



Faculté de Technologie
Département d'Hydraulique

MÉMOIRE DE FIN D'ÉTUDES

Présenté par :

AIT OUSLIMANE Ferhat

MEZAOUI Fouad

En vue de l'obtention du diplôme de **MASTER en Hydraulique**

Option : **Ouvrages et Aménagements Hydrauliques**

INTITULE :

DIMENSIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU BARRAGE DE BOUNACHI (W. TIZI OUZOU)

Soutenu le **01 /07 /2017** devant le jury composé de :

- Président : **Mr. BRAKENI Abderrazak**
- Examineur : **Mr. SAOU Abdelhamid**
- Promoteur : **Mr. LADJEL Mahmoud**

Dédicaces

Je dédie ce mémoire à:

Mes parents :

Vous vous êtes dépensés pour moi sans compter. En reconnaissance de tous les sacrifices consentis par tous et chacun pour me permettre d'atteindre cette étape de ma vie. Avec toute ma tendresse.

A mon frère et mes sœurs. A mes oncles, tantes, cousins et cousines.

Spécial dédicace à mon collègue et ami Fouad qui ma bien aidé le long de mon parcours universitaire.

A Eva qui n'a jamais cessé de m'encourager et de me soutenir

A tous les membres de ma promotion.

A mes amis. Aux professeurs qui m'ont aidé de près ou de loin dans mon cursus universitaire.

Ferhat AIT OUSLIMANE

Dédicaces

Je dédie ce mémoire à :

- Mes parents :

Ma mère, qui a œuvré pour ma réussite, de par son amour, son soutien, tous les sacrifices consentis et ses précieux conseils, pour toute son assistance et sa présence dans ma vie, reçois à travers ce travail aussi modeste soit-il, l'expression de mes sentiments et de mon éternelle gratitude.

Mon père, qui peut être fier et trouver ici le résultat de longues années de sacrifices et de privations pour m'aider à avancer dans la vie. Puisse Dieu faire en sorte que ce travail porte son fruit ; Merci pour les valeurs nobles, l'éducation et le soutien permanent venu de toi.

Mes frères et sœurs qui n'ont cessé d'être pour moi des exemples de persévérance, de courage et de générosité.

Mon professeur encadreur pour son aide et sa précieuse attention

Mes professeurs qui doivent voir dans ce travail la fierté d'un savoir bien acquis.

Fouad MEZAOUI

Remercîments :

Nous tenons tout d'abord à remercier Dieu le tout puissant et miséricordieux, qui nous a donné la force et la patience d'accomplir ce modeste travail.

En second lieu, À nos parents pour nous avoir encouragé et permis d'entreprendre les études. Sans eux, nous ne serions pas là.

nous tenons à remercier notre encadreur Mr LADJEL , qui nous a permis de bénéficier de son encadrement, les conseils qu'il nous a prodigué, la patience, la confiance qu'il nous a témoigné ont été déterminants dans la réalisation de notre travail .

Nos remerciements s'étendent également à tous nos enseignants durant les années d'études.

Nos vifs remerciements vont également aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à notre recherche en acceptant d'examiner notre travail et de l'enrichir par leurs propositions.

À nos familles et nos amis qui par leurs prières et leurs encouragements, on a pu surmonter tous les obstacles.

Enfin, nous tenons à remercier tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail.

Liste des symboles

H_{moy} : Altitude moyenne du bassin versant (m).

S_i : Surface comprise entre deux courbes de niveau (km²).

H_i : Altitude moyenne entre deux courbes (m).

H_{max} : L'altitude maximale du cours d'eau principal (m).

S : Superficie (Km²).

P : Périmètre (Km).

L_{ce} : Longueur du talweg principal (Km).

D : Dénivelée.

I_c : Pente moyenne du cours d'eau (‰).

P_{moy} : Pluie moyenne (mm).

\bar{E} : Écoulement moyen interannuel (mm).

$P(\%)$: Fréquence empirique de l'échantillon.

m : Rang de la variable dans la série classée.

n : Nombre d'années d'observation.

C_v : Le coefficient de variation.

C_s : Le coefficient d'asymétrie.

k_i : Module d'écoulement comme le rapport.

$E_{P\%}$: Écoulement fréquentiel d'une fréquence donnée (mm).

$F_{P\%}$: Variable de Foster-Rebkine dépend du coefficient de variation et le coefficient.

t_c : Le temps de concentration (h).

v_c : La vitesse de concentration de la phase maximale de la crue (Km/h).

H_{moy} : L'altitude moyenne du bassin versant (m).

H_{min} : L'altitude minimale du bassin versant (m).

$\overline{P_{max,j}}$: Lamme de pluie journalière d'une fréquence $P\%$ (mm).

$U_{P\%}$: Constante de Gauss qui correspond à une fréquence donnée.

$P_{j.P\%}$: Lamme de pluie journalière d'une fréquence $P\%$ (mm)

$\alpha_{t_c.P\%}$: Le coefficient d'écoulement.

$P_{t_c.P\%}$: Lamme d'une pluie de courte durée au temps de concentration (mm)

$C_{p\%}$: Coefficient d'écoulement estimé sur la base des études régionale, elle est

$C_{50\%}$: Le coefficient climatique moyen d'écoulement.

a : Le coefficient climatique qui caractérise le ruissellement.

$U_{p\%}$: La constante de Gauss qui correspond à une fréquence P%.

$P_{t_c, p\%}$: Lame d'une pluie de courte durée (mm).

$\alpha_{t_c, p\%}$: Le coefficient d'écoulement.

$V_{p\%}$: Le volume de la lame écoulée (m^3).

T_0 : Durée de ruissellement (h).

$P_{j, p\%}$: La lame de pluie journalière d'une fréquence P% (mm)

T_0 : Durée de ruissellement (h)

k_1 : Coefficient qui tient compte du passage de la forme rectangulaire à la forme réel.

ϕ : Coefficient de la lame active de l'écoulement.

$L_{e, p\%}$: La lame écoulée dans le bassin versant (mm).

r : Coefficient de réduction de l'ordonnée maximale de ruissellement en ordonnée de

m_b : Coefficient de forme de l'hydrogramme de la crue.

T : Le temps de base de la crue (h).

Q_m : Débit instantané de la montée (m^3 / s).

Q_d : Débit instantané de la décrue (m^3 / s).

t : Le temps courant (h).

t_d : Le temps de décrue (h).

T : le temps de la base (h).

t_m : Le temps de montée (h).

V_n : Volume d'eau correspondant à la courbe de niveau H_n (m^3).

ΔV_n : Volume élémentaire compris entre deux courbes de niveaux successives (m^3).

ΔH : Différence d'altitude entre les deux courbes de niveau successives (m).

S_{n-1} : Surface du plan d'eau correspondant à la courbe de niveau H_{n-1} (m^2).

S_n : Surface du plan d'eau correspondant à la courbe de niveau H_n (m^2).

H^* : Dénivelée entre la première courbe de niveau.

$W_{besoins}$: Volume d'eau pour l'irrigation m^3 .

V_u : Volume utile (m^3).

V_t : Volume mort (m^3).

Q : Débit de laminage (m^3/s).

H_e : Charge hydraulique au-dessus du déversoir où la lame laminé (m).

b_d : Largeur du déversoir (m)

m : Coefficient du débit, avec, $m=0.49$.

r_l : Degrés de laminage

K_{min} : Coefficient minimal de la forme du l'hydrogramme de crue, avec, $K_{min}=2$

K : Coefficient de forme de l'hydrogramme de crue, avec, $K = m'_s + 1$

V_c : Volume de la crue (m^3)

V_l : Volume laminée (m^3)

τ : Taux de laminage.

T' : Temps de base de l'hydrogramme laminé (h)

t_m' : Temps de base de l'hydrogramme de crue (h)

γ' : Degrés de laminage

m : Coefficient de forme de l'hydrogramme de crue dans la formule de Béjaia'2000.

γ : Coefficient qui correspond au rapport entre le temps de décrue et le temps de

r_l : Degrés de laminage.

T' : Temps de base de l'hydrogramme laminé (h)

t_d' : Temps de décrue de hydrogramme laminé (h).

t_m' : Temps de monté de l'hydrogramme laminé (h)

m_b' : Coefficient de forme de l'hydrogramme de crue laminé de Bejaia

Liste des abréviations

CRAAG : Centre National de Recherche Appliquée Algérien en Génie Parasismique.

BF : Couche de sondage.

SPT : Les essais de pénétration standards.

Arg : Argile

ANRH : Agence Nationale des Barrages et Transferts.

EMI : Ecoulement Moyen Interannuel.

PMI : Précipitations Moyennes interannuelles.

NVM : Niveau du Volume Mort.

NNR : Niveau Normal de la Retenue.

NPHE : Niveau des Plus Hautes Eaux.

BV : Bassin Versant.

ETP : Evapotranspiration pottentiel.

Liste des figures

Chapitre I : Présentation physique du bassin et collecte des données

Figure (I.1) : Situation géographique du barrage de Bou Nachi	02
Figure (I.2) : Bassin versant du barrage de Bou Nachi	03
Figure (I.3) : Emplacement des stations pluviométriques par rapport au bassin versant	11
Figure (I.4) : variation de l'évaporation pour une année hydrologique	12
Figure (I.5) : Variation de la température durant une année	13
Figure (I.6) : Situation Géographique du Bassin	14
Figure (I.7) : Le réseau Hydrographique	15
Figure (I.8) : Plan altimétrique du Bassin	16
Figure (I.9) : profil en long du talweg principal	17
Figure (I.10) : distribution de la surface par l'altitude	19
Figure (I.11) : Courbe hypsométrique du bassin versant	19

Chapitre II : Etude hydrologique

Figure (II.1) : La pluie moyenne tirée de la carte de l'ANRH2006	23
Figure (II.2) : Courbe empirique des précipitations	25
Figure (II.3) : variation des pluies mensuelles durant une année hydrologique	26
Figure (II.4) : L'évapotranspiration moyenne du bassin versant	27
Figure (II.5) : La dépendance de coefficient d'écoulement en fonction du module des Précipitations	33
Figure (II.6) : Courbe empirique des fréquences de l'écoulement annuel de l'oued Rabta ..	34
Figure (II.7) : Hydrogramme de crue pour une période de retour de 50ans	50

Chapitre III : Etude de la régularisation de l'écoulement et transport solide

Figure (III.1) : Courbe des altitudes en fonction des surfaces	53
Figure (III.2) : Courbe des altitudes en fonction des volumes	53
Figure (III.3) : courbe des surfaces en fonction des volumes	54
Figure (III.4) : détermination du coefficient d'auto-corrélation	57
Figure (III.5) : Courbe empirique des fréquences des déficits cumulés	59
Figure (III.6) : Projection du volume mort sur les altitudes	61
Figure (III.7) : Projection du volume moyen sur l'axe des surfaces	63
Figure (III.8) : Projection du volume total sur l'axe des altitudes	64

Chapitre IV : Simulation du laminage de crues

Figure (IV.1) : Choix de la crue du projet	66
Figure (IV.2) : dépendance de la charge en fonction de la largeur de l'évacuateur de crues	69
Figure (IV.3) : Hydrogramme de la crue du projet (bleu) et hydrogramme laminé(vert)	71
Figure (IV.4) : Schéma des différentes cotes du barrage	72

Liste des Tableaux

Chapitre I : Présentation physique du bassin et collecte des données

Tableau (I.1) : Caractéristiques principales du bassin versant	11
Tableau (I.2) : Altitude et coordonnées des stations pluviométriques	12
Tableau (I.3) : Evaporation mensuelle	12
Tableau (I.4) : Température moyenne mensuelle	13
Tableau (I.5) : Les données altimétriques pour déterminer la pente moyenne du thalweg ..	17
Tableau (I.6) : Les coordonnées de la courbe hypsométrique	18
Tableau (I.7) : Les données pour le calcul de l'altitude moyenne	20
Tableau (I.8) : Les données pour le calcul de la pente moyenne du bassin versant	21

Chapitre II : Etude hydrologique

Tableau (II.1) : pluies annuelles	23
Tableau (II.2) : pluies moyennes mensuelles	26
Tableau (II.3) : Ecoulement moyen interannuel estimé par différentes formules	30
Tableau (II.4) : Génératisation de la série d'écoulements	31
Tableau (II.5) : Temps de concentration estimé par différentes formules	40
Tableau (II.6) : temps de concentration pour différentes fréquences	41
Tableau (II.7) : Les caractéristiques pluviométriques de la région de l'étude	41
Tableau (II.8) : Estimation des pluies de courte durée pour différentes fréquences	42
Tableau (II.9) : Coefficients d'écoulement pour différentes fréquences	43
Tableau (II.10) : Coefficients de ruissellement pour différentes fréquences	43
Tableau (II.11) : ruissèlements pour différentes fréquences	44
Tableau (II.12) : Résultats des calculs du temps de ruissèlements	45
Tableau (II.13) : Résultats des calculs du temps de base de la crue	45
Tableau (II.14) : Débits maximums de crues estimés pour différentes fréquences	47

Chapitre III : Etude de la régularisation de l'écoulement et transport solide

Tableau (III.1) : données bathymétriques	52
Tableau (III.2) : données pour l'estimation des besoins en eau	55
Tableau (III.3) : Illustrations des étapes de détermination de la série des cumules des déficits	58

Chapitre IV : Simulation du laminage de crues

Tableau (IV) : Calculs de la largeur du déversoir pour différentes valeurs de H	68
---	----

Sommaire

Introduction générale	01
Chapitre I : Présentation physique du bassin et collecte des données	
Introduction	02
I.1. Description du site de barrage	02
I.1.1. Situation géographique du site	02
I.1.2. Choix de l'axe du barrage	02
I.2. Etude géologique	03
I.2.1. Contexte géologique régional	03
I.2.1.A. Lithologie et Stratigraphie	03
I.2.1.B. Tectonique régionale	04
I.2.2. Sismicité	05
I.2.3. Etude géologique de la zone de retenue	05
I.2.3.A. Caractéristiques géomorphologiques	05
I.2.3.B. Géologie de la zone de retenue	05
I.2.4. Géologie du site de barrage	07
I.2.4.A. Caractéristiques géomorphologiques	07
I.2.4.B. Aperçu de la géologie	07
I.2.5. Caractéristique hydrogéologique	09
I.3. Etude géotechnique	09
I.3.1. Caractéristiques géotechniques du sol au site du barrage	09
I.3.2. Aperçu géotechnique	10
I.4. Collecte des données cartographiques et hydro-climatiques	10
I.4.1. Collecte des données cartographiques	10
I.4.2. Collecte des données pluviométriques et pluviographiques	11
I.4.2.A. Collecte des données d'évaporations	12
I.4.2.B. Collecte des données de températures	13
I.5. Détermination des caractéristiques cartographiques et morphologiques du bassin versant:	13
I.5.1. Détermination des caractéristiques: surface, longueur du thalweg	16
I.5.1.A. Détermination des profils en long	17
I.5.1.B. Courbe hypsométrique	18
I.5.2.C. Altitude moyenne du bassin versant	20
I.5.1.D. Pente moyenne du bassin versant	21
Conclusion	21
Chapitre II : Etude hydrologique	
Introduction	22
II.1. Etude de l'écoulement d'eau moyen interannuel et saisonnier	22
II.1.1 Le bilan hydrologique	22
II.1.2 Etude climatique	22
II.1.2.A Précipitations Moyennes Interannuelles	22
II.1.2.B. Construction de la courbe empirique des fréquences de précipitations	25
II.1.2.C. Pluies moyennes mensuelles	25
II.1.2.D. Evapotranspiration moyenne Interannuelle	26
II.1.3. Estimation de l'Écoulement Moyen Interannuel (E.M.I.)	27
II.1.4. Analyse fréquentielle de l'écoulement	30
II.1.4.A. Générisation de la série d'écoulements	30

II.1.4.B. Construction de la courbe empirique des fréquences	34
II.1.4.C. Estimation des paramètres statistiques de la distribution	34
II.1.4.D. Estimations de l'écoulement de fréquence 80%	37
II.2. Etude des crues	38
II.2.1 Estimation des débits maximums	38
II.2.1.A. Estimation du temps de concentration	38
II.2.1.B. Détermination des pluies de courte durée	41
II.2.1.C. Estimation du temps de base de la crue	44
II.2.1.D. Estimation des débits maximums des crues pluviales	45
II.2.2. Projection des hydrogrammes de crues	47
Conclusion	51

Chapitre III : Etude de la régularisation de l'écoulement et transport solide

Introduction.....	52
III.1. Rappel des courbes bathymétriques « Altitude-Capacité-Surface »	52
III.2. Estimation des besoins en irrigation	54
III.3. Choix de type de régularisation	55
III.4. Régularisation interannuel	56
III.4.1. Principe de la méthode de modélisation statistique de Monte-Carlo	56
III.4.2. Estimation du volume utile du barrage sans tenir compte des pertes	56
III.4.2.A. Détermination du coefficient d'auto-corrélation	56
III.4.2.B. Estimation du coefficient de restitution α	57
III.4.2.C. Modélisation d'une longue série de 20 000 ans des écoulements	57
III.4.2.D. Analyse statistique des cumules des déficits	58
III.4.2.E. Détermination du volume utile net	59
III.4.3. Détermination du volume mort	60
III.4.4. Détermination du volume utile du barrage en tenant compte des pertes et du niveau normal du barrage	62
III.4.4.A. Calcul du volume des pertes	62
III.4.4.B. Détermination du niveau normal de la retenue (NNR)	64
Conclusion	65

Chapitre IV : Simulation du laminage de crues

Introduction	66
IV.1. Choix de la crue du projet	66
IV.2. Estimation du débit laminé	67
IV.2.1. Estimation de la largeur du déversoir et de la charge d'eau	67
IV.3. Détermination des caractéristiques de l'hydrogramme de la crue laminée	69
IV.3.1. Estimation du temps de base de la crue laminée	69
IV.4. Schématisation de la hauteur totale du barrage	72
Conclusion	73

Conclusion générale	74
---------------------------	----

Introduction Générale

En zone semi-aride, les ressources en eau présentent un enjeu écologique et économique des plus importants, et leur gestion est d'autant plus difficile, pour assurer simultanément les besoins en eau potable de la population, de l'industrielle et de l'irrigation.

Les besoins en eau de la localité de Mekla wilaya de Tizi Ouzou démontrent qu'il est utile de prospecter l'oued Rabta comme un cours d'eau potentiel, sur lequel on peut construire un ouvrage de régularisation de l'écoulement. Les eaux fournies par ce barrage seront destinées à l'irrigation des terres agricoles. La population locale s'occupe en général de l'agriculture et de l'élevage du bétail.

Les ressources hydriques superficielles sont quantitativement limitées et concentrées durant la saison pluvieuse. Le stockage des excédents des eaux de pluies durant cette saison permet de couvrir les différents besoins durant les autres mois de l'année. Leur mobilisation s'avère importante par le barrage. La réalisation d'un barrage est conditionnée par :

- l'abondance relative de l'écoulement superficiel.
- l'existence d'une cuvette adéquate.
- l'existence d'un utilisateur potentiel.

Généralement, les pluies génèrent des écoulements superficiels et le barrage joue le rôle de régulateur de l'écoulement pour une meilleure gestion des ressources en eau.

Dans cette étude nous examinons les conditions géologiques, topographiques et hydrologiques de la zone de retenue et du site d'implantation afin de déterminer les caractéristiques morphométriques du futur barrage.

L'étude géologique a pour but la vérification de l'étanchéité de la cuvette, l'étude topographique permet de repérer un site pour le barrage et l'étude hydrologique a comme objectif la collecte des données climatiques qui seront utilisées pour le dimensionnement hydrologique du barrage ainsi que l'évacuateur de crues.

Chapitre I :
Présentation physique du
bassin et collecte des données

Introduction

Dans ce chapitre, on présente la région d'étude où se situe l'emplacement du barrage. Un intérêt particulier est accordé à la collecte des données de qualité, dont la consistance dépend de l'approche méthodologique et de l'objectif fixé. La présente étude nécessite des données cartographiques, hydrologiques et pluviométriques de la région où se trouve le bassin versant.

I.1. Description du site de barrage

I.1.1. Situation géographique du site

Le site du barrage de Bou Nachi se trouve à 17 km de la ville de Tizi Ouzou et à environ 3,5 km à l'amont du confluent de l'oued Rabta avec l'oued Sebaou. L'emplacement du barrage est prévu sur l'oued Rabta à l'Ouest de la localité de Mekla. La route nationale RN12 qui relie la ville d'Azazga à la ville de Tizi Ouzou permet d'accéder facilement au site du barrage. La situation géographique du site du barrage est illustrée sur la figure (I.1) [1].

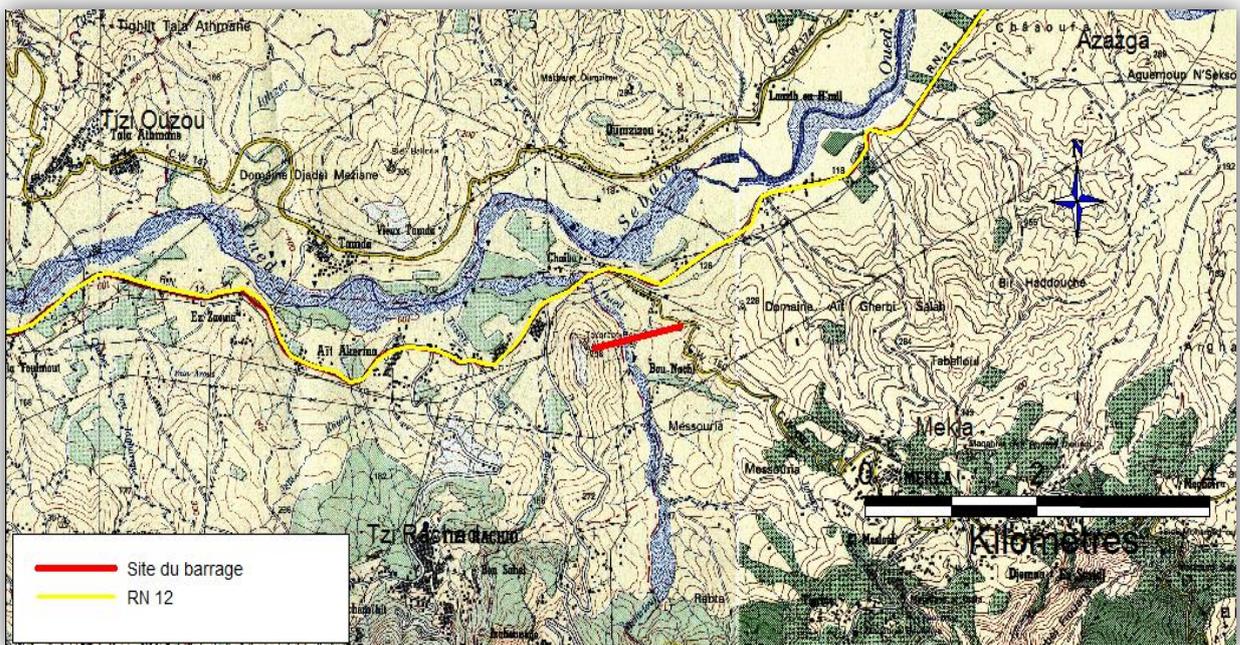


Figure (I.1) : Situation géographique du barrage de Bou Nachi

I.1.2. Choix de l'axe du barrage

L'avantage du site du barrage par rapport à d'autres parties de la retenue réside dans la rive droite qui est abrupte et atteint 55° - 60° et la rive gauche est d'environ 10° , les coordonnées en degrés décimaux de l'axe du barrage sont :

$$\begin{aligned} X &= 4.23^{\circ} \\ Y &= 36.69^{\circ} \\ Z &= 127\text{m} \end{aligned}$$

Le bassin versant du barrage de Bou Nachi est représenté sur la figure (I.2)

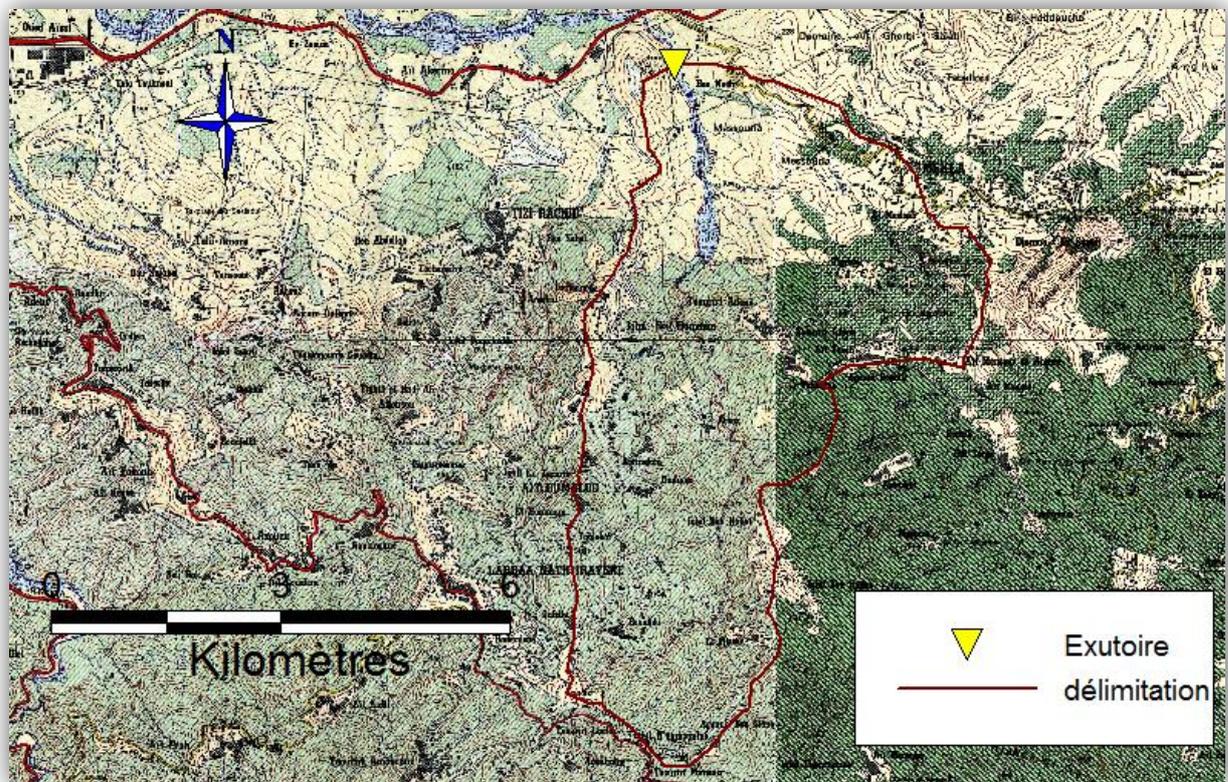


Figure (I.2) : Bassin versant du barrage de Bou Nachi

I.2. Etude géologique [1]

I.2.1. Contexte géologique régional

L'analyse des documents géologiques existants et les reconnaissances du terrain effectuées pour les besoins de l'étude de dimensionnement permettent d'avoir une idée du contexte géologique régional. Les informations sur la géologie du terrain sont citées dans le texte qui suit ainsi que la carte géologique de la région (**annexe (12)**) :

I.2.1.A. Lithologie et Stratigraphie

- Schistes et phyllades constituent la majeure partie de la ceinture de l'Est et du Sud du massif ancien, puissantes assises assez homogènes, d'un gris d'ardoise, souvent brillantes, passent insensiblement aux schistes micacés.
- Calcaires cristallins bleuâtres, micacés, rares dans les schistes.
- Schistes micacés, de texture assez variable, occupent une grande partie de la région de Ain El Hammam (Aït-Yahia, Aït-Menguellat) et s'étendent vers l'Ouest, dans la région d'Aït-Yenni.

