$

Avec R_B : rapport de confluence des cours d'eau ("bifurcation ratio") ;

R_L : rapport des longueurs des cours d'eau ;

R_A : rapport des aires des cours d'eau ;

u : ordre d'un cours d'eau u varie entre 1 et w (w est l'ordre du cours d'eau principal, classification selon Strehler) ;

N_u : nombre des cours d'eau d'ordre u ;

N_{u+1} : nombre des cours d'eau d'ordre suivant ;

L_u : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre u ;

A_u : aire tributaire moyenne des cours d'eau d'ordre u

6. Le temps de concentration

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée "hydrologiquement"

De l'exutoire pour parvenir à celui-ci.

Il existe-102 formules de calcul issues de la littérature Elles expriment toutes t_c en heure en fonction de L la longueur du plus long thalweg (en m). De i_m la pente moyenne (en m/m) et de A la surface du bassin versant km^2), La valeur du temps de concentration t_c peut se déterminer par le recoupement de différentes méthodes empiriques de calcul (moyenne des résultats). Parmi les formules existantes permettant de calculer le temps de concentration nous citons :

Formule de GIANDOTTI

$$T_c = \frac{4 \cdot \sqrt{S} + 1,5 \cdot L}{0,8 \cdot \sqrt{H_{moy}} - N}$$

Avec :

S : superficie du bassin versant

L : longueur du thalweg le plus long

H moy.et **N** : altitudes moyenne et minimale du bassin versant

7. Le comportement hydrologique

L'analyse du comportement hydrologique d'un bassin versant (système hydrologique) s'effectue le plus souvent par le biais de l'étude de la réaction hydrologique du bassin face à une sollicitation (la précipitation). Cette réaction est mesurée par l'observation de la quantité d'eau qui s'écoule à l'exutoire du système. La représentation graphique de l'évolution du débit Q en fonction du temps t constitue **un hydro-gramme** de crue. La réaction du bassin versant peut également être représentée par un **luminogramme** qui n'est autre que la représentation de la hauteur d'eau mesurée en fonction du temps. La réaction hydrologique d'un bassin versant à une sollicitation particulière est caractérisée par sa vitesse (temps de montée **t_m** , défini comme le temps qui s'écoule entre l'arrivée de la crue et le maximum de l'hydro-gramme) et son intensité (débit de pointe

Q_{max} , volume maximum V_{max} , etc.). Ces deux caractéristiques sont fonction du type et de l'intensité de la précipitation qui le sollicite mais aussi d'une variable caractérisant l'état du bassin versant : le **temps de concentration** des eaux sur le bassin.

8. Les caractéristiques du sol et de son occupation

Le type de sol, le couvert végétal et l'occupation des terres jouent un rôle très important dans la réponse hydrologique d'un bassin versant à une sollicitation donnée (précipitation).

a- La nature du sol :

La nature du sol a une influence sur le régime d'écoulement. En effet, le taux d'infiltration, le taux d'humidité, la capacité de rétention, les pertes initiales, le coefficient de ruissellement (C_r) sont fonction du type de sol et de son épaisseur. Les terrains perméables tels que les sables favorisent l'infiltration au détriment du ruissellement. La perméabilité des sols représente donc un facteur modérateur des crues.

b- Le couvert végétal

Le couvert végétal retient selon sa densité, sa nature et l'importance de la précipitation, une partie de l'eau atmosphérique. Cette eau interceptée est soustraite à l'écoulement de surface. Les forêts par exemple jouent un rôle régulateur des crues et diminuent l'érosion. Elles limitent le ruissellement en offrant une plus grande rugosité à l'écoulement des eaux.

c- L'occupation des terres

Elle est liée à l'activité humaine agricole ou urbaine. Selon la nature de l'intervention, l'homme peut limiter l'érosion (en plantant des arbres, des haies...) ou au contraire favoriser le ruissellement (en imperméabilisant des surfaces par exemples).

9. Application sur le bassin versant de la region de tebessa

Le tableau suivant donne les principaux paramètres physiques et morpho-métriques des bassins suivants :

paramètre	U	Sym	Tag hda1	Tagh da2	Tagh da3	zaarour	nagues	Rafana	Es-gui	ghez ala	merghdia	El anba	chabro
Surface	Km2	S	2.97	3.40	4.62	8.70	23.0	30.0	11.90	3.90	4.40	26.0	2.90
Périmètre	Km	P	8.04	8.85	11.83	12.20	22.80	28.10	19.70	8.90	14.90	28.10	8.10
Indice de compacité	/	Kc	1.31	1.34	1.54	1.16	1.33	1.44	1.60	1.26	1.99	1.54	1.33
Langueur du rectangle équivalent	Km	L	3.06	3.42	4.98	3.85	8.77	11.47	8.45	3.24	6.81	11.82	3.11
Langueur de RE	Km	L	0.97	0.99	0.93	2.26	2.62	2.62	1.41	1.20	0.65	2.20	0.93
Langueur du thalvegprin	Km	l	3.31	3.25	3.66	5.0	10.40	13.60	8.70	4.50	7.30	15.50	3.80
Altitude :													
-Moyenne	M	H _{mo} y	983	876	918	1126	1211	1190	1078	895	1035	1235	978
-Maximale	M	H _{ma} x	1172	1172	1172	1390	1525	1600	1515	1070	1450	1626	1220
-Minimale	M	H _{min}	838	840	845	900	850	850	830	810	800	780	780
-de fréqu 5%	M	H _{5%}	1113	1110	1105	1320	1449	1520	1439	1016	1378	1554	1159
-de fréqu 95%	M	H _{95%}	880	882	887	945	893	893	872	851	840	819	819
Dénivèle	M	D	233	228	218	375	556	627	567	165	538	726	340
Indice de pente globale	m/km	Ig	76.1 4	66.67	43.78	97.40	63.40	54.66	67.10	50.93	79.00	61.42	109.32
Indice de pente moyenne	m	Ds	131. 22	122.9 3	94.10	287.29	304.06	299.36	231.47	100.5 8	165.71	313.18	186.17

Tab.11. : Principaux paramètres du bassin versant de Tebessa

Selon les résultats ci-dessus, nous pouvons remarquer que tous les sous bassins de la région d'étude sont caractérisés par un indice de compacité élevé (> 1) qui traduit une forme allongée de ces bassins versants. Les sous bassins qui présentent une surface importante sont respectivement : Rafana, Elanba, Nageus es-gui, Zaarour, notons que ces derniers bassins sont les plus inondables dans la région d'étude même à débit faible.

Selon les résultats des indices de pente globale, on peut dire que les sous bassins sont classés dans la catégorie des reliefs moyens à fort avec un indice de pente moyenne forte pour tous les sous bassins. Les courbes hypsométriques des sous bassins versants de la région d'étude sont données en Annexe (voir annexe),

II. Etude des pluies

La station climatique de Tébessa (120301), située au voisinage de l'aéroport semble la mieux indiquée comme station de référence pour représenter le climat de la zone d'étude pour la raison qu'elle se trouve à proximité du bassin versant.

10.1. Pluie moyenne annuelle au niveau du bassin versant

La pluie annuelle moyenne dans la région de Tébessa est comprise entre 300 et 350 mm d'après la carte des pluies du nord de l'Algérie.

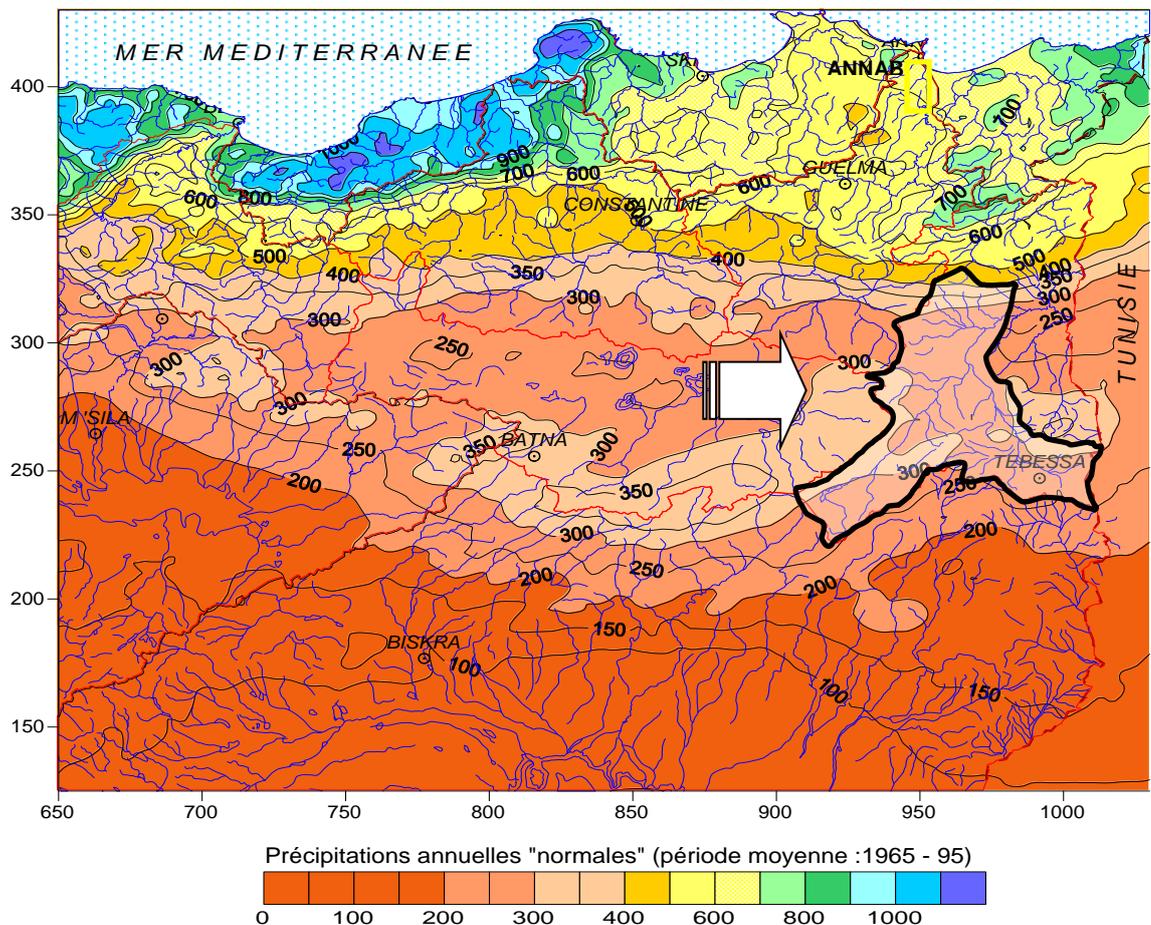


Figure 29: Précipitations annuelles médianes « normales » (1965-95)
(D'après ANRH-GTZ, 2003) In Azzedine MEBARKI et Jean-Pierre LABORDE

Les pluies moyennes mensuelles représentées dans le tableau suivant traduisent clairement les variations saisonnières et leur distribution à l'échelle annuelle.

On remarque l'existence d'une saison sèche qui correspond aux mois de juillet à Aout, avec des pluies moyennes mensuelles inférieures à 5%, les autres mois sont relativement humides.

Pour l'estimation de la pluie annuelle sur les bassins versants nous avons utilisé les données de la station Tébessa qui représente une série de données étalées sur 66 ans La moyenne de la pluie annuelle serait donc de 336.0 mm pour la station de Tébessa.

mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
P(mm)	34.8	31.4	29.2	25.9	28.1	24.9	37.7	32.4	37.2	27.4	11.2	15.6	335.8
P(%)	10.36	9.35	8.7	7.71	8.37	7.42	11.23	9.65	11.08	8.16	3.34	4.65	100

Tab.12. : Répartition des pluies mensuelles à la station de Tébessa

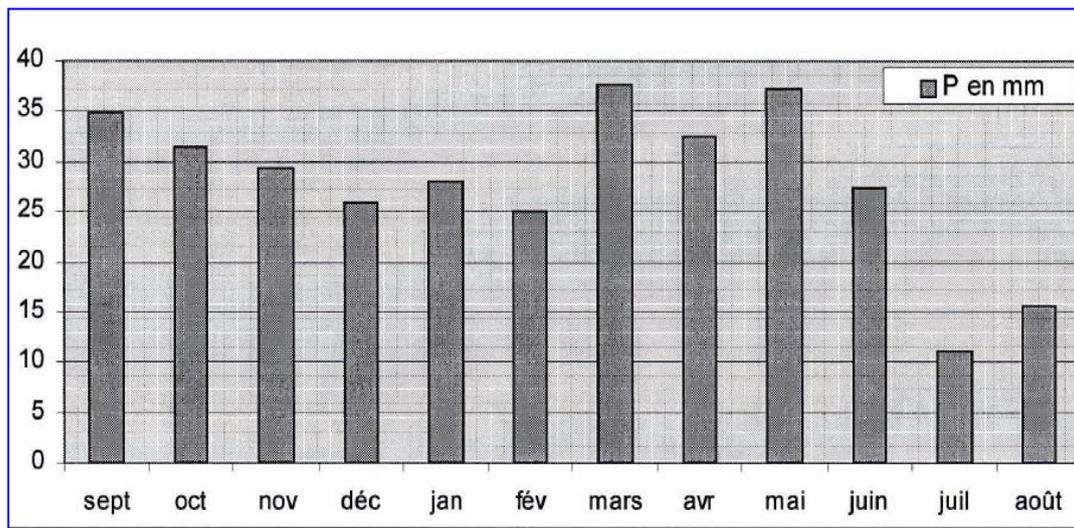


Figure 30: Répartition mensuelle des pluies de la station de Tébessa

Pour généraliser la pluie sur l'ensemble du bassin versant nous avons appliqué la relation de P SELTZER

$$P_{B-v} = P_{SR} + 0.45 A$$

P_{B-v} = pluie moyenne annuelle sur l'ensemble du bassin versant

P_{SR} = pluie moyenne annuelle à la station de référence

A = Différence d'altitude = altitude moyenne du bassin versant – altitude de la station de référence

10.2. Irrégularité des pluies annuelles

L'étude statistique a été faite sur la base d'une série de donnée de 66 ans à la station de Tébéssa, Parmi les lois de distribution testées, la loi log-normale présente le meilleur ajustement.

Les paramètres statistiques de la série sont les suivants :

Nombre d'observation : 66

Moyenne : 336 mm

Ecart-type : 106.535 mm

Coefficient de variation : 0.32

L'expression de la loi log-normale est suivante :

$$P\% = \frac{P}{\sqrt{Cv^2 + 1}} e^{u \sqrt{\ln(Cv^2 + 1)}}$$

P% : pluie annuelle de fréquence voulue en mm

P : pluie moyenne annuelle en mm

Cv : coefficient de variation

U : variable de gauss

Fréquence	V de gauss	P annuelle (mm)	Taghda 1	Taghda 2	Taghda 3	Zaarour	Nagues	Rafana	Es-sgui	ghezala	marghdia	El anba	chabro
0.90	1.28	214.58	241.19	210.43	222.50	282.28	306.71	300.68	268.49	215.89	256.13	313.61	239.75
0.80	0.84	246.19	276.70	241.42	255.27	323.85	351.88	344.95	308.03	247.69	293.85	359.79	275.00
0.70	0.52	272.06	305.78	266.79	282.10	357.88	388.85	381.20	340.39	273.72	324.73	397.60	303.96
0.60	0.25	295.98	332.67	299.26	306.91	389.36	423.06	414.73	370.33	297.79	353.29	432.57	330.69
0.50	0	319.82	359.68	313.82	331.82	420.97	457.40	448.40	400.40	321.97	381.97	467.69	357.54

Tab.13 : les valeurs des pluies annuelles pour les probabilités au dépassement

10.3. Étude de la pluie journalière maximale

La même période d'observation de la station de Tébessa a été utilisée pour l'étude statistique des pluies journalières maximales. Le relevé des pluies journalières compte 66 ans. La loi de probabilité qui s'adapte le mieux à la série est celle de GUMBEL avec :

Moyenne : 35.4 mm

Ecart-type : 15.23 mm

Coefficient de variation : 0.43

Les paramètres de la droite de GUMBEL sont :

$S = 10.84$ (pente de la droite)

$X_0 = 28.78$ (paramètre de position)

$P_{jmax\%} = S.Y + X_0$

$P_{jmax\%}$ = Pluie journalière maximale pour la probabilité voulue

Y = Variable de GUMBEL

Pour pouvoir déterminer les pluies journalières maximales au niveau des bassins versants nous avons multiplié les valeurs des pluies journalières maximales de la station de Tébessa par le rapport des moyennes annuelles.

Le tableau suivant résume les valeurs des pluies journalières maximales pour les

Fréquence	Période de retour (ans)	P_{jmax} station Tébessa (mm)	P_{jmax} (mm) sur les bassins versants										
			Taghda 1	Taghd a 2	Taghd a 3	Zaarour	Nagues	Rafana	Eg-squi	Rezala	Merghd ia	El Anba	Chabro
0.90	10	53.17	59.76	52.14	55.13	69.94	76.00	74.50	66.53	53.40	63.46	77.71	59.46
0.95	20	60.97	68.53	59.79	63.22	80.20	87.15	85.43	76.29	61.34	72.77	89.11	68.12
0.98	50	71.06	79.87	69.69	73.68	93.48	101.57	99.57	88.91	71.49	84.82	103.85	79.39
0.99	100	78.16	87.85	76.65	81.04	102.82	111.72	109.52	97.79	78.64	93.29	114.23	87.32
0.999	1000	103.58	116.42	101.58	107.40	136.26	148.05	145.14	129.60	104.21	123.63	151.38	115.72

Tab.14. : les valeurs des pluies journalières maximales pour les probabilités au non dépassement

10.4 Pluie de courte durée et temps de concentration des eaux

Pour passer de la pluie journalière (24 heures) à la pluie de court durée nous avons appliqué

la relation intensité-durée-fréquence observée à la station de Tébessa :

$$\frac{P_t}{P_{j \max}} = a * t^b$$

P_t : pluie correspondante a un pas de temps t .

$P_{j \max}$: pluie journalière maximale.

A et b : paramètres climatiques.