- Schistes granulites (Gneiss), zones de gneiss glanduleux dans les schistes, résultant d'un métamorphisme plus ou moins intense, en rapport avec des filons de granulite, ou de pegmatite, souvent décomposés.
- Calcaires cristallins, marmoréens, blancs, distribués en bandes étroites dans les micaschistes et les gneiss (zone de Fort-National – Larbaa Naït Irathen), forment des masses rocheuses puissantes au-dessus de Djemaa Sahridj (Aït Fraoucen). Ces calcaires, parfois à grands cristaux, renferment de petits éléments de pyrite, de graphite, etc...
- Micaschistes, à mica noir ou à mica blanc, sont développés dans une large zone sur la partie Nord du massif, et passent sensiblement à:
- Micaschistes granulites (Gneiss), feuilletés ou glanduleux, résultant, avec toutes les modifications intermédiaires, de l'injection des granulites et pegmatites. Ces roches gneissiques sont souvent décomposées à la surface et se relient à:
- Granulite gneissique, roches plus compactes correspondantes au voisinage des filons de:
- Granulite et pegmatite, qui forment des amas assez puissants (Fort National, Ait Khelili) ou larges filons.

1.2.1.B. Tectonique régionale

Quant à la tectonique de cette région, le massif paléozoïque (Sahel d'Alger, Grande Kabylie) est déterminant.

Ce massif est constitué de roches métamorphiques et magmatiques. Les plissements ont eu lieu au cours des cycles orogéniques hercynien – calédonien, alors que pendant le Tertiaire et le Quaternaire, il a acquis les formes actuelles du relief. Au niveau de ce massif se situe la localité de Bou Nachi.

Une analyse des études géologiques et de sismicité fait apparaître trois jeux de ruptures régionales : ruptures orientées 160° - 340° , 50° - 230° et le jeu le plus accentué orienté approximativement 90° - 270° . Le troisième jeu de ruptures interrompt en général la continuité de deux premiers jeux, ce qui découle aussi à partir d'une étude de sismicité. Il est probablement actif du point de vue de la néotectonique. Au troisième jeu de ruptures appartiendrait la faille à l'extrémité de la cuvette, située entre l'ensemble magmatique et métamorphique et celui sédimentaire.

L'orientation résultante de l'oued Rabta témoigne de l'existence de deux premiers jeux de discontinuités dans la partie la plus aval et du déplacement successif de son courant d'une à l'autre rive. [2]

I.2.2. Sismicité

Les fracturations identifiées sur le terrain sont alignées Est – Ouest ce qui correspond à l'orientation des isoséistes des séismes principaux et montrent une activité possible néotectonique.

Une activité sismique modérée est caractéristique de la zone étendue de la localité de Bou Nachi. Pour cela, il est assez difficile, à partir des séismes du siècle écoulé, de préciser les trains sismiques prédominants. L'emplacement de Bou Nachi appartient à la zone 2 – niveau de sismicité modéré.

A partir de la Carte d'intensité des séismes maximums survenus en Algérie de 1716 à 1989 selon CRAAG 1994., la localité de Bou Nachi appartient à la zone dans laquelle on pourra espérer les magnitudes de 6 à l'échelle de Richter. [2]

I.2.3. Etude géologique de la zone de retenue

I.2.3.A. Caractéristiques géomorphologiques

Les terrains de la cuvette de retenue à partir de la sortie des gorges, c'est-à-dire à partir de la cote normale de retenue jusqu'au site du barrage et jusqu'au confluent présentent un relief peu marqué, sauf le site du barrage où la vallée est légèrement plus étroite et où les rives sont abruptes notamment sur le versant droit.

La pente de l'oued dans la zone de la cuvette de retenue est faible. Sur les 2.5 km plus aval, le gradient maximum du cours est $i=0.02$. Le fond de la vallée est large, recouvert de dépôts alluvionnaires actuels épais en majeure partie graveleux et en quantité subordonnée sableux qui reposent sur les sédiments marneux miocènes.

Le pendage se relève à 10-30° sur les versants. On pourra donc s'attendre, après la création de la retenue à de plus faibles glissements sur les rives du barrage. Ces phénomènes d'instabilité des pentes pourraient être empêchés par la réduction des pentes de talus de futures rives du barrage et par exploitation et l'utilisation des matériaux argileux qui constituent les pentes.

Du point de vue géomorphologique ainsi que les conditions géologiques générales du site sont principalement favorables, en particulier, compte tenu de la perméabilité des pentes qui sera assurée par la présence des couches marneuses et argileuses. [1]

I.2.3.B. Géologie de la zone de retenue

Dans la partie la plus amont de la cuvette de retenue et au-dessus de la cote normale de retenue, les Marnes (Cartenniens), reposent sur les: Poudingues et grès (Cartenniens) (contact tectonique possible orienté Est – Ouest).

Dans la zone de la cuvette de retenue (localité de Rabta), les Marnes (Cartenniens), reposent en discordance sur les :

- Micaschistes.

Au niveau des Micaschistes, une masse isolée est mise en évidence « Granulite et pegmatite ».

Dans le bassin de l'oued Rabta sont représentés aussi: Schistes et phyllades, Calcaires cristallins bleuâtres, Schistes micacés, Schistes granulitisés (Gneiss), Calcaires cristallins, Micaschistes granulitisés (Gneiss), Granulite gneissique, Granulite et pegmatite.

Outre ces sédiments, dans les parties plus hautes des terrains à l'Est et à l'Ouest de la cuvette de retenue potentielle, on note la présence des

- Alluvions anciennes résiduelles de plateaux et Alluvions anciennes résiduelles.

Les matériaux argileux bruns sombre de Argiles bleues, sont en général estimés comme des argiles de plasticité moyenne à grande.

Dans les parties des versants constitués à la base par des Marnes, la couleur des matériaux argileux est brun clair, de moindre plasticité.

Au bas des versants, les deux variétés argileuses sont intercalées aux fractions sableuses des :

- Alluvions actuelles.

Les apports solides des affluents d'allure torrentielle:

- des Cônes de déjection :

Sont hétérogènes mélangés aux apports solides sur place de l'oued Rabta. Ils sont en général argileux renfermant des fragments de marnes sur place et des graves.

En amont de la cuvette de retenue dans le bassin de l'oued Rabta, la sédimentation des alluvions (érosion des débits solides) n'est pas mise en évidence. Sa sédimentation n'est évidente que dans la zone de la retenue prévue. En amont, au niveau des magmatites et des métamorphites, en plus de l'altération physico-chimique, les processus de dénudation et de ravinement sont notés.

A l'emplacement de la retenue, notamment dans les conditions de son exploitation, l'instabilité des versants dans les matériaux argileux est possible. Comme ces matériaux seront exploités pour la construction du barrage, le problème d'instabilité du bord de la retenue sera diminué.

Les processus d'érosion (dénudation et ravinement) sont évidents dans le bassin de l'oued Rabta en amont de la retenue prévue et au niveau des Marnes (Cartenniens) dégradées qui pendant la désagrégation sur place produisent des matériaux limono-sableux de faible plasticité.

Indépendamment du site du barrage choisi, la cuvette de retenue est étanche et la possibilité de pertes vers les bassins versants voisins n'existe pas.

I.2.4. Géologie du site de barrage

I.2.4.A. Caractéristiques géomorphologiques

Sur le site du barrage à environ 3.5 km du confluent de l'oued Rabta avec l'oued Sebaou et à environ 2.5 en amont, le lit de l'oued est d'une largeur approximative en moyenne de 250 m, résultat d'une succession lithologie en principalement uniforme (en général Marnes du Cartennien, et en quantité subordonnée Argiles sahéliennes avec éboulis argileux, Alluvions anciennes - niveaux inférieurs et Alluvions anciennes - niveaux moyens).

Au droit du site, la vallée de Rabta est dissymétrique. Du point de vue géomorphologique (la dissymétrie des rives selon le pendage) le site du barrage est relativement défavorable. Il est aussi défavorable au point de vue de la largeur, parce que sa largeur est égale à la largeur moyenne de la retenue.

Les caractéristiques principales du site du barrage sont les suivantes:

- ✓ le lit de l'oued à la cote voisine de 130 m.
- ✓ le zigzag du courant qui érode dans la zone du site du barrage la rive droite et en aval la rive gauche est accentué, entre autre, par des effets tectoniques.
- ✓ La rive droite à pendage variable: ce pendage est abrupt dans les marnes et atteint 55°-60° (résultat des effets érosifs du courant) jusqu'à la cote 150 m, un pendage léger de 10° jusqu'à la cote 160 m (Alluvions anciennes - niveaux moyens), et un pendage abrupt de 25°, en remontant la pente (Marnes du Cartennien avec éboulis argileux).
- ✓ Le pendage de la rive gauche varie moins, en fond de vallée, le pendage est d'environ 10° jusqu'à la cote 155 m (Alluvions anciennes - niveaux inférieur) et il est plus raide atteignant 15°-25° au-dessus de la cote 155 m (Marnes du Cartennien avec éboulis argileux).
- ✓ La hauteur de la partie plus abrupte de la rive droite dans les sédiments marneux est de 15 m environ.

I.2.4.B. Aperçu de la géologie

Au point de vue de la géologie, le site d'implantation du barrage et de la retenue appartient au complexe sédimentaire miocène qui est en bordure septentrionale discordant sur le complexe azoïque métamorphique et magmatique de la Grande Kabylie.

La limite du complexe sédimentaire et de celui magmatique et métamorphique est discordante. Les déplacements néotectoniques se font le long des ruptures de direction Est – Ouest.

Le site du barrage est constitué de substratum rocheux sédimentaire, recouvert de dépôts cohésifs alluviaux et colluviaux.

Le fond rocheux est formé de complexe marneux sédimentaire miocène et il est représenté par alternance de couches de différentes propriétés physico-mécaniques. Il s'agit pour la majeure partie des marnes et des argilites qui sont plastiques et susceptibles de désagrégation.

Du fait de diverses caractéristiques mécaniques de différentes couches constitutives, le comportement du fond rocheux doit être étudié dans son ensemble, en tenant compte des marnes en bancs et des lits d'argilites qui jouent un rôle essentiel à la déformabilité de l'ensemble.

Le recouvrement récent a une épaisseur de 1.5 à 5 m sur la rive droite et de 3 à 6 m sur la rive gauche.

Sur le site du barrage choisi n'ont pas été identifiées des Argiles bleues (sahéliennes) comme elles ont été mises en évidence en rive droite alternative du site du barrage aval. C'est le résultat des effets érosifs du courant de l'oued Rabta qui érode successivement les deux rives sur la majeure partie du barrage potentiel.

Au-dessous de ces sédiments viennent des Marnes (cartenniennes).

Au-dessus de ces marnes, désagrégées en surface jusqu'aux argiles, viennent des Alluvions anciennes résiduelles (niveaux inférieur), ainsi que sur la rive droite des Alluvions anciennes résiduelles (niveaux moyens).

Les sédiments marneux affleurent en surface au bas du versant droit érodé par le courant. Dans le reste de la zone du site du barrage, les sédiments marneux sont en majeure partie recouverts de matériaux argileux brun foncé, qui ont leur origine dans les Argiles bleues (sahéliennes). Au niveau de la rive droite du site du barrage, l'épaisseur de ces sédiments va jusqu'à 5 m et par endroits jusqu'à 7 m.

Les deux versants sont recouverts par des matériaux argileux, ayant l'origine dans l'assise argileuse et marneuse. Ces sédiments représentent probablement les résidus des sédiments anciens alluviaux et déluviaux :

- Alluvions anciennes de plateaux.
- Alluvions anciennes (Niveaux élevés).

- Alluvions anciennes (Niveaux moyens).
- Alluvions anciennes des vallées (Niveaux inférieurs).

Les matériaux argileux brun foncé parmi les Argiles bleues sont principalement des argiles de moyenne à grande plasticité.

Dans des parties des versants constitués par des Marnes, la couleur des matériaux argileux est brun clair, c'est-à-dire que ces matériaux présentent une plus faible plasticité. Au bas des versants, les deux variétés argileuses sont intercalées aux fractions sableuses des alluvions actuelles. Du point de vue minéralo-pétrographique, les alluvions sont issues des roches du bassin versant : Pegmatite et granulite, Granulite gneissique, Micaschistes granulités (Gneiss), Micaschistes, Calcaires cristallins, Schistes granulités (Gneiss), Schistes micacés Schistes et phyllades.

I.2.5. Caractéristique hydrogéologique

Au point de vue de l'hydrogéologie, il est d'importance une épaisseur significative des alluvions actuelles avec un coefficient de filtration important.

Autres ensembles rocheux peuvent être considérés comme faiblement aquifères.

La circulation de l'eau souterraine se fait le long des fissures dans la masse rocheuse marneuse. Bien que les marnes renferment un très haut pourcentage de carbonate, le processus de karstification n'est pas trop développé le long des fissures ce qui montre une faible circulation de l'eau. Des essais de perméabilité effectués dans les sondages font apparaître la faible perméabilité en rives du futur barrage de l'ordre de 0,5 – 2,5 Lugeons. Dans le lit de l'oued, les résultats obtenus sont différents. Aussi est-il que dans le sondage BF-1 sur toute sa profondeur et BF-2 jusqu'à 14 mètres, la perméabilité atteint quelques dizaines Lugeons.

1.3. Etude géotechnique [1]

I.3.1. Caractéristiques géotechniques du sol au site du barrage

Du point de vue géotechnique, la succession lithologique sur le site du barrage potentiel reconnu est la suivante :

1. Terre végétale : Argile de couleur brune, plastique d'une épaisseur de 0.5 –1.5 m, représentée sur les rives gauche et droite en surface.
2. Argile : brune de faible à grande plasticité, elle vient au-dessous de la terre végétale sur les rives gauche et droite; son épaisseur varie entre 1.5 – 6.0 m.
3. Sable : fin à moyen avec galets et graviers; sauf dans le lit de l'oued où il est représenté en surface sur une épaisseur de 2 m à 9 m cette couche est aussi identifiée sur la rive droite du barrage dans le sondage BF-7 de 5.8 m d'épaisseur sous la couche d'argile, la zone du

sondage BF-7 représente la localisation de l'ancien lit de l'oued ce qui peut expliquer la présence de cette couche en rive droite.

4. Marnes : compactes désagrégées jusqu'aux argiles de couleur grise qui viennent au-dessous de la couche d'argile ou de sable de 3.0-9.0 m d'épaisseur.
5. Marno-calcaires qui dans les couches inférieures passent aux calcaires, viennent au-dessous de la couche de marne, la limite inférieure de cette couche n'a pas été décelée par le forage de reconnaissance.

Au cours du forage de reconnaissance, le niveau de l'eau souterraine a été mesuré comme suit:

- dans le lit de l'oued : 0.4 – 1.9 m.
- en rive gauche : 0.4 m
- en rive droite 2.3 m dans le sondage BF-7. Un mois après l'achèvement du forage, dans ce même sondage BF-7 a été mesuré le niveau de l'eau souterraine de 10.10 m, soit 7.8 m inférieur à celui antérieurement mesuré, c'est probablement le résultat du drainage à travers la couche de sable qui a été mise en évidence dans ce sondage.

Quant à la géotechnique, les sédiments marneux sont le milieu le plus compact. Dans les parties où ils affleurent en surface, l'épaisseur de la couverture argileuse est de 1,5 m, la zone de la dégradation totale de la roche – mère brun clair étant comprise entre 3 et 5 m. Le milieu marneux moins dégradé est de couleur gris vert clair.

Sur le site du barrage, le versant gauche est relativement plus défavorable, étant couvert de matériaux argileux d'origine d'assise argileuse et marneuse (probablement il s'agit des résidus des sédiments anciens alluviaux et en partie déluviaux).

I.3.2. Aperçu géotechnique

L'avantage du site du barrage par rapport à d'autres parties de la retenue réside dans le versant droit de la vallée qui est entaillé dans les sédiments marneux. Sur le versant gauche, les sédiments marneux sont en général recouverts de matériaux argileux brun foncé, probablement d'origine des Marnes (cartenniennes) et des Argiles bleues (sahéliennes).

I.4. Collecte des données cartographiques et hydro-climatiques

I.4.1. Collecte des données cartographiques

Après traitement cartographique, on a déterminé les caractéristiques morphologiques du bassin versant comme le montre le tableau(II.1) :

Tableau(I.1) : Caractéristiques principales du bassin versant

N°	Désignations	Unité	Valeurs	
1	Coordonnées du site :	X	° décimale	4.23
		Y	° décimale	36.69
		Z	m	127
2	Superficie du bassin versant	S	km ²	28.07
3	Longueur du thalweg principal	l _{c.e}	km	11.515
4	Altitudes caractéristiques :	H _{max}	m	1008
		H _{moy}		402
		H _{min}		127
5	Dénivelée brute		m	881
6	Pente brute		‰	76.54
7	Pente moyenne du bassin		‰	22.2

I.4.2. Collecte des données pluviométriques et pluviographiques

On a déterminé la valeur de la pluie moyenne interannuelle grâce à trois méthodes, en utilisant six stations pluviométriques à proximité du bassin versant (**annexes (1,2,3,4,5,6)**), la figure (I.3) montre l'emplacement spatial des stations pluviométriques par rapport au bassin versant.

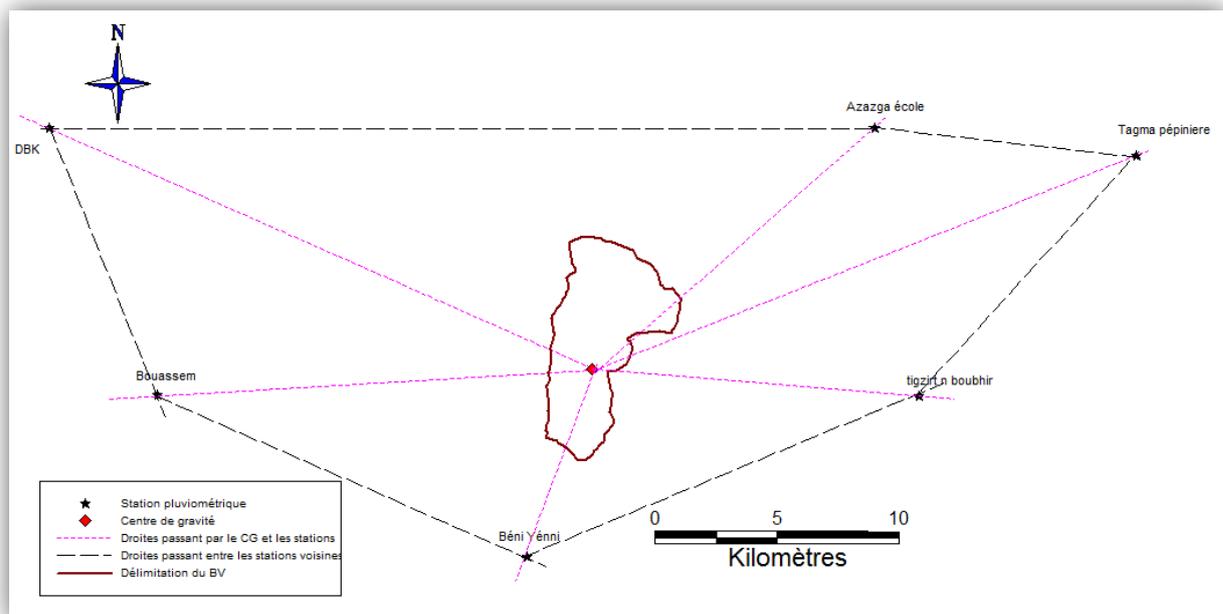


Figure (I.3) : Emplacement des stations pluviométriques par rapport au bassin versant

Le tableau (I.2) donne l'altitude ainsi que les coordonnées de stations utilisées.

Tableau (I.2) : Altitude et coordonnées des stations pluviométriques

Station	codes	Altitude, Z	Longitude, X	Latitude, Y
Azazga Ecole	21504	430	4.37	36.74
Beni Yenni	21712	760	4.2	36.58
Bouassem	21801	600	4.04	36.64
Draa Ben Kheda	21804	90	3.99	36.74
Tagma Pépinière	20909	950	4.49	36.73
Tigzirt n Boubhir	21501	220	4.39	36.64

On trouve :

- Méthode des isohyètes, 883 mm
- Méthode par altimétrie, 931mm
- Méthode régression multiple, 900mm.

La valeur de la pluie moyenne interannuelle tirée à partir de la carte de l'ANRH 2006 est de 850mm.

I.4.2.A. Collecte des données d'évaporations

L'évaporation est la transformation de l'eau en vapeur d'eau par un processus spécifiquement physique.

L'évaporation est exprimée généralement en mm/jour, mm/mois ou mm/an. Le tableau ci-dessous donne les valeurs moyennes de l'évaporation mensuelle (tableau (I.3)).

Tableau (I.3) : Evaporation mensuelle

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec.	Janv	Fevr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Août	Somme
E [mm]	155	117	66	47	48	56	71	94	103	178	182	197	1314

La variation de l'évaporation pendant une année est représentée sur la figure (I.4)

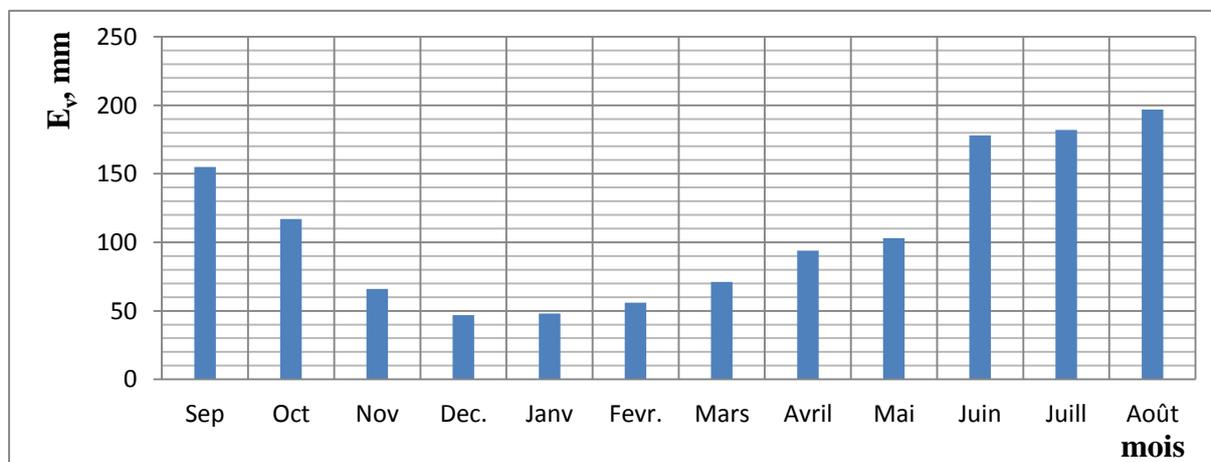


Figure (I.4) : variation de l'évaporation pour une année hydrologique

I.4.2.B. Collecte des données de températures

La température est variable d'un mois à un autre, mais l'ensemble présente toujours un maximum et un minimum.

Les valeurs moyennes de la température du bassin versant de l'oued Rabta en (°C) sont données dans le tableau (I.4).

Tableau (I.4) : Température moyenne mensuelle

mois	Jan	fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aou	Sept	Oct	Nov	Déc	moy
Température moyenne (°C)	10.1	11.3	13.1	15.3	18.9	22.9	26.8	27.4	24.6	19.4	14.6	10.8	18.0

La variation de la température mensuelle pendant une année hydrologique est représentée dans la figure (I.5).