La relation obtenue est la suivante :

$$P_t / P_{j \max} = 0.497 * t^{0.209}$$

<i>périodes de retour</i>	<i>Fréquence</i>	<i>15 min</i>	<i>30 min</i>	<i>1 H</i>	<i>2 H</i>	<i>3 H</i>	<i>6 H</i>	<i>12 H</i>	<i>24 H</i>
<i>5ans</i>	<i>0,8</i>	<i>65,7</i>	<i>38,6</i>	<i>22,7</i>	<i>13,3</i>	<i>9,8</i>	<i>5,7</i>	<i>3,4</i>	<i>2</i>
<i>10ans</i>	<i>0,9</i>	<i>81,3</i>	<i>47,2</i>	<i>27,4</i>	<i>15,9</i>	<i>11,6</i>	<i>6,7</i>	<i>3,9</i>	<i>2,3</i>
<i>20 ans</i>	<i>0,95</i>	<i>96,3</i>	<i>55,4</i>	<i>31,9</i>	<i>18,4</i>	<i>13,3</i>	<i>7,6</i>	<i>4,4</i>	<i>2,5</i>
<i>100 ans</i>	<i>0,99</i>	<i>130,2</i>	<i>74</i>	<i>42,1</i>	<i>23,9</i>	<i>17,2</i>	<i>9,8</i>	<i>5,6</i>	<i>3,2</i>

Tab.15. : Valeurs des Intensités station de Tébessa

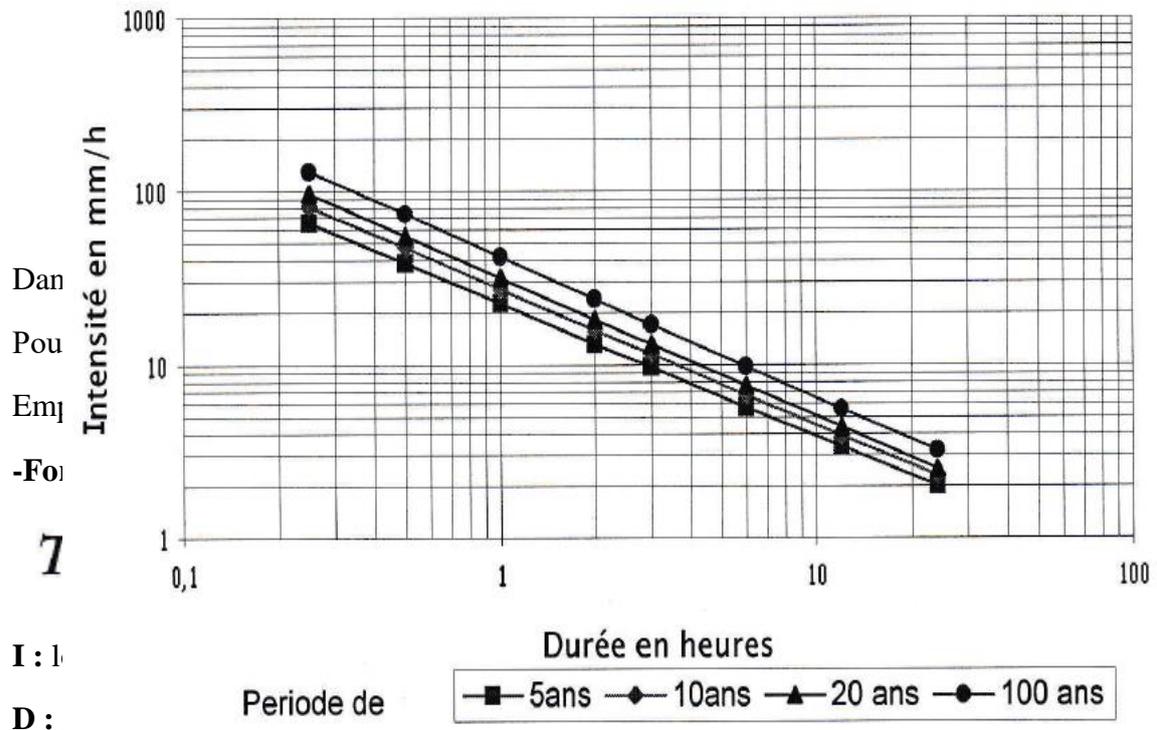


Figure .31. : Courbes intensité – durée – fréquence station Tebessa

-Formule de SOKOLOVSKY

$$t_c = \frac{L}{3.6 \times V}$$

Avec :

I : longueur du thalweg principale en km

V : vitesse de ruissellement en m/s. elle varie de 1.5 a 2.5 m/s selon la longueur du cours d'eau et le relief.

-Formule de GIONDOTTI

$$T_c = \frac{4\sqrt{S} + 1,5L}{0,8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

L : longueur du thalweg principal en (km)

H_{moy} : Altitude moyenne en (m)

H_{min} : Altitude minimal en (m)

S : Superficie du bassin versant en (km²)

Les résultats de calcul sont résumés dans le tableau suivant :

Formules	tc (h) pour les bassins versants										
	Taghda 1	Taghd a 2	Taghda 3	Zaarour	Nagues	Rafana	Es- sgui	Rezala	Mergh dia	El Anba	Chabro
KIRPICH	0.46	0.46	0.53	0.62	1.24	1.61	1.00	0.75	0.83	1.77	0.47
SOCOLOVSKY	0.46	0.45	0.68	0.56	1.16	1.51	1.21	0.63	1.01	1.72	0.53
GIONDOTTI	1.23	2.55	2.06	1.60	2.29	2.87	2.13	1.99	1.58	2.56	1.11

Tab.16. : les résultats de calcul

Nous prenons en considération le temps de concentration estimé par la formule de GIONDOTTI car cette dernière est souvent utilisée en Algérie.

Le tableau suivant donne les valeurs des pluies de durée égale au temps de concentration pour différentes fréquences sur les bassins versants :

**PARTIE 02 : ETUDE HYDROLOGIQUE DES SOUS BASSINS VERSANT DE LA REGION DE
TEBESSA et CARACTERISATION DU REGIME D'ECOULEMENT ET PROTECTION**

Fréquence	Période de retour (ans)	<i>P j max (mm) sur les bassins versants</i>										
		Taghda 1	Taghd a 2	Taghd a 3	Zaarour	Nagues	Rafana	Es-sgui	Rezala	Merghdia	El Anba	Chabro
0.90	10	59.76	52.14	55.13	69.94	76.00	74.50	66.53	53.49	63.46	77.71	59.40
0.95	20	68.53	59.79	63.22	80.20	87.15	85.43	76.29	61.34	72.77	89.11	68.12
0.98	50	79.87	69.69	73.68	93.48	101.57	99.57	88.91	71.49	84.82	103.85	79.39
0.99	100	87.85	76.65	81.04	102.82	111.72	109.52	97.79	78.64	93.29	114.23	87.33
0.999	1000	116.42	101.58	107.40	136.26	148.05	145.14	129.60	104.21	123.63	151.38	115.73

Fréquence	Période de retour (ans)	<i>P tc (mm) sur les bassins versants</i>										
		Taghda 1	Taghd a 2	Taghd a 3	Zaarour	Nagues	Rafana	Es-sgui	Rezala	Merghdia	El Anba	Chabro
0.90	10	31.01	31.51	31.87	38.35	44.91	46.15	38.73	30.70	34.70	47.01	30.17
0.95	20	35.57	36.14	36.54	43.97	51.50	52.93	44.41	35.20	39.79	53.90	34.60
0.98	50	41.45	42.12	42.59	51.25	60.02	61.69	51.75	41.03	46.38	62.82	40.33
0.99	100	45.59	46.33	46.84	56.38	66.02	67.85	56.92	45.13	51.02	69.10	44.36
0.999	1000	60.42	61.39	62.08	74.71	87.49	89.92	75.44	59.80	67.61	91.57	58.79

Fréquence	Période de retour (ans)	<i>Intensité (mm/h) sur les bassins versants</i>										
		Taghda 1	Taghd a 2	Taghd a 3	Zaarour	Nagues	Rafana	Es-sgui	Rezala	Merghdia	El Anba	Chabro
0.90	10	25.21	12.36	15.47	23.97	19.61	16.08	18.18	15.43	21.96	18.36	27.18
0.95	20	28.91	14.17	17.74	27.48	22.49	18.44	20.85	17.69	25.19	21.06	31.17
0.98	50	33.70	16.52	20.67	32.03	26.21	21.49	24.30	20.62	29.36	24.54	36.33
0.99	100	37.07	18.17	22.74	35.24	28.83	23.64	26.72	22.68	32.29	26.99	39.96
0.999	1000	49.12	24.08	30.14	46.69	38.21	31.33	35.42	30.05	42.79	35.77	52.96

Tab.17. : les valeurs des pluies de durée égale au temps de concentration pour différentes fréquences sur les bassins versants

III. Étude des apports liquides

Les bassins versants sont dépourvus de station hydrométrique. Cependant il existe une station hydrométrique dans les environs du nom AIN ERKEL (code 12-05-15).

La taille du bassin versant contrôlé par cette station et comparable aux bassins versants objet de l'étude. Pour l'estimation des apports liquides nous avons appliqué les formules empiriques et la méthode analogique en référence au bassin de AIN ERKEL.

Les caractéristiques du bassin contrôlé par la station d'Ain Erkel sont les suivantes :

Coordonnées X= 997.28km, Y= 265.83km, Z= 1060m

Cours d'eau Oued Erkel

Surface 16km² ; Périmètre du bassin 17.50km ; Kc= 1.22

Altitude max= 1470m ; Altitude moy= 1285m ; Altitude min= 1060m

Ip= 0.24; Dd= 5km/km²; Ct= 55

<i>Période D'observation</i>	<i>durée D'observation (ans)</i>	<i>T (C°)</i>	<i>Pluie (mm)</i>	<i>Ap-L Hm³</i>	<i>Lame Ruissel (mm)</i>	<i>Module Specif L/s/Km²</i>	<i>Coef.de Ruissel (%)</i>
1072-1996	24	15.9	391	0.794	49.62	1.57	12.69

Tab.18. : Caractéristiques du bassin contrôlé par la station de Ain Erkel

11.1. Évaluation des apports liquides moyens interannuels par les formules emperruqués

Les mêmes formules ont été appliquées aussi bien pour les bassins versants objet de l'étude que le bassin de référence d'Oued Erkel :

1-1 Formule de C.SAMIE :

$$Le(m) = P^2(m) (203 - 2,2 (S)^{1/2}) .$$

1-2 Formule de MALLET-GAUTIER :

$$Le(m) = 0,6 P(m) (1 - 10^{-0,36 p^2}) .$$

1-3 Formule de COUTAGNE :

$$Le(m) = P(m) - D(m) .$$

$$D(m) = P(m) - RP^2(m)$$

$$R = 1 / (0,8 + 0,14 T^{\circ}c)$$

1-4 Formule de TURC :

$$Le(mm) = P(mm) - D(mm)$$

$$D(mm) = P(mm) / [0,9 + (P^2(mm) / L^2)]$$

Avec :

$$L = 300 + 25 T^{\circ}c + 0,05 T^{\circ}c^2$$

Notations :

Le = lame d'eau écoulée.

P = pluie moyenne annuelle sur le bassin versant (m) ou (mm).

S = Superficie du bassin versant en Km^2 .

A = Apport liquide moyen annuel Hm^3 .

q = module spécifique $l/s/Km^2$.

T = température moyenne annuelle = $15,9^{\circ}c$.

L : Variable thermique. D = déficit d'écoulement (m) ou (mm) .

Formule	Bassin de référence Oued Erkel		A (hm ³) pour les bassins versants							
	Apport calculé (hm ³)	Apport observé (hm ³)	Taghda 1		Taghda 2		Taghda 3		Zaarour	
			LE (mm)	A (hm ³)	LE (mm)	A (hm ³)	LE (mm)	A (hm ³)	LE (mm)	A (hm ³)
SAMIE	0.695	0.794	41.25	0.123	31.37	0.107	34.99	0.162	55.97	0.487
MALLET-GAUTIER	0.447	0.794	25.26	0.075	17.02	0.058	20.01	0.092	39.65	0.345
COUTAGNE	0.808	0.794	47.13	0.140	35.88	0.122	40.11	0.185	64.56	0.562
TURC	0.513	0.794	26.89	0.080	10.99	0.037	16.70	0.077	54.96	0.478

A (hm ³) pour les bassins versants														
Nagues		Rafana		Es-squi		Rezala		Merghdia		El Anba		Chabro		
LE (mm)	A (hm ³)	LE (mm)	A (hm ³)	LE (mm)	A (hm ³)	LE (mm)	A (hm ³)	LE (mm)	A (hm ³)	LE (mm)	A (hm ³)	LE (mm)	A (hm ³)	Écart %
65.14	1.498	62.27	1.868	50.44	0.600	32.99	0.129	46.38	0.204	67.95	1.767	40.76	0.118	-12.47
50.14	1.153	47.41	1.422	34.37	0.409	18.33	0.071	30.04	0.132	53.38	1.388	24.83	0.072	-43.70
76.22	1.753	73.25	2.197	58.41	0.695	37.77	0.147	53.15	0.234	79.69	2.072	46.57	0.135	+1.76
75.22	1.730	69.97	2.099	44.68	0.532	13.49	0.053	36.21	0.159	81.40	2.116	26.05	0.076	-35.39

Tab.19. : Résultats de calcul de l'apport liquide moyen interannuel

Le tableau ci-dessus appelle les remarques suivant :

- Les résultats de calculs diffèrent d'une formule à une autre ;

- Pour le bassin de référence Oued Erkel, la formule qui donne un résultat plus proche de la valeur observée est celle du COUTAGNE avec un écart de 1.76%

L'apport moyen interannuel au niveau de chaque bassin versant estimé par la formule de COUTAGNE est donné dans le tableau suivant :

	TAGHDA 1	TAGHDA 2	TAGHDA 3	ZAAROU R	NAGUE S	RAFAN A	ES-SGUI	GHEZAL A	MARGHD IA	EL ANBA	CHABRO
A(hm3)	0.140	0.122	0.185	0.562	1.753	2.197	0.695	0.147	0.234	2.072	0.135
Le (mm)	47.13	35.88	40.11	64.56	76.22	73.25	58.41	37.77	53.15	79.69	46.57
q (l/s/km2)	1.40	1.14	1.27	2.05	2.42	2.32	1.85	1.20	1.69	2.53	1.48

Tab.20. : L'apport moyen interannuel au niveau de chaque bassin versant

IV. ÉTUDE DES CRUES

12.1. Estimation des débits maximums des crues

La recherche des bassins versants ayant des caractéristiques similaires dans la région et disposant de station hydrométrique avec mesure de débits max instantanés n'a pas été concluante.

Pour évaluer les débits max, on a donc utilisé les formules empiriques qui sont élaborées en fonction de la pluie et des caractéristiques physiques des bassins versant.

a. Formule de TURRAZA :

$$Q_{\%} = p_{t_{c\%}} * s * c / 3,6 * t_c$$

$Q_{\%}$: débit de crue de période de retour voulue (en m³/s)

t_c : temps de concentration du bassin ...

$P_{t_c\%}$: pluie de durée t_c et de période de retour voulue

C : coefficient de ruissellement du bassin

C (10ans) = 0.5 ; C (100ans) = 0.7 ; C (1000ans) = 0.8

Nous adoptons les coefficients généralement admis en Algérie en supposant que l'averse est généralisée sur l'ensemble du bassin versant et que l'intensité est constante.

b. Formule de SKOLOVSKY :

$$Q_{\%} = 0,28 P_{t_c\%} . S . C . F / t_c [m^3 / s] .$$

F : coefficient de la forme de l'hydrogramme

$F = 12/4 + 3y$ avec $y = 2$ pour les petit cours d'eau

Le tableau suivant résume les valeurs des débits calculées pour différentes fréquences.

Fréquence	Période de retour (ans)	Q (m ³ /s) (Formule de TURAZA)										
		Taghda 1	Taghd a 2	Taghd a 3	Zaarour	Nagues	Rafana	Es-sgui	Rezala	Merghd ia	El Anba	Chabro
10	10	10.40	5.84	9.93	28.96	62.65	67.01	30.05	8.36	13.42	66.31	10.96
1	100	21.41	12.01	20.43	59.61	128.94	137.91	61.84	17.20	27.62	136.45	22.54
0.1	1000	32.42	18.19	30.94	90.28	195.28	208.87	93.66	26.05	41.84	206.67	34.16

Tab.21. : les valeurs des débits calculées pour différentes fréquences (Formule de TURAZA).

Fréquence	Période de retour (ans)	Q (m ³ /s) (Formule de SOCOLOVSKY)										
		Taghda 1	Taghd a 2	Taghd a 3	Zaarour	Nagues	Rafana	Es-sgui	Rezala	Merghd ia	El Anba	Chabro
10	10	12.58	7.06	12.01	35.03	75.78	81.05	36.35	10.11	16.24	80.20	13.24
1	100	25.89	14.53	24.71	72.10	155.96	166.81	74.80	20.80	33.42	165.06	27.26
0.1	1000	39.22	22.00	37.43	109.20	236.21	252.64	113.29	31.50	50.61	249.98	41.28

Tab.22. : les valeurs des débits calculées pour différentes fréquences (Formule de SOKOLOVSKY).

Les valeurs des débits max adoptées sont celles obtenues par la formule de TURAZA bien qu'elle donne des valeurs de débit max légèrement inférieures comparativement à celles obtenues par la formule de SOKOLOVSKY

12.2. Hiérogrammes et volumes des crues..

Nous avons adopté la méthode analytique de SKOLOVSKY qui assimile l'hydro-gramme à deux équations paraboliques jointes au sommet :

- La courbe de concentration régie par l'expression :

$$Q_t = Q_{max} (t / t_m)^m$$

- La courbe de décrue d'expression :

$$Q_{t'} = Q_{max} [(t_d - t') / t_d]^n$$

Q_t : débit à l'instant après le débit de la crue.

Q_{max} : débit maximum de la crue

t_m : temps de montée de la crue pris égale au temps de concentration.

$Q_{t'}$: débit à l'instant t' après la pointe de la crue

t_d : durée de la crue égale a un certain multiple du temps de montée

$$t_d = K.t_m$$

Selon SKOLOVSKY ; la valeur de K est de l'ordre de **3 à 4** pour les petits cours d'eau.
Pour notre cas nous prenons $K = 3$

Les exposants m et n sont généralement de l'ordre de **2** pour m et de **3** pour n pour les bassins du nord de l'Algérie.

	les bassins versants										
	Taghda 1	Taghd a 2	Taghd a 3	Zaarour	Nagues	Rafana	Es- sgui	Rezala	Merghd ia	El Anba	Chabro
t_m	1.23	2.55	2.06	1.60	2.29	2.87	2.13	1.99	1.58	2.56	1.11
t_d	3.69	7.65	6.18	4.80	6.87	8.61	6.39	5.97	4.74	7.68	3.33
t_b	4.92	10.20	8.24	6.40	9.16	11.48	8.52	7.96	6.32	10.24	4.44

Tab.23. : Les valeurs des débits est fonction du temps

**PARTIE 02 : ETUDE HYDROLOGIQUE DES SOUS BASSINS VERSANT DE LA REGION DE
TEBESSA et CARACTERISATION DU REGIME D'ECOULEMENT ET PROTECTION**

D'où :

Temps de montée t_m en heures

Temps de décrue $t_d = 3 \times t_m$ en heures

Temps de base $t_b = t_m + t_d$ en heures

Les valeurs de débit est fonction du temps pour les fréquences 10%, 1% et 0.1% sont données dans les tableaux (voir annexe)

paramètre	U	Sym	Taghda 1	Taghda 2	Taghda 3	zaarour	nagues	Rafana	Es-gui	ghezala	merghdi a	El anba	chabro
1-Superficie du BV	Km2	S	2.97	3.40	4.62	8.70	23.0	30.04	11.90	3.90	4.40	26.0	2.90
2- Pluviométrie moyenne interannuelle	Mm	P	377.65	329.50	348.40	442.00	480.25	470.80	420.40	338.05	401.05	491.05	375.40
3- ETP moyenne interannuelle	Mm	ETP	1463	1463	1463	1463	1463	1463	1463	1463	1463	463	1463
4- plus journalière maximale	Mm	P_{jmax}											
-moyenne			39.79	34.72	36.71	46.57	50.60	49.60	44.29	35.62	42.25	51.74	39.55
-fréquence0.1%			116.42	101.58	107.40	136.26	148.05	145.14	129.60	104.21	123.63	151.38	115.73
-fréquence1%			87.85	76.65	81.04	102.82	111.72	109.52	97.79	78.64	93.26	114.23	87.33
-Fréquence10%			59.76	52.14	55.13	69.94	76.00	74.50	66.53	53.49	63.46	77.71	59.40
5-Débit maximum des crues													
-Millinale	m3/s	Q0.1%	39.22	22.00	37.43	109.20	236.21	252.64	113.29	31.50	50.61	249.98	41.28
-Centennale	m3/s	Q1%	25.89	14.53	24.71	72.10	155.96	166.81	74.80	20.80	33.42	165.06	27.26
-Décennale	m3/s	Q10%	12.85	7.06	12.01	35.01	75.78	81.05	36.35	10.11	16.24	80.20	13.24

Tab.24. : Tableau récapitulatif

V. Procèdes de protection des agglomérations contre les inondations

La présente partie traite l'aspect présentatif des inondations de crues. Son but Est de mettre en évidence les préoccupations essentielles à examiner et à prendre en compte dans le domaine de la lutte et de la protection contre les crues.

1 Espaces urbains

Parfois, les interventions de l'homme peuvent aggraver les dommages causés par une Inondation. Cependant, l'aménagement des cours d'eau a tendance à rendre la rivière Uniforme : tracé rectiligne, profil large et peu profond...

Pour lutter contre les préjudices causés par les inondations, des opérations sont Proposées pour faciliter l'évacuation des eaux, elles visent à limiter la submersion.

2. L'entretien des cours d'eau

Les atteintes causées par les inondations confirment l'intérêt d'un entretien régulier, où les embâcles risquent de se former en cas de crue au niveau des ouvrages de franchissement (telles les ponts), aggravant l'inondation des terres riveraines et détériorant les ouvrages (pont, voies ferrées...).L'entretien des cours d'eau englobe l'enlèvement de la végétation présente dans le lit mineur et surtout l'enlèvement des embâcles.



Figure 32 : Le jet des déchets dans les cours d'eau aboutit à des inondations liées aux Embâcles (oued Rafana prêt de la zone industrielle -Tébessa -mais 2019)

2.2.Limiter l'érosion

Limiter l'érosion permet d'éviter des modifications très importantes de la rivière après Une crue et la création d'embâcles qui occasionnent de nombreux dégâts et favorisant L'apparition de "vagues" Plusieurs techniques sont utilisées :

2.3.Les enrochements

Ils sont posés ou fixés le long des berges particulièrement soumises à l'érosion. Cette Méthode est couramment utilisée dans les zones urbanisées et offre un bon niveau de Protection.



Figure 33 : Enrochement à Thuir
(La trencade - France). (Boulghobra ,2006)

2.4. Les techniques végétales

Il s'agit. En comparaison avec les Techniques habituelles de l'ingénierie civile, on peut accorder aux techniques végétales un Certain nombre d'avantages :

- Régulation du cycle hydrologique (favorisation de l'infiltration et écrêtement des pointes Des crues).
- Excellente intégration paysagère des ouvrages de stabilisation dans le milieu.
- Absence de perturbation dans les échanges entre le lit mineur et la nappe phréatique, à Plus grande échelle entre le cours d'eau et ses zones humides et milieux annexes.

- Participation à l'autoépuration du cours d'eau par absorption d'éléments nutritifs ou Polluants et filtration d'apports sédimentaires. Ce filtre se réalise essentiellement par les Essences herbacées et buissonnantes, qui par la densité de leurs tiges aériennes, piègent les Particules en transport dans les eaux.
- Résistance souple opposée aux contraintes hydrogéologiques, permettant de mieux dissiper L'énergie. (Duglas ,2004)



Figure 34 : techniques végétale. (Plantation de la berge)

2.5. Les épis

Un épi est un talus en enrochement de faible hauteur, enraciné à la berge et établi Transversalement par rapport au cours d'eau. Il constitue un obstacle à l'écoulement de l'eau et Provoque différents types de coursant. L'espacement entre les épis dépend de la largeur de la Rivière, de leur longueur et de leur nature. Théoriquement, pour qu'un système d'épis soit Efficace, il faut que l'écart entre deux épis successifs soit de l'ordre d'une fois et demie (1,5) Leur longueur.

2.6. Protection des édifices contre les crues

Pour protéger les structures riveraines contre les inondations, il faut recourir à quelques Techniques de base :

- Rehausser les fondations au-dessus du niveau de crue, en utilisant un remblai ou des Pieux.
- Enduire le pourtour de la structure de murs étanches en béton, ou l'entourer d'un talus.
- Placer les transformateurs électriques et téléphoniques ainsi que les systèmes mécaniques Au-dessus du niveau de crue.
- Pour les nouvelles constructions, il faut surélever le bâtiment au-dessus du niveau de la Crue centennale en rehaussant les terrains autour.

3. Aménagements en versant avant le lit du cours d'eau

Les aménagements sur les versants ont plusieurs avantages sur le ruissellement de crue Est sur l'érosion. Leur implantation en zone rurale se fait en fonction de la topographie en Repérant sur la carte topographique, les zones de ruissellement importante et les biefs secs, et Étudier la faisabilité des aménagements. En zone urbanisée la réalisation de nombreux espace De stockage de différentes natures dont leur nombre influence relativement le volume l'eau Ruisselé.

3.1. Changement d'occupation de sol

Le changement de type de culture de certains champs et pairies et le reboisement sont Des techniques qui favorisent la stabilité de sol contre l'érosion et ralentir le ruissèlement et Par conséquence laminier les crues, l'effet de réduction de ruissellement n'est pas illimité Lorsqu'ils tombent de grands volumes dans des courtes durées. (Besson ,2007).

3.2. Banquettes

La technique des banquettes est de doubles objectifs, la lutte contre l'érosion et là Réduction de ruissellement en favorisant l'infiltration due à la diminution de pente. Leur effet Est considérable dans la défense et la restauration de sol.

La banquette mécanique se divisée en quatre zones (figure 35)

1. Le fossé large reçoit les eaux de ruissellement de l'impluvium ;

2. Le talus reçoit la pluie et un apport latéral des eaux fossé ;
3. L'impluvium à l'amont du fossé ; zone cultivée entre les bourrelets, qui ne reçoit plus que la pluie moins le ruissellement ;
4. La zone de l'impluvium à l'aval et proche du bourrelet qui pourrait recevoir un appoint d'eau par drainage à travers le bourrelet des grosses averses.

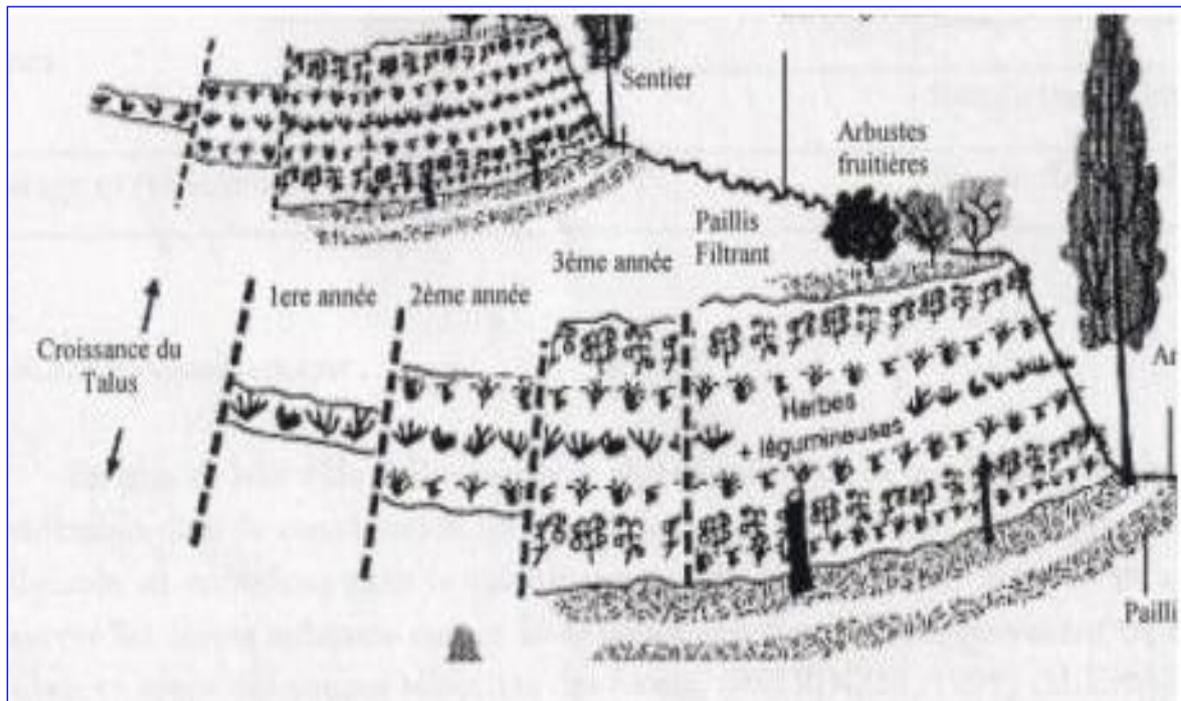


Figure 35 : Technique de banquettes (Duglas ,2004)

3.2.1 Banquettes pour épandage des crues

Ce type de travaux aura le but de limiter l'intensité du ruissellement et par conséquent de l'érosion. Il se réalise en inversant la pente de certaines banquettes à partir du cours d'eau, sur lequel un petit barrage de dérivation (seuil en gabion) est construit. Ce barrage – sorte de barrage de rétention – alimente les banquettes au moyen de canal calibré ou buse. Et de là, il régularise l'écoulement du cours d'eau, et rend les crues plus étendues dans le temps.

3.3. Le reboisement

En plus de leur rôle à développer le volet écologique et touristique, les forêts ont un rôle considérable dans la conservation de sol et des eaux. Le volume intercepté de pluies est non négligeable et contribue dans le ralentissement de la montée de crue et en opposé on doit conserver les forêts existantes contre le déboisement (un fort

(Douglas ,2004)

3.6. Digue de protection contre les inondations

Les digues de protection contre les inondations sont des ouvrages dont au moins une partie est construite en élévation au-dessus du niveau du terrain naturel et destinés à contenir épisodiquement un flux d'eau afin de protéger des zones naturellement inondables.

Les digues de protection contre les inondations constituent le deuxième grand type de digues. On trouve ces digues essentiellement le long des cours d'eau, parfois positionnées directement en contact avec la berge, ou éloignées de plusieurs mètres, ou plus (quelques centaines de mètres), de celle-ci (Figure 37) (Serre, 2005).

Il existe un type particulier de digues de protection contre les inondations : les digues de Ceinture. Elles ont la particularité d'entourer, totalement ou partiellement, une zone à enjeux (Ville, village, hameau...) en se rattachant à flanc de coteau.

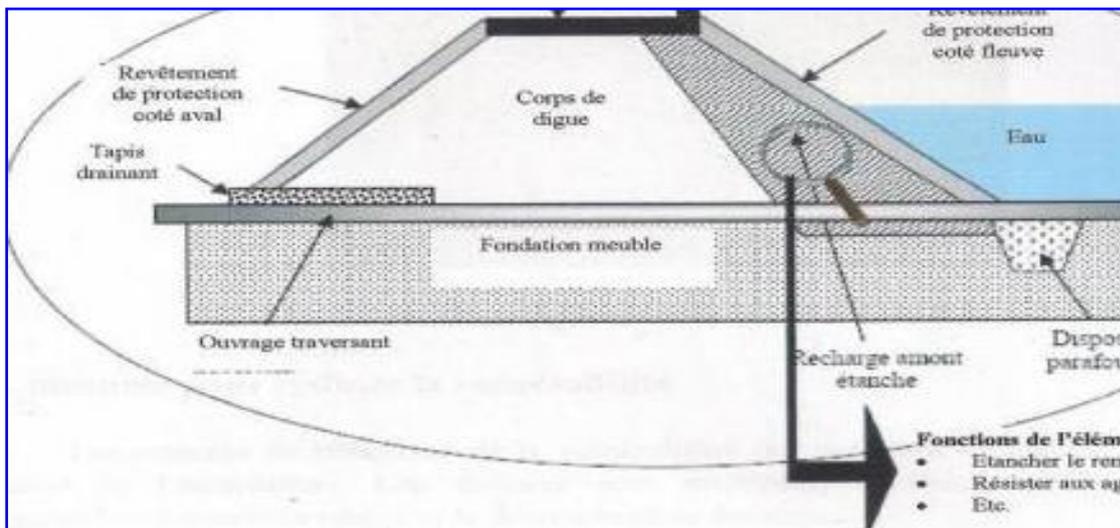
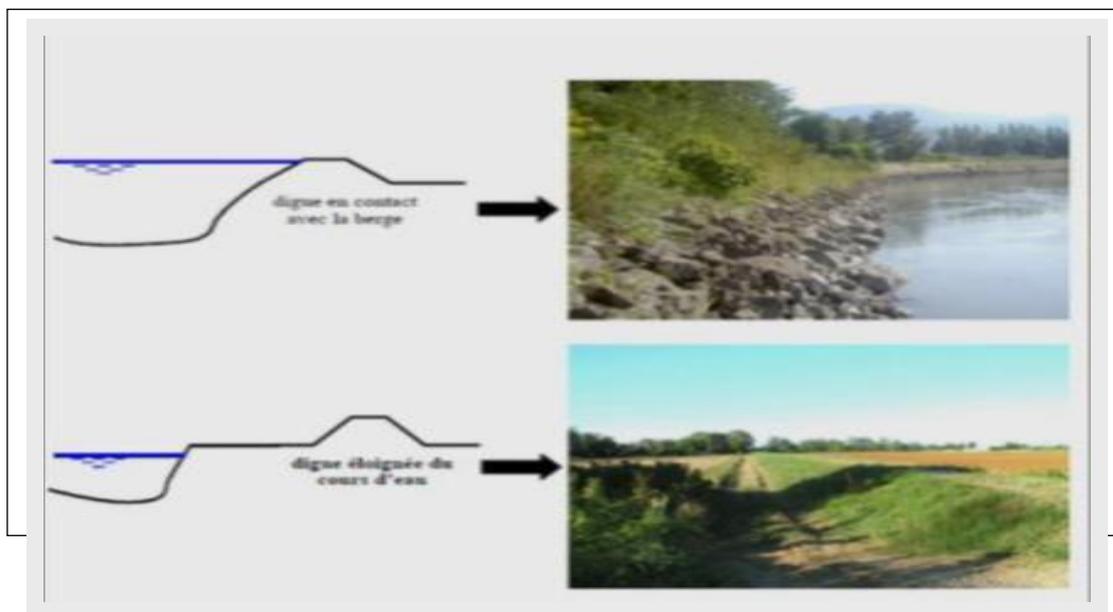


Figure 37 : Positionnement de la digue par rapport aux cours d'eau
(Douglas ,2004)

Il s'agit d'aménagement longitudinal le long des berges qui sert à protéger de l'inondation des zones où sont présents des enjeux importants (habitations, zones Commerciales industriels...etc.). Les digues sont des ouvrages dont au moins une partie est construite au-dessus du Niveau du terrain naturel destinés à contenir le flux d'eau dans les périodes de crue de Protéger les zones inondable (Serre, 200