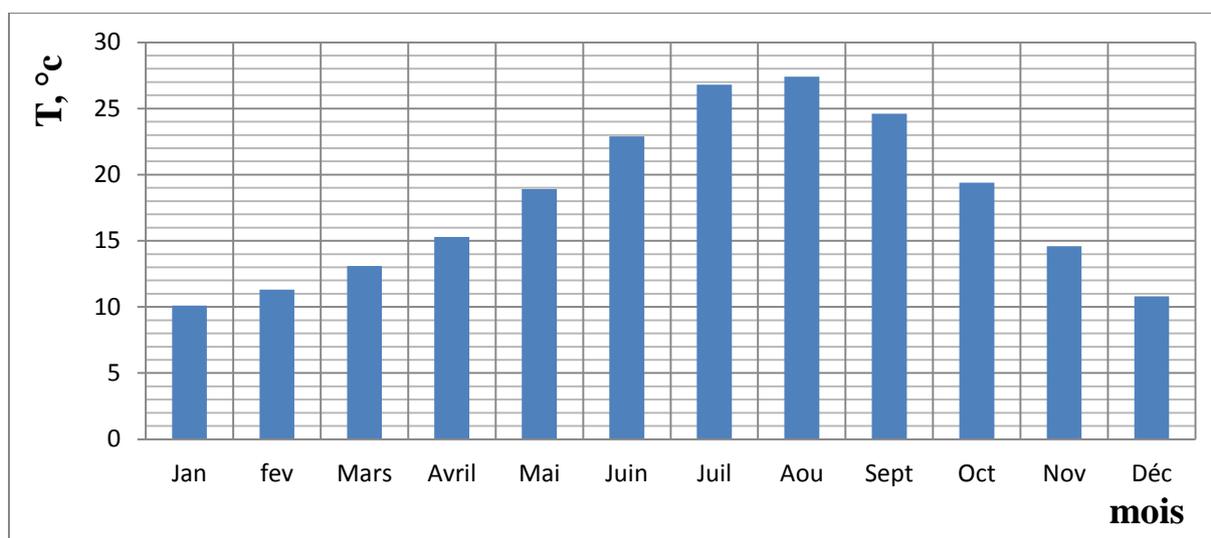


Figure (I.5) : Variation de la température durant une année

I.5. Détermination des caractéristiques cartographiques et morphologiques du bassin versant

Le bassin versant de Bou Nachi est caractérisé par une forme plus ou moins allongée suivant la direction Sud-Nord, il est délimité sur la carte topographique à l'échelle 1/50 000, suivant la ligne conventionnelle de partage des eaux. Le plan de situation du bassin versant est présenté dans la figure (I.6), qui est caractérisé par un relief accidenté et un réseau hydrographique dense dans sa partie Sud. La pente du thalweg principal et du bassin versant sont importantes ce qui provoque des vitesses de ruissellement relativement élevées. La figure (I.7) présente le réseau hydrographique dont l'influence est reflétée par sa capacité drainant des eaux pluviales.

La couverture végétale à l'amont du bassin versant est importante, elle est constituée de forêts d'oliviers et de figuiers.

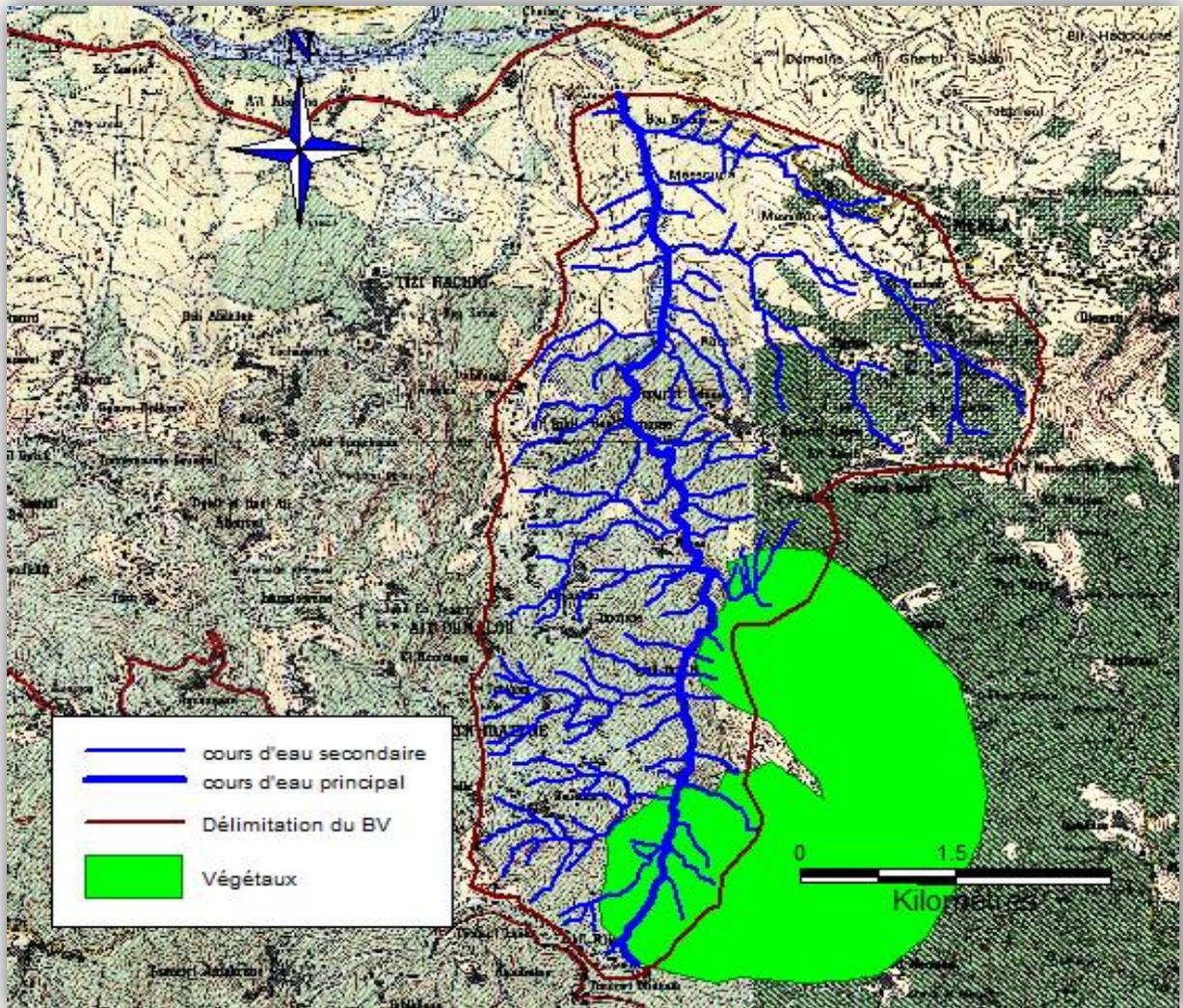


Figure (I.6) : Situation Géographique du Bassin

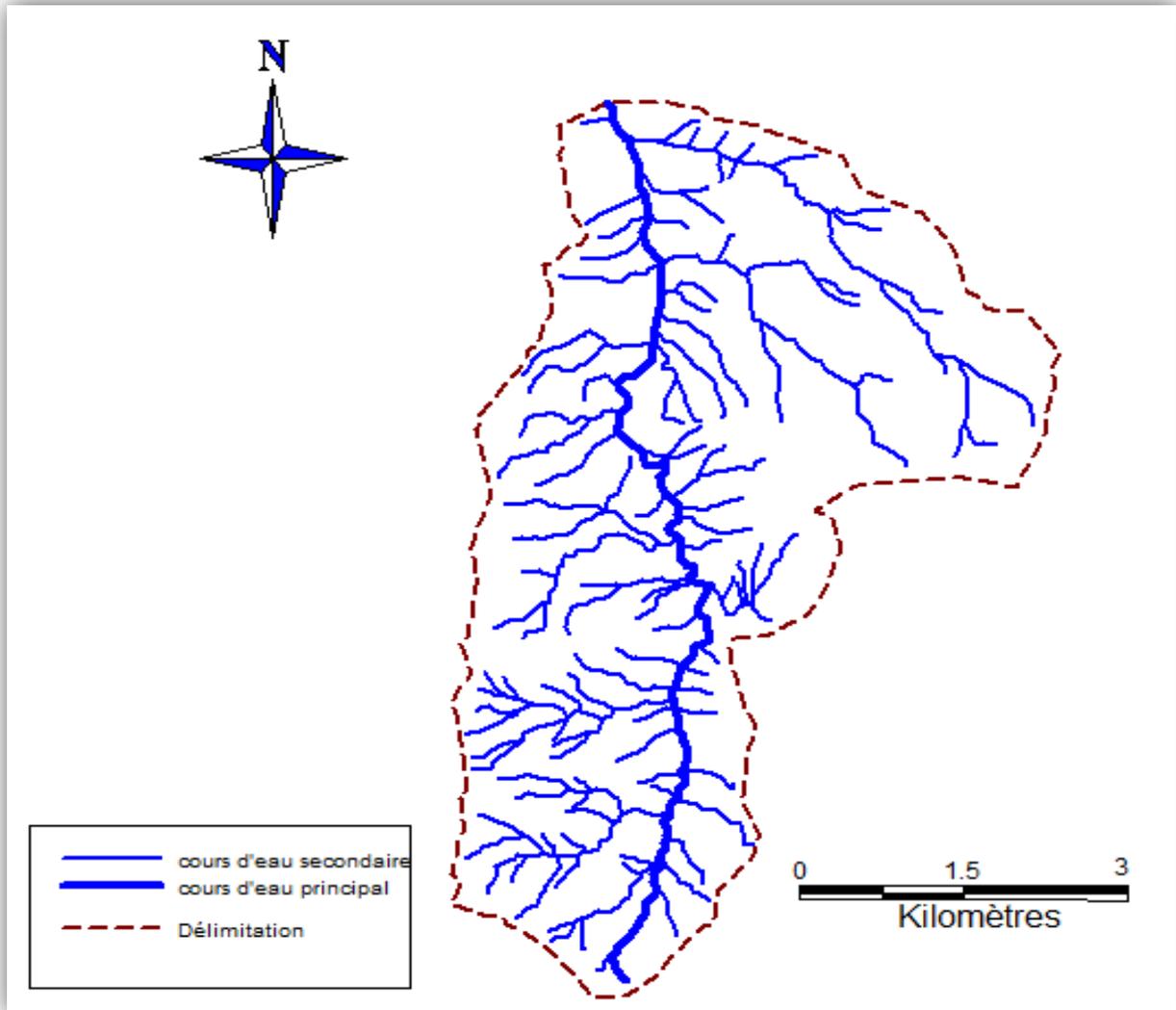


Figure (I.7) : Le réseau Hydrographique

En amont du bassin le relief est montagneux comme le montre la figure (I.8) par la densité des courbes de niveau, le dénivelé brut est de 881m sur une longueur du bassin égale à 11.51km.

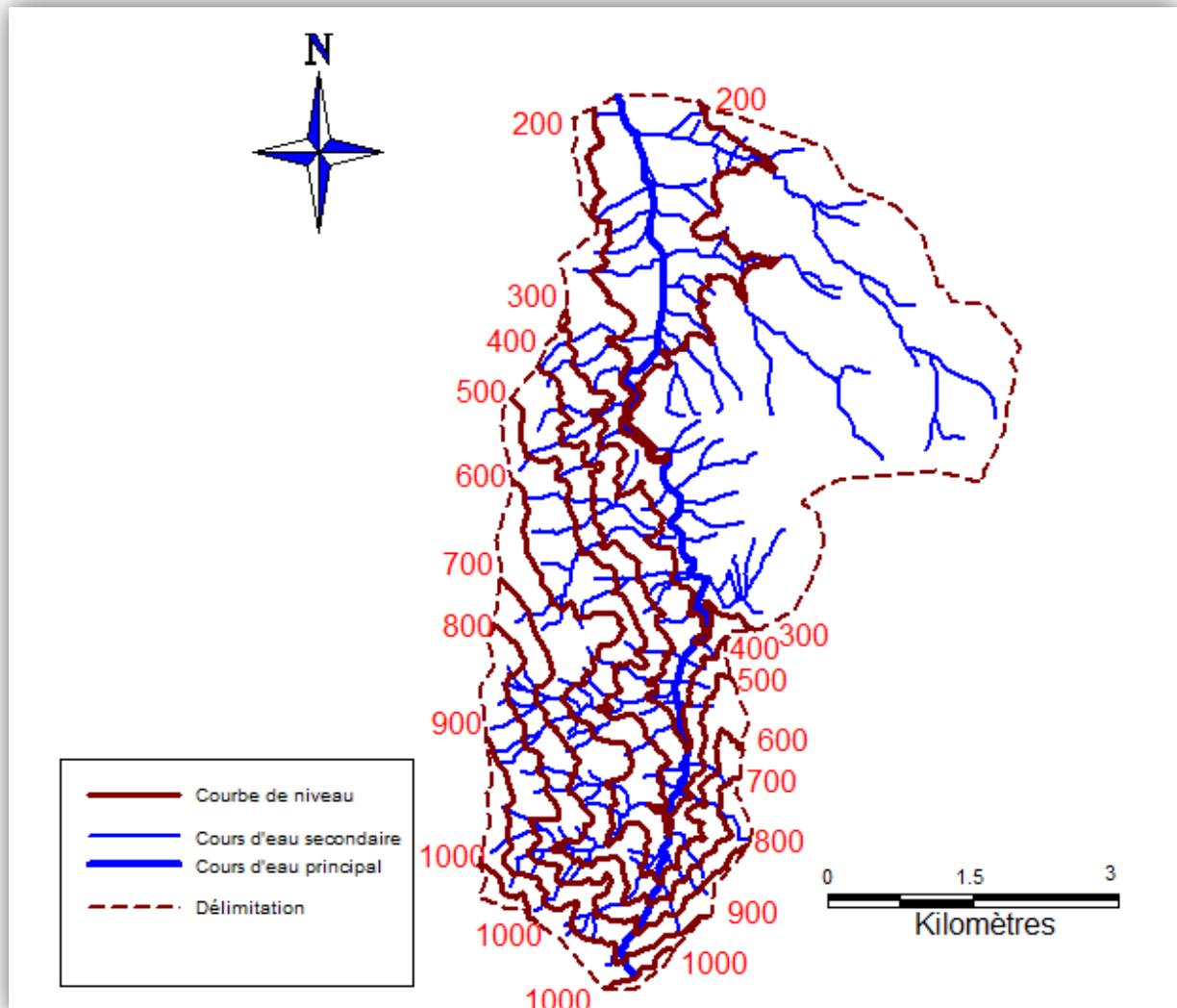


Figure (I.8) : Plan altimétrique du Bassin

I.5.1. Détermination des caractéristiques: surface, longueur du thalweg

➤ Détermination de la surface du bassin versant

La délimitation du contour du bassin versant, sur les cartes topographiques de Tizi Ouzou, feuilles NJ-31-V-3 Ouest et NJ-31-V-3 Est à l'échelle 1/50 000, a permis de déterminer la surface par le logiciel de SIG « Mapinfo » qui est égale à $S=28.07\text{km}^2$.

➤ Détermination de la longueur du thalweg principal

La longueur de thalweg principal est déterminée grâce au logiciel Mapinfo et elle est égale à 11.51km.

I.5.1.A. Détermination des profils en long

Le traitement cartographique altimétrique permet de tracer le profil en long du thalweg principal, dont l'extrémité en zone amont est située à l'altitude 980 mètres (Tableau (I.5)). La pente moyenne du thalweg est égale à 33.6 ‰.

La figure (I.9) présente le profil en long du thalweg principal et la variation de la pente longitudinale.

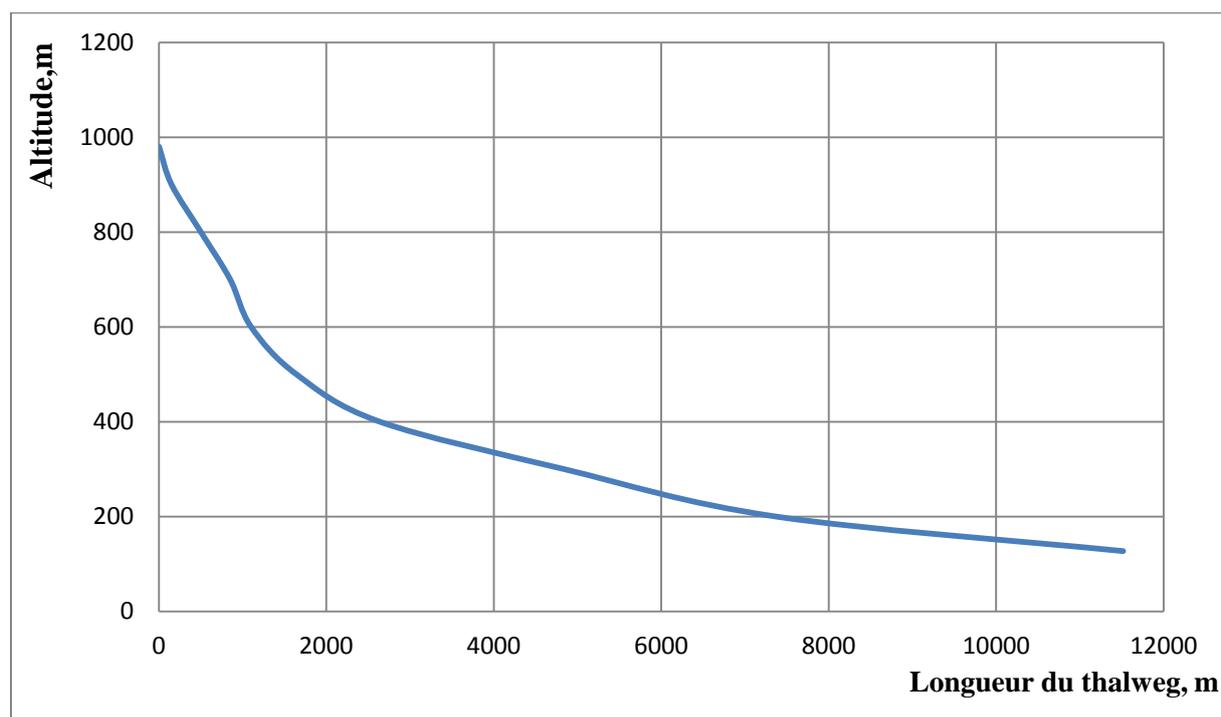


Figure (I.9) : profil en long du thalweg principal

Tableau (I.5) : Les données altimétriques pour déterminer la pente moyenne du thalweg.

N°	Altitude, m	H _i - H _{min}	Distance	H _{moyenne}	Si, m
1	980	853	0	0	0
2	900	773	150	813	121950
3	800	673	350	723	253050
4	700	573	250	623	155750
5	600	473	580	523	303340
6	500	373	1000	423	423000
7	400	273	2220	323	717060
8	300	173	2600	223	579800
9	200	73	4600	123	565800
Somme					3119750

La pente moyenne est exprimée par la relation suivante:

$$I = \frac{H'}{L_{c,e}} \text{ ‰} \dots\dots\dots (I.1)$$

où:

I – Pente moyenne du thalweg principal, en ‰.

$L_{c,e}$ – Longueur du thalweg principal, en m.

Avec :

$$H' = \frac{2 \sum \Delta s_i}{L_{c,e}} \dots\dots\dots (I.2)$$

H' - Hauteur du triangle équivalent, en m.

La pente moyenne du cours d'eau principal est égale à 33.6‰.

1.5.1.B. Courbe hypsométrique

La distribution des surfaces par zone verticale est déterminée par la courbe hypsométrique du bassin versant (Figure (I.10) et Figure (I.11)).

Les coordonnées de la courbe hypsométrique sont données dans le Tableau (I.6) :

Tableau (I.6) : Les coordonnées de la courbe hypsométrique

N°	Altitude	Surface partielle, Km ²	%	Surface cumulé, Km ²	∑ %
1	980	-	-	-	-
2	900	0.964	3.43	0.964	3.43
3	800	1.497	5.33	2.461	8.77
4	700	1.611	5.74	4.072	14.51
5	600	2.181	7.77	6.253	22.28
6	500	2.548	9.08	8.801	31.35
7	400	1.775	6.32	10.576	37.68
8	300	1.724	6.14	12.3	43.82
9	200	12.66	45.10	24.96	88.92
10	127	3.11	11.08	28.07	100.00

Alors que la figure (I.6) montre la distribution de la surface par l'altitude :

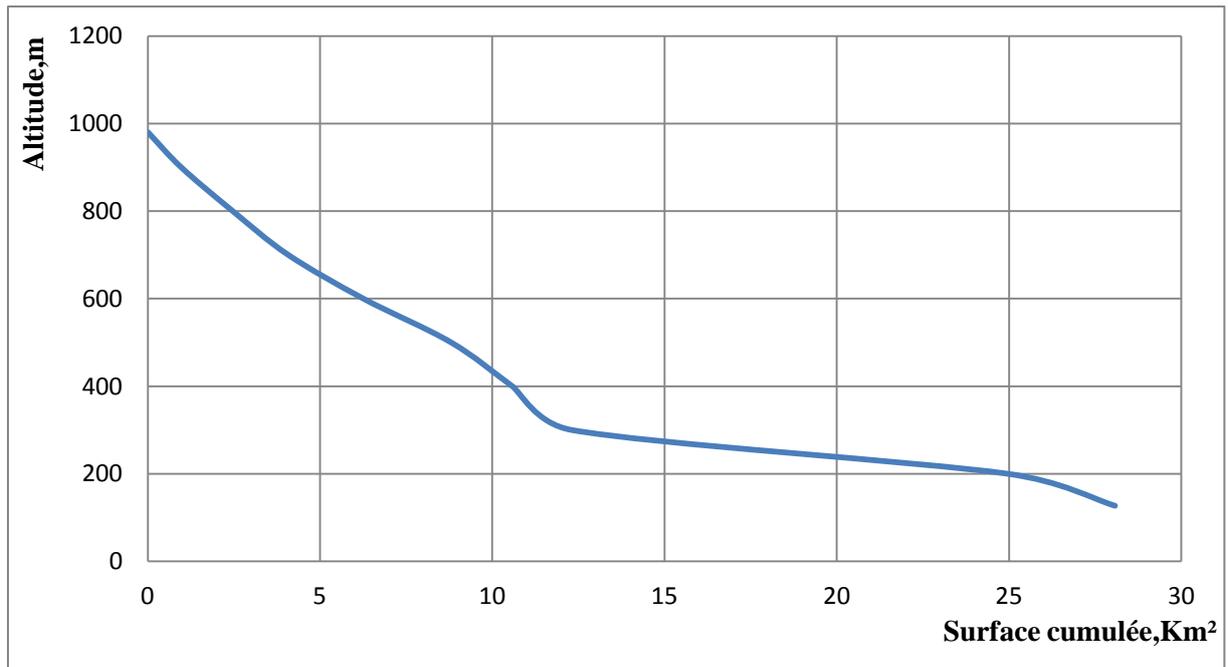


Figure (I.10) : distribution de la surface par l'altitude

Alors que la figure (I.7) représente la courbe hypsométrique qui caractérise la distribution de la surface en pourcentage par l'altitude.

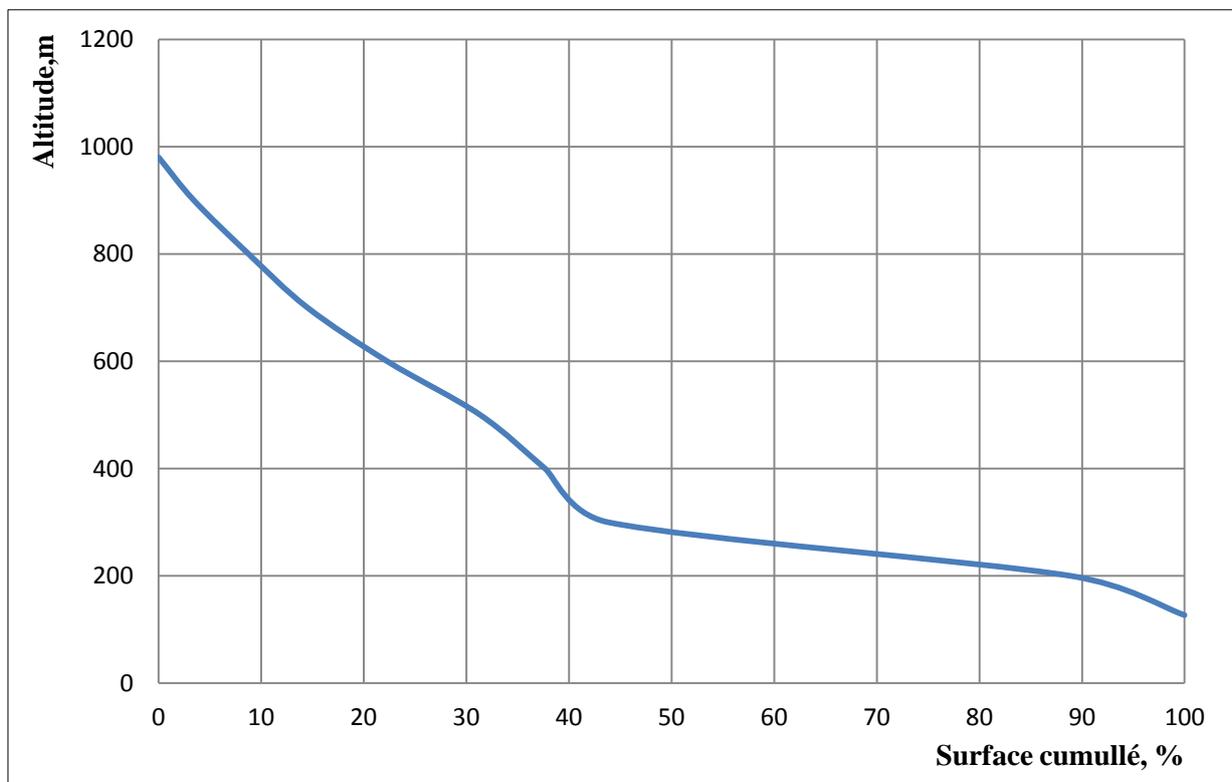


Figure (I.11) : Courbe hypsométrique du bassin versant.

I.5.2.C. Altitude moyenne du bassin versant

L'altitude moyenne du bassin est un indice important, reflétant l'influence de la zonalité climatique verticale, elle est déterminée par la somme du produit des surfaces partielles s_i comprises entre les courbes de niveau, et des altitudes moyennes correspondantes h_i . Le tableau (I.7) contient les éléments de calcul.

Tableau (I.7) : Les données pour le calcul de l'altitude moyenne

N°	Altitudes, m	Surfaces partielles km ²	hi, m	hi*si
1	980	-	-	-
2	900	0.964	940	906.16
3	800	1.497	850	1272.45
4	700	1.611	750	1208.25
5	600	2.181	650	1417.65
6	500	2.548	550	1401.4
7	400	1.775	450	798.75
8	300	1.724	350	603.4
9	200	12.66	250	3165
10	127	3.11	163.5	508.485
Somme				11281.5

L'altitude moyenne du bassin versant est calculée par l'expression suivante :

$$H = \frac{\sum_{i=1}^{10} s_i h_i}{S} \dots\dots\dots(I.3)$$

où :

H- Altitude moyenne du bassin versant (m).

s_i - Superficie partielle mesurée entre les courbes de niveau (Km²)

h_j – Altitude moyenne correspondante (m).

S – Superficie totale du bassin versant (Km²).