3.7. Procédés d'aménagement de quelques cours d'eau dans la région de Tebessa

OUED RAFANA





OUED EL NAGUES

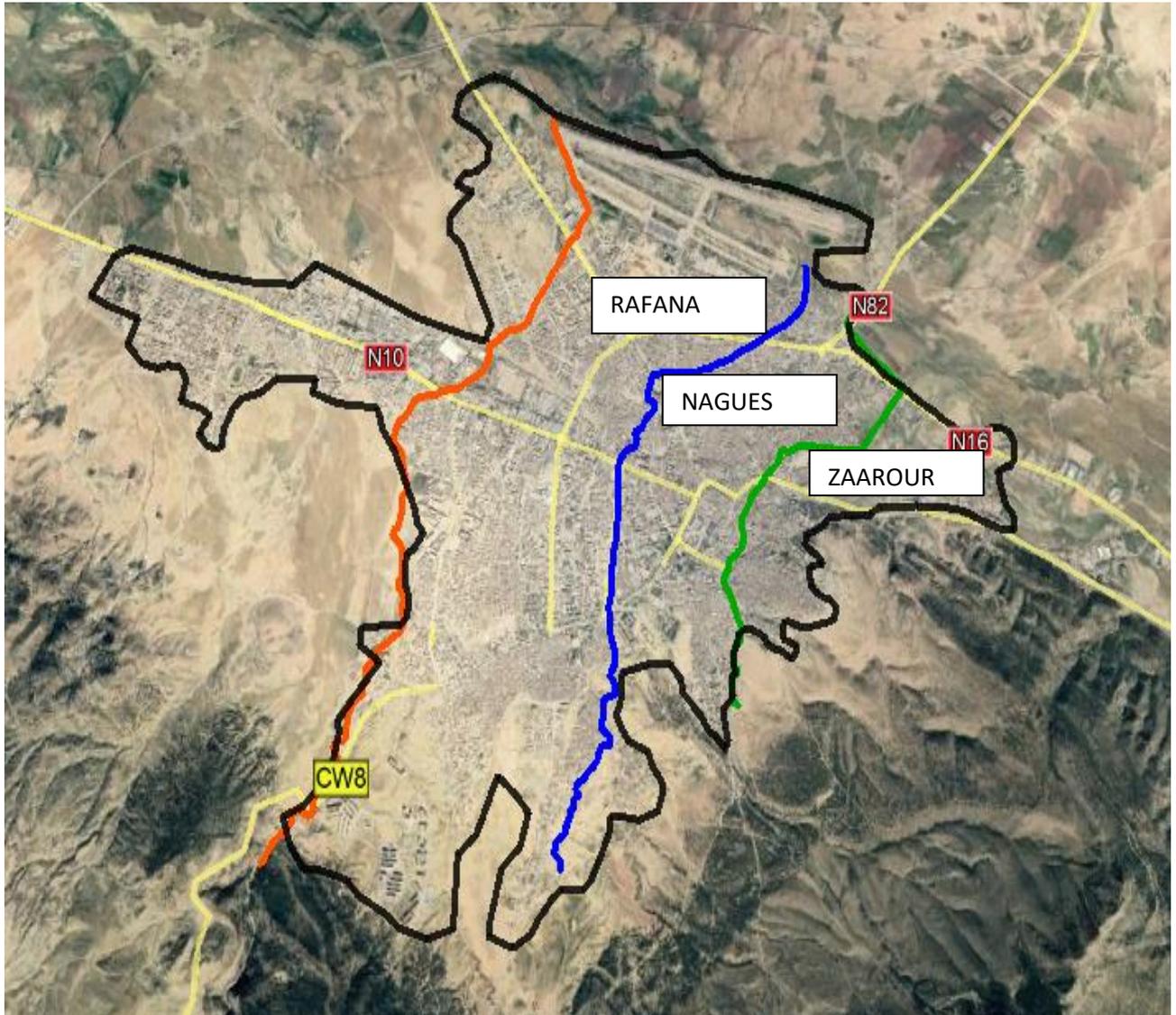




OUED ZAAROUR







LEGANDE

OUED ZAAROUR		OUED EL NAGES		OUAD RAFANA	
--------------	---	---------------	--	-------------	---

Délimitation de la ville de Tébessa	
-------------------------------------	---

CONCLUSION

En conclusion, le problème de protection contre les inondations ne possède pas de Solution unique, car ce sont les conditions locales qui commandent. On peut dire qu'il y a Autant de problèmes différents à résoudre que de zones inondables. De plus, la réalisation de Telle ou telle protection nécessite la réunion d'un certain nombre de conditions qui la plupart Du temps limite les possibilités et les résultats. Il faut donc rechercher toujours le type de Protection le mieux adapté à la zone à protéger en prenant les marges de sécurité suffisantes, Car les méthodes d'études ne sont pas toujours précises. Dans le domaine de la protection contre les inondations, il ne faut pas attacher Également une valeur formelle aux études économiques qu'elles n'ont pas. Les résultats Auxquels elles conduisent doivent être beaucoup plus considérés comme étant des estimations Grossières, mais qui permettent de juger si les opérations envisagées ne sont pas Déraisonnables sur le plan économique et surtout de comparer les solutions entre elles.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET RECOMMANDATIONS

Le travail de recherche que nous avons mené sur les inondations dans la région de Tébessa, et plus spécialement celles qui ont frappé la région ces dernières années, a permis de déceler les résultats suivants :

- Les inondations est un risque prévisible dans son intensité, mais il est difficile de connaître le moment où elle se manifestera.
- Expliquer la notion du risque inondation en montrant qu'il est un concept binomiale combinant en plus de l'aléa (le phénomène physique), la vulnérabilité qui est les conséquences dommageables de cet aléa sur les enjeux. Par conséquence, la maîtrise de sa gestion nécessite obligatoirement la connaissance de deux notions ; d'une part la compréhension du fonctionnement de l'aléa et d'autre part la maîtrise de l'occupation du sol.
- Les paramètres concourant à la formation des crues sont nombreux, cependant l'un d'eux est déterminant : la pluie, sans oublier dans quelques sous bassins où les décharges non contrôlés qui ont causé la création des inondations et des dégâts très importants.
- La prévision des inondations consiste donc principalement en une observation continue des précipitations et de l'environnement (nettoyage et réhabilitation des cours d'eau).

Face à l'accroissement du risque d'inondation, seule une action volontaire paraît appropriée, fondée sur le constat que la prise en compte des inondations dans l'aménagement et le développement du territoire ne peuvent se limiter à une approche trop locale, sectorielle et à court terme, mais elle suppose une politique globale de prévention des risques naturels.

Une série de mesures a donc été définie en juillet 2003, qui a notamment conduit à l'institution de la loi 04-20 du 25 décembre 2004 relative à la gestion des catastrophes dans le cadre du développement durable.

La prévention des risques inondation doit être considérée comme une affaire commune des représentants du territoire, de l'état, et de tous les acteurs locaux concernés (Walis, Conseilles exécutifs, Chefs de Dairas et P.A.P.C).

Il s'agit d'une stratégie locale de prévention du risque inondation.

Cette stratégie est fondée sur les actions suivantes :

- ✓ La connaissance des risques ;
- ✓ La surveillance des phénomènes ;
- ✓ L'information de la population ;
- ✓ La prise en compte des risques dans l'aménagement ;
- ✓ Les travaux de prévention ;
- ✓ La préparation aux situations de crise ;
- ✓ Le retour d'expérience

Bibliographie

Dhw. Tébéssa. (2004)- étude de protection de la ville de Tébéssa contre les inondations, avant projet détaillé.

Dhw. Tébéssa. (2014)- étude de protection de la ville de Tébéssa contre les inondations.

Saadallah.o, et sayada.s, (2012) –étude géologique et géotechnique de quelque glissement de terrain affectant des zones urbaines dans le N-E Algérie.mémoire master univ Tébéssa.

DJABA.H, (2010) –Ressource en eau et perspectives de gestion intégrée dans le bassin versant de Medjerda (Souk-Ahras, Nord-Est d’Algérie).Mémoire Univ, Annaba.

Ghribi Lazhar, et, Rezig Noureddine,(2015)- profile longitudinaux et ruptures des pentes ,Wilaya de Souk-Ahras.

R.Hadji et A, Boumazbeur, et..Al,(2012) –Geologie ,topographie and climats controls in landslide hazard assessment using GIS modiling :A casse study of Souk-Ahras region,NE Algeria.Quaternary International.

ISHOP P. (2007) - Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 32, n° 3, p. 329-365.

ROUABHIA A. kader, KHERICI N., BAALI F., DJABRI L. (2003)- Hydrogéologie et ressources hydriques de Tébéssa (plaines de la merdja, d’El MaEl Abiod et de Chéria. Journées nationales sur la géologie algérienne : Etat actuel de la recherche géologique en algérie. Oran 14 et 15 décembre 2003.

ROUABHIA A. kader, BAALI F., KHERICI N., (2001) -Impact des activités Anthropiques sur la qualité des eaux souterraines de la plaine de «la Merdja » Tébéssa. 3ièm. Congrès Algérien de Génie des Procédés. ANDRU Université d’Ouargla.

BISHOP P. et GOLDRICK G. (2000) - Geomorphological evolution of the East Australian continental margin. In : *Geomorphology and global tectonics*, M.A. SUMMERFIELD, édit., Édit. WILEY, Chichester (GB), p. 227-255.

BISHOP P., HOEY T.B., JANSEN J.D. et LEXARTZA I.A. (2005) - Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landform*, vol. 30, n° 6, p. 767-778.

BLUM M.D. et TÖRNQVIST T. (2000) - Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, vol. 47, n° 1, p. 2-48.

BONNET S. (1998) - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Thèse de l’Université de Rennes I, Mémoire de Géosciences, n° 86, Rennes, 352 p.

- CARRETIER S., NIVIÈRE B., GIAMBONI M. et WINTER T. (2006)** - Do river profiles record along-stream variations of low uplift rate? *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, F 02024, DOI : 10.1029/2005JF000419, 16 p.
- DUVALL A., KIRBY E. et BURBANK D. (2004)** - Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, F03002, DOI : 10.1029/2003JF000086, 18 p.
- GARREAU J. (1979)** - Fracturation et structure de la péninsule bretonne. *Norois*, vol. 26, n° 101, p. 6773.
- GARREAU J. (1985)** - Néotectonique et relief en Cornouaille méridionale. *Norois*, vol. 32, n° 126, p. 169-184.
- GOLDRICK G. et BISHOP P. (1995)** - Differentiating the roles of lithology and uplift in steepening bedrock river long profiles: an example from Southeastern Australia. *Journal of Geology*, vol. 103, p. 227–231.
- GOLDRICK G. et BISHOP P. (2007)** - Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 32, n° 5, p. 649-671.
- GUILCHER A. (1941)** - Observation sur la formation du relief de la Bretagne méridionale. *Annales de Géographie*, vol. 50, n° 284. p. 255-265.
- HACK J.T. (1957)** - Studies in longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey Professional Paper, n° 249-B, p. 45-97.
- HACK J.T. (1973)** - Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, vol. 1, n° 4, p. 421-429.
- HOLBROOK J. et SCHUMM S.A. (1999)** - Geomorphic and sedimentary response of rivers to active deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, vol. 305, n° 1-3, p. 287-306.
- JANSEN J.D., CODILEAN A.T., BISHOP P. et HOEY T.B. (2010)** - Scale-dependence of lithological control on topography; bedrock channel geometry and catchment morphometry in western Scotland. *Journal of Geology*, vol. 118, n° 3, p. 223-246.
- KAVAGE ADAMS R. et SPOTILA J.A. (2005)** - The form and function of headwater streams based on field and modeling investigations in the Southern Appalachian Mountains. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 30, n° 12, p. 1521-1546.
- KELLER E.A. et PINTER N. (1996)** - Active tectonics. Earthquakes, uplift and landscape. Édité. PRENTICE HALL, Upper Saddle River, New-Jersey (USA), 338 p.

KIRBY E. et WHIPPLE K.X. (2012) - Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, vol. 44, p. 54-75.

LAGUE D. (2001) - Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique. Thèse de l'Université de Rennes I, 152 p.

LAGUE D., DAVY P. et CRAVE A. (2000) - Estimating Uplift Rate and Erodibility from the Area-Slope Relationship: Examples from Brittany (France) and Numerical Modelling. *Physics and Chemistry of the Earth – Part A: Solid Earth and Geodesy*, vol. 25, n° 6-7, p. 543-548.

LANGBEIN W.B. (1964) - Profiles of rivers of uniform discharge. United States Geological Survey Professional Paper, n° 501-B, p. 119-122.

LARUE J.P. (2004) - Les obstacles à l'encaissement des vallées supérieures : l'exemple des bassins de la Petite Creuse et du Cher supérieur (Nord Massif central, France). *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 58, n° 1, p. 25-44.

LARUE J.P. (2011) - Longitudinal profiles and knickzones: the example of the rivers of the Cher basin in the northern French Massif Central. *Proceedings of the Geologists' Association*, vol. 122, n° 1, p. 125-142.

LENÔTRE N., THIERRY P., BLANCHIN R. et BROCHARD G. (1999) - Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France). *Tectonophysics*, vol. 301, n° 3, p. 333-344.

LOGET N. et VAN DEN DRIESSCHE J. (2009) - Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology*, vol. 106, p. 376-382.

MARTONNE E. de (1906) - La pénéplaine et les côtes bretonnes. *Annales de Géographie*, tome XV, p. 213-236 et 299-328.

MENIER D. (2004) - Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique. Thèse de l'Université Rennes I, Mémoire de Géosciences, n° 110, Rennes, 202 p.

MILLER J.R. (1991) - The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in south-central Indiana. *Journal of Geology*, vol. 99, n° 4, p. 591-605.

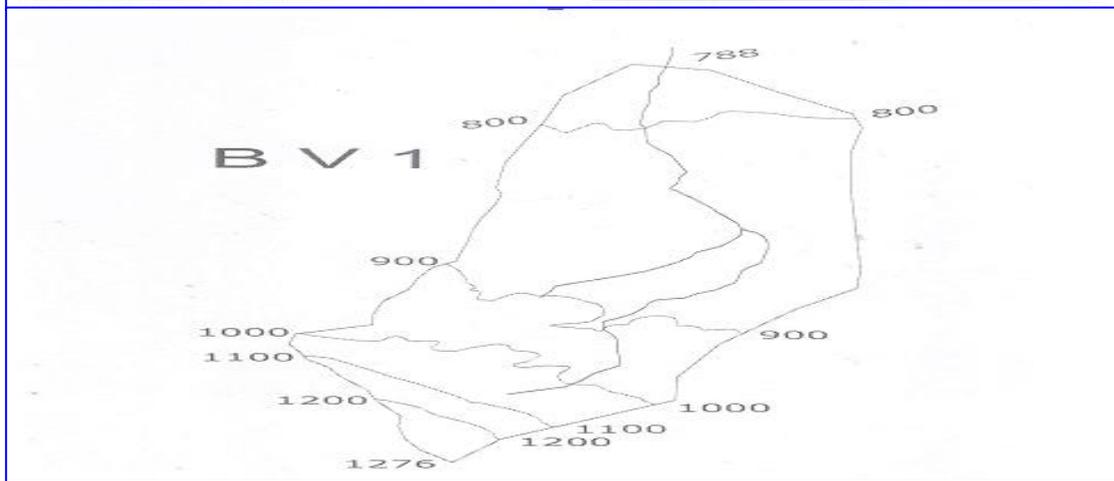
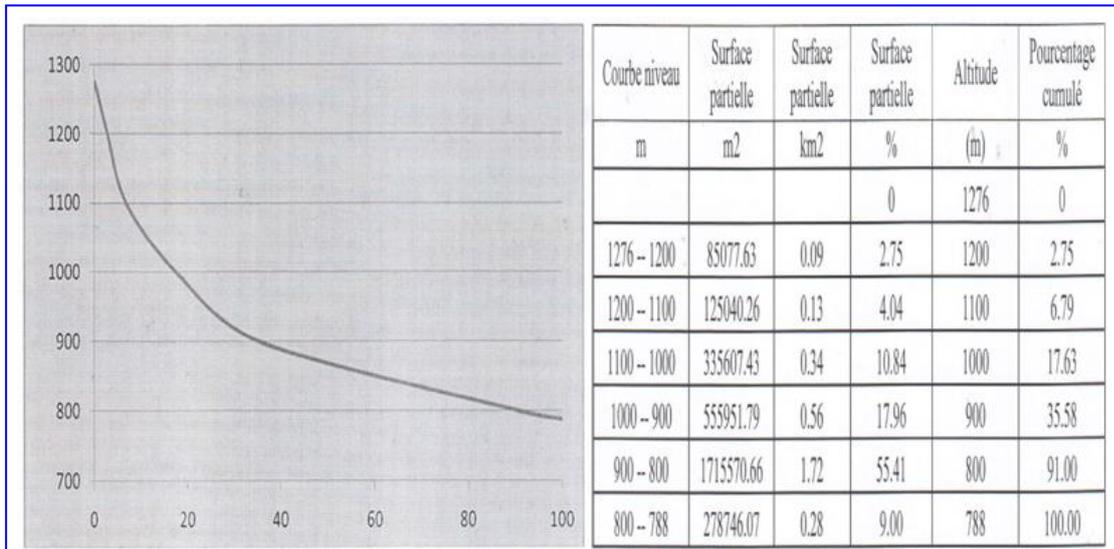
MUSSET R. (1934) - La formation du réseau hydrographique de la Bretagne occidentale. *Annales de Géographie*, vol. 43, n° 246, p. 561-578.

VANDENBERGHE J. (2003) - Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, vol. 22, n° 20, p. 2053-2060.

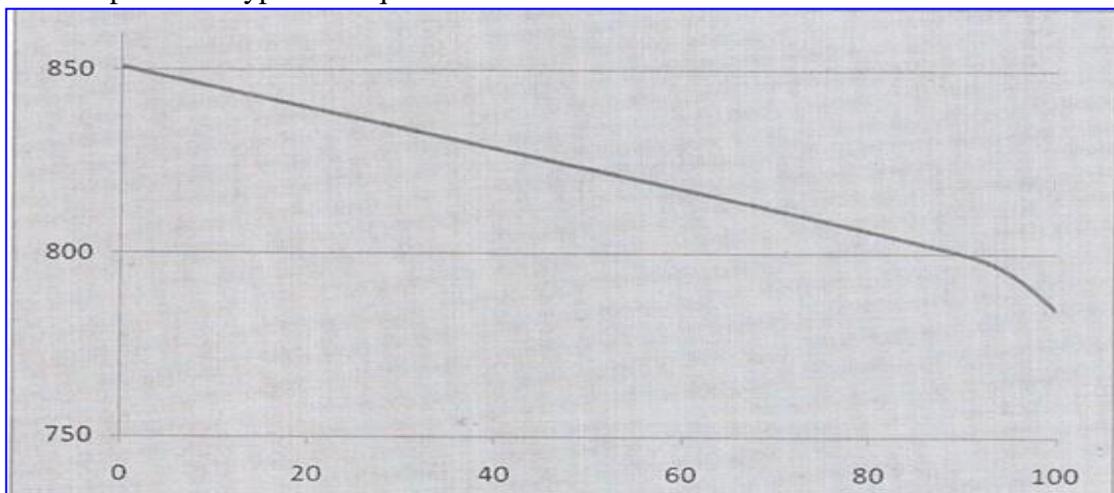
Annexe

ANNEXE

Répartition hypsométrique du bassin versant n 01 Courbe hypsométrique du bassin versant n 01

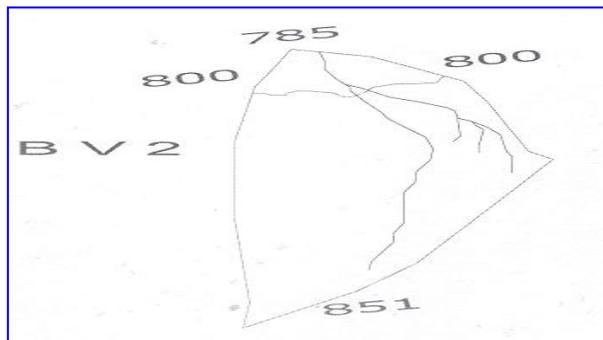


Répartition hypsométrique du bassin versant n 02



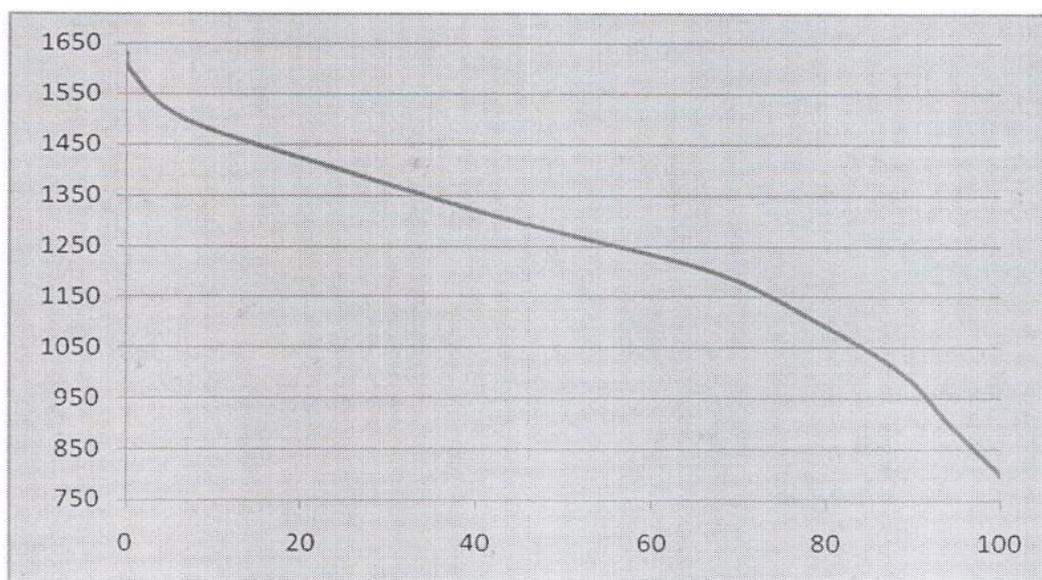
Courbe hypsométrique du bassin versant n 02