La hauteur moyenne de notre bassin versant est de 402m.

I.5.1.D. Pente moyenne du bassin versant

La détermination de la pente moyenne du bassin versant, se fait par l’expression suivante :

$$I_{BV} = \frac{\Delta H \left(\frac{l_1 + l_n}{2} + l_2 + l_3 + \dots + l_{n-2} + l_{n-1} \right)}{S} \dots\dots\dots(I.4)$$

où :

- I_{BV} -Pente moyenne du bassin versant, en ‰.
- ΔH - valeur des équidistances entre les courbes de niveau, m.
- l_1, l_2, \dots, l_n - longueurs des courbes de niveau, en m.
- S - superficie du bassin versant, Km².

Tableau (I.8) : Les données pour le calcul de la pente moyenne du bassin versant

li	13.65	7.2	7.82	9.369	10.24	7.791	7.34	4.828	1.96
Altitude	200	300	400	500	600	700	800	900	1000

La pente moyenne du bassin versant est de 22,2‰

Conclusion

Du point de vue géologique, l’étanchéité de la cuvette de retenue et du site du barrage est assurée par le sol géologique où dominent les marnes et les sédiments argileux faiblement perméables. La possibilité de pertes vers les bassins versants adjacents pratiquement n’existe pas.

Une sismicité modérée est caractéristique de la zone étendue. La localité de Bou Nachi appartient à la zone 6 sur l’échelle Richter. Le jeu de ruptures le plus marqué est aligné suivant la direction Est – Ouest et il sépare le complexe magmatique-métamorphique de celui rocheux sédimentaire.

Après la collecte des données, on est passé à l’étude cartographique qui a permis de déterminer les caractéristiques morphologiques de notre versant. On note l’absence de données hydrologiques, ce qui nous pousse à trouver des alternatives pour estimer les écoulements.

L’analyse des travaux préliminaires montre que le site est favorable pour la réalisation d’un barrage d’eau.

Chapitre II :

Etude hydrologique

Introduction

L'étude hydrologique représente une étape importante dans la projection d'un barrage, surtout dans le dimensionnement du barrage et notamment les différents éléments de l'évacuateur de crues.

En absence des mesures hydrométriques, on est dans l'obligation de faire appel aux différentes méthodes applicables dans les conditions physico-géographiques du Nord de l'Algérie.

II.1 Etude de l'écoulement d'eau moyen interannuel et saisonnier

II.1.1 Le bilan hydrologique

L'équation du bilan hydrologique permet de vérifier la qualité des données hydrométéorologiques, voire leur vraisemblance et de déterminer indirectement tout élément hydro-climatique non mesuré. Généralement, les précipitations et les écoulements sont mesurés mais d'une façon non uniforme dans l'espace avec des interruptions dans le temps.

L'établissement du bilan hydrologique est une étape nécessaire de vérification dans tout calcul hydrologique.

II.1.2 Etude climatique

II.1.2.A Précipitations Moyennes Interannuelles

Les précipitations moyennes interannuelles PMI représentent la caractéristique climatique fondamentale d'une région donnée. Elles sont exprimées sous forme de lame de pluie.

La valeur de la pluie moyenne interannuelle PMI, pour le bassin versant, est tirée de la carte, élaborée pour le Nord d'Algérie, par l'ANRH en 2006 est de l'ordre de 850 mm. (Figure II.1).

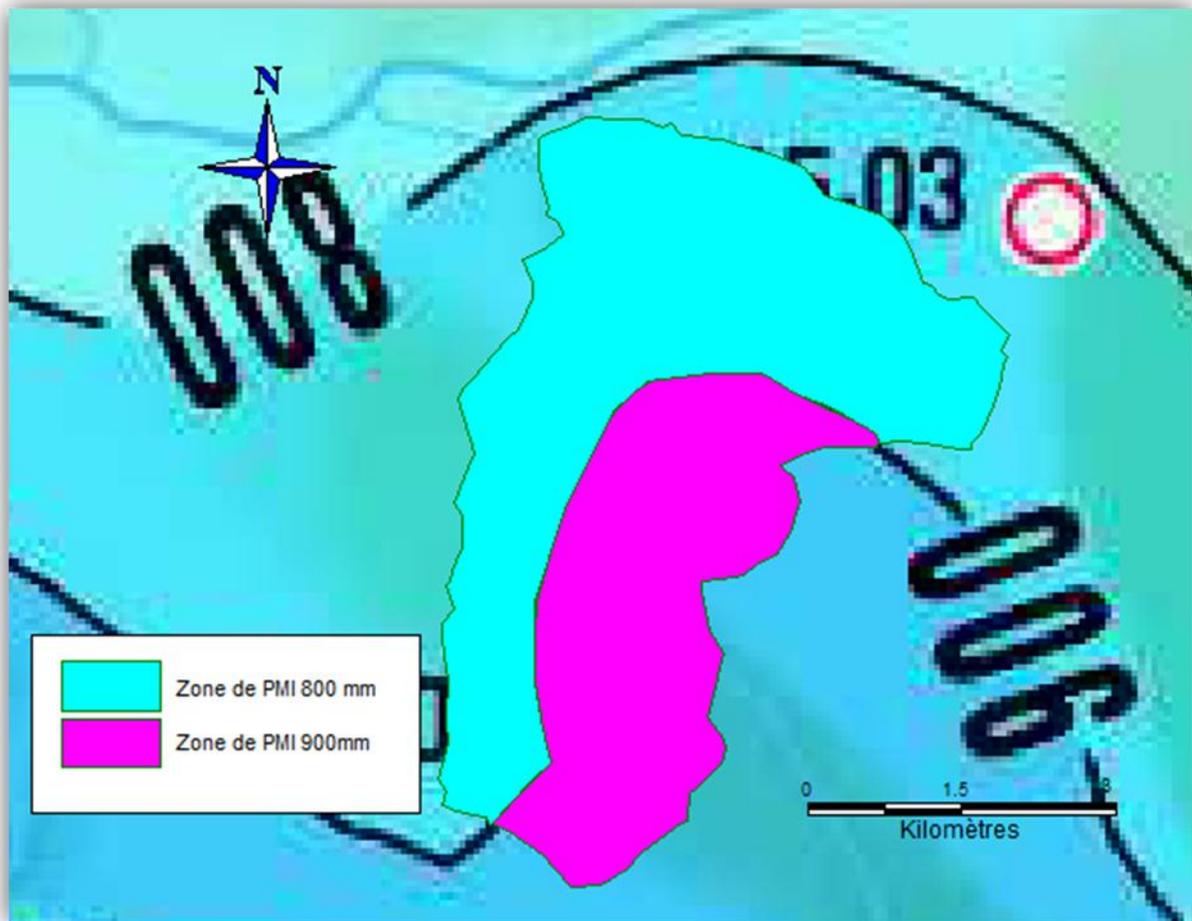


Figure (II.1) : La pluie moyenne tirée de la carte de l'ANRH2006

Les données pluviométriques sont collectées au niveau de six stations météorologiques. Pour chaque année et à l'aide du logiciel Surfer version 7, on a établi des cartes annuelles, à partir desquelles, on a tiré la valeur moyenne de la pluie annuelle propre au centre hydrologique. Cette opération a été réalisée pour toute les années d'observations : de 1971 à 2011. Ceci a permis d'avoir une série des pluies annuelles de 41 années avec une moyenne interannuelle PMI=883 mm.

Les données des précipitations annuelles sont récapitulées dans le tableau (II.1).

Tableau (II.1) : pluies annuelles

Année	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Pi	1289	1057	1174	712	1082	780	712	680	829	981
Année	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
Pi	882	859	864	1035	856	1063	707	799	537	839
Année	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Pi	763	753	642	960	941	526	1118	754	612	772

Tableau (II.1) : pluies annuelles (suite)

Année	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
Pi	496	1363	923	947	808	816	1026	1188	985	1068
Année	2011									
Pi	1010									

Le traitement statistique des pluies annuelles a permis l'estimation des paramètres statistiques essentiels, par la méthode des moments, de cet échantillon de 41 ans :

La valeur moyenne interannuelle PMI est égale à 883 mm, le coefficient de variation $C_v = 0.225$ et le coefficient d'asymétrie $C_s = 0.27$. [4]

Sachant que les valeurs des paramètres statistiques estimées pour des échantillons réduits, par la méthode des moments, sont biaisées négativement par rapport à la vraie valeur. Ceci nécessite une correction de ces valeurs.

❖ Correction par la formule de Rojdestvenski[4] :

$$C_{v_{corr}} = \frac{C_v}{\frac{1-Cv^2}{n}} \dots\dots\dots(II.1)$$

où :

$C_{v_{corr}}$ _ Coefficient de variation corrigé.

C_v _ Coefficient de variation.

n _ Nombre d'années.

Le coefficient de variation corrigé est de l'ordre de 0.226

❖ Correction par la formule Américaine,[4] :

$$C_{s_{cor}} = \left(1 + \frac{8.5}{n}\right).C_s \dots\dots\dots(II.2)$$

$C_{s_{corr}}$ _ Coefficient d'asymétrie corrigé.

C_s _ Coefficient d'asymétrie.

n _ Nombre d'années.

Le coefficient d'asymétrie corrigé est de l'ordre de 0.273

II.1.2.B. Construction de la courbe empirique des fréquences de précipitations

Le calcul de la fréquence empirique se fait avec la formule de **Tchegadaye**v, qui est la suivante : [3].

$$F(x) = \frac{m-0.3}{n+0.4} \cdot 100 \dots\dots\dots(II.3)$$

où :

$F(x)$ _ Fréquence empirique de l'échantillon, en %.

m _ Rang de la variable aléatoire observée.

n _ Nombre d'année d'observations.

La construction de la courbe empirique des fréquences des pluies annuelles se fait, en classant les valeurs dans l'ordre décroissant, en calculant pour chaque valeur la fréquence empirique correspondante. Sur un quadrillage probabiliste approprié, on porte les points $(x_i, P_{\%i})$. Ainsi l'ensemble des points portés sur le quadrillage statistique constitue la courbe empirique des fréquences. Les résultats du calcul des fréquences sont représentés en **annexe(7)**. On représente les résultats sur la figure(II.2) :

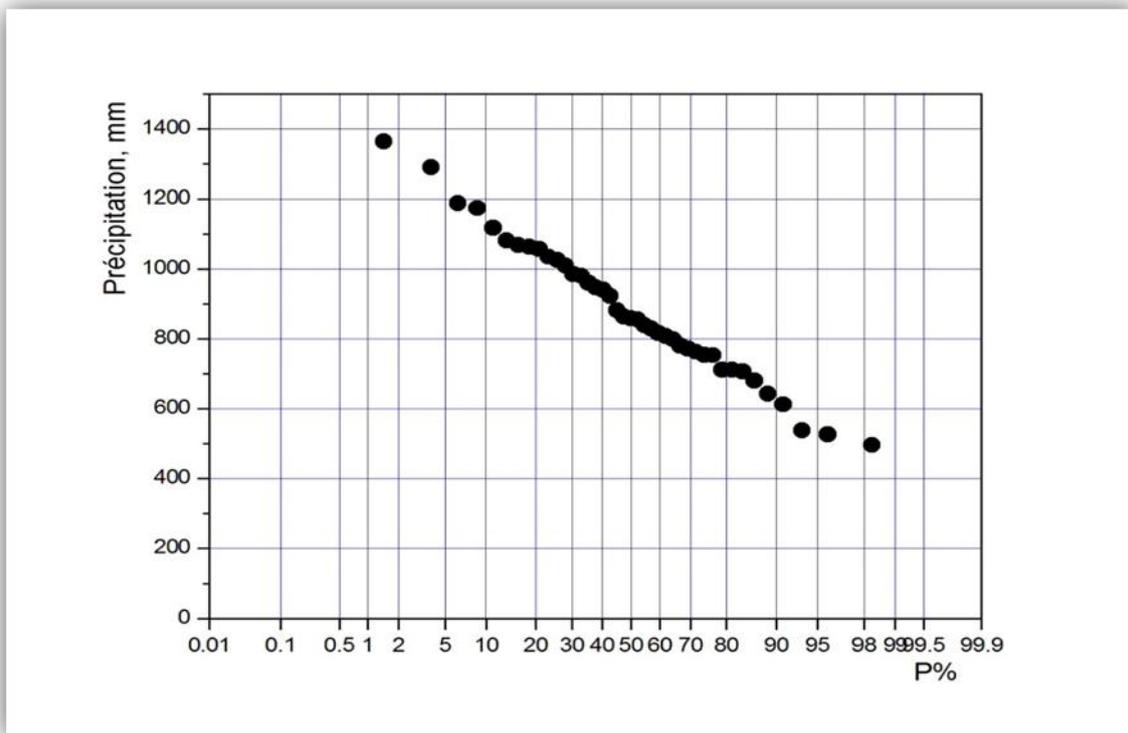


Figure (II.2) : Courbe empirique des précipitations

II.1.2.C. Pluies moyennes mensuelles

On considère que la répartition mensuelle des pluies est à la répartition climatique de la région. Celle ci se caractérise par une saison pluvieuse qui dure les mois : octobre, novembre, décembre, janvier, février, mars et avril. Durant ces mois la quantité des pluies dépasse la valeur moyenne mensuelle. Une deuxième saison sèche, qui dure cinq mois, soit de mai au

mois de septembre, avec une quantité des pluies mensuelles inférieures à la valeur moyenne mensuelle.

Les pluies mensuelles sont représentées dans le tableau (II.2).

Tableau (II.2) : pluies moyennes mensuelles

Sept	oct	nov	dec	jan	fev	mar	Avri	mai	juin	juil	aou
24	131.4	94	41.1	64.7	152.8	217.8	36.8	75.1	25	0	21.3

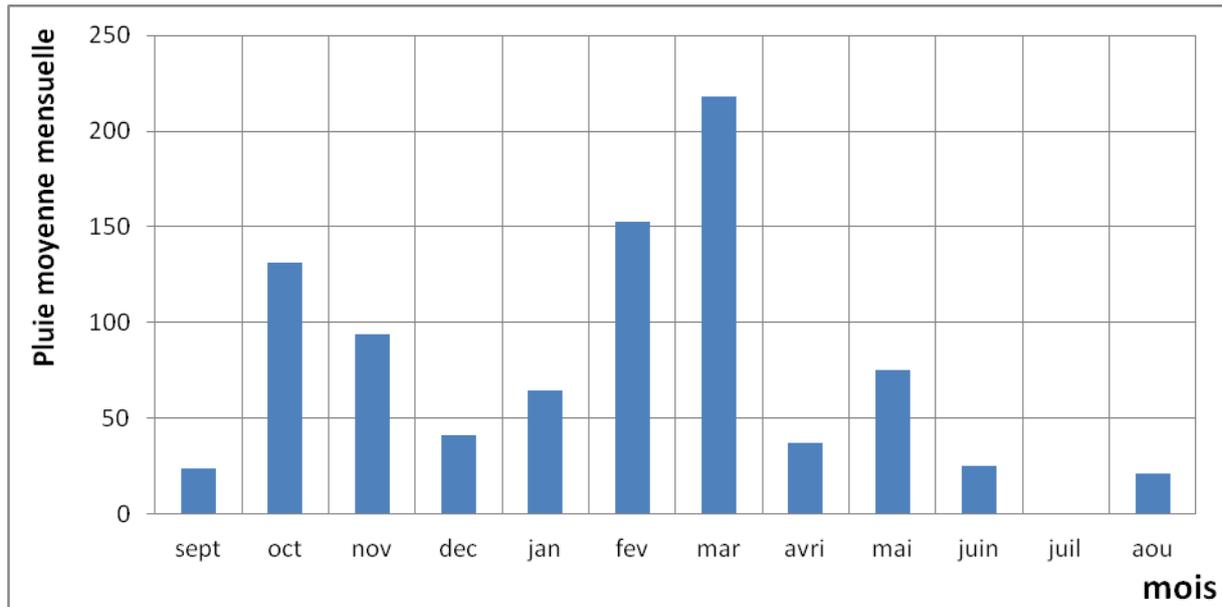


Figure (II.3) : variation des pluies mensuelles durant une année hydrologique

II.1.2.D. Evapotranspiration moyenne Interannuelle

L'évapotranspiration est l'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration à partir d'un sol couvert d'une végétation. La quantité d'eau évapotranspirée sur un bassin versant, pendant une période donnée, représente l'évaporation totale du bassin.

La valeur de l'évapotranspiration potentielle moyenne interannuelle est tirée de la carte élaborée par l'A.N.R.H en 2002. On constate que le bassin versant est traversé par la courbe médiane, correspondant à la valeur égale 1250 mm/an.

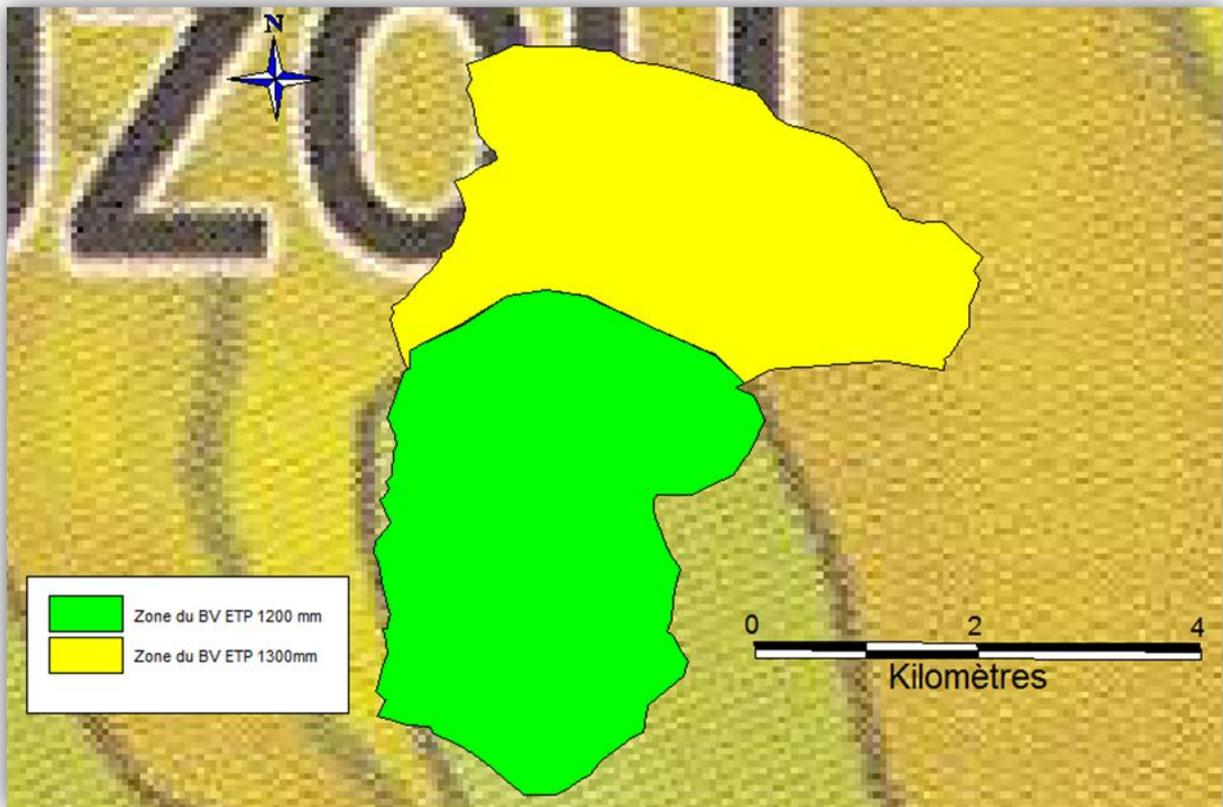


Figure (II.4) : L'évapotranspiration moyenne du bassin versant

II.1.3. Estimation de l'Écoulement Moyen Interannuel (E.M.I.)

Le manque de longues séries d'observations hydrologiques ou dans le cas présent, il y a absence totale des données hydrométriques, même sur des bassins limitrophes. Ceci nous a obligés à recourir aux méthodes ou formules empiriques pour l'estimation de l'écoulement moyen interannuel. Ci-dessous, on site quelques unes [8] :

❖ **Formule de Samie**

$$E_a = P_a^2 (293 - 2.20\sqrt{S}) \dots\dots\dots(II.4)$$

où :

E_a – Écoulement moyen interannuel, en mm.

P_a – Pluie moyenne interannuelle, en m.

S – Surface du bassin versant, en km^2 .

❖ **Formule de Maillet et Gauthier**

$$E_a = 0.6 P_a (1 - 10^{-0.36 P_a^2}) 10^3 \dots\dots\dots(II.5)$$

où :

E_a – Écoulement moyen interannuel, en mm.

P_a – Pluie moyenne interannuelle, en m.

❖ **Formule dite ‘Algérienne’**

$$E_a = P_a \left(1 - 10^{-k P_a^2}\right) 10^3 \dots\dots\dots(\text{II.6})$$

où :

E_o – Écoulement moyen interannuel, en mm.

P_o – Pluie moyenne interannuelle, en m.

$k=0.18-0.01\log S$

❖ **Formule de TURC**

$$E_o = P_o - \frac{P_o}{\sqrt{0.9 + \frac{P_o^2}{L^2}}} \dots\dots\dots(\text{II.7})$$

où:

$$L = 300 + 25T_o + 0.05T_o^3$$

T_a – Température moyenne annuelle, en °C.

❖ **Formule de Sogreah**

$$E_a = 720 \left(\frac{P_a - 150}{1000}\right)^{1.85} \dots\dots\dots(\text{II.8})$$

où :

E_a – Écoulement moyen interannuel, en mm.

P_a – Pluie moyenne interannuelle, en mm.

❖ **Formule de Coutagne**

$$E_o = P_o - D_o \dots\dots\dots(\text{II.9})$$

$$D_o = P_o - m P_o \dots\dots\dots(\text{II.10})$$

où :

P_a – Pluie moyenne interannuelle, en m.

D_o – Déficit d'écoulement, en mm.

$$m = \frac{1}{0.8 + 0.6t}$$

t – Température moyenne interannuelle, en °C.

❖ Méthode de LADJEL Mahmoud

Cette formule est obtenue sur la base de traitement des données hydro-pluviométriques d'un grand nombre de bassins versants de la partie Nord de l'Algérie, en tenant compte de l'influence conjuguée des facteurs sur l'écoulement [8]:

$$E_o = P_o - P_r = P_o - P_o^m \dots\dots\dots(\text{II.11})$$

où :

E_o – Ecoulement moyen Interannuel, mm.

P_o – Pluie moyenne interannuelle, mm

$P_r = P_o^m$ – Perte d'écoulement moyen interannuel, mm

L'analyse a montré que le Nord de l'Algérie peut être subdivisé en deux grandes régions : la première contiguë avec le littorale Est dont les pluies sont supérieures à 600 mm, et l'autre région avec des pluies inférieures à 600mm.

L'exposant climatique m s'exprime différemment pour les deux régions. Pour la région où les pluies sont supérieures à 600 mm, il s'écrit :

$$m = C_m \frac{(S + 1)^{0.0023}}{(P_o + 1)^{0.1307} (H + 1)^{0.0023}} \dots\dots\dots(\text{II.12})$$

Où :

C_m – Coefficient climatique, sa valeur est tirée d'une carte.

S – Superficie du bassin versant, Km².

H – Altitude moyenne du bassin versant, m.

Alors que pour la région où les pluies sont inférieures à 600 mm, ce dernier s'écrit ainsi :

$$m = C_m \frac{(S + 1)^{0.0034}}{(P_o + 1)^{0.0167} (H + 1)^{0.0022}} \dots\dots\dots(\text{II.13})$$

où :

C_m – Coefficient climatique, sa valeur est tirée d'une carte.

S – Superficie du bassin versant, Km².

H – Altitude moyenne du bassin versant, m.

Les valeurs de l'EMI, obtenues par les différentes approches, sont présentées dans le tableau (II.3). On peut constater que les valeurs obtenues varient de 76.12 mm à 417 mm, soit presque du simple au quintuple, car certaines formules ne tiennent pas compte de la variabilité climatique des facteurs générateurs de l'écoulement. Alors que l'approche méthodique de Ladjel est vérifiée sur la base de la totalité des données hydro-pluviométriques disponibles de la partie Nord de l'Algérie. Ceci justifie le choix de la valeur du EMI=417 mm.

Tableau (II.3) : Ecoulement moyen interannuel estimé par différentes formules

Formule	Samie	M et G	Algérienne	Sogreah	Turc	Coutagne	Ladjel
EMI(mm)	219	252	284	405	188	76.1	417

II.1.4. Analyse fréquentielle de l'écoulement

Le cours d'eau objet de cette étude n'est pas jaugé et ne dispose pas des données hydrométriques, ce qui entrave une estimation directe de l'écoulement moyen interannuel. Par conséquent, on fait appel aux méthodes fondées sur la généralisation territoriale des fondamentaux facteurs climatiques et physico-géographiques, générateurs de l'écoulement, qui permettent de déterminer l'écoulement.

II.1.4.A. Générisation de la série d'écoulements [19]

L'analyse fréquentielle a pour but l'estimation de l'écoulement pour différentes périodes de retour. Pour cela il faut disposer des paramètres statistiques telles que: la moyenne E_0 , le coefficient de variation C_v et le coefficient d'asymétrie C_s . Mais en absence des données hydrométriques on est obligé de faire appel à différentes méthodes. Dans ce cas, on utilisera une méthode, qui consiste à chercher la dépendance entre l'écoulement annuel et la pluie annuelle, tout en tenant compte des réserves d'eau dans le bassin. Cette approche permet de générer une série des écoulements directement à partir d'une série de pluies moyennes annuelles.

La recherche de cette dépendance analytique, entre le coefficient d'écoulement d'une année $\alpha_i = \frac{E_i}{P_i}$ et le module des pluies $k_{pi} = \frac{P_i}{P_0}$, est fondée sur les considérations suivantes :

- Quand le coefficient d'écoulement $\alpha_i = \alpha_0$, ceci correspond à un module de pluie $k_{pi} = 1$.
- Quand le module de pluie $k_{pi} = k_{pmin}$ l'écoulement est nul et $\alpha_i = 0$.

Sachant que la valeur maximale théorique de coefficient d'écoulement α_i ne peut atteindre la valeur 1,

Par conséquent, nous proposons la relation analytique sous la forme d'une fonction racine :

$$\alpha_i = \alpha_0 \left(\frac{kp_i - kp_{min}}{1 - kp_{min}} \right)^{\alpha_{i-1}} \dots \dots \dots (II.14)$$

où :

α_i _ Coefficient d'écoulement de l'année en cours.

α_{i-1} _ Coefficient d'écoulement de l'année précédente.

$$\alpha_0 = \frac{EMI}{PMI}$$

kp_i _ Module de précipitation.

$kp_{min} = 10. e^{-10C_{vp}}$ _ Valeur minimale du module de pluie dans la région.

L'application numérique de la relation (II.14) pour la série des pluies annuelles durant la période 1971 jusqu'à 2011, a permis de générer une série des écoulements annuels. Les résultats de cette opération sont récapitulés dans le tableau (II.4)

Tableau (II.4) : Générisation de la série d'écoulements

N°	Année	P _i , mm	K _p	α_i	E _i , mm
1	1971	1289	1.460	0.57	684.4
2	1972	1057	1.197	0.528	511.9
3	1973	1174	1.330	0.557	604.3
4	1974	712	0.806	0.412	257.2
5	1975	1082	1.225	0.518	514.3
6	1976	780	0.883	0.439	303.8
7	1977	712	0.806	0.424	264.7
8	1978	680	0.770	0.416	246.4
9	1979	829	0.939	0.458	339.5
10	1980	981	1.111	0.498	444.4
11	1981	882	0.999	0.472	374.4
12	1982	859	0.973	0.465	358.5
13	1983	864	0.978	0.467	362.0
14	1984	1035	1.172	0.512	484.9
15	1985	856	0.969	0.464	356.0
16	1986	1063	1.204	0.519	505.7

Tableau (II.4) : Générisation de la série d'écoulements (suite)

N°	Année	Pi, mm	k _{pi}	α_i	Ei, mm
17	1987	707	0.801	0.415	256.5
18	1988	799	0.905	0.451	320.3
19	1989	537	0.608	0.365	163.7
20	1990	839	0.950	0.462	347.0
21	1991	763	0.864	0.438	295.2
22	1992	753	0.853	0.437	290.1
23	1993	642	0.727	0.403	223.2
24	1994	960	1.087	0.490	427.1
25	1995	941	1.066	0.489	416.6
26	1996	526	0.596	0.353	154.4
27	1997	1118	1.266	0.517	532.5
28	1998	754	0.854	0.431	286.7
29	1999	612	0.693	0.394	206.5
30	2000	772	0.874	0.445	304.1
31	2001	496	0.562	0.351	143.0
32	2002	1363	1.544	0.557	710.1
33	2003	923	1.045	0.485	404.9
34	2004	947	1.072	0.490	420.8
35	2005	808	0.915	0.450	323.6
36	2006	816	0.924	0.454	330.1
37	2007	1026	1.162	0.509	477.1
38	2008	1188	1.345	0.557	612.3
39	2009	985	1.116	0.505	452.7
40	2010	1068	1.210	0.525	513.9
41	2011	1010	1.144	0.510	470.2

La représentation graphique de la dépendance $\alpha_i = f(k_{pi})$ confirme clairement son adéquation avec une fonction racine, dont la limite inférieure tend vers la valeur minimale de k_{pmin} et vers une limite maximale, nettement inférieure à 1.

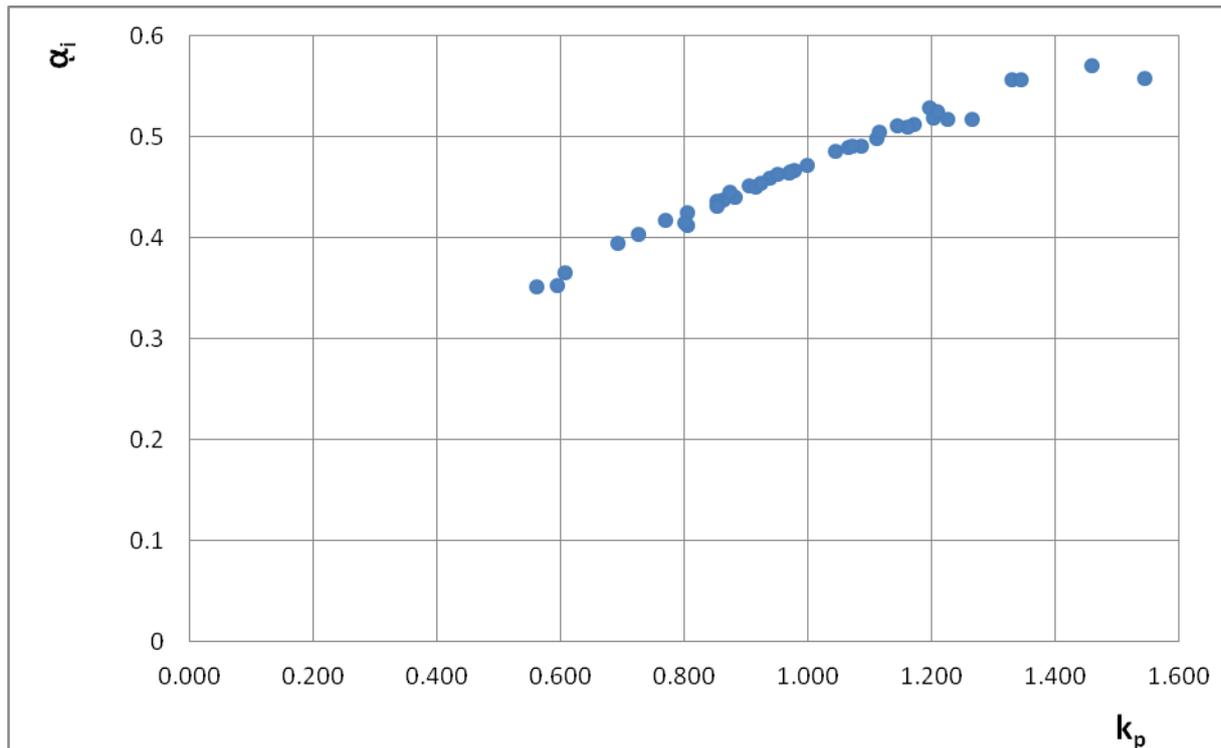


Figure (II.5) : La dépendance de coefficient d'écoulement en fonction du module des précipitations.

Ainsi, nous considérons que la série des écoulements générés, peut être utilisée en qualité de données de références sur les écoulements de l'oued Rabta à la station de Mekla.

Le traitement statistique des écoulements annuels a permis l'estimation des paramètres statistiques essentiels, par la méthode des moments, de cet échantillon de 40 ans :

La valeur moyenne interannuelle EMI est égale à 417 mm, le coefficient de variation $Cv = 0.354$ et le coefficient d'asymétrie $Cs = 0.443$. [4]

Sachant que les valeurs des paramètres statistiques estimées pour des échantillons réduits, par la méthode des moments, sont biaisées négativement par rapport à la vraie valeur. Ceci nécessite une correction de ces valeurs.

❖ Correction par la formule de Rojdestvsky[4] :

$$C_{v_{corr}} = \frac{Cv}{\frac{1-Cv^2}{n}} \dots\dots\dots(II.15)$$

où :

$C_{v_{corr}}$ _ Coefficient de variation corrigé.

Cv _ Coefficient de variation.

n _ Nombre d'années.

Le coefficient de variation corrigé est de l'ordre de 0.357.

❖ Correction par la formule Américaine :

$$C_{s_{corr}} = \left(1 + \frac{8.5}{n}\right) \cdot C_s \dots\dots\dots(II.16)$$

$C_{s_{corr}}$ _ Coefficient d'asymétrie corrigé.

C_s _ Coefficient d'asymétrie.

n _ Nombre d'années.

Le coefficient d'asymétrie corrigé est de l'ordre de 0,535.

II.1.4.B. Construction de la courbe empirique des fréquences

La série des écoulements est exprimée sous forme de lame d'écoulement annuel. En admettant que cet échantillon est représentatif, on construit alors la courbe des fréquences empiriques (figure (II.5)).

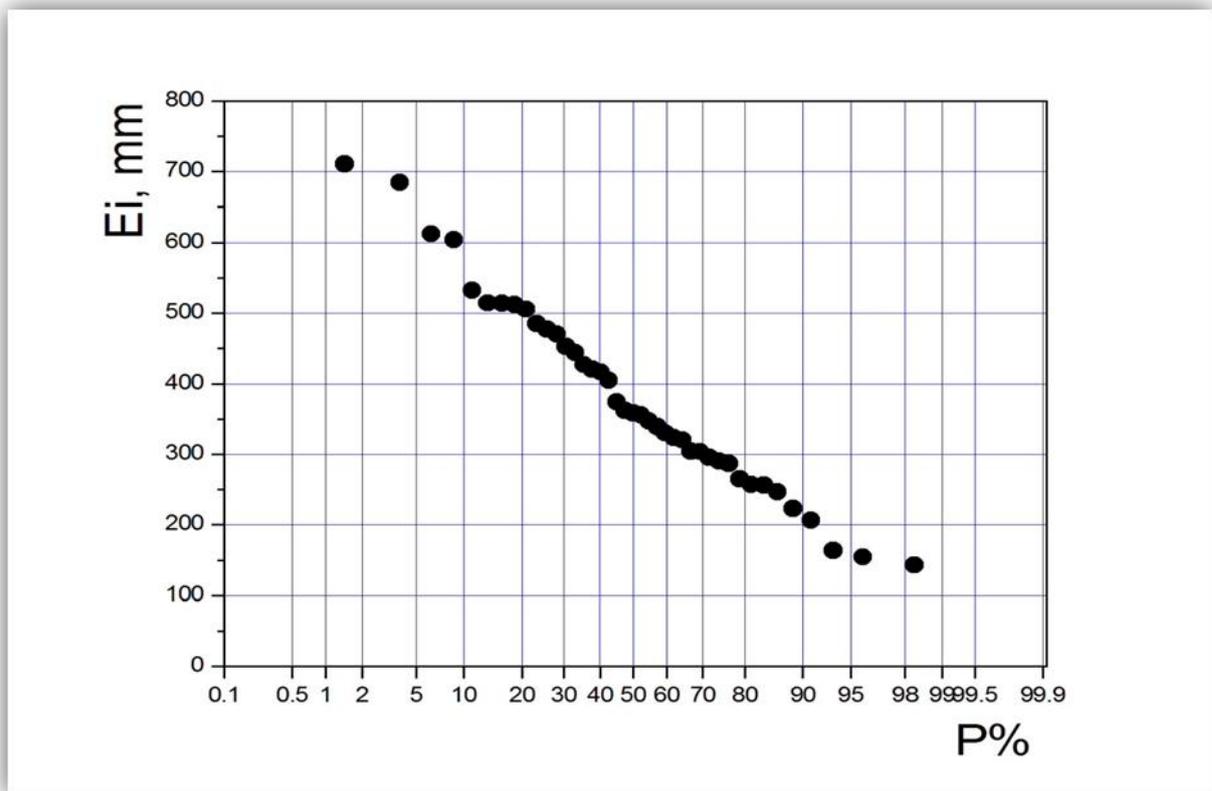


Figure (II.6) : Courbe empirique des fréquences de l'écoulement annuel de l'oued Rabta

II.1.4.C. Estimation des paramètres statistiques de la distribution

L'analyse statistique est basée avant tout sur la construction de la courbe empirique des fréquences au non dépassement, pour porter un jugement sur le type de distribution et sur la courbure de la répartition et qui sert en tant que référence pour le choix de telle ou telle loi

théorique. Ainsi, l'estimation des paramètres statistiques est réalisée par différentes méthodes :

❖ **Méthode grapho-analytique d'alekseev**

Cette méthode tient directement compte de l'asymétrie qui caractérise la courbe empirique. Elle est fondée sur la détermination des valeurs de trois quantiles, pour trois fréquences distinctes : 5%, 50% et 95%, tirés de la courbe empirique lissée à mains levée. On calcule alors le coefficient de courbure :

$$S = \frac{E_{5\%} + E_{95\%} - 2E_{50\%}}{E_{5\%} - E_{95\%}} \dots\dots\dots(III.15)$$

A la valeur calculée de S correspond une valeur du coefficient d'asymétrie C_s qu'on tire dans un tableau, établi par Alekseev [15], (**annexe (8)**).

L'écart quadratique type est calculé par l'expression suivante:

$$\sigma_Q = \frac{E_{5\%} - E_{95\%}}{F_{5\%} - F_{95\%}} \dots\dots\dots(II.17)$$

Et la moyenne est calculée par l'expression suivante:

$$E_0 = E_{50\%} - \sigma_Q \cdot F_{50\%} \dots\dots\dots(II.18)$$

D'où on calcule la valeur du coefficient de variation par:

$$C_v = \frac{\sigma_Q}{E_0} \dots\dots\dots(II.19)$$

❖ **Méthode des moments statistiques**

La moyenne est calculée par l'expression suivante :

$$E_o = \frac{\sum_{i=1}^{i=12} E_i}{n} \dots\dots\dots(II.20)$$

où :

E_o – Écoulement moyen interannuel, en mm.

E_i – Écoulement annuel, en mm.

n – Durée d'observation en année.

Vu la série courte d'observation, la moyenne calculée diffère de la moyenne théorique $E_{o,N}$ d'une valeur σ_E soit :

$$E_{o,N} = E_o \pm \sigma_E \dots\dots\dots(\text{II.21})$$

où :

$E_{o,N}$ – Moyenne théorique de la moyenne d'une population.
 σ_E – Erreur moyenne quadratique de la moyenne calculée pour une durée de n années.

Conformément à la théorie des erreurs, la valeur de erreur moyenne quadratique σ_E qui représente la différence entre la moyenne calculée pour une durée courte de n années E_o et la moyenne théorique $E_{o,N}$ quand $N \rightarrow \infty$, est exprimé par :

$$\sigma_E = \pm \frac{\sigma_E}{\sqrt{n}} \dots\dots\dots(\text{II.22})$$

où :

δ_e – Écart type, qui est calculé par la formule suivante :

$$\delta_e = \sqrt{\frac{\sum(E_i - E_o)^2}{n}} \dots\dots\dots(\text{II.23})$$

On peut exprimer cette erreur en pourcentage de la valeur de la moyenne :

$$\Delta_{E_o} = \pm \frac{C_v}{\sqrt{n}} E_o \dots\dots\dots(\text{II.24})$$

où :

$C_v = \frac{\delta_e}{E_o}$ – Coefficient de variation de la série des valeurs annuelles de (n) années.

Le coefficient de variation C_v caractérise la variation des valeurs annuelles des écoulements relativement (par rapport) à leur moyenne et il est directement déterminé par la série des observations.

Le coefficient de variation est égal à l'écart type relatif :

$$C_v = \frac{\delta_e}{E_o} \dots\dots\dots(\text{II.25})$$

L'erreur relative moyenne du coefficient de variation est calculée puis corrigée par la formule de **Rojdestvenski [4]** :

$$C_{v_{corr}} = \frac{C_v}{\frac{1 - C_v^2}{n}} \dots\dots\dots(\text{II.26})$$

Où :

$C_{v_{cor}}$ _ Coefficient de variation corrigé.

C_v _ Coefficient de variation.

n _ Nombre d'années.

Les valeurs des caractéristiques statistiques estimées par la méthode des moments sont les suivantes:

$$E_o = 417 \pm 21.28$$

$$C_{v_{corr}} = 0.357$$

Les valeurs des caractéristiques statistiques adoptées pour le bassin versant de l'oued Rabta, objet de cette étude sont :

$$E_o = 417$$

$$C_{v_{corr}} = 0.357$$

II.1.4.D. Estimations de l'écoulement de fréquence 80%

La loi Binomiale Gamma III tient compte du troisième paramètre statistique : C_s , contrairement aux autres lois statistiques. C'est pour cela, on opte à l'utiliser pour le lissage de la courbe de la répartition empirique de l'écoulement. La constante de Foster Rebkin est tirée du tableau Binomiale, où il est fonction de la fréquence P% et de la valeur du C_s et caractérise l'écart relatif $\frac{k_i - 1}{C_v}$ (**Annexe (9)**).

$$E_{p\%} = (F_{p\%} \cdot C_v + 1) E_o \dots \dots \dots (II.27)$$

où:

$E_{p\%}$ _ Écoulement de fréquence donnée, en mm

E_o _ Écoulement moyen interannuel, en mm.

$F_{p\%}$ _ Constante de Foster Rebkin à une fréquence donnée P%

C_v _ Coefficient de variation de l'écoulement annuel.

L'écoulement annuel de fréquence $P=80\%$ estimé par la loi Binomiale, Gamma III est de $E_{80\%} = 290 \text{ mm}$.

II.2. Etude des crues

Une crue est provoquée par une entrée rapide d'une masse des eaux de ruissellement dans le système hydrographique, qui cause une augmentation rapide des niveaux d'eau et du débit dans un lit d'une rivière.

Le but de cette partie est de déterminer les éléments fondamentaux des hydrogrammes des crues à l'exutoire du bassin versant de l'oued Rabta, au site du projet de barrage et de déterminer les débits maximaux probables correspondants, et estimer les écoulements solides.

II.2.1 Estimation des débits maximums

On fait appel à différentes méthodes pour l'estimation des crues pluviales, ces méthodes sont fondées sur le concept de la transformation des eaux pluviales en eau de ruissellement sous l'influence des différents facteurs de la surface versante et celles de la concentration fluviale.

II.2.1.A. Estimation du temps de concentration

La formation d'une crue pluviale a comme principale caractéristique le temps de concentration et son débit de pointe. Le temps de concentration intègre l'influence complexe des processus hydrauliques et hydrologiques sur les versants et dans le lit de l'oued. Pour les crues, cette variable caractérise la vitesse de propagation de la phase maximale. Les formules empiriques reflètent un caractère régional, traduit par des facteurs de la région dans laquelle sont développées. Normalement, nous accordons une priorité aux méthodes élaborées dans les conditions physico-géographiques analogues à celles de la partie Nord de l'Algérie.

La majorité des formules sont élaborées dans des pays qui sont situés à des latitudes plus au Nord que celles de l'Algérie. On cite les formules qui nous semblent applicables en Algérie:

❖ Formule de Befani A. N [6]

Le temps de concentration est exprimé par :

$$t_c = \frac{L}{v_c} \dots \dots \dots (II.28)$$

où :

t_c _ Temps de concentration, en heure.

L _ La longueur du cours d'eau principal, en km.

v_c _ La vitesse de concentration de la phase maximale de la crue, en km/h.

La vitesse de concentration, par Befani A.N., pour les petits bassins versants, est exprimée comme suit :

$$v_c = 0.75 S^{1/5} I^{1/3} \dots \dots \dots (II.29)$$

où :

- S – La superficie du bassin versant, en Km².
- I – La pente moyenne du talweg principal, en ‰.

❖ **Formule de Sogreah (1986/1989)**

Une formule a été développée par Sogreah, elle est vérifiée et recommandée pour les petits bassins versants de l’Algérie, s’écrit :

$$t_c = 3 \left(\frac{S l_{c.e}}{(10.i)^{3/2}} \right)^{1/4} \dots\dots\dots(\text{II.30})$$

où:

- t_c – Temps de concentration, en h.
- S – Superficie du bassin versant, en km².
- $l_{c.e}$ – Longueur du talweg principal, en km.
- i – Pente du talweg principal, en %.

❖ **Formule de Giandotti**

Développée en Italie, elle est exprimée comme suit :

$$t_c = \frac{4\sqrt{S} + 1.5 l_{c.e}}{0.8\sqrt{H_{moyen} - H_{min}}} \dots\dots\dots(\text{II.31})$$

où:

- t_c – Temps de concentration, en heure.
- S – Superficie du bassin versant, en Km².
- $l_{c.e}$ – Longueur du thalweg principal, en km.
- H_{moyen} – Altitude moyenne, en m.
- H_{min} – Altitude minimale, en m.

❖ **Formule d’Ivanenko [7]**

La formule d’Ivanenko est développée pour estimer la vitesse de propagation des débits maximums des crues pluviales dans les conditions montagneuses des Karpats en Ukraine:

$$v_c = A S^{0.32} I^{0.5} \dots\dots\dots(\text{II.32})$$

où:

v_c – La vitesse de concentration de la phase maximale de la crue, en km/h.

$A = \phi(S)$ - coefficient qui dépend de la superficie du bassin versant.

S – Superficie du bassin versant, en Km².

$$I = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{l_{c.e}} \text{ ‰} - \text{Pente brute.}$$

Formule de Ladjel [5]

Toutes les formules citées ci-dessus considèrent que la vitesse de déplacement de la phase maximale est constante pour les différentes tailles des crues. Sachant, que la vitesse de concentration dépend du niveau d'eau, la formule de calcul du temps de concentration fluviale est développée pour les régions semi-arides, tient compte de la taille de la crue à travers la période de retour:

$$t_c = \frac{l_{ce}}{a S^b I^{0,34}} \dots\dots\dots(\text{II.33})$$

Où:

t_c – Temps de concentration, en h.

l_{ce} – Longueur du cours d'eau, km.

S – Superficie du bassin versant, km².

I – Pente moyenne du cours d'eau, ‰.

Les paramètres a et b dépendent de la fréquence $P\%$:

$$a = \frac{1,08}{P^{0,14}} \dots\dots\dots(\text{II.34})$$

$$b = 0,17 P^{0,08} \dots\dots\dots(\text{II.35})$$

Dans le tableau (II.5), on récapitule les valeurs calculées par les différentes formules qui ne tiennent pas compte de la fréquence.

Tableau (II.5) : Temps de concentration estimé par différentes formules

Formule	Befani	Giandotti	Sogreah	Ivanenko
t_c [heure]	1.63	2.90	3.405	7.08

Pour une meilleure approximation du temps de concentration, on a utilisé la formule de Ladjel qui tient compte de la fréquence (période de retour), les résultats obtenus pour les fréquences $P_{0.1\%}$, $P_{1\%}$, $P_{2\%}$, $P_{5\%}$ et $P_{10\%}$ sont récapitulés sur le tableau (II.6).

Tableau (II.6) : temps de concentration pour différentes fréquences

Fréquence P%	0.1	1	2	5	10
t _c [heure]	1.46	1.83	1.96	2.12	2.25

II.2.1.B. Détermination des pluies de courte durée

Pour la détermination des données pluviométriques des pluies de courte durée, on a fait appel à une méthode générale homologuée par l'ANRH et dans plusieurs pays.

➤ **Estimation des caractéristiques pluviométrique**

Pour la détermination des caractéristiques pluviométriques, on prend en considération les stations pluviométriques de la région les plus proches pour faire une analyse concernant leur répartition dans l'espace.

Dans ce cas, on a pris six stations et on a utilisé la méthode des isohyètes, les valeurs des caractéristiques adoptées sont dans le tableau (II.7):

Tableau (II.7) : Les caractéristiques pluviométriques de la région de l'étude

N°	Désignation	Symbole	Unité	Valeur
1	Pluie moyenne interannuelle	P _a	mm	883
2	Pluie maximale journalière moyenne	$\overline{P}_{\max,j}$	mm	60.4
3	Coefficient de variation	C _v	–	0.333
4	Coefficient climatique	b	–	0.402

➤ **Etude pluviométrique générale**

La détermination de la pluie moyenne journalière maximum annuelle $\overline{P}_{\max,j}$, l'exposant climatique b et le coefficient de variation C_v ont été tirés d'une carte climatique du Nord-Est de l'Algérie, pour la pluie moyenne annuelle P_a , on utilise des stations possédantes de longues séries d'observations. Cette étude a été complétée par une généralisation spatiale de ces caractéristiques pluviométriques en tenant compte des coordonnées géographiques.

$$P_{t,P\%} = P_{j,P\%} \left(\frac{t}{24} \right)^b \dots\dots\dots(II.36)$$

$$P_{j,P\%} = \frac{P_{\max,j}}{\sqrt{C_v^2 + 1}} e^{u_{P\%} \sqrt{\ln(C_v^2 + 1)}} \dots\dots\dots(\text{II.37})$$

où:

$P_{t,P\%}$ – lame de pluie durant le temps t_c de fréquence P%.

$P_{j,P\%}$ – lame de pluie journalière de fréquence P%.

t – Durée, heure.

b – Paramètre climatique.

$P_{\max,j}$ – lame de pluie journalière maximale moyenne.

C_v – Coefficient de variation de la pluie maximale.

$u_{P\%}$ - Constante de Gauss.

Les pluies de courte durée de différentes fréquences sont présentées dans le tableau (II.8)

Tableau (II.8) : Estimation des pluies de courte durée pour différentes fréquences

Fréquence P%	0.1	1	2	5	10
$P_{j,P\%}$ [mm]	156	122	114	97.5	86.8
$P_{t_c,P\%}$ [mm]	50.6	43.4	41.4	36.8	33.5

➤ **Estimation des lames ruisselées**

La lame de pluie, tombée sur un bassin versant est partagée en plusieurs composantes :

L'imbibition du sol, la rétention dans les micro-dépressions et dans le sol, la rétention par la couverture végétale, l'infiltration dans le sol et le ruissellement superficiel. Les quatre premières composantes constituent les pertes totales des eaux pluviales. Alors que le cinquième composant « ruissellement superficiel », considérée égale à la lame d'écoulement, qui engendre le débit maximum. La lame écoulee est exprimée à travers la multiplication de la lame de pluie par un coefficient moyen d'écoulement. Selon Ladjel, le coefficient d'écoulement $\alpha_{t_c,p\%}$ est exprimé comme suit :

$$\alpha_{t_c,p\%} = 1 - \left(P_{t_c,p\%} - P_o \right)^{n-1} \dots\dots\dots(\text{II.38})$$

$$n = 1 - \frac{C_{p\%}}{\ln(P_{t_c,p\%} - P_o)} \dots\dots\dots(\text{II.39})$$

Où:

$P_{t_c,P\%}$ - lame de pluie durant le temps t_c et de fréquence P%.

t_c – Temps de concentration des eaux pluviales, en h.

$\alpha_{P\%,t_c}$ – Coefficient de ruissellement.

P_o – Seuil de ruissellement, en mm.