Courbe niveau	Surface partielle	Surface partielle	Surface partielle	Altitude	Pourcentage cumulé
m	m2	km2	%	m	%
				851	0
851 -- 800	608768.28	0.61	90.25	800	90.25
800 -- 785	65791.67	0.07	9.75	785	100.00



Répartition hypsométrique du bassin versant n 03

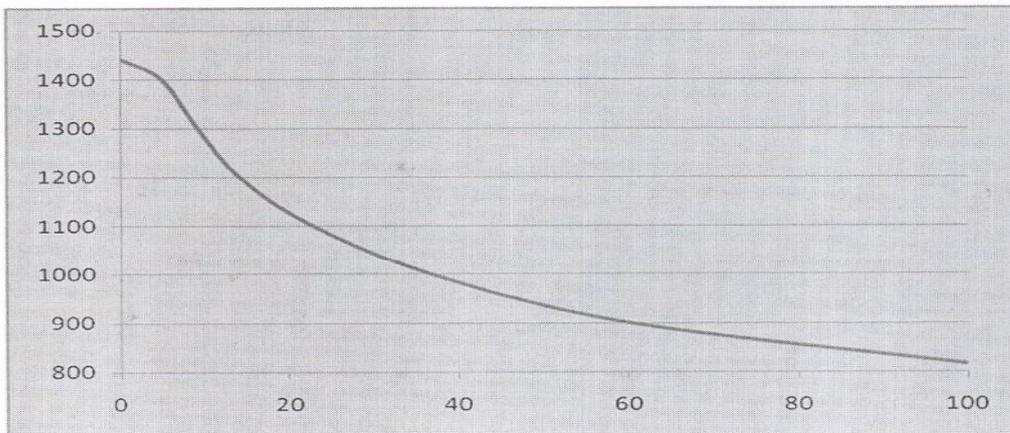
Courbe niveau	Surface partielle	Surface partielle	Surface partielle	Altitude	Pourcentage cumulé
	m2	km2	%	m	%
				1631	0
1631 - 1600	75692.79	0.08	0.31	1600	0.31
1600 - 1500	1562197.7	1.56	6.31	1500	6.62
1500 - 1400	4480264.29	4.48	18.11	1400	24.73
1400 - 1300	4844406.7	4.84	19.58	1300	44.31
1300 - 1200	5624088.79	5.62	22.73	1200	67.05
1200 - 1100	3021828.13	3.02	12.21	1100	79.26
1100 - 1000	2361663.27	2.36	9.55	1000	88.81
1000 - 900	1313399.82	1.31	5.31	900	94.12
900 - 800	1452162.63	1.45	5.87	800	99.99
800 - 798	3003.22	0.00	0.01	798	100.00



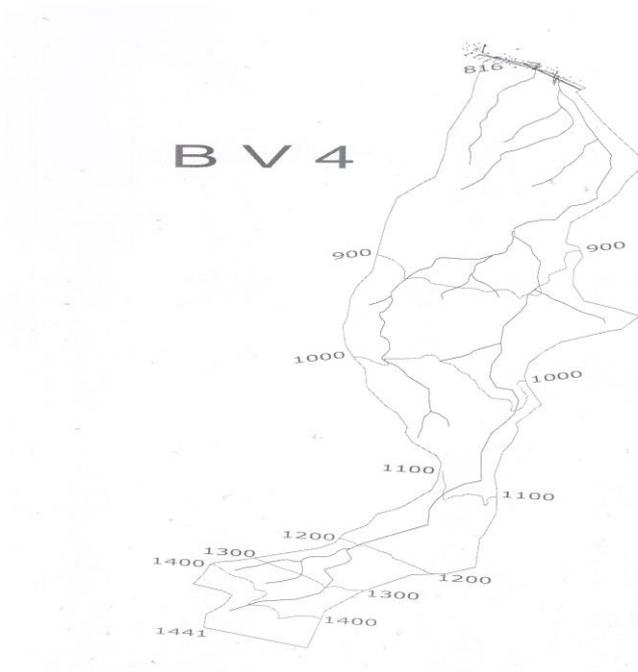
Courbe hypsométrique du bassin versant n 03

Répartition hypsométrique du bassin versant n 04

Courbe niveau	Surface partielle m2	Surface partielle km2	Surface partielle %	Altitude m	Pourcentage cumulé %
			0	1441	0
1441 - 1400	230029.55	0.23	4.85	1400	4.85
1400 - 1300	204791.63	0.20	4.31	1300	9.16
1300 - 1200	232243.66	0.23	4.89	1200	14.05
1200 - 1100	415109.38	0.42	8.75	1100	22.80
1100 - 1000	671871.7	0.67	14.16	1000	36.96
1000 - 900	1103155.65	1.10	23.24	900	60.20
900 - 816	1889039.16	1.89	39.80	816	100.00

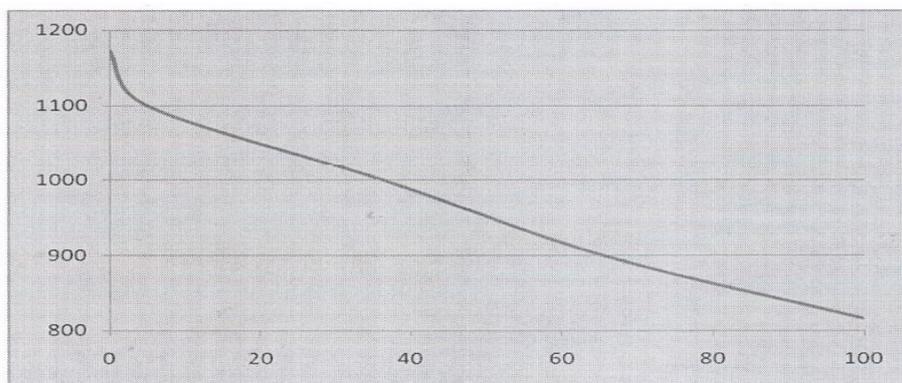


Courbe hypsométrique du bassin versant n 04

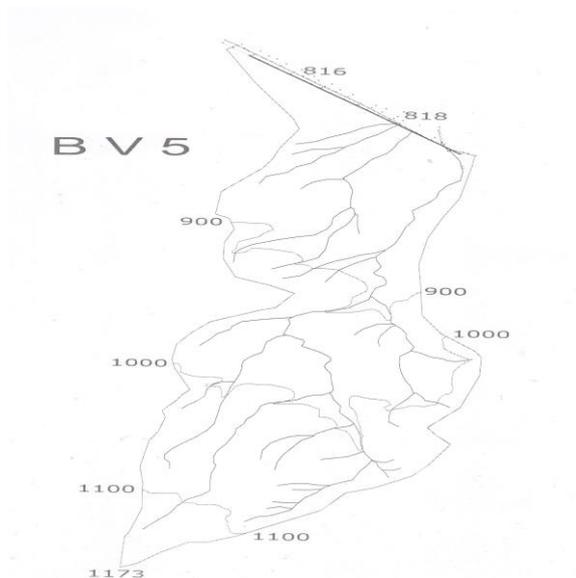


Répartition hypsométrique du bassin versant n 05

Courbe niveau	Surface partielle m2	Surface partielle km2	Surface partielle %	Altitude m	Pourcentage cumulé %
				1173	0
1173 - 1100	216342.67	0.22	4.94	1100	4.94
1100 - 1000	1383339.87	1.38	31.57	1000	36.51
1000 - 900	1279198.1	1.28	29.20	900	65.71
900 - 816	1502343.24	1.50	34.29	816	100.00

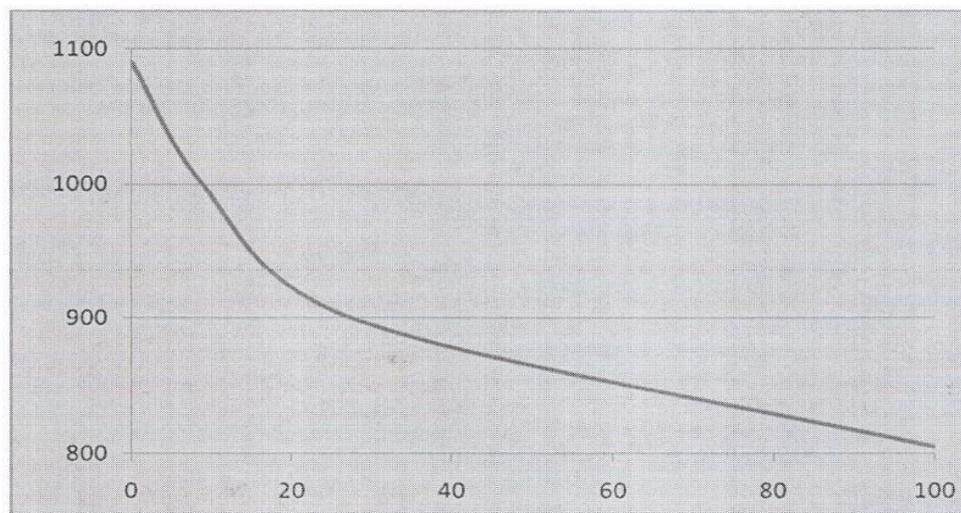


Courbe hypsométrique du bassin versant n 05

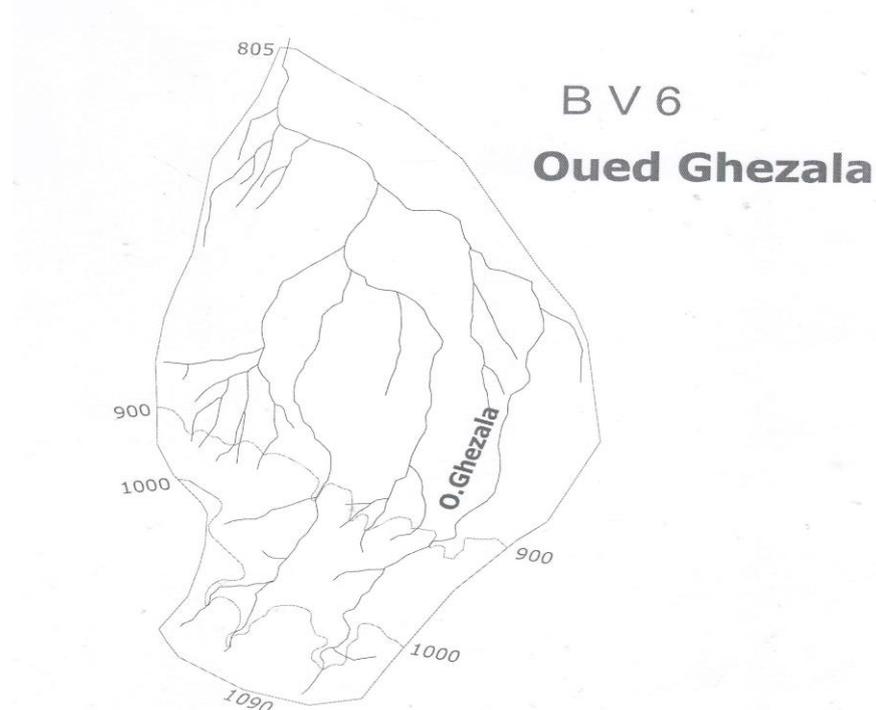


Répartition hypsométrique du bassin versant n 06

Courbe niveau	Surface partielle m2	Surface partielle km2	Surface partielle %	Altitude m	Pourcentage cumulé %
				1090	0
1090 - 1000	548841,44	0.55	8.86	1000	8.86
1000 - 900	1149800,25	1.15	18.56	900	27.42
900 - 805	4496351,57	4.50	72.58	805	100.00



Courbe hypsométrique du bassin versant n 06

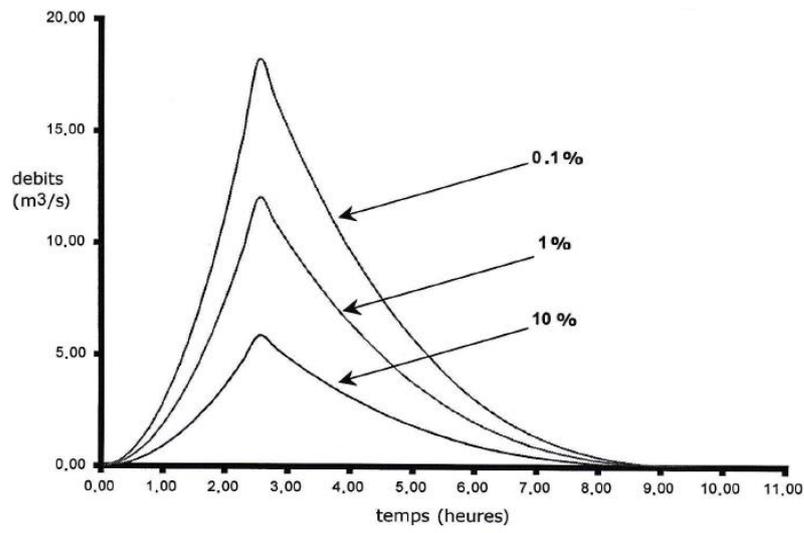


Bassin versant Taghdal

<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>
<i>débits max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>10.40</i>	<i>21.41</i>	<i>32.42</i>
	<i>0.000</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
	<i>0.123</i>	<i>0.10</i>	<i>0.21</i>	<i>0.32</i>
	<i>0.246</i>	<i>0.42</i>	<i>0.86</i>	<i>1.30</i>
	<i>0.369</i>	<i>0.94</i>	<i>1.93</i>	<i>2.92</i>
	<i>0.492</i>	<i>1.66</i>	<i>3.43</i>	<i>5.19</i>
	<i>0.615</i>	<i>2.60</i>	<i>5.35</i>	<i>8.11</i>
	<i>0.738</i>	<i>3.74</i>	<i>7.71</i>	<i>11.67</i>
	<i>0.861</i>	<i>5.10</i>	<i>10.49</i>	<i>15.89</i>
	<i>0.984</i>	<i>6.66</i>	<i>13.70</i>	<i>20.75</i>
	<i>1.107</i>	<i>8.42</i>	<i>17.34</i>	<i>26.26</i>
<i>Temps de montée</i>	<i>1.230</i>	<i>10.40</i>	<i>21.41</i>	<i>32.42</i>
	<i>0.123</i>	<i>9.39</i>	<i>19.34</i>	<i>29.28</i>
	<i>0.246</i>	<i>8.46</i>	<i>17.41</i>	<i>26.36</i>
	<i>0.369</i>	<i>7.58</i>	<i>15.61</i>	<i>23.63</i>
	<i>0.492</i>	<i>6.77</i>	<i>13.94</i>	<i>21.10</i>
	<i>0.615</i>	<i>6.02</i>	<i>12.39</i>	<i>18.76</i>
	<i>0.738</i>	<i>5.32</i>	<i>10.96</i>	<i>16.60</i>
	<i>0.861</i>	<i>4.69</i>	<i>9.65</i>	<i>14.61</i>
	<i>0.984</i>	<i>4.10</i>	<i>8.44</i>	<i>12.79</i>
	<i>1.107</i>	<i>3.57</i>	<i>7.34</i>	<i>11.12</i>
	<i>1.230</i>	<i>3.08</i>	<i>6.34</i>	<i>9.61</i>
	<i>1.353</i>	<i>2.64</i>	<i>5.44</i>	<i>8.24</i>
	<i>1.476</i>	<i>2.25</i>	<i>4.62</i>	<i>7.00</i>
	<i>1.599</i>	<i>1.89</i>	<i>3.90</i>	<i>5.90</i>
	<i>1.722</i>	<i>1.58</i>	<i>3.25</i>	<i>4.92</i>
	<i>1.845</i>	<i>1.30</i>	<i>2.68</i>	<i>4.05</i>
	<i>1.968</i>	<i>1.06</i>	<i>2.18</i>	<i>3.29</i>
	<i>2.091</i>	<i>0.85</i>	<i>1.74</i>	<i>2.64</i>
	<i>2.214</i>	<i>0.67</i>	<i>1.37</i>	<i>2.07</i>
	<i>2.337</i>	<i>0.51</i>	<i>1.06</i>	<i>1.60</i>
	<i>2.460</i>	<i>0.39</i>	<i>0.79</i>	<i>1.20</i>
	<i>2.583</i>	<i>0.28</i>	<i>0.58</i>	<i>0.88</i>
	<i>2.706</i>	<i>0.20</i>	<i>0.41</i>	<i>0.61</i>
	<i>2.829</i>	<i>0.13</i>	<i>0.27</i>	<i>0.41</i>
	<i>2.952</i>	<i>0.08</i>	<i>0.17</i>	<i>0.26</i>
	<i>3.075</i>	<i>0.05</i>	<i>0.10</i>	<i>0.15</i>
	<i>3.198</i>	<i>0.02</i>	<i>0.05</i>	<i>0.08</i>
	<i>3.321</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.03</i>
	<i>3.444</i>	<i>0.00</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>
	<i>3.567</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
<i>Temps de décrues</i>	<i>3.690</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
<i>Volume m³</i>	<i>/</i>	<i>50003.93</i>	<i>102940.78</i>	<i>155877.63</i>

Bassin versant Taghda 2

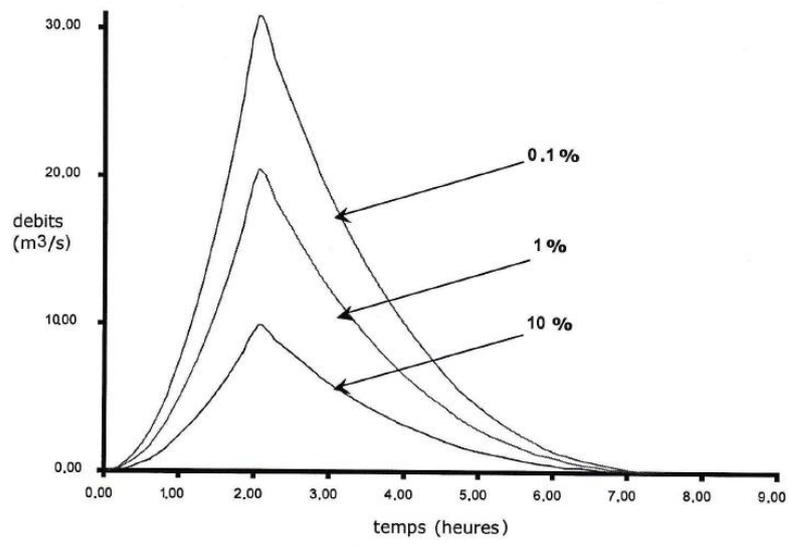
<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>
<i>débits max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>10.40</i>	<i>21.41</i>	<i>32.42</i>
	<i>0.000</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
	<i>0.123</i>	<i>0.10</i>	<i>0.21</i>	<i>0.32</i>
	<i>0.246</i>	<i>0.42</i>	<i>0.86</i>	<i>1.30</i>
	<i>0.369</i>	<i>0.94</i>	<i>1.93</i>	<i>2.92</i>
	<i>0.492</i>	<i>1.66</i>	<i>3.43</i>	<i>5.19</i>
	<i>0.615</i>	<i>2.60</i>	<i>5.35</i>	<i>8.11</i>
	<i>0.738</i>	<i>3.74</i>	<i>7.71</i>	<i>11.67</i>
	<i>0.861</i>	<i>5.10</i>	<i>10.49</i>	<i>15.89</i>
	<i>0.984</i>	<i>6.66</i>	<i>13.70</i>	<i>20.75</i>
	<i>1.107</i>	<i>8.42</i>	<i>17.34</i>	<i>26.26</i>
<i>Temps de montée</i>	<i>1.230</i>	<i>10.40</i>	<i>21.41</i>	<i>32.42</i>
	<i>0.123</i>	<i>9.39</i>	<i>19.34</i>	<i>29.28</i>
	<i>0.246</i>	<i>8.46</i>	<i>17.41</i>	<i>26.36</i>
	<i>0.369</i>	<i>7.58</i>	<i>15.61</i>	<i>23.63</i>
	<i>0.492</i>	<i>6.77</i>	<i>13.94</i>	<i>21.10</i>
	<i>0.615</i>	<i>6.02</i>	<i>12.39</i>	<i>18.76</i>
	<i>0.738</i>	<i>5.32</i>	<i>10.96</i>	<i>16.60</i>
	<i>0.861</i>	<i>4.69</i>	<i>9.65</i>	<i>14.61</i>
	<i>0.984</i>	<i>4.10</i>	<i>8.44</i>	<i>12.79</i>
	<i>1.107</i>	<i>3.57</i>	<i>7.34</i>	<i>11.12</i>
	<i>1.230</i>	<i>3.08</i>	<i>6.34</i>	<i>9.61</i>
	<i>1.353</i>	<i>2.64</i>	<i>5.44</i>	<i>8.24</i>
	<i>1.476</i>	<i>2.25</i>	<i>4.62</i>	<i>7.00</i>
	<i>1.599</i>	<i>1.89</i>	<i>3.90</i>	<i>5.90</i>
	<i>1.722</i>	<i>1.58</i>	<i>3.25</i>	<i>4.92</i>
	<i>1.845</i>	<i>1.30</i>	<i>2.68</i>	<i>4.05</i>
	<i>1.968</i>	<i>1.06</i>	<i>2.18</i>	<i>3.29</i>
	<i>2.091</i>	<i>0.85</i>	<i>1.74</i>	<i>2.64</i>
	<i>2.214</i>	<i>0.67</i>	<i>1.37</i>	<i>2.07</i>
	<i>2.337</i>	<i>0.51</i>	<i>1.06</i>	<i>1.60</i>
	<i>2.460</i>	<i>0.39</i>	<i>0.79</i>	<i>1.20</i>
	<i>2.583</i>	<i>0.28</i>	<i>0.58</i>	<i>0.88</i>
	<i>2.706</i>	<i>0.20</i>	<i>0.41</i>	<i>0.61</i>
	<i>2.829</i>	<i>0.13</i>	<i>0.27</i>	<i>0.41</i>
	<i>2.952</i>	<i>0.08</i>	<i>0.17</i>	<i>0.26</i>
	<i>3.075</i>	<i>0.05</i>	<i>0.10</i>	<i>0.15</i>
	<i>3.198</i>	<i>0.02</i>	<i>0.05</i>	<i>0.08</i>
	<i>3.321</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.03</i>
	<i>3.444</i>	<i>0.00</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>
	<i>3.567</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
<i>Temps de décrues</i>	<i>3.690</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
<i>Volume m³</i>	<i>/</i>	<i>50003.93</i>	<i>102940.78</i>	<i>155877.63</i>



Hydro grammes des crues du bassin versant **Taghda 2**

Bassin versant Taghda 3

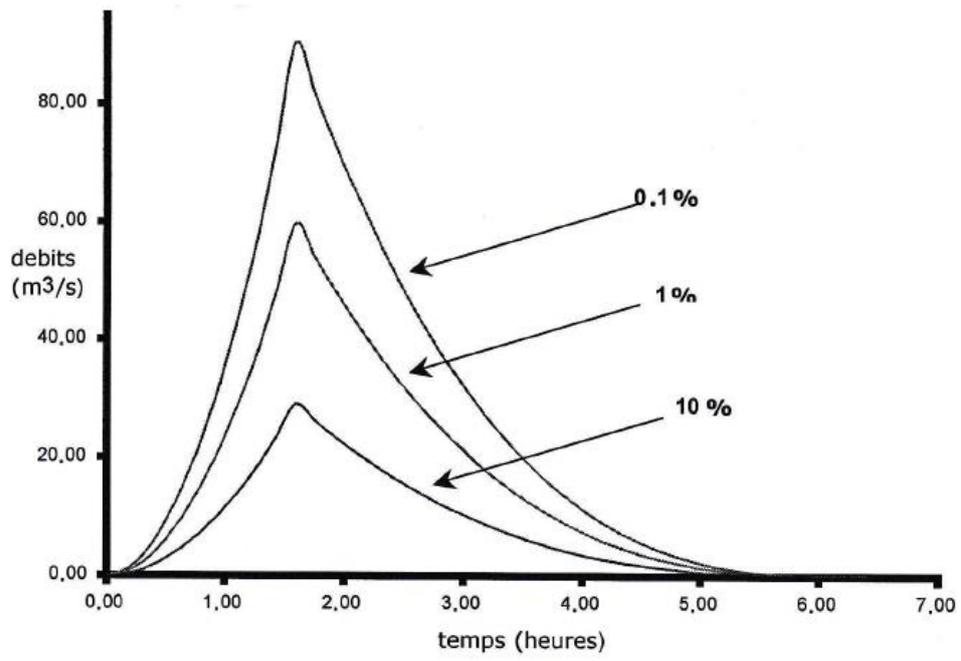
<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>
<i>débits max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>9.93</i>	<i>20.43</i>	<i>30.94</i>
	<i>0.000</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
	<i>0.206</i>	<i>0.10</i>	<i>0.20</i>	<i>0.31</i>
	<i>0.412</i>	<i>0.40</i>	<i>0.82</i>	<i>1.24</i>
	<i>0.618</i>	<i>0.89</i>	<i>1.84</i>	<i>2.78</i>
	<i>0.824</i>	<i>1.59</i>	<i>3.27</i>	<i>4.95</i>
	<i>1.030</i>	<i>2.48</i>	<i>5.11</i>	<i>7.74</i>
	<i>1.236</i>	<i>3.57</i>	<i>7.35</i>	<i>11.14</i>
	<i>1.442</i>	<i>4.87</i>	<i>10.01</i>	<i>15.16</i>
	<i>1.648</i>	<i>6.36</i>	<i>13.08</i>	<i>19.80</i>
	<i>1.854</i>	<i>8.04</i>	<i>16.55</i>	<i>25.06</i>
<i>Temps de montée</i>	<i>2.060</i>	<i>9.93</i>	<i>20.43</i>	<i>30.94</i>
	<i>0.206</i>	<i>8.97</i>	<i>18.45</i>	<i>27.95</i>
	<i>0.412</i>	<i>8.07</i>	<i>16.61</i>	<i>25.16</i>
	<i>0.618</i>	<i>7.24</i>	<i>14.89</i>	<i>22.56</i>
	<i>0.824</i>	<i>6.46</i>	<i>13.30</i>	<i>20.14</i>
	<i>1.030</i>	<i>5.75</i>	<i>11.82</i>	<i>17.91</i>
	<i>1.236</i>	<i>5.08</i>	<i>10.46</i>	<i>15.84</i>
	<i>1.442</i>	<i>4.47</i>	<i>9.21</i>	<i>13.94</i>
	<i>1.648</i>	<i>3.92</i>	<i>8.06</i>	<i>12.20</i>
	<i>1.854</i>	<i>3.41</i>	<i>7.01</i>	<i>10.61</i>
	<i>2.060</i>	<i>2.94</i>	<i>6.05</i>	<i>9.17</i>
	<i>2.266</i>	<i>2.52</i>	<i>5.19</i>	<i>7.86</i>
	<i>2.472</i>	<i>2.14</i>	<i>4.41</i>	<i>6.68</i>
	<i>2.678</i>	<i>1.81</i>	<i>3.72</i>	<i>5.63</i>
	<i>2.884</i>	<i>1.51</i>	<i>3.10</i>	<i>4.69</i>
	<i>3.090</i>	<i>1.24</i>	<i>2.55</i>	<i>3.87</i>
	<i>3.296</i>	<i>1.01</i>	<i>2.08</i>	<i>3.14</i>
	<i>3.502</i>	<i>0.81</i>	<i>1.66</i>	<i>2.52</i>
	<i>3.708</i>	<i>0.64</i>	<i>1.31</i>	<i>1.98</i>
	<i>3.914</i>	<i>0.49</i>	<i>1.01</i>	<i>1.53</i>
	<i>4.120</i>	<i>0.37</i>	<i>0.76</i>	<i>1.15</i>
	<i>4.326</i>	<i>0.27</i>	<i>0.55</i>	<i>0.84</i>
	<i>4.532</i>	<i>0.19</i>	<i>0.39</i>	<i>0.59</i>
	<i>4.738</i>	<i>0.13</i>	<i>0.26</i>	<i>0.39</i>
	<i>4.944</i>	<i>0.08</i>	<i>0.16</i>	<i>0.25</i>
	<i>5.150</i>	<i>0.05</i>	<i>0.09</i>	<i>0.14</i>
	<i>5.356</i>	<i>0.02</i>	<i>0.05</i>	<i>0.07</i>
	<i>5.562</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.03</i>
	<i>5.768</i>	<i>0.00</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>
	<i>5.974</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
<i>Temps de décrues</i>	<i>6.180</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
<i>Volume m³</i>	<i>/</i>	<i>79961.72</i>	<i>164513.39</i>	<i>249145.59</i>



hydrogrammes des crues du bassin versant **Taghda3**

Bassin versant Zaarour

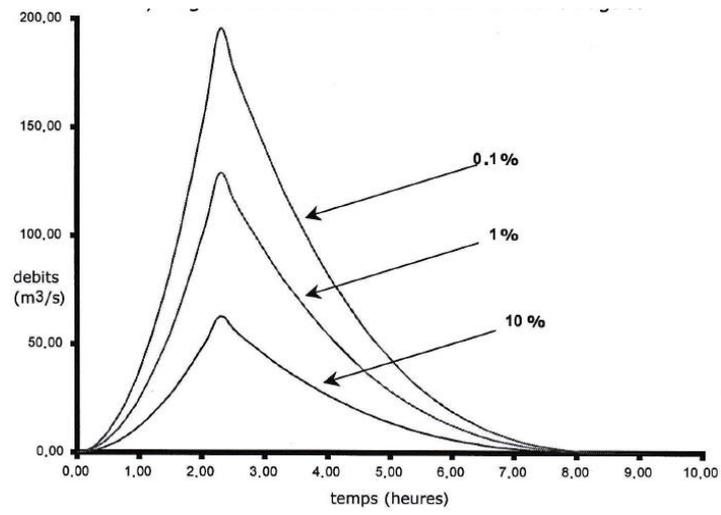
<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>
<i>débits max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>28.96</i>	<i>59.61</i>	<i>90.28</i>
	0.000	0.00	0.00	0.00
	0.160	0.29	0.60	0.90
	0.320	1.16	2.38	3.61
	0.480	2.61	5.36	8.13
	0.640	4.63	9.54	14.44
	0.800	7.24	14.90	22.57
	0.960	10.43	21.46	32.50
	1.120	14.19	29.21	44.24
	1.280	18.53	38.15	57.78
	1.440	23.46	48.28	73.13
<i>Temps de montée</i>	1.600	28.96	59.61	90.28
	0.160	26.16	53.85	81.55
	0.320	23.55	48.47	73.40
	0.480	21.11	43.46	65.81
	0.640	18.85	38.80	58.77
	0.800	16.76	34.50	52.25
	0.960	14.83	30.52	46.22
	1.120	13.05	26.86	40.68
	1.280	11.42	23.51	35.60
	1.440	9.93	20.45	30.97
	1.600	8.58	17.66	26.75
	1.760	7.36	15.14	22.93
	1.920	6.26	12.88	19.50
	2.080	5.27	10.85	16.43
	2.240	4.39	9.04	13.70
	2.400	3.62	7.45	11.29
	2.560	2.94	6.06	9.18
	2.720	2.36	4.85	7.35
	2.880	1.85	3.82	5.78
	3.040	1.43	2.94	4.45
	3.200	1.07	2.21	3.34
	3.360	0.78	1.61	2.44
	3.520	0.55	1.13	1.71
	3.680	0.37	0.76	1.15
	3.840	0.23	0.48	0.72
	4.000	0.13	0.28	0.42
	4.160	0.07	0.14	0.21
	4.320	0.03	0.06	0.09
	4.480	0.01	0.02	0.03
	4.640	0.00	0.00	0.00
<i>Temps de décrues</i>	4.800	0.00	0.00	0.00
<i>Volume m³</i>	/	181127.42	372824.78	564647.23



hydrogrammes des crues du bassin versant **Zaarour**

Bassin versant Nagues

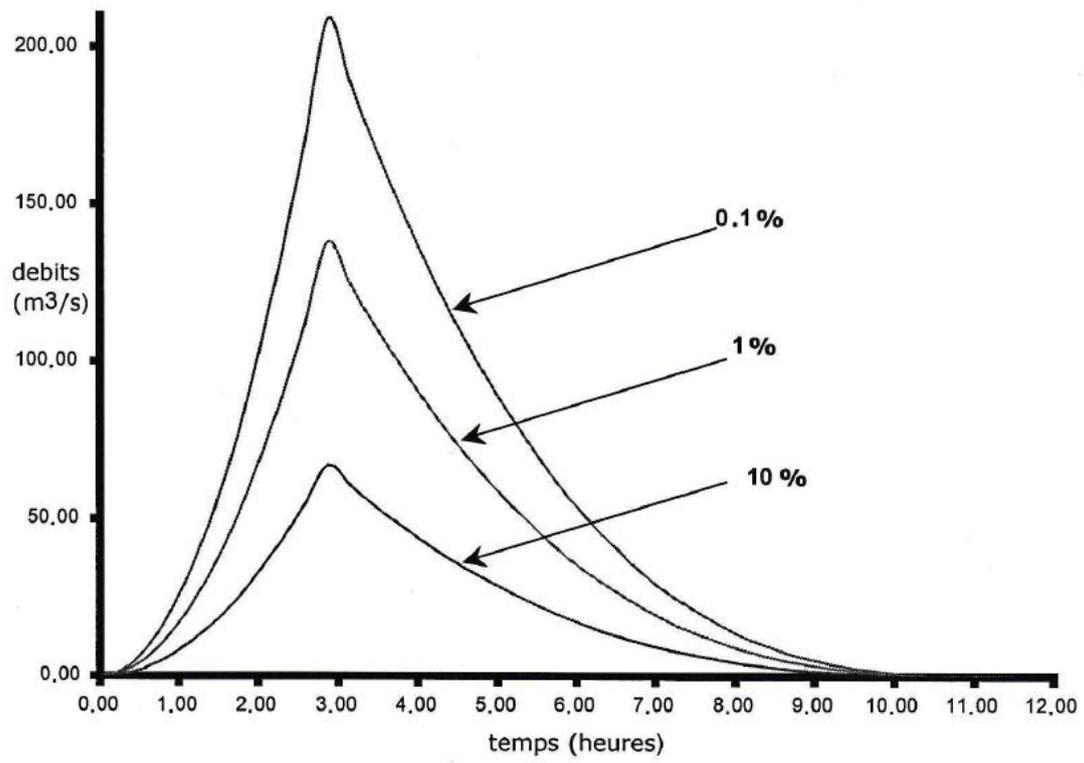
<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>
<i>débats max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>62.65</i>	<i>128.94</i>	<i>195.28</i>
	0.000	0.00	0.00	0.00
	0.229	0.63	1.29	1.95
	0.458	2.51	5.16	7.81
	0.687	5.64	11.60	17.58
	0.916	10.02	20.63	31.24
	1.145	15.66	32.24	48.82
	1.374	22.55	46.42	70.30
	1.603	30.70	63.18	95.69
	1.832	40.10	82.52	124.98
	2.061	50.75	104.44	158.18
<i>Temps de montée</i>	2.290	62.65	128.94	195.28
	0.229	56.59	116.47	176.40
	0.458	50.94	104.83	158.77
	0.687	45.67	94.00	142.36
	0.916	40.78	83.94	127.12
	1.145	36.26	74.62	113.01
	1.374	32.08	66.02	99.98
	1.603	28.23	58.10	88.00
	1.832	24.71	50.85	77.01
	2.061	21.49	44.23	66.98
	2.290	18.56	38.20	57.86
	2.519	15.92	32.76	49.61
	2.748	13.53	27.85	42.18
	2.977	11.40	23.46	35.53
	3.206	9.50	19.56	29.62
	3.435	7.83	16.12	24.41
	3.664	6.37	13.10	19.85
	3.893	5.10	10.49	15.89
	4.122	4.01	8.25	12.50
	4.351	3.09	6.36	9.63
	4.580	2.32	4.78	7.23
	4.809	1.69	3.48	5.27
	5.038	1.19	2.45	3.70
	5.267	0.80	1.64	2.48
	5.496	0.50	1.03	1.56
	5.725	0.29	0.60	0.90
	5.954	0.15	0.31	0.46
	6.183	0.06	0.13	0.20
	6.412	0.02	0.04	0.06
	6.641	0.00	0.00	0.01
<i>Temps de décrues</i>	6.870	0.00	0.00	0.00
<i>Volume m³</i>	/	560818.37	1154220.59	1748073.57