Le coefficient climatique d'écoulement $C_{P\%}$ est estimé sur la base d'une étude régionale et il est exprimé par :

$$C_{P\%} = C_{50\%} \cdot e^{a \cdot u_{P\%}} \dots\dots\dots(\text{II.40})$$

Où:

$C_{50\%} = 0.73$ _ Coefficient climatique moyen de ruissellement.

$a = 0.531$ _ exposant climatique.

$u_{P\%}$ – Nombre de Gauss correspondant à la fréquence $P\%$.

Les valeurs adoptées du coefficient climatiques d'écoulement se trouvent dans le tableau (III.5).

Tableau (II.9) : Coefficients d'écoulement pour différentes fréquences

P%	0.1	1	2	5	10
$C_{P\%}$	3.77	2.52	2.4	1.74	1.44

Les valeurs du coefficients d'écoulement $\alpha_{P\%}$ est contenu dans le tableau (II.10).

Tableau (II.10) : Coefficients de ruissellement pour différentes fréquences

P %	0.1	1	2	5	10
$\alpha_{P\%}$	0.977	0.92	0.89	0.83	0.76

➤ **Estimation de la durée de ruissellement [9]**

La durée de ruissellement est calculée par :

$$T_o = \frac{\sqrt{P_{j,P\%}}}{2} \dots\dots\dots(\text{II.41})$$

où:

$P_{j,P\%}$ – pluie journalière de fréquence $P\%$, en mm.

Le tableau (II.11) nous donne la durée de ruissèlement à différentes fréquences :

Tableau (II.11) : ruissèlements pour différentes fréquences

Fréquence P%	0.1	1	2	5	10
T ₀ [heure]	6.17	5.29	5.044	4.49	4.07

II.2.1.C. Estimation du temps de base de la crue

Le temps de base de la crue est composé d'un temps de montée t_m et d'un temps de décrue t_d .

Pour les petits bassins versants, qui vérifient l'inégalité $t_c \leq T_o$, on a :

Le temps de montée est exprimé par :

$$t_m = \frac{T_0}{3} + \frac{2}{3}t_c \dots\dots\dots(II.42)$$

Et le temps de décrue est exprimé par :

$$t_d = \frac{t_c}{3} + \frac{2}{3}T_0 \dots\dots\dots(II.43)$$

Alors, que pour les grands bassins versants, qui vérifie l'inégalité $t_c > T_o$, on a :

Le temps de montée est exprimé par :

$$t_m = \frac{T_0}{3} + \frac{2}{3}t_c \dots\dots\dots(II.44)$$

Et le temps de décrue est exprimé par :

$$t_d = t_c - \Phi(t_c - T_o) \dots\dots\dots(II.45)$$

Enfin, le temps de base est la somme de t_m et de t_d , soit :

$$T = t_m + t_d \dots\dots\dots(II.46)$$

où:

T _ Temps de base, en h.

t_m _ Temps de montée, en h.

T_0 _ Durée de ruissèlement, en h.

t_c _ Temps de concentration, en h.

t_d _ Temps de décrue, en h.

Dans notre cas, pour toutes les fréquences, la durée de ruissèlement T_0 est supérieure au temps de concentration t_c ,

Tableau (II.12) : Résultats des calculs du temps de ruissèlements

Fréquence P%	0.1%	1%	2%	5%	10%
t_c [heure]	1.46	1.83	1.96	2.12	2.25
T_0 [heure]	6.17	5.29	5.044	4.49	4.07

Ceci implique que le bassin versant est considéré petit bassin. Les valeurs des temps de montée t_m et de décrue t_d , pour différentes fréquences $P\%$, sont données dans le tableau (II.12).

Tableau (II.13) : résultats des calculs du temps de base de la crue

Fréquence P%	0.1%	1%	2%	5%	10%
t_m [heure]	3.03	2.59	2.98	2.91	2.86
t_d [heure]	4.6	4.14	4.01	3.7	3.46
T [heure]	7.63	7.12	6.99	6.61	6.32

II.2.1.D. Estimation des débits maximums des crues pluviales

Actuellement, la plupart des formules de calcul sont fondées sur l'utilisation de l'intensité moyenne maximale de l'averse durant le temps de concentration et sur un coefficient de ruissèlement moyen, pris constant pour toutes les périodes de retour.

➤ **Formule de Ladjel**

Cette formule est itérative, elle a été obtenue grâce à une idéalisation de l'hydrogramme de crue en triangle parabolique.

$$q_{\max} = 0.28 \frac{\beta}{1 - e^{-\beta}} \frac{E}{T} \dots\dots\dots(II.47)$$

où:

0.28 – Coefficient de conversion des unités,

q_{\max} – Débit maximum, en $m^3 / s.km^2$,

T – Le temps de base, en h.

E – La lame écoulée, en mm.

$$\beta = \ln\left(\frac{q_{\max}}{q_T}\right) \dots\dots\dots(\text{II.48})$$

ou :

$$q_T = 0.28 k' \frac{L_r}{T} \text{ _ Débit caractéristique résiduel, en m}^3/\text{s.}$$

➤ **Formule Bejaïa'2000 [17]**

Le débit maximum de crue est exprimé par :

$$q_{\max} = 0.28 (m + 1) \frac{E}{T} \dots\dots\dots(\text{II.49})$$

où:

0.28– Coefficient de conversion des unités, quand le débit Q_{\max} est exprimé en m^3 / s , le temps de base de la crue T en heure, la lame écoulee E en mm et la superficie du bassin versant S en km^2 . m – Coefficient de forme de la crue.

Le coefficient de forme m est lié avec le temps de concentration et la durée de ruissellement, il s'écrit:

$$m = \frac{t_c}{T_0} + 2 \dots\dots\dots(\text{II.50})$$

➤ **Formule de Giandotti**

La formule de Giandotti exprime le rapport entre le débit instantané et le débit moyen journalier, comme suit:

$$\frac{Q_{p\%}}{Q_{m,j,p\%}} = \frac{P_{tc,p\%}}{P_{j,p\%}} \frac{24}{t_c} \dots\dots\dots(\text{II.51})$$

Le débit moyen journalier est exprimé par la formule de Samie :

$$Q_{m,j,p\%} = \frac{C_r P_{j,p\%} S}{108} \dots\dots\dots(\text{II.52})$$

où:

$$C_r = 0.9 \text{ _ Coefficient de ruissellement pour les grandes crues, selon Samie.}$$

Analyse et critique des résultats

Après avoir estimé les débits maximums par les quatre formules (tableau (II.12)). On choisit les valeurs trouvées par la formule de Béjaïa'2000', qui donne des valeurs relativement sécurisantes par rapport aux autres formules.

Tableau (II.14) : Débits maximums de crues estimés pour différentes fréquences

	Débit de fréquence P%, m ³ /s				
	Q _{0.1%}	Q _{1%}	Q _{2%}	Q _{5%}	Q _{10%}
Bejaïa '2000	164	146	140	124	112
Befani	152	129	121	103	88
Ladjel	137	144	147	155	167
Giandotti	195	123	119	97	84

II.2.2. Projection des hydrogrammes de crues

L'image graphique de la crue pluviale est représentée par un hydrogramme, celui-ci est généralement représenté sous forme d'un triangle parabolique avec un seul pic, un temps de monté t_m comparativement court par rapport au temps de décrue t_d .

Il existe plusieurs méthodes pour la projection graphique de l'hydrogramme des crues pluviales [16]. La méthode la plus utilisée dans la pratique hydrologique est celle de Sokolovsky, pour un hydrogramme simple à un seul pic, qui est formé par l'intersection de deux branches paraboliques.

La courbe de montée est exprimée par :

$$Q(t) = Q_{max} \left(\frac{t}{t_m} \right)^m \dots\dots\dots(II.53)$$

où:

- $Q(t)$ _ Le débit de la crue à un instant donné
- Q_{max} _ Le débit d'eau maximum, en m³/s.
- t_m _ Le temps de monté, en heure.
- m _ =2, selon Sokolovsky, pour les petits bassins versants.

Alors que celle de la décrue est exprimée par :

$$Q(t) = Q_{max} \left(\frac{t_d - t}{t_d} \right)^n \dots\dots\dots (II.54)$$

où:

- $Q(t)$ _ Le débit de la crue à un instant donné
- Q_{max} _ Le débit d'eau maximum , en m³/s.
- t_d _ Le temps de décrue, en heure.
- $n = 2$, selon Sokolovsky, pour les petits bassins versant.

Sokolovsky propose de donner aux puissances m et n, respectivement les valeurs 2 et 3.

D'une part, si on tient compte de la forme de l'hydrogramme de ruissellement, la courbe de montée ne peut pas être une courbe parabolique, elle doit avoir la forme de la lettre S, c'est-à-dire qu'au départ la courbe augmente avec un gradient important jusqu'à atteindre la valeur maximale de ruissellement, après ça le gradient décroît. Ceci permet d'introduire $\sin\left(\frac{\pi}{2}\right)$ dans l'expression de la courbe de montée [18] :

$$Q(t) = Q_{max} \left(\sin \left(\frac{\pi}{2} \cdot \left(\frac{t}{t_m} \right)^{m_s} \right) \right) \dots\dots\dots (II.55)$$

L'expression de la courbe de décrue reste inchangée :

$$Q(t) = Q_{max} \left(\frac{t_d - t}{t_d} \right)^{n_s} \dots\dots\dots (II.56)$$

D'autre part, les valeurs des puissances proposées par Sokolovsky [16] sont utilisées d'une façon subjective et ne justifient pas le volume de la crue. Car le volume de la crue du projetée avec ces puissances n'est pas égal au volume de l'écoulement de cette crue. Pour remédier à cela, on a pu justifier analytiquement l'expression de ces deux puissances, qu'on va les désigner dorénavant sous la forme : m_s et n_s . On propose de distinguer le volume de la phase de montée $V_m = 1000 E_m S$ et celui de la phase de décrue $V_d = 1000 E_d S$. On considère que le rapport proposé par Sokolovsky $\gamma = \frac{t_d}{t_m}$ reste valable pour les volumes aussi, soit $\gamma = \frac{E_d}{E_m}$.

La formule Béjaia'2000 s'applique pour les deux phases de la crue. Pour la phase de montée, elle s'écrit sous la forme suivante :

$$Q_{\max} = 0.28(m_s + 1) \frac{E_m}{t_m} S \dots\dots\dots(\text{II.57})$$

où:

Q_{\max} – Débit d'eau maximum, en m^3 / s .

m_s – Coefficient de forme de la courbe de montée.

$E_m = \frac{E_c}{1 + \gamma}$ - lame d'écoulement durant la phase de montée, en mm.

t_m – Temps de montée, en h.

S – Superficie du bassin versant, en km^2 .

A partir de (II.55), on tire l'expression de l'exposant de la branche de montée :

$$m_s = \frac{3,6.t_m.Q_{\max}.(1+\gamma)}{E_{c,P\%}.S} - 1 \dots\dots\dots(\text{II.58})$$

De même pour la branche de décrue, en exprimant la lame d'écoulement la décrue comme suit : $E_d = \frac{\gamma}{1 + \gamma} E_c$, on obtient l'expression de l'exposant de la branche de décrue :

$$n_s = \left(\frac{1+\gamma}{\gamma} \right) \frac{3,6.t_d.Q_{\max}}{E_c.S} - 1 \dots\dots\dots(\text{II.59})$$

Après vérification analytique et numérique, il s'avère que la valeur des deux exposants est égale à la valeur du coefficient de forme de la formule Béjaia'2000, soit : $m_s = n_s = m$

Mais, si on considère que l'écoulement de la phase de montée est égal au tiers de l'écoulement de la phase de décrue : soit $E_m = \frac{1}{3} E_c$, on obtient les expressions des exposants de la branche de montée et de décrue :

$$m = \frac{10,8.Q_{\max}.t_m}{E_{t_c P\%}.S} - 1 \dots\dots\dots(\text{II.60})$$

$$n = \frac{5,4.Q_{\max}.t_d}{E_{t_c P\%}.S} - 1 \dots\dots\dots(\text{II.61})$$

L'hydrogramme de la crue corrigée par **Ladjel** est illustré sur la figure (II.7) pour une fréquence $P=2\%$

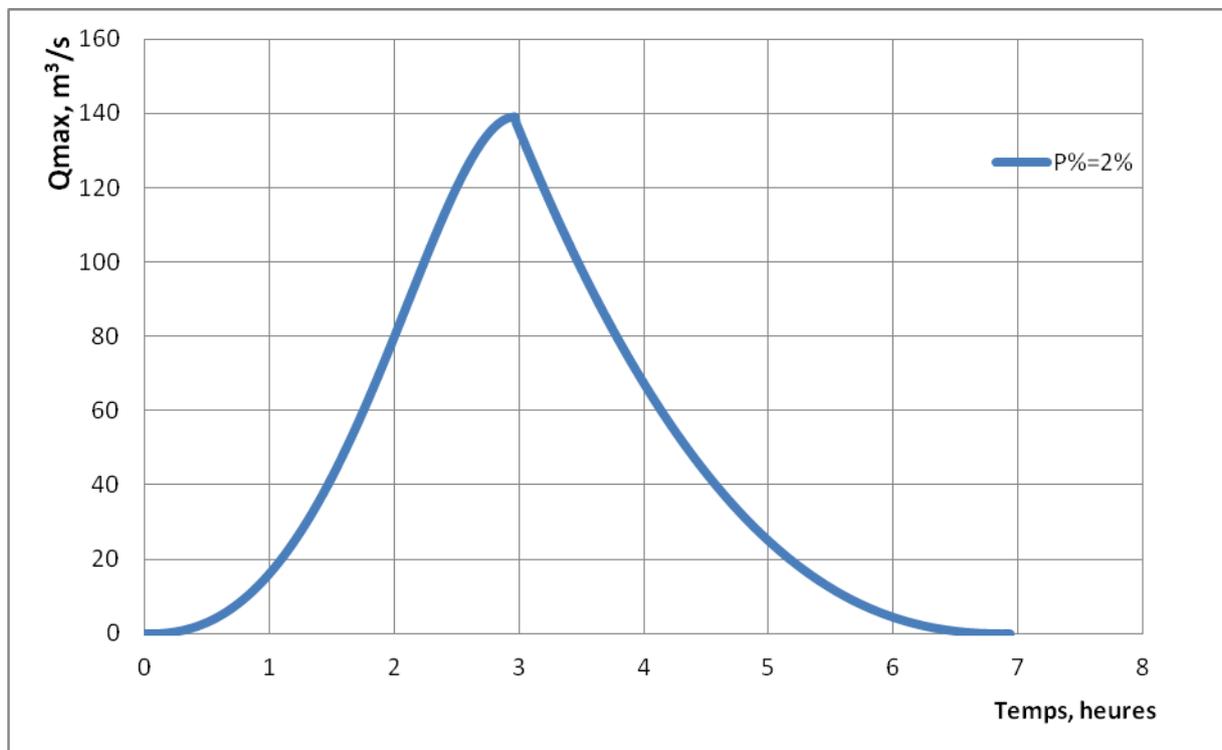


Figure (II.7) : Hydrogrammes de crue pour une période de retour de 50 ans

L'hydrogramme de crue corrigé par **Ladjel** aux différents périodes de retour est représenté dans l'annexe(10).

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons étudié les principales caractéristiques hydrologiques. un traitement statistique des données des pluies annuelles a permis d'estimer les paramètres statistiques et de les corriger.

L'analyse des pluies a subdivisé le Nord de l'Algérie en deux grandes régions : la première contiguë avec le littoral Est dont les pluies sont supérieures à 600 mm, et l'autre région avec des pluies inférieures à 600mm. La valeur de l'EMI est estimée selon l'approche méthodique de Ladjel, qui est vérifiée sur la base des données hydro-pluviométriques disponibles de la partie Nord de l'Algérie.

Sur la base d'une analyse des données pluviométriques, nous avons proposé une méthode de reconstitution des écoulements, tout en tenant compte des réserves d'humidité dans le bassin versant. La représentation graphique de la dépendance $\alpha_i = f(k_{pi})$ confirme clairement son adéquation avec une fonction racine, dont la limite inférieure tend vers la valeur minimale de k_{pmin} et vers une limite maximale, nettement inférieure à 1.

L'estimation de l'écoulement de fréquence 80% est faite par la loi Binomiale Gamma III, que nous considérons la plus souple et répondant aux fréquences extrêmes, en tenant compte du coefficient d'asymétrie.

Le temps de concentration fluviale est fondamental pour l'estimation des débits maxima des crues pluviales, notre proposition tient compte de la taille de la crue à travers la période de retour.

L'estimation du temps de base de la crue, à travers l'estimation du temps de montée t_m et celui de la décrue t_d , qui sont exprimés analytiquement en fonction du temps de concentration et de la durée de ruissellement, pour les petits et les grands bassins versants.

Il y a lieu de constater que les formules pour l'estimation des débits maxima : de Ladjel, Bejaia'2000 et Befani donnent des valeurs très proches. Mais nous adoptons les valeurs les plus sécurisantes pour le dimensionnement des ouvrages.

Bien que le modèle de la crue est maintenu sous forme de triangle parabolique, nous avons contribué à correction la courbe de la phase de montée, et exprimer analytiquement les deux exposants m_s et n_s , qui justifient une forme vraisemblable et le volume de la crue de projet.

Chapitre III :
Etude de la régularisation de
l'écoulement et transport
solide

Introduction

Dans ce chapitre, on cherche à déterminer la capacité optimum de stockage et du niveau normal du barrage, en tenant compte l'estimation des pertes d'eau dues à infiltration et à l'évaporation, qui doit garantir les besoins en eau pour l'irrigation des cultures de la région sur une superficie à déterminer. Pour avoir une idée sur les durées des périodes sèches et les volumes des déficits, on modélise l'écoulement statistiquement par la méthode de Monté-Carlo.

III.1. Rappel des courbes bathymétriques « Altitude-Capacité-Surface »

Les courbes Altitude-Surface-Volume découlent du levé topographique au 1/ 10 000 réalisé sur la zone du futur barrage (**annexe (11)**). Les volumes sont calculés à partir de la formule suivante :

$$V_n = V_{n-1} + \left(\frac{S_{n-1}+S_n}{2}\right) \cdot \Delta h_n \dots\dots\dots (III.1)$$

Avec

$$V_1 = \frac{2}{3} S_1 \cdot \Delta h_1 \dots\dots\dots (III.2)$$

où :

- S_n _ Surface du plan d'eau correspondant à la courbe de niveau h_n , en m².
- S_{n-1} _ Surface du plan d'eau correspondant à la courbe de niveau h_{n-1} , en m².
- Δh_n _ Différence d'altitude entre les deux courbes de niveau successives
- V_n _ Volume d'eau correspondant à la courbe de niveau h_n , en m³.

Les données topographiques traitées nécessaires pour la construction des courbes bathymétriques se trouvent dans le tableau (III.1):

Tableau (III.1) : données bathymétriques

Altitude, m	ΔH , m	Surface, m ²	V_i , m ³
127	0	0	0
128	1	5470	3647
129	1	50200	31482
130	1	157540	135352
135	5	995800	3018702
140	5	1120650	8309827
145	5	1382150	14566827
150	5	1709010	22294727
155	5	1808440	31088352
158	3	1195780	35594682

On construit les courbes hauteurs, surface et volume $f(S)=H$, $f(V)=H$, $f(V)=S$.

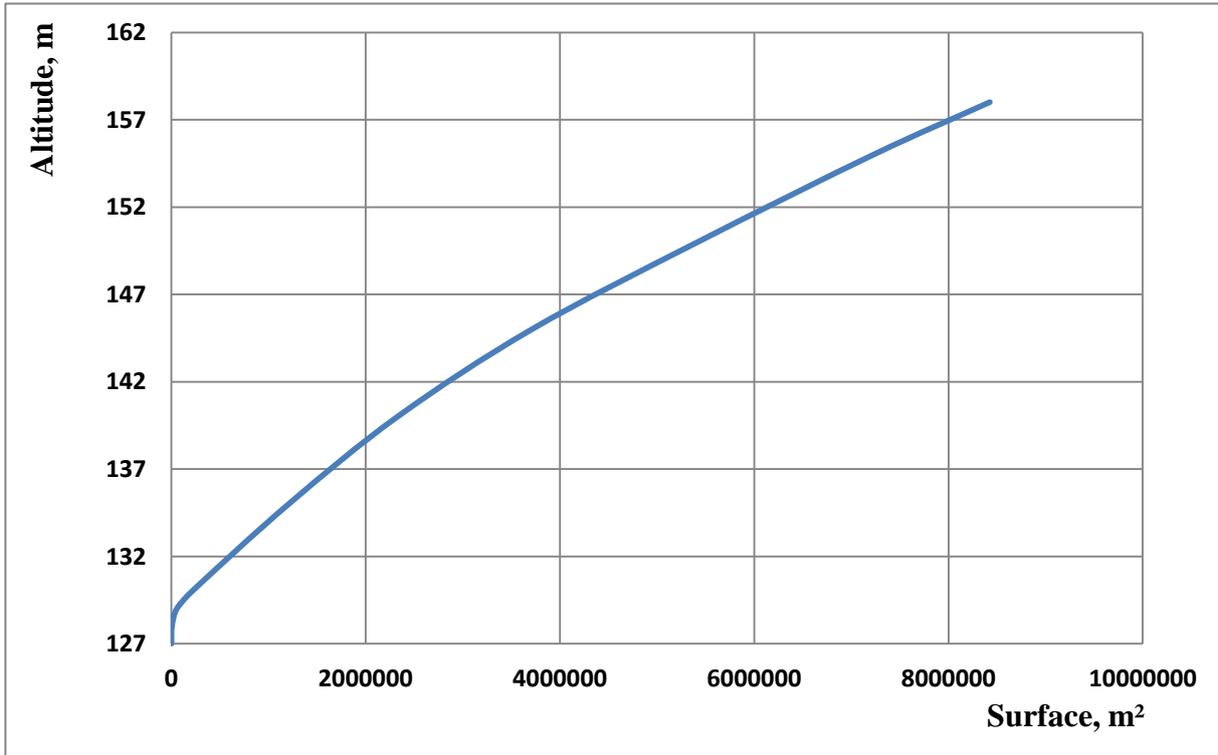


Figure (III.1) : Courbe des altitudes en fonction des surfaces

Avec la courbe $H=f(S)$, on détermine le volume laminé.(chapitre IV)

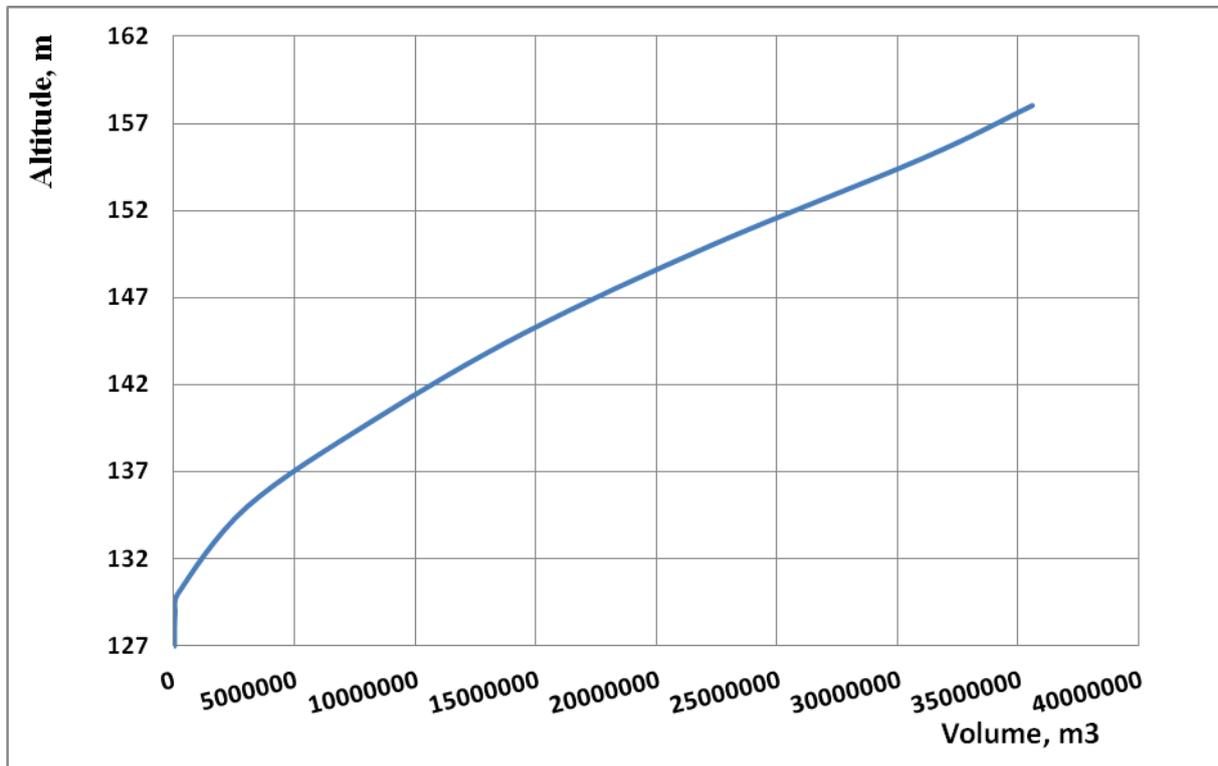


Figure (III.2) : Courbe des altitudes en fonction des volumes

La courbe des altitudes en fonction des volumes est utilisée pour la détermination du niveau du volume mort (NVM), le niveau normal de la retenue (NNR) ainsi que le niveau des plus hautes eaux (NPHE).