hydrogrammes des crues du bassi versant **Nagues**

Bassin versant Rafana

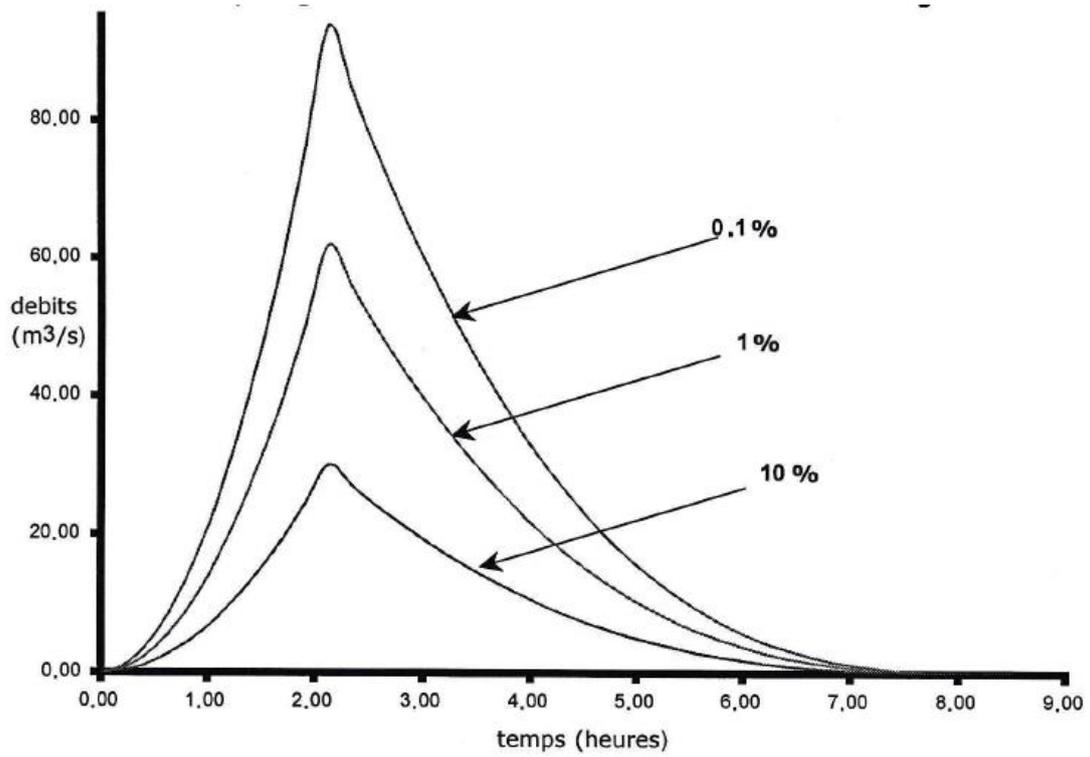
<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>	
<i>débits max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>67.01</i>	<i>137.91</i>	<i>208.87</i>	
<i>Temps de montée</i>	<i>0.000</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	
	<i>0.287</i>	<i>0.67</i>	<i>1.38</i>	<i>2.09</i>	
	<i>0.574</i>	<i>2.68</i>	<i>5.52</i>	<i>8.35</i>	
	<i>0.861</i>	<i>6.03</i>	<i>12.41</i>	<i>18.80</i>	
	<i>1.148</i>	<i>10.72</i>	<i>22.07</i>	<i>33.42</i>	
	<i>1.435</i>	<i>16.75</i>	<i>34.48</i>	<i>52.22</i>	
	<i>1.722</i>	<i>24.12</i>	<i>40.65</i>	<i>75.19</i>	
	<i>2.009</i>	<i>32.83</i>	<i>67.58</i>	<i>102.35</i>	
	<i>2.296</i>	<i>42.89</i>	<i>88.26</i>	<i>133.68</i>	
	<i>2.583</i>	<i>54.28</i>	<i>111.71</i>	<i>169.18</i>	
	<i>2.870</i>	<i>67.01</i>	<i>137.91</i>	<i>208.87</i>	
<i>Temps de décrues</i>	<i>0.287</i>	<i>60.53</i>	<i>124.57</i>	<i>188.67</i>	
	<i>0.574</i>	<i>54.48</i>	<i>112.13</i>	<i>169.82</i>	
	<i>0.861</i>	<i>48.85</i>	<i>100.54</i>	<i>152.27</i>	
	<i>1.148</i>	<i>43.62</i>	<i>89.77</i>	<i>135.97</i>	
	<i>1.435</i>	<i>38.78</i>	<i>79.81</i>	<i>120.87</i>	
	<i>1.722</i>	<i>34.31</i>	<i>70.61</i>	<i>106.94</i>	
	<i>2.009</i>	<i>30.20</i>	<i>62.15</i>	<i>94.12</i>	
	<i>2.296</i>	<i>26.43</i>	<i>54.39</i>	<i>82.37</i>	
	<i>2.583</i>	<i>22.98</i>	<i>47.30</i>	<i>71.64</i>	
	<i>2.870</i>	<i>19.85</i>	<i>40.86</i>	<i>61.89</i>	
	<i>3.157</i>	<i>17.02</i>	<i>35.03</i>	<i>53.06</i>	
	<i>3.444</i>	<i>14.47</i>	<i>29.79</i>	<i>45.12</i>	
	<i>3.731</i>	<i>12.19</i>	<i>25.09</i>	<i>38.01</i>	
	<i>4.018</i>	<i>10.17</i>	<i>20.92</i>	<i>31.69</i>	
		<i>4.305</i>	<i>8.38</i>	<i>17.24</i>	<i>26.11</i>
		<i>4.592</i>	<i>6.81</i>	<i>14.02</i>	<i>21.23</i>
		<i>4.879</i>	<i>5.45</i>	<i>11.22</i>	<i>17.00</i>
	<i>5.166</i>	<i>4.29</i>	<i>8.83</i>	<i>13.37</i>	
	<i>5.453</i>	<i>3.30</i>	<i>6.80</i>	<i>10.30</i>	
	<i>5.740</i>	<i>2.48</i>	<i>5.11</i>	<i>7.74</i>	
	<i>6.027</i>	<i>1.81</i>	<i>3.72</i>	<i>5.64</i>	
	<i>6.314</i>	<i>1.27</i>	<i>2.62</i>	<i>3.96</i>	
	<i>6.601</i>	<i>0.85</i>	<i>1.75</i>	<i>2.65</i>	
	<i>6.888</i>	<i>0.54</i>	<i>1.10</i>	<i>1.67</i>	
	<i>7.175</i>	<i>0.31</i>	<i>0.64</i>	<i>0.97</i>	
	<i>7.462</i>	<i>0.16</i>	<i>0.33</i>	<i>0.50</i>	
	<i>7.749</i>	<i>0.07</i>	<i>0.14</i>	<i>0.21</i>	
	<i>8.036</i>	<i>0.02</i>	<i>0.04</i>	<i>0.06</i>	
	<i>8.323</i>	<i>0.00</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	
	<i>8.610</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	
<i>Volume m³</i>		<i>/</i>	<i>751773.80</i>	<i>1547188.85</i>	<i>2343277.02</i>



hydrogrammes des crues du bassin versant **Rafana**

Bassin versant Es-sgui

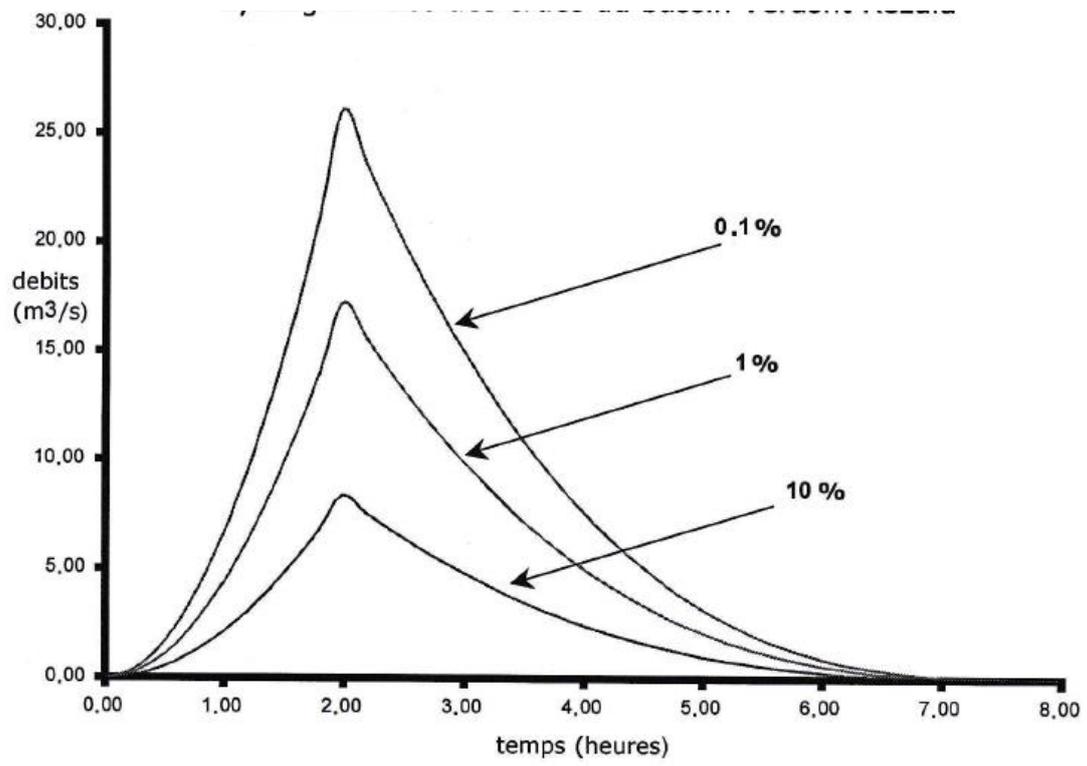
<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>
<i>débits max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>30.05</i>	<i>61.84</i>	<i>93.66</i>
	<i>0.000</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
	<i>0.213</i>	<i>0.30</i>	<i>0.62</i>	<i>0.94</i>
	<i>0.426</i>	<i>1.20</i>	<i>2.47</i>	<i>3.75</i>
	<i>0.639</i>	<i>2.70</i>	<i>5.57</i>	<i>8.43</i>
	<i>0.852</i>	<i>4.81</i>	<i>9.89</i>	<i>14.99</i>
	<i>1.065</i>	<i>7.51</i>	<i>15.46</i>	<i>23.42</i>
	<i>1.278</i>	<i>10.82</i>	<i>22.26</i>	<i>33.72</i>
	<i>1.491</i>	<i>14.72</i>	<i>30.30</i>	<i>45.89</i>
	<i>1.704</i>	<i>19.23</i>	<i>39.58</i>	<i>59.94</i>
	<i>1.917</i>	<i>24.34</i>	<i>50.09</i>	<i>75.86</i>
<i>Temps de montée</i>	<i>2.130</i>	<i>30.05</i>	<i>61.84</i>	<i>93.66</i>
<i>Temps de décrues</i>	<i>0.213</i>	<i>27.14</i>	<i>55.86</i>	<i>84.60</i>
	<i>0.426</i>	<i>24.43</i>	<i>50.28</i>	<i>76.15</i>
	<i>0.639</i>	<i>21.91</i>	<i>45.08</i>	<i>68.28</i>
	<i>0.852</i>	<i>19.56</i>	<i>40.26</i>	<i>60.97</i>
	<i>1.065</i>	<i>17.39</i>	<i>35.79</i>	<i>54.20</i>
	<i>1.278</i>	<i>15.39</i>	<i>31.66</i>	<i>47.95</i>
	<i>1.491</i>	<i>13.54</i>	<i>27.87</i>	<i>42.21</i>
	<i>1.704</i>	<i>11.85</i>	<i>24.39</i>	<i>36.94</i>
	<i>1.917</i>	<i>10.31</i>	<i>21.21</i>	<i>32.13</i>
	<i>2.130</i>	<i>8.90</i>	<i>18.32</i>	<i>27.75</i>
	<i>2.343</i>	<i>7.63</i>	<i>15.71</i>	<i>23.79</i>
	<i>2.556</i>	<i>6.49</i>	<i>13.36</i>	<i>20.23</i>
	<i>2.769</i>	<i>5.47</i>	<i>11.25</i>	<i>17.04</i>
	<i>2.982</i>	<i>4.56</i>	<i>9.38</i>	<i>14.21</i>
	<i>3.195</i>	<i>3.76</i>	<i>7.73</i>	<i>11.71</i>
	<i>3.408</i>	<i>3.05</i>	<i>6.28</i>	<i>9.52</i>
	<i>3.621</i>	<i>2.45</i>	<i>5.03</i>	<i>7.62</i>
	<i>3.834</i>	<i>1.92</i>	<i>3.96</i>	<i>5.99</i>
	<i>4.047</i>	<i>1.48</i>	<i>3.05</i>	<i>4.62</i>
	<i>4.260</i>	<i>1.11</i>	<i>2.29</i>	<i>3.47</i>
	<i>4.473</i>	<i>0.81</i>	<i>1.67</i>	<i>2.53</i>
	<i>4.686</i>	<i>0.57</i>	<i>1.17</i>	<i>1.78</i>
	<i>4.899</i>	<i>0.38</i>	<i>0.79</i>	<i>1.19</i>
	<i>5.112</i>	<i>0.24</i>	<i>0.49</i>	<i>0.75</i>
	<i>5.325</i>	<i>0.14</i>	<i>0.29</i>	<i>0.43</i>
	<i>5.538</i>	<i>0.07</i>	<i>0.15</i>	<i>0.22</i>
	<i>5.751</i>	<i>0.03</i>	<i>0.06</i>	<i>0.09</i>
	<i>5.964</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.03</i>
	<i>6.177</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
	<i>6.390</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
<i>Volume m³</i>	<i>/</i>	<i>250201.41</i>	<i>514890.35</i>	<i>779829.08</i>



hydrogrammes des crues du bassin versant **Es-sgui**

Bassin versant Rezala

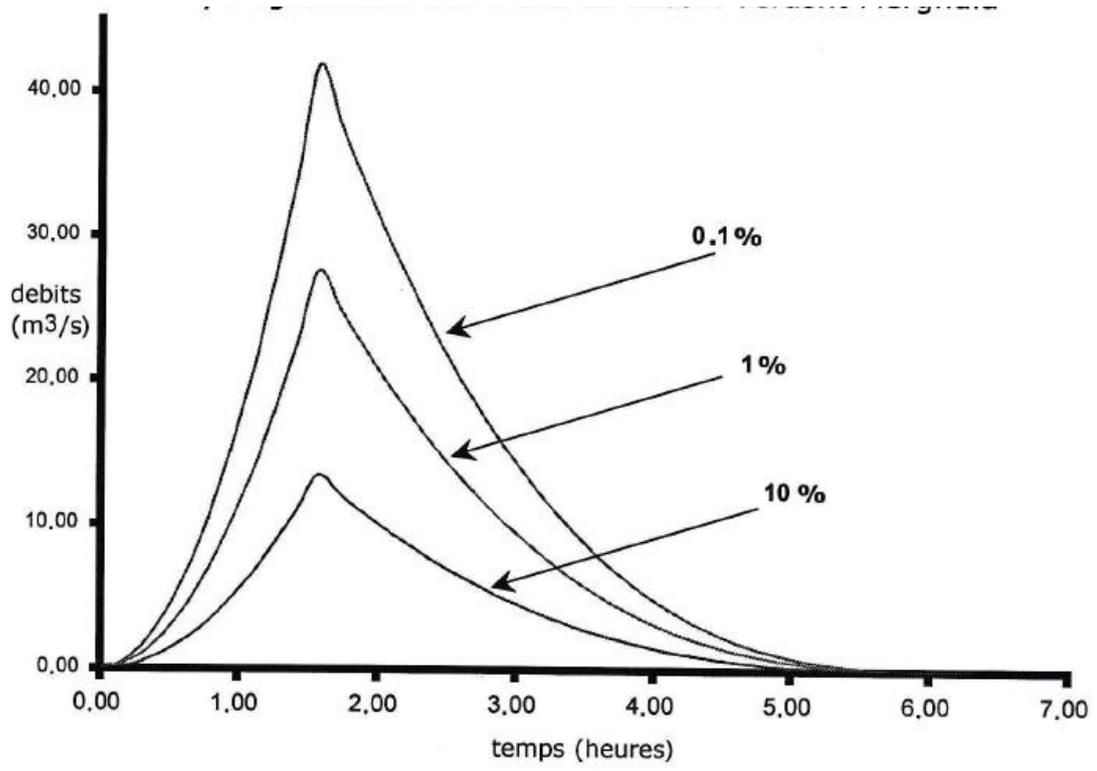
<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>
<i>débits max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>8.36</i>	<i>17.20</i>	<i>26.05</i>
	<i>0.000</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
	<i>0.199</i>	<i>0.08</i>	<i>0.17</i>	<i>0.26</i>
	<i>0.398</i>	<i>0.33</i>	<i>0.69</i>	<i>1.04</i>
	<i>0.597</i>	<i>0.75</i>	<i>1.55</i>	<i>2.34</i>
	<i>0.796</i>	<i>1.34</i>	<i>2.75</i>	<i>4.17</i>
	<i>0.995</i>	<i>2.09</i>	<i>4.30</i>	<i>6.51</i>
	<i>1.194</i>	<i>3.01</i>	<i>6.19</i>	<i>9.38</i>
	<i>1.393</i>	<i>4.10</i>	<i>8.43</i>	<i>12.76</i>
	<i>1.592</i>	<i>5.35</i>	<i>11.01</i>	<i>16.67</i>
	<i>1.791</i>	<i>6.77</i>	<i>13.93</i>	<i>21.10</i>
<i>Temps de montée</i>	<i>1.990</i>	<i>8.36</i>	<i>17.20</i>	<i>26.05</i>
<i>Temps de décrues</i>	<i>0.199</i>	<i>7.55</i>	<i>15.54</i>	<i>23.53</i>
	<i>0.398</i>	<i>6.80</i>	<i>13.98</i>	<i>21.18</i>
	<i>0.597</i>	<i>6.09</i>	<i>12.54</i>	<i>18.99</i>
	<i>0.796</i>	<i>5.44</i>	<i>11.20</i>	<i>16.96</i>
	<i>0.995</i>	<i>4.84</i>	<i>9.95</i>	<i>15.08</i>
	<i>1.194</i>	<i>4.28</i>	<i>8.81</i>	<i>13.34</i>
	<i>1.393</i>	<i>3.77</i>	<i>7.75</i>	<i>11.74</i>
	<i>1.592</i>	<i>3.30</i>	<i>6.78</i>	<i>10.27</i>
	<i>1.791</i>	<i>2.87</i>	<i>5.90</i>	<i>8.94</i>
	<i>1.990</i>	<i>2.48</i>	<i>5.10</i>	<i>7.72</i>
	<i>2.189</i>	<i>2.12</i>	<i>4.37</i>	<i>6.62</i>
	<i>2.388</i>	<i>1.81</i>	<i>3.72</i>	<i>5.63</i>
	<i>2.587</i>	<i>1.52</i>	<i>3.13</i>	<i>4.74</i>
	<i>2.786</i>	<i>1.27</i>	<i>2.61</i>	<i>3.95</i>
	<i>2.985</i>	<i>1.05</i>	<i>2.15</i>	<i>3.26</i>
	<i>3.184</i>	<i>0.85</i>	<i>1.75</i>	<i>2.65</i>
	<i>3.383</i>	<i>0.68</i>	<i>1.40</i>	<i>2.12</i>
	<i>3.582</i>	<i>0.54</i>	<i>1.10</i>	<i>1.67</i>
	<i>3.781</i>	<i>0.41</i>	<i>0.85</i>	<i>1.28</i>
	<i>3.980</i>	<i>0.31</i>	<i>0.64</i>	<i>0.96</i>
	<i>4.179</i>	<i>0.23</i>	<i>0.46</i>	<i>0.70</i>
	<i>4.378</i>	<i>0.16</i>	<i>0.33</i>	<i>0.49</i>
	<i>4.577</i>	<i>0.11</i>	<i>0.22</i>	<i>0.33</i>
	<i>4.776</i>	<i>0.07</i>	<i>0.14</i>	<i>0.21</i>
	<i>4.975</i>	<i>0.04</i>	<i>0.08</i>	<i>0.12</i>
	<i>5.174</i>	<i>0.02</i>	<i>0.04</i>	<i>0.06</i>
	<i>5.373</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.03</i>
	<i>5.572</i>	<i>0.00</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>
	<i>5.771</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
	<i>5.970</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
<i>Volume m³</i>	<i>/</i>	<i>65031.69</i>	<i>133797.25</i>	<i>202640.61</i>



hydrogrammes des crues du bassin versant **Rezala**

Bassin versant Merghdia

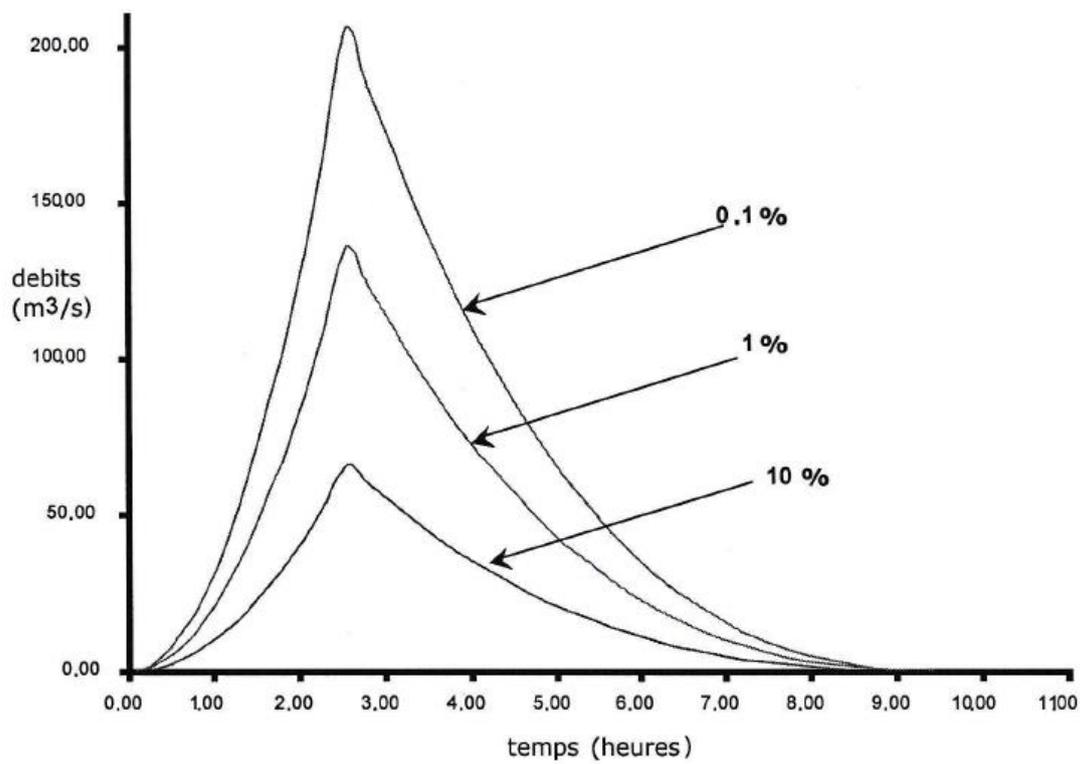
<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>
<i>débîts max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>13.42</i>	<i>27.62</i>	<i>41.84</i>
	0.000	0.00	0.00	0.00
	0.158	0.13	0.28	0.42
	0.316	0.54	1.10	1.67
	0.474	1.21	2.49	3.77
	0.632	2.15	4.42	6.69
	0.790	3.36	6.91	10.46
	0.948	4.83	9.94	15.06
	1.106	6.58	13.53	20.50
	1.264	8.59	17.68	26.78
	1.422	10.87	22.37	33.89
<i>Temps de montée</i>	1.580	13.42	27.62	41.84
<i>Temps de décrues</i>	0.158	12.12	24.95	37.79
	0.316	10.91	22.46	34.02
	0.474	9.78	20.13	30.50
	0.632	8.74	17.98	27.24
	0.790	7.77	15.98	24.21
	0.948	6.87	14.14	21.42
	1.106	6.05	12.45	18.85
	1.264	5.29	10.89	16.50
	1.422	4.60	9.47	14.35
	1.580	3.98	8.18	12.40
	1.738	3.41	7.02	10.63
	1.896	2.90	5.97	9.04
	1.896	2.90	5.97	9.04
	2.054	2.44	5.03	7.61
	2.212	2.04	4.19	6.35
	2.370	1.68	3.45	5.23
	2.528	1.36	2.81	4.25
	2.686	1.09	2.25	3.40
	2.844	0.86	1.77	2.68
	3.002	0.66	1.36	2.06
	3.160	0.50	1.02	1.55
	3.318	0.36	0.75	1.13
	3.476	0.25	0.52	0.79
	3.634	0.17	0.35	0.53
	3.792	0.11	0.22	0.33
	3.950	0.06	0.13	0.19
	4.108	0.03	0.07	0.10
	4.266	0.01	0.03	0.04
	4.424	0.00	0.01	0.01
	4.582	0.00	0.00	0.00
	4.740	0.00	0.00	0.00
<i>Volume m³</i>	/	82884.87	170587.20	258413.04



hydrogrammes des crues du bassin versant **Merghdia**

Bassin versant El Anba

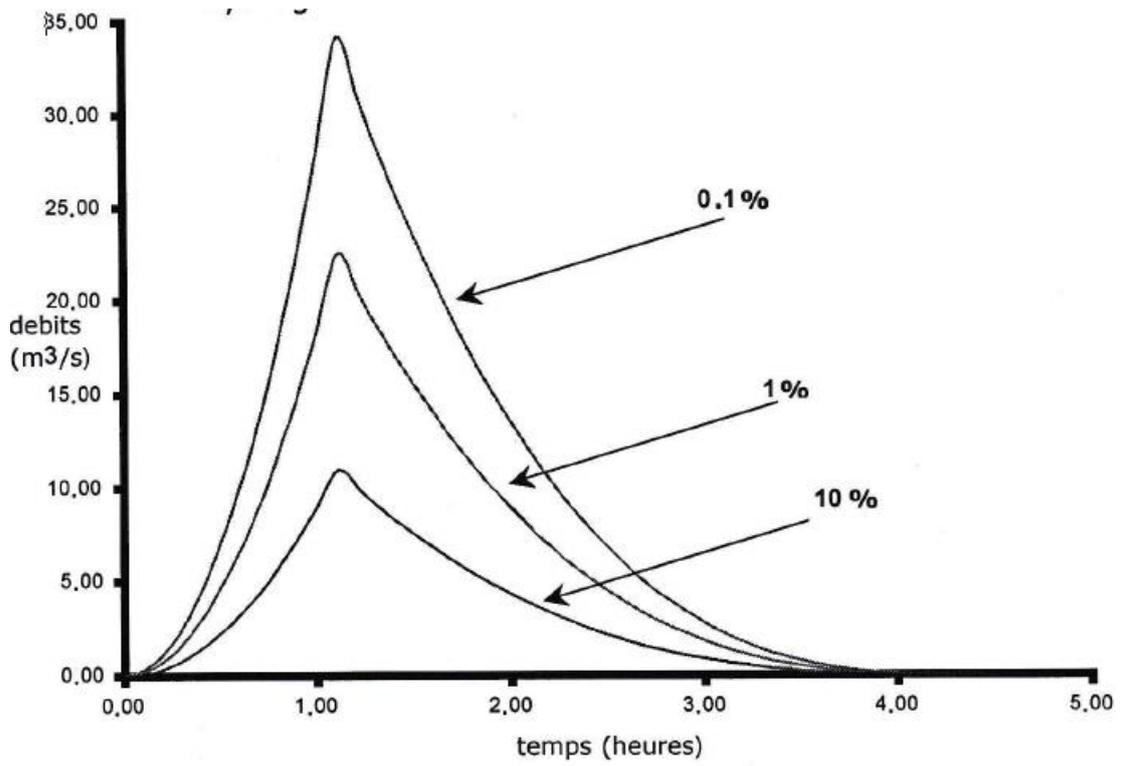
<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>
<i>débats max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>66.31</i>	<i>136.45</i>	<i>206.67</i>
	<i>0.000</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
	<i>0.256</i>	<i>0.66</i>	<i>1.36</i>	<i>2.07</i>
	<i>0.512</i>	<i>2.65</i>	<i>5.46</i>	<i>8.27</i>
	<i>0.768</i>	<i>5.97</i>	<i>12.28</i>	<i>18.60</i>
	<i>1.024</i>	<i>10.61</i>	<i>21.83</i>	<i>33.07</i>
	<i>1.280</i>	<i>16.58</i>	<i>34.11</i>	<i>51.67</i>
	<i>1.536</i>	<i>23.87</i>	<i>49.12</i>	<i>74.40</i>
	<i>1.792</i>	<i>32.49</i>	<i>66.86</i>	<i>101.27</i>
	<i>2.048</i>	<i>42.44</i>	<i>87.33</i>	<i>132.27</i>
	<i>2.304</i>	<i>53.71</i>	<i>110.52</i>	<i>167.40</i>
<i>Temps de montée</i>	<i>2.560</i>	<i>66.31</i>	<i>136.45</i>	<i>206.67</i>
<i>Temps de décrues</i>	<i>0.256</i>	<i>59.90</i>	<i>123.25</i>	<i>186.68</i>
	<i>0.512</i>	<i>53.91</i>	<i>110.94</i>	<i>168.03</i>
	<i>0.768</i>	<i>48.34</i>	<i>99.47</i>	<i>150.66</i>
	<i>1.024</i>	<i>43.17</i>	<i>88.82</i>	<i>134.53</i>
	<i>1.280</i>	<i>38.37</i>	<i>78.96</i>	<i>119.60</i>
	<i>1.536</i>	<i>33.95</i>	<i>69.86</i>	<i>105.82</i>
	<i>1.792</i>	<i>29.88</i>	<i>61.49</i>	<i>93.13</i>
	<i>2.048</i>	<i>26.15</i>	<i>53.81</i>	<i>81.50</i>
	<i>2.304</i>	<i>22.74</i>	<i>46.80</i>	<i>70.89</i>
	<i>2.560</i>	<i>19.65</i>	<i>40.43</i>	<i>61.24</i>
	<i>2.816</i>	<i>16.85</i>	<i>34.66</i>	<i>52.50</i>
	<i>3.072</i>	<i>14.32</i>	<i>29.47</i>	<i>44.64</i>
	<i>3.328</i>	<i>12.07</i>	<i>24.83</i>	<i>37.61</i>
	<i>3.584</i>	<i>10.06</i>	<i>20.70</i>	<i>31.35</i>
	<i>3.840</i>	<i>8.29</i>	<i>17.06</i>	<i>25.83</i>
	<i>4.096</i>	<i>6.74</i>	<i>13.87</i>	<i>21.00</i>
	<i>4.352</i>	<i>5.40</i>	<i>11.10</i>	<i>16.82</i>
	<i>4.608</i>	<i>4.24</i>	<i>8.73</i>	<i>13.23</i>
	<i>4.864</i>	<i>3.27</i>	<i>6.73</i>	<i>10.19</i>
	<i>5.120</i>	<i>2.46</i>	<i>5.05</i>	<i>7.65</i>
	<i>5.376</i>	<i>1.79</i>	<i>3.68</i>	<i>5.58</i>
	<i>5.632</i>	<i>1.26</i>	<i>2.59</i>	<i>3.92</i>
	<i>5.888</i>	<i>0.84</i>	<i>1.73</i>	<i>2.63</i>
	<i>6.144</i>	<i>0.53</i>	<i>1.09</i>	<i>1.65</i>
	<i>6.400</i>	<i>0.31</i>	<i>0.63</i>	<i>0.96</i>
	<i>6.656</i>	<i>0.16</i>	<i>0.32</i>	<i>0.49</i>
	<i>6.912</i>	<i>0.07</i>	<i>0.14</i>	<i>0.21</i>
	<i>7.168</i>	<i>0.02</i>	<i>0.04</i>	<i>0.06</i>
	<i>7.424</i>	<i>0.00</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>
	<i>7.680</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
<i>Volume m³</i>	<i>/</i>	<i>663566.82</i>	<i>1365460.61</i>	<i>2068154.96</i>



hydrogramme des crues du bassin versant **El Anba**

Bassin versant Chabro

<i>Fréquence%</i>		<i>10</i>	<i>1</i>	<i>0.1</i>
<i>débits max m³/s</i>	<i>TEMPS</i>	<i>10.95</i>	<i>22.54</i>	<i>34.13</i>
	<i>0.000</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
	<i>0.111</i>	<i>0.11</i>	<i>0.23</i>	<i>0.34</i>
	<i>0.222</i>	<i>0.44</i>	<i>0.90</i>	<i>1.37</i>
	<i>0.333</i>	<i>0.99</i>	<i>2.03</i>	<i>3.07</i>
	<i>0.444</i>	<i>1.75</i>	<i>3.61</i>	<i>5.46</i>
	<i>0.555</i>	<i>2.74</i>	<i>5.64</i>	<i>8.53</i>
	<i>0.666</i>	<i>3.94</i>	<i>8.11</i>	<i>12.29</i>
	<i>0.777</i>	<i>5.37</i>	<i>11.04</i>	<i>16.72</i>
	<i>0.888</i>	<i>7.01</i>	<i>14.43</i>	<i>21.84</i>
	<i>0.999</i>	<i>8.87</i>	<i>18.26</i>	<i>27.65</i>
<i>Temps de montée</i>	<i>1.110</i>	<i>10.95</i>	<i>22.54</i>	<i>34.13</i>
<i>Temps de décrues</i>	<i>0.111</i>	<i>9.89</i>	<i>20.36</i>	<i>30.83</i>
	<i>0.222</i>	<i>8.90</i>	<i>18.33</i>	<i>27.75</i>
	<i>0.333</i>	<i>7.98</i>	<i>16.43</i>	<i>24.88</i>
	<i>0.444</i>	<i>7.13</i>	<i>14.67</i>	<i>22.22</i>
	<i>0.555</i>	<i>6.34</i>	<i>13.04</i>	<i>19.75</i>
	<i>0.666</i>	<i>5.61</i>	<i>11.54</i>	<i>17.47</i>
	<i>0.777</i>	<i>4.93</i>	<i>10.16</i>	<i>15.38</i>
	<i>0.888</i>	<i>4.32</i>	<i>8.89</i>	<i>13.46</i>
	<i>0.999</i>	<i>3.76</i>	<i>7.73</i>	<i>11.71</i>
	<i>1.110</i>	<i>3.24</i>	<i>6.68</i>	<i>10.11</i>
	<i>1.221</i>	<i>2.78</i>	<i>5.73</i>	<i>8.67</i>
	<i>1.332</i>	<i>2.37</i>	<i>4.87</i>	<i>7.37</i>
	<i>1.443</i>	<i>1.99</i>	<i>4.10</i>	<i>6.21</i>
	<i>1.554</i>	<i>1.66</i>	<i>3.42</i>	<i>5.18</i>
	<i>1.665</i>	<i>1.37</i>	<i>2.82</i>	<i>4.27</i>
	<i>1.776</i>	<i>1.11</i>	<i>2.29</i>	<i>3.47</i>
	<i>1.887</i>	<i>0.89</i>	<i>1.83</i>	<i>2.78</i>
	<i>1.998</i>	<i>0.70</i>	<i>1.44</i>	<i>2.18</i>
	<i>2.109</i>	<i>0.54</i>	<i>1.11</i>	<i>1.68</i>
	<i>2.220</i>	<i>0.41</i>	<i>0.83</i>	<i>1.26</i>
	<i>2.331</i>	<i>0.30</i>	<i>0.61</i>	<i>0.92</i>
	<i>2.442</i>	<i>0.21</i>	<i>0.43</i>	<i>0.65</i>
	<i>2.553</i>	<i>0.14</i>	<i>0.29</i>	<i>0.43</i>
	<i>2.664</i>	<i>0.09</i>	<i>0.18</i>	<i>0.27</i>
	<i>2.775</i>	<i>0.05</i>	<i>0.10</i>	<i>0.16</i>
	<i>2.886</i>	<i>0.03</i>	<i>0.05</i>	<i>0.08</i>
	<i>2.997</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.03</i>
	<i>3.108</i>	<i>0.00</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>
	<i>3.219</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
	<i>3.330</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
<i>Volume m³</i>	<i>/</i>	<i>47511.94</i>	<i>97800.83</i>	<i>148089.73</i>



hydrogrammes des crues du bassin versant **Chabro**