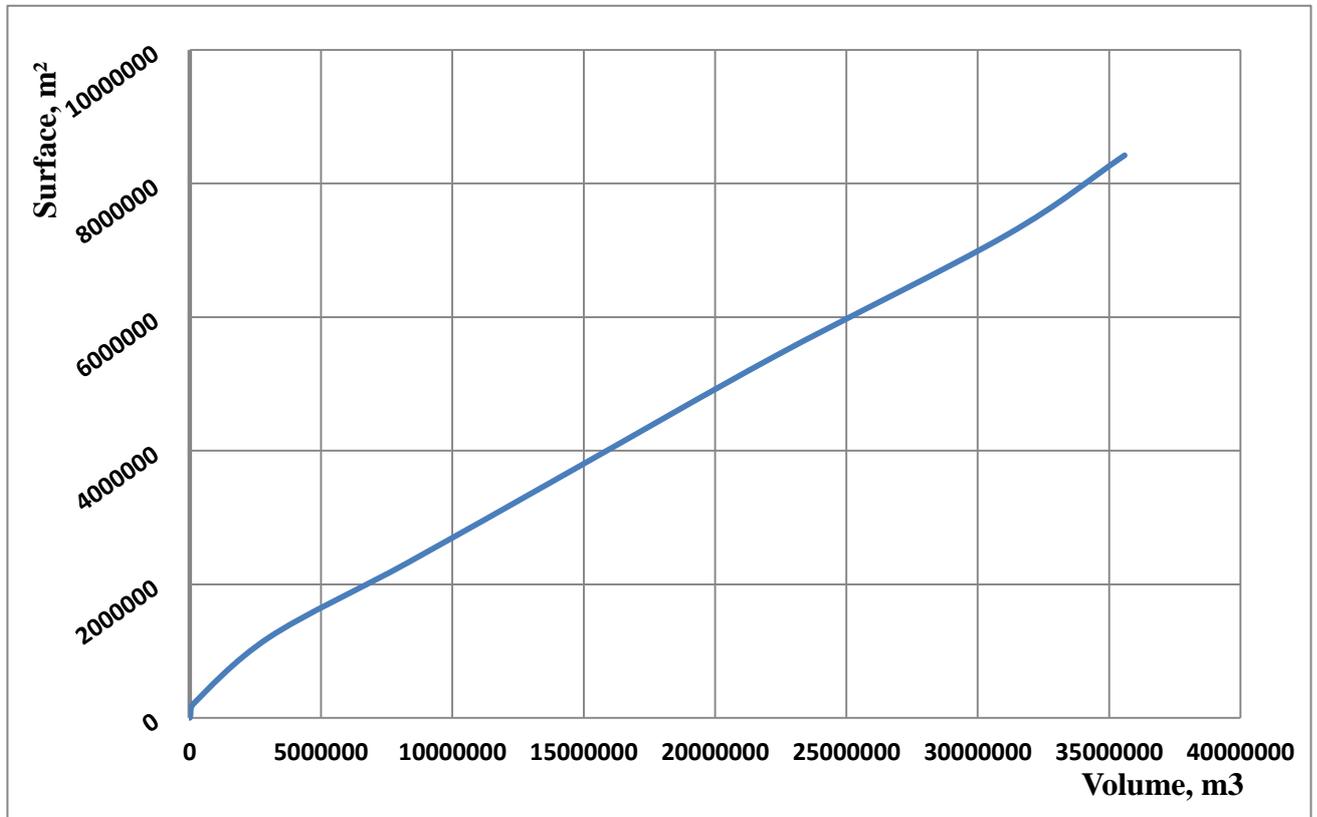


Figure (III.3) : courbe des surfaces en fonction des volumes

La courbe des surfaces en fonction des volumes sert à estimer la surface moyenne de la retenue pour le calcul de l'évaporation.

III.2. Estimation des besoins en irrigation

Une enquête sur les cultures stratégiques dans la région du barrage a été effectuée par nos soins, auprès des services agricoles. Les cultures prépondérantes sont : Le maïs fourragé, l'arboriculture, les vignes et les maraîchères. La norme d'irrigation varie de 3000 m³/an à 6000 m³/an.

Le tableau (III.2) donne les types de cultures, leurs normes d'irrigations et les superficies disponibles pour chacune des cultures :

Tableau (III.2) : données pour l'estimation des besoins en eau

N°	cultures	Norme d'irrigation, m ³ /ha. Saison	Superficie disponible, ha	Surface garantie par le barrage, ha	volume d'eau, m ³
1	Mais fourragé	3000	1000	750	2250000
2	Arboriculture	5000	1000	500	2500000
3	Vignes	5000	1000	400	2000000
4	Maraîchères	6000	1000	500	3000000
Somme =				2150	9750000

Donc le volume des besoins en irrigations des cultures est de 9750000 m³.

III.3. Choix de type de régularisation

Principalement, il existe deux types de régularisation de l'écoulement par un barrage. D'ailleurs, quand l'écoulement d'une fréquence P% est supérieur à la restitution brute, on n'a pas besoin de construire un barrage et on se limite à réaliser une prise d'eau. Si l'écoulement d'une fréquence P% est égal à la restitution brute, on a affaire à une régularisation annuelle, c'est-à-dire que le volume utile, qui est appelé volume saisonnier se remplit durant la saison des pluies et se vide durant la saison sèche. A la fin de cette saison, théoriquement le barrage contient seulement le volume mort. Mais si l'écoulement d'une fréquence P% est inférieur à la restitution brute de garantie égale en valeur absolue P%, il s'agit de la régularisation interannuelle, qui consiste à stocker les excédents d'eau durant les années humides, pour couvrir les déficits des années sèches.

Le volume des besoins pour l'irrigation des cultures est estimé à 9750000 m³.

$$W_{80\%} = 1000 \cdot S \cdot E_{80\%} \dots\dots\dots(III.3)$$

où :

$W_{80\%}$ — Volume d'écoulement d'une fréquence 80%.

S — Surface du bassin versant, en km².

$E_{80\%}$ — Ecoulement fréquentiel interannuel de fréquence 80%.

Alors que le volume d'écoulement de fréquence P=80% est estimé à 8153212 m³.

Puisque le volume de la restitution est supérieur au volume d'écoulement $W_{80\%} < W_{besoin}$, alors nous avons affaire à une régularisation interannuelle.

III.4. Régularisation interannuel

La régularisation interannuelle s'effectue par la répartition de l'eau stockée dans le barrage durant plusieurs années et a pour but la satisfaction de la restitution garantie durant un groupe d'années sèches déficitaires. Puisque la série des données sur l'écoulement est courte (de 41 années) et ne peut pas montrer toutes les possibilités de groupes d'années sèches. La méthode de Monté Carlo permet de modéliser une série longue, ayant la même répartition statistique.

III.4.1. Principe de la méthode de modélisation statistique de Monte-Carlo

Cette méthode consiste dans la création d'un modèle statistique de l'écoulement vraisemblable à l'échantillon de base. La longue série hydrologique est créée théoriquement par simulation du processus de l'écoulement fluvial. Pour réaliser la simulation, il faut connaître les paramètres statistiques de la série observée.

Selon S.N.Kritsky et M.F.Menkel, la modélisation statistique des séries hydrologiques est fondée sur les hypothèses suivantes [11] :

- 1-On donne la loi de distribution des probabilités des valeurs examinées.
- 2-On prend en considération la corrélation entre les membres contigus de la série, en donnant une valeur du coefficient de l'auto corrélation.

La méthode de la modélisation comprend les opérations suivantes :

- 1-la construction de la courbe des fréquences des valeurs hydrologiques (loi Binomiale, Gamma III).
- 2-le tirage au sort des nombres aléatoires est transformé par une succession des fréquences.

III.4.2. Estimation du volume utile du barrage sans tenir compte des pertes

Pour effectuer cette estimation, on applique la méthode de Modélisation statistique fondée sur la méthode de Monte-Carlo, pour les paramètres statistiques de la série d'observations sont:

$$E_0 = 417$$

$$C_v = 0.357$$

$$C_s = 0.535$$

III.4.2.A. Détermination du coefficient d'auto corrélation

La figure (III.) donne la dépendance entre l'écoulement d'une année et celui de l'année qui la précède, d'où on tire le coefficient d'auto corrélation.

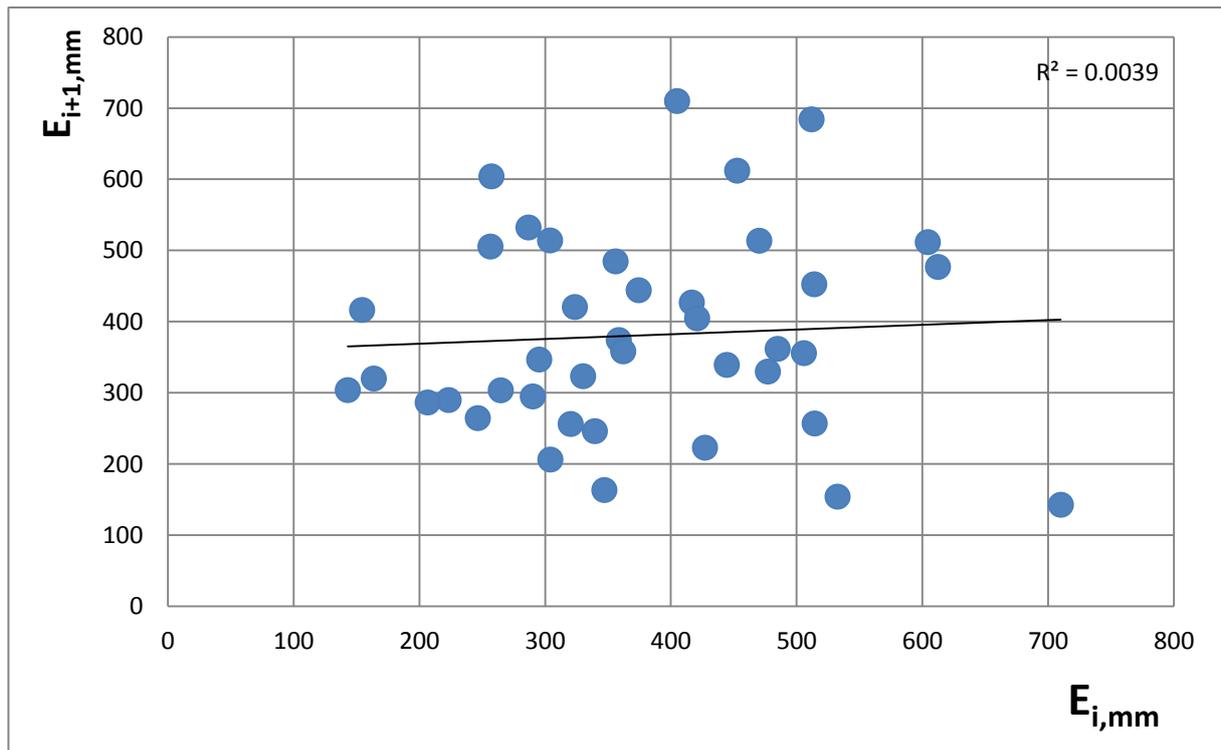


Figure (III.4) : détermination du coefficient d'auto-corrélation

Le coefficient d'auto corrélation est de l'ordre 0.064.

III.4.2.B. Estimation du coefficient de restitution α

Généralement, dans la pratique des calculs de régularisation, on utilise les valeurs relatives de l'écoulement sous forme de module d'écoulement $k_i = \frac{W_i}{W_o}$, soit le rapport de l'écoulement d'une année quelconque W_i sur l'écoulement moyen W_o et celui de la restitution sous forme de coefficient de restitution $\alpha = \frac{W_{besoin}}{W_o}$, soit le rapport du volume de la restitution W_{besoin} sur l'écoulement moyen W_o .

Le coefficient de restitution est égal $\alpha = \frac{9750000}{11698555} = 0.883$.

III.4.2.C. Modélisation d'une longue série des écoulements

La pratique de modélisation statistique s'est distinguée durant le milieu et la fin du XX siècle et a permis de résoudre beaucoup de question, que la théorie n'a pas répondu, notamment dans le domaine des corrections des paramètres statistiques et l'identification de certaines caractéristiques statistiques. En principe la simulation de quelques milliers suffit. Nous avons modélisé une série 20 000 ans, par le programme mis au point par le Pr. Bolgov de l'Institut des Problèmes de l'Eau de la Fédération de Russie.

Le programme, sur de la base des données suivantes : le coefficient d'autocorrélation, le coefficient de variation et le rapport C_s/C_v , modélise la longue série (20 000 ans) des écoulements sous forme de modules d'écoulement k_i , qui vérifie les mêmes valeurs des paramètres statistiques de ceux de l'échantillon de référence.

III.4.2.D. Analyse statistique des déficits cumulés

La différence $k_i - \alpha$ peut être positive quand $k_i > \alpha$, comme elle peut être négative quand $k_i < \alpha$. Ce sont les différences négatives, qui sont prises en considération puisqu'elles expriment les volumes des déficits à combler. Ces déficits peuvent être limité à une année ou cumulés sur plusieurs années consécutives. Ainsi, on obtient une série des déficits cumulés, qu'on doit traiter statistiquement.

Le tableau (III.3) illustre les opérations de détermination de la série des déficits cumulés, de $n = 4\ 268$ éléments.

Tableau(III.3) : Illustrations des étapes de détermination de la série des cumules des déficits

Année	K_i	α	$K_i - \alpha$	Déficits cumulés
1	0.693	0.833	-0.140	-
2	0.677	0.833	-0.156	-
3	0.823	0.833	-0.010	0.306
4	2.12	0.833	1.287	-
5	1.079	0.833	0.246	-
6	1.153	0.833	0.32	-
7	1.174	0.833	0.341	-
8	0.461	0.833	-0.372	-
9	0.668	0.833	-0.165	0.537
10	1.302	0.833	0.469	-
.
.
.
20 000	1.154	0.833	0.321	-

III.4.2.E. Détermination du volume utile net

Après avoir déterminé la série des déficits cumulés, on construit la courbe des fréquences empirique.

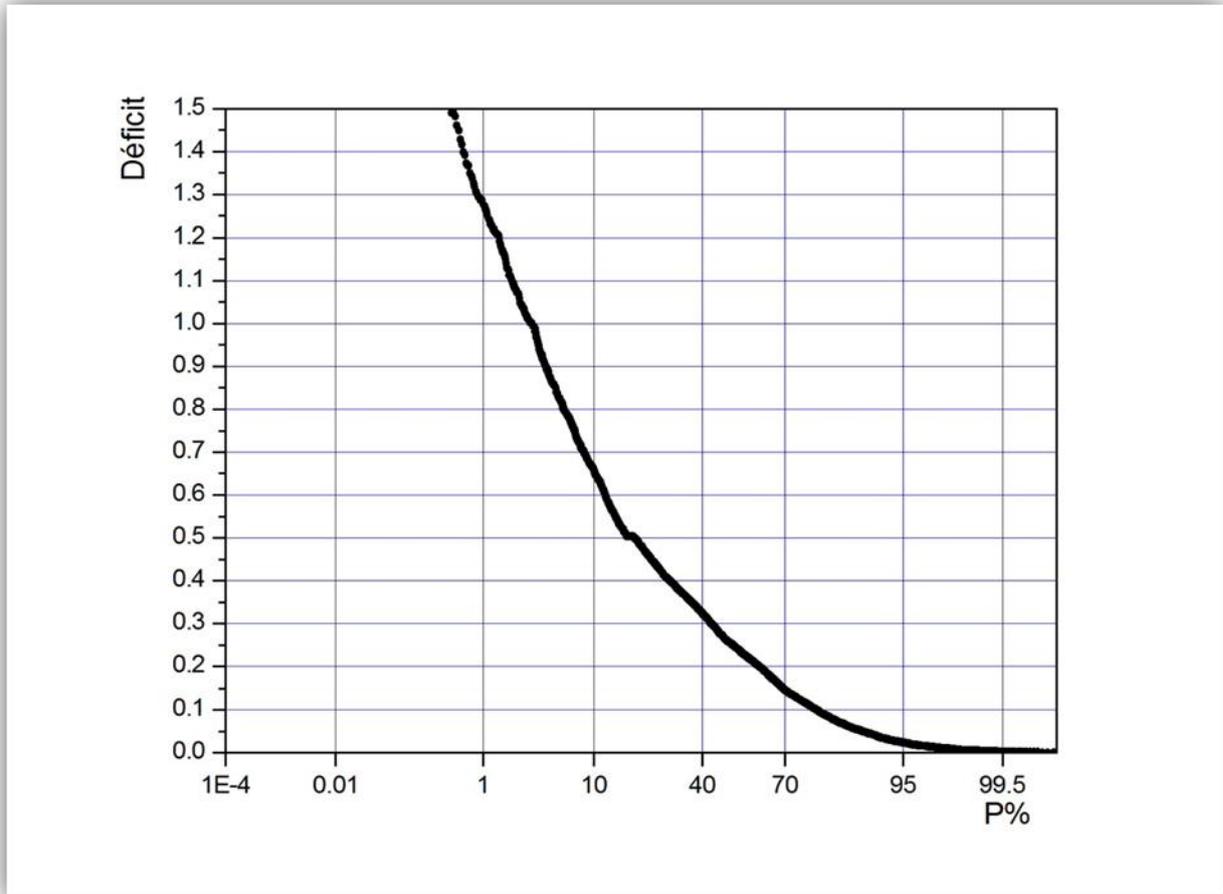


Figure (III.5) : Courbe empirique des fréquences des déficits cumulés

Il y a possibilité de déterminer le volume utile, directement de la courbe empiriques des déficits cumulés ou par traitement statistique de ces derniers, en adoptant la loi binomiale Gamma III.

Vu que la série des volumes des déficits cumulés est suffisamment longue, on peut tirer le volume correspondant à la fréquence complémentaire 100-P%, soit $D_{100-P\%}=5\ 650\ 402\ m^3$, qui correspond au volume utile $V_{utile, 80\%}=5\ 650\ 402\ m^3$, tiré de la courbe empirique

Détermination de coefficient de variation ainsi le coefficient d'asymétrie de la série des cumules des déficits

$$C_v = 0.847$$

$$C_s = 1.75$$

A l'aide de la table de Rébkiné-Foster, la variable réduite qui correspond à une probabilité de l'ordre de P = 20 %, et un coefficient d'asymétrie de l'ordre de Cs = 1,75, est de l'ordre de :

$$F_{20\%} = 0.65$$

Le volume utile est égal au volume de déficit de fréquence 20%, on trouve :

$$D_{20\%} = (F_{20\%} \cdot C_v + 1) \bar{D} \dots\dots\dots(III.4)$$

où:

$D_{20\%}$ - Déficit de fréquence 20%, en m³.

\bar{D} - Déficit cumulé moyen.

$F_{20\%}$ - Constante de Foster Rebkiné de fréquence 20%.

C_v - Coefficient de variation de la série des déficits.

Le déficit de fréquence 20% estimé par la loi Binomiale est de 0.495.

$$V_u = V_{80\%} = D_{20\%} \cdot W_0 \dots\dots\dots(III.5)$$

Le volume utile estimé par la loi binomiale est de 5790784m³.

On prend le volume utile du barrage sans tenir compte des pertes qui est le plus sécurisant 5 790 784 m³.

III.4.3. Détermination du volume mort

Dans la pratique et pour des raisons de sécurité, souvent le dimensionnement du volume mort est considéré égal au volume des sédiments durant une période théorique. Cette durée correspond au fonctionnement normal du barrage, qui garantit la restitution projeté. Alors que jusqu'à aujourd'hui, l'envasement des barrages peut toucher des zones distinctes de la cuvette, dictée par la dynamique du courant sédimentaire, durant les crues. Néanmoins, et sachant que nous ne disposons pas des données hydrométriques relatives au transport solide, nous utilisons la même démarche pour calculer le volume mort.

➤ **Formule de Tixeron-Sogreah[12] :**

- Le taux d'abrasion est estimé par la formule :

$$T_a = Kh^{0.15} \dots\dots\dots(III.6)$$

Avec :

h : Lamé d'écoulement, [417mm] ;

K : Paramètre caractéristique de la perméabilité du bassin, [K 350].

Le taux d'abrasion est de 865.14 t/(km².an).

- Le volume annuel solide est exprimé comme suit:

$$V_s = \frac{T_a \cdot A}{P_e} \dots\dots\dots(III.7)$$

Avec :

T_a _ Taux d'abrasion. [865.14 t/(km².an)] ;
 A _ Surface du bassin versant. [28.07 km²]
 P_e _ Densité volumétrique des sédiments, [1.4 t/an].

Le volume annuel solide est de l'ordre de 17 346 m³/an.

- Le volume mort est estimé par la formule suivante [4] :

$$V_m = V_s \cdot U \dots\dots\dots(III.8)$$

Avec :

U _ Vie utile de l'ouvrage. [50 ans]
 V_s _ Volume annuel solide.[17346 m³/an]

Le volume mort est de l'ordre de 867 307 m³. Qui correspond à une altitude de 131,5 (figure (III.6)).

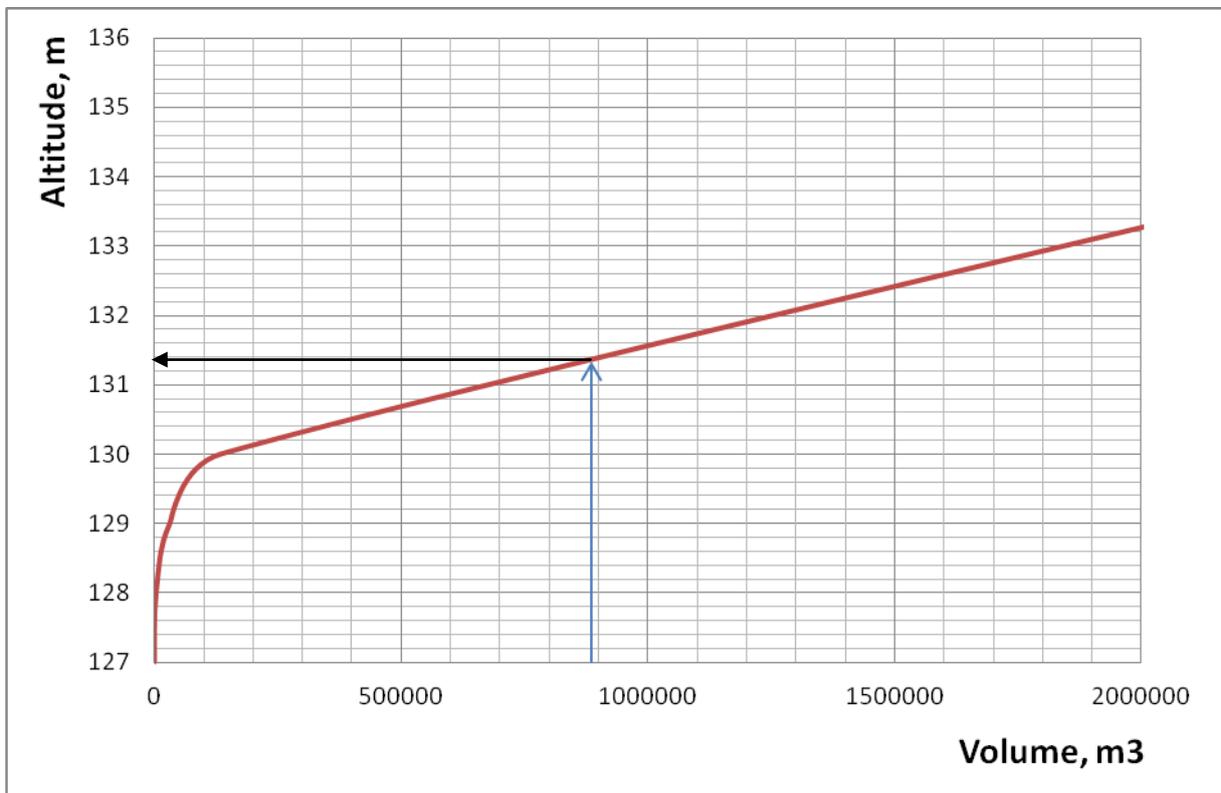


Figure (III.6) : Projection du volume mort sur les altitudes

La cote au niveau du volume mort (NVM) est de 131.5 m.N.G.A.

III.4.4. Détermination du volume utile du barrage en tenant compte des pertes et du niveau normal du barrage

Les pertes en eau à prendre en considération dans le calcul du volume utile du barrage, sont celles des infiltrations et d'évaporation.

III.4.4.A. Calcul du volume des pertes [13]

➤ Calcul du volume évaporé

Le volume évaporé est estimé par la formule suivante :

$$V_e = \bar{S} \cdot E \dots\dots\dots(III.9)$$

où:

\bar{S} _ Surface moyenne, en m² qui correspond à \bar{V} . Elle est relevée de la courbe bathygraphique S=f(V) (figure ()).

E _ Lamé d'eau évaporé, en m. [1,342 m]

$$\bar{V} = \frac{V_u}{2} + V_m \dots\dots\dots(III.10)$$

où:

V_m _ Volume mort, en m³. [867307 m³]

V_u _ Volume utile, en m³. [5 790784 m³].

$$\bar{V} = 3762699 \text{ m}^3$$

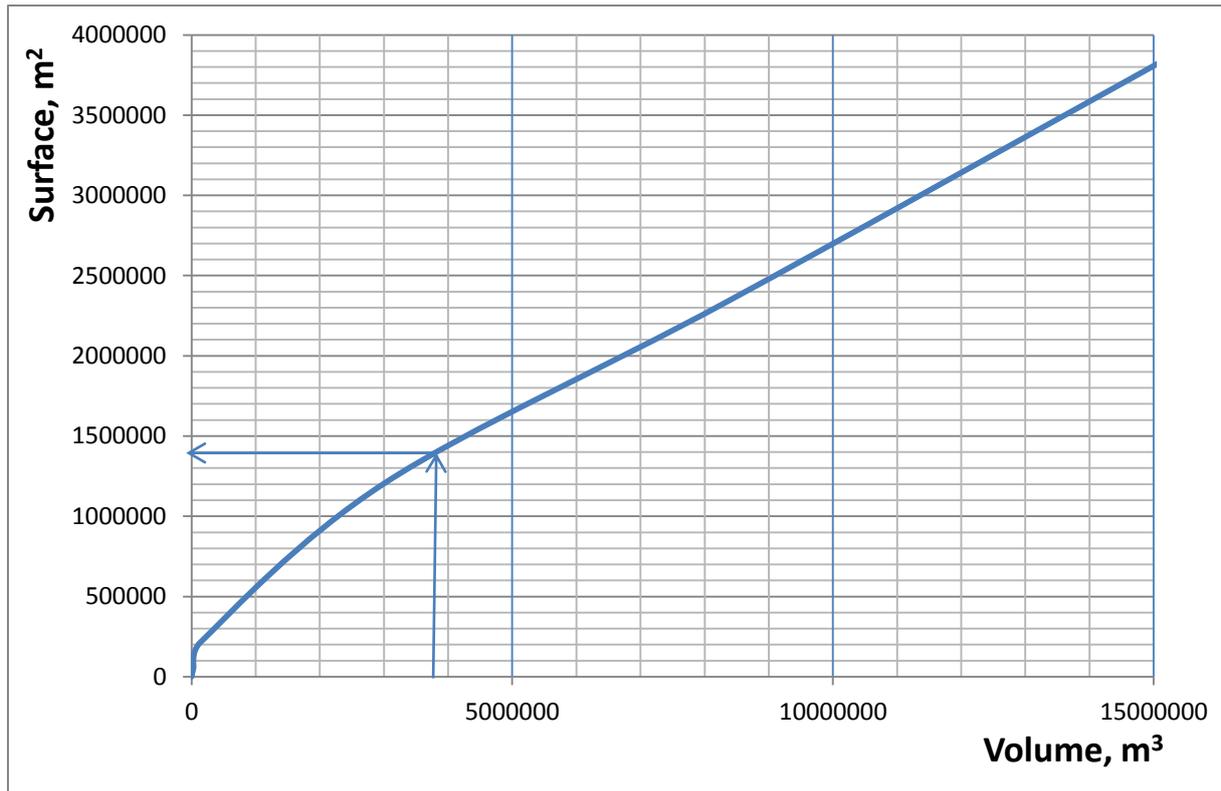


Figure (III.7) : Projection du volume moyen sur l'axe des surfaces

$$\bar{S} = 1400000 \text{ m}^2$$

Le volume d'évaporation est de 1 878 800 m³.

➤ **Calcul du volume infiltré**

Le volume d'eau infiltré est estimé par la formule suivante :

$$V_{infiltré} = 0,02 \cdot \bar{V} \dots\dots\dots(III.11)$$

où:

\bar{V} _ Volume moyen, en m³. [3762699 m³]

Le volume infiltré est de 75 254 m³.

Après calcul des volumes infiltré et évaporée, on détermine le volume des pertes par la formule :

$$V_{pertes} = V_{é} + V_{infiltré} \dots\dots\dots(III.12)$$

où:

$V_{é}$ _ Volume d'évaporation, en m³.

$V_{infiltré}$ _ Volume infiltré, en m³.

Le volume des pertes est de 1 475 254 m³.

Le volume utile en tenant compte des pertes est exprimé par :

$$V'_u = V_u + V_{pertes} \dots\dots\dots(III.13)$$

Le volume utile en tenant compte des pertes est de 7 266 038 m³

Nous constatons que le volume total des pertes représente 25 % du volume utile

III.4.4.B. Détermination du niveau normal de la retenue (NNR)

- Estimation du volume total du barrage :

$$V_T = V'_u + V_m \dots\dots\dots(III.14)$$

où:

V'_u - Volume utile en tenant compte des pertes, en m³.

V_m - Volume mort du barrage, en m³.

Le volume total de la retenue à la cote NNR est de l'ordre de 8 133 345 m³.

La projection du volume total du barrage sur l'axe des altitudes donne la valeur du niveau normal de la retenue qui est égale à 140 m.N.G.A.

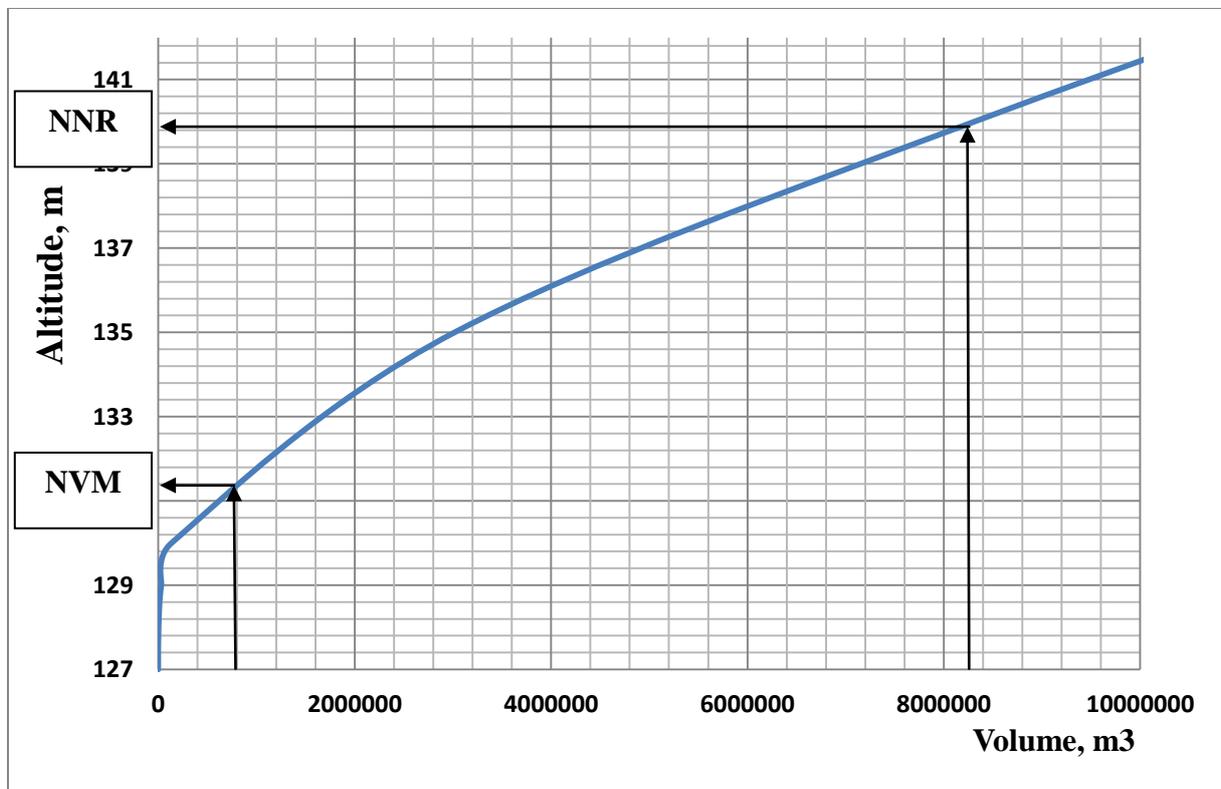


Figure (III.8) : Projection du volume total sur l'axe des altitudes

Conclusion

Les données du levé topographique nous ont permis de tracer les courbes bathymétriques : Altitude-Surface-Volume, qui sont indispensables pour les calculs de dimensionnement, surtout pour l'estimation des pertes du barrage.

La détermination de la restitution pour l'irrigation des terres agricoles, s'est réalisée sur la base d'une enquête sur les cultures stratégiques dans la région du barrage, couvrant une superficie de 2150 ha avec un volume de 9750000 m³. Et puisque le volume d'écoulement de fréquence 80% est inférieur au volume de la restitution, alors la régularisation est de type interannuel.

La série des données des écoulements se limite à 41 ans, ce qui est insuffisant pour les calculs de régularisation. D'où, nous avons modélisé une longue série (20 000 ans), sous forme de modules d'écoulement k_i , par la méthode de Monté Carlo et sur la base de la loi statistique binomiale-Gamma III, qui répond aux mêmes valeurs des paramètres statistiques.

La restitution relative, exprimée sous forme de coefficient de restitution $\alpha = \frac{W_{\text{besoin}}}{W_o}$ soit le rapport W_{besoin} sur l'écoulement moyen W_o est égal à $\alpha = 0.883$.

La modélisation d'une série de 20 000 ans, est réalisée par le programme du Pr. Bolgov de l'Institut des Problèmes de l'Eau de la Fédération de Russie.

Les différences négatives $k_i - \alpha$ expriment les volumes des déficits à combler, pour une année ou le cumule sur plusieurs années consécutives. Ainsi, on obtient une nouvelle série des déficits cumulés, de 4268 éléments, qui doit être soumise à un traitement statistique.

Vu que la série des volumes des déficits cumulés est suffisamment longue, on peut tirer de la courbe empirique des fréquences, directement, le volume correspondant à la fréquence complémentaire 100-P%, soit $D_{100-P\%} = 5\,650\,402 \text{ m}^3$, qui est égal au volume utile $V_{\text{utile}, 80\%} = 5\,650\,402 \text{ m}^3$.

De même, le traitement statistique, en adoptant la loi binomiale Gamma III, a donné la valeur du volume utile égal à $5\,790\,784 \text{ m}^3$. Et nous choisissons la valeur du volume utile sans tenir compte des pertes, obtenue par la loi binomiale Gamma III, qui est la plus sécurisante $5\,790\,784 \text{ m}^3$.

Le recours à la formule de Tixeront-Sogreah a permis d'avoir la valeur du volume mort, de l'ordre de $867\,307 \text{ m}^3$.

Les pertes en eau dans le barrage, par infiltrations et par évaporation, représentent 25 % du volume utile.

Le niveau normal de la retenue qui est situé à 140 m. N.G.A., soit une hauteur de 13 mètres.

Chapitre IV :
Simulation du laminage des
crues

Introduction

Le laminage de crues est le processus d'accumulation des eaux dans le barrage suite au passage des eaux de la crue, avec un débit maximum sortant inférieur au débit rentrant. Les calculs du laminage permettent le dimensionnement du déversoir et la détermination de la charge au dessus du seuil de déversoir et sa la largeur.

IV.1. Choix de la crue du projet

On définit la crue du projet par le choix de la période de retour du débit maximal de la crue, en fonction de l'importance de l'ouvrage, sur le plan économique et sur le plan sécuritaire, dont dépend le capital d'investissement. Généralement, pour les moyens barrages, dont la capacité est de l'ordre de quelques dizaines de millions de mètres cubes, on choisit la fréquence centennale (1%). Pour le cas du barrage de Bou Nachi, nous choisissons la durée de vie de 100 ans qui correspond à la durée d'exploitation sans risques majeurs. Donc, le choix de la crue du projet a un débit fréquentiel $Q_{1\%} = 146 \text{ m}^3 / \text{s}$.

L'hydrogramme de la crue du projet correspondant à la fréquence 1% est montré dans la figure (IV.1)

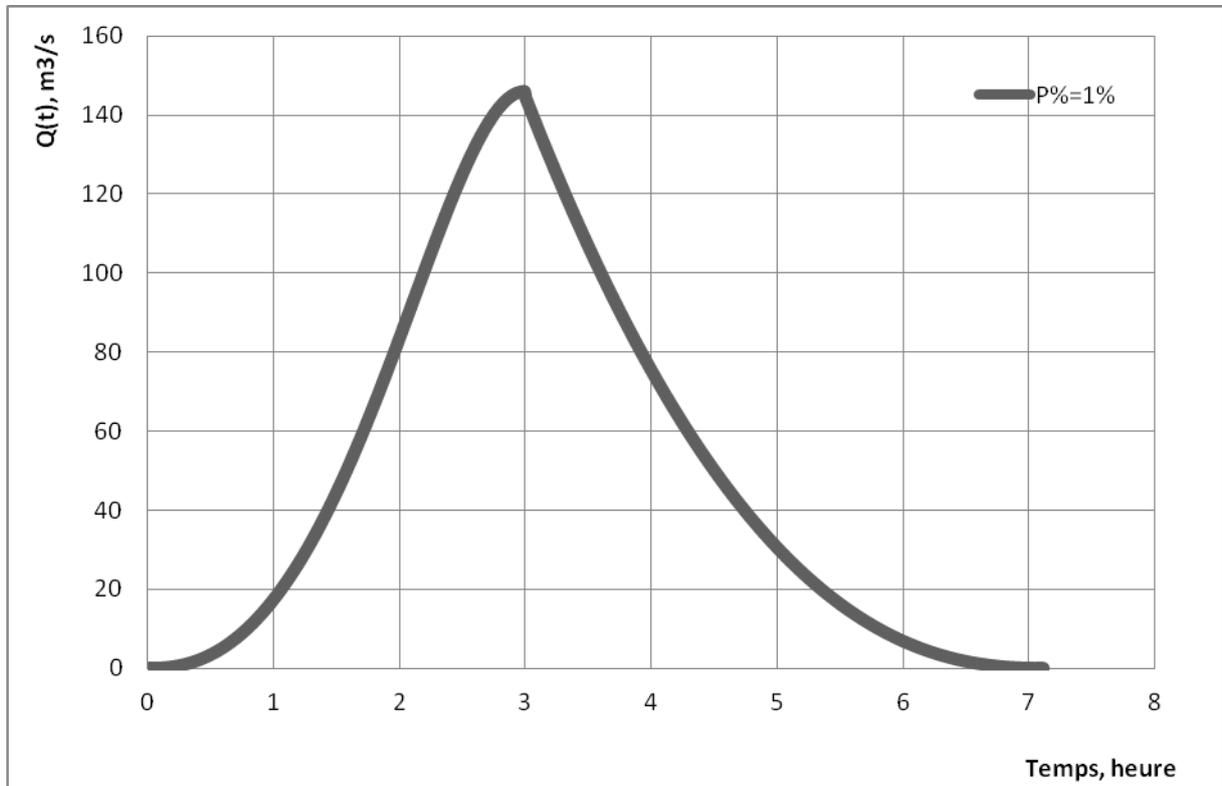


Figure (IV.1) : Choix de la crue du projet

IV.2. Estimation du débit laminé

Le débit laminé est la réduction du débit maximum de la crue en un débit évacué à travers le déversoir sans que l'eau ne cause un déséquilibre à l'ouvrage.

Pour l'estimation du débit laminé, on utilise la formule suivante :

$$Q_l = r_l \cdot Q_{max.p\%} \dots\dots\dots(IV.1)$$

où :

- Q_l _ Débit laminé en m³/s.
- $Q_{max.p\%}$ _ Débit maximum de la crue en m³/s
- r_l _ Degré de laminage, proposé par Ladjel.

Avec :

$$r_l = \frac{k_{min}}{k \left(\frac{V_c}{V_c - V_l} \right) - (k - k_{min})} \dots\dots\dots(IV.2)$$

où :

- k_{min} _ Valeur minimale du coefficient de forme, égale à 2. [2.0]
- V_c _ Volume de la crue, en m³.
- V_l _ Volume de laminage, en m³.
- k _ Coefficient de forme de l'hydrogramme de la crue.[3.35]

On peut constater que le phénomène de laminage n'est simple et linéaire, il dépend du rapport du volume de la crue par rapport au volume forcé, volume de laminage selon la terminologie de Ladjel. Il dépend de la forme de la crue, à travers le coefficient $k = \frac{Q_{max}}{Q_{moyen}}$.

IV.2.1. Estimation de la largeur du déversoir et de la charge d'eau

En donnant différentes valeurs de la charge H sur le seuil du déversoir, on peut trouver les largeurs correspondants du déversoir b , en se basant sur la formule:

$$b = \frac{Q_l}{m \cdot \sqrt{2 \cdot g} H^{3/2}} \dots\dots\dots(IV.3)$$

où :

Q _ Débit laminé, en m^3/s .

m _ Coefficient de débit, qui prend les valeurs [0.42-0.46], en fonction du type de déversoir.

H _ Charge hydraulique au-dessus du seuil de déversoir, en m.

b _ Largeur du déversoir en m.

Le tableau (IV.1) récapitule les résultats des calculs faits pour différentes charges

Tableau(IV.1) : Calculs de la largeur du déversoir pour différentes valeurs de H .

H, m	V_l, m^3	r_l	$Q_l, m^3/s$	b, m
0.0	0	1	139	-
0.1	100000	0.8587799	125.38187	1558
0.2	200000	0.7327679	106.98412	470
0.3	300000	0.6196329	90.466396	216
0.4	400000	0.5174969	75.554542	117
0.5	500000	0.4248303	62.025224	69
0.6	600000	0.3403746	49.69469	42
0.7	700000	0.2630847	38.41037	26
0.8	800000	0.192086	28.04453	15
0.9	900000	0.1266398	18.489415	9
1.0	1000000	0.0661198	9.6534953	4
1.1	1100000	0.0099898	1.4585158	0

L'établissement de la relation, entre les largeurs b et les charges, H permet au projeteur de faire un choix optimum de la largeur du déversoir en fonction de la charge d'eau maximale admise sur le déversoir (figure (IV.2))

Parmi les résultats de ce tableau, le choix est porté sur la hauteur et la largeur du déversoir, qui donne un degré de laminage acceptable, qui est de l'ordre au moins de $2/3$ avec une charge d'eau inférieure à 1 m et une largeur non exagérée. Ainsi, nous a optons les résultats suivants : $H=0.8$ m, $r_l=0.192 < 2/3$, $b=15$ m et un débit laminé de $Q_l=28.04$ m^3/s .

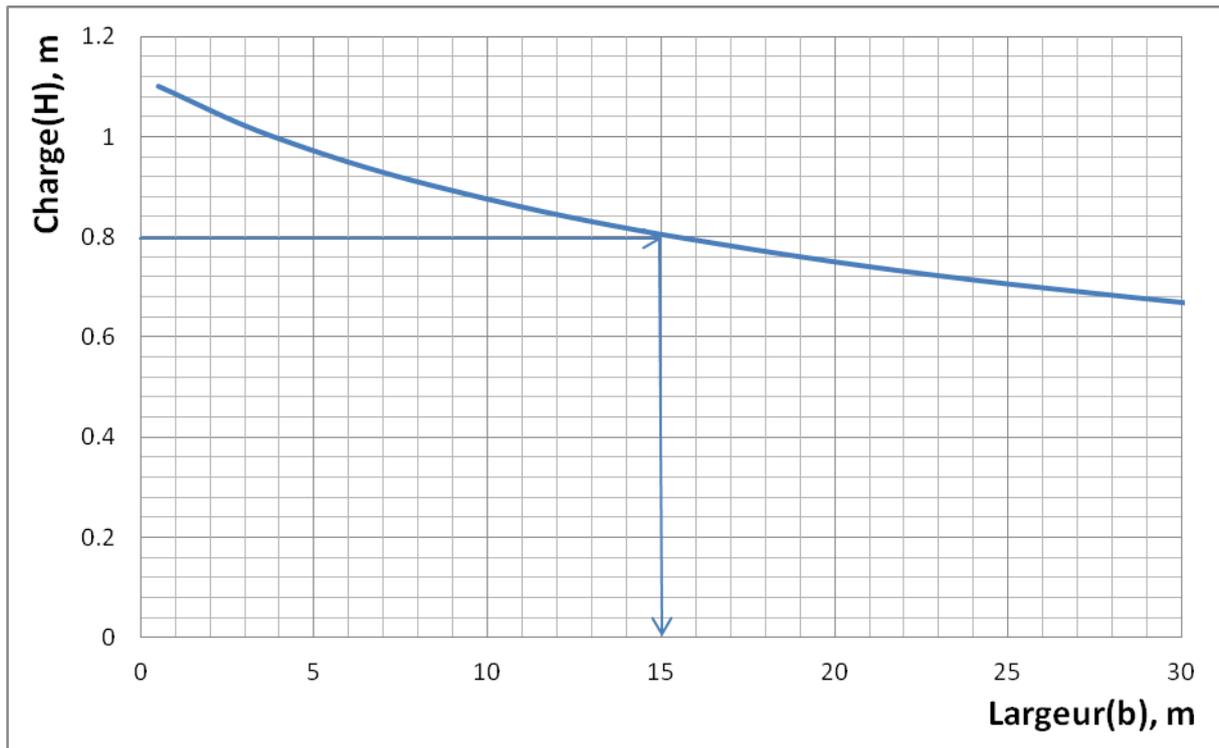


Figure (IV.2) : dépendance de la charge en fonction de la largeur de l'évacuateur de crues

IV.3. Détermination des caractéristiques de l'hydrogramme de la crue laminée

L'hydrogramme laminé de la crue est caractérisé par un débit maximum laminé $Q_{l,p\%}$, par un temps de base T' et par un volume d'écoulement V_c , souvent sous forme de lame d'écoulement E_c . Le temps de base T' est la somme de temps de montée t'_m et du temps de décrue t'_d .

IV.3.1. Estimation du temps de base de la crue laminée par Ladjel [18]

- Temps de montée :

$$t'_m = t_m \left[1 + \left(\gamma \cdot \left(1 - r_l^{\frac{1}{m}} \right) \right) \right] - 1 \dots\dots\dots(IV.4)$$

où :

r_l _ Degré de laminage.

t_m _ Temps de monté de la crue du projet.

γ _ Rapport t_d/t_m de la crue du projet.

m _ Coefficient de forme de la crue du projet, dans la formule de Bejaia'2000.

• Temps de base :

Le temps de base T' est déterminé par la relation :

$$t'_d = (\gamma' + 1) t'_m \dots\dots\dots(IV.5)$$

Avec :

$$\gamma' = \left[\frac{\gamma + 1}{r_l \left(1 + \gamma \left(1 - r_l^{\frac{1}{m}} \right) \right)} \right] - 1 \dots\dots\dots(IV.6)$$

Le temps de décrue de la crue laminée est la différence entre le temps de base de la crue laminée et le temps de monté de celle-ci :

$$t'_d = T' - t'_m \dots\dots\dots(IV.7)$$

L'hydrogramme de crue du projet laminé selon Ladjel est exprimé par [18] :

- la branche de la phase de montée est exprimée comme suit :

$$Q_l(t) = Q_{l,p\%} \left[\sin \left(\frac{\pi}{2} \cdot \left(\frac{t}{t'_m} \right)^{m'_s} \right) \right] \dots\dots\dots(IV.8)$$

- la branche de la phase de décrue est exprimée comme suit :

$$Q_l(t) = Q_{l,p\%} \left(\frac{t'_d - t}{t'_d} \right)^{n'_s} \dots\dots\dots(IV.9)$$

Nous proposons l'exposant de la branche de montée de la crue laminée, comme suit :

$$m'_s = \frac{3.6 Q_{p\%} t'_m}{E_m S} - 1 \dots\dots\dots(IV.10)$$

où :

$Q_{p\%}$ - débit maximum de la crue de projet, en m^3 / s .

E_m - écoulement de la phase de montée de la crue de projet, en mm.

t'_m - temps de la phase de montée, en h.

S - superficie du bassin versant, en km^3 .

et l'exposant de la branche de décrue de la crue laminée, comme suit :

$$n_s' = \frac{3.6 Q_{p\%} t_d'}{\left(\frac{E_c}{r} - E_m\right) S} - 1 \dots\dots\dots(IV.11)$$

où :

$Q_{p\%}$ - débit maximum de la crue de projet, en m^3 / s .

t_d' - temps de la phase de décrue, en h.

E_c - écoulement de la crue de projet, en mm.

E_m - écoulement de la phase de montée de la crue de projet, en mm.

S - superficie du bassin versant, en km^3 .

Sur la base de ces équations, nous avons construit l'hydrogramme de crue du projet de fréquence P=1% et l'hydrogramme laminé, sur le même système, pour illustrer graphiquement la distinction de ces hydrogrammes (fig. IV.3).

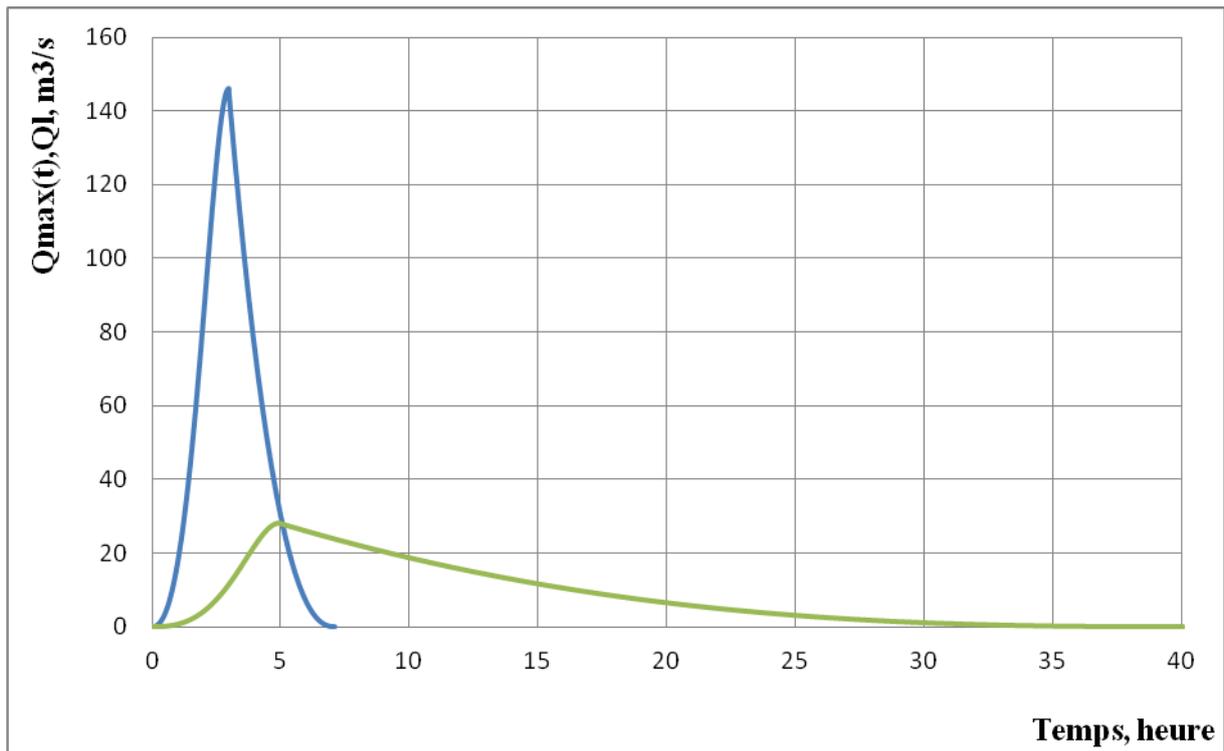


Figure (IV.3) : Hydrogramme de la crue du projet (bleu) et hydrogramme laminé (vert).

IV.5. Schéma synoptique des différentes hauteurs d'eau dans le barrage

Les différents calculs hydrologiques ont permis, en fin de compte, de déterminer les différents niveaux d'eau dans le barrage, qui sont nécessaires pour le choix du type de digue et le dimensionnement hydraulique des autres ouvrages. Nous présentons un schéma synoptique des différentes hauteurs d'eau dans le barrage (Figure(IV.4)). Le seuil de déversoir est situé à une hauteur égale à 13.0 m, le niveau des hautes eaux (PHE) est 13.8 m et la hauteur de la digue est de l'ordre 15.8 m.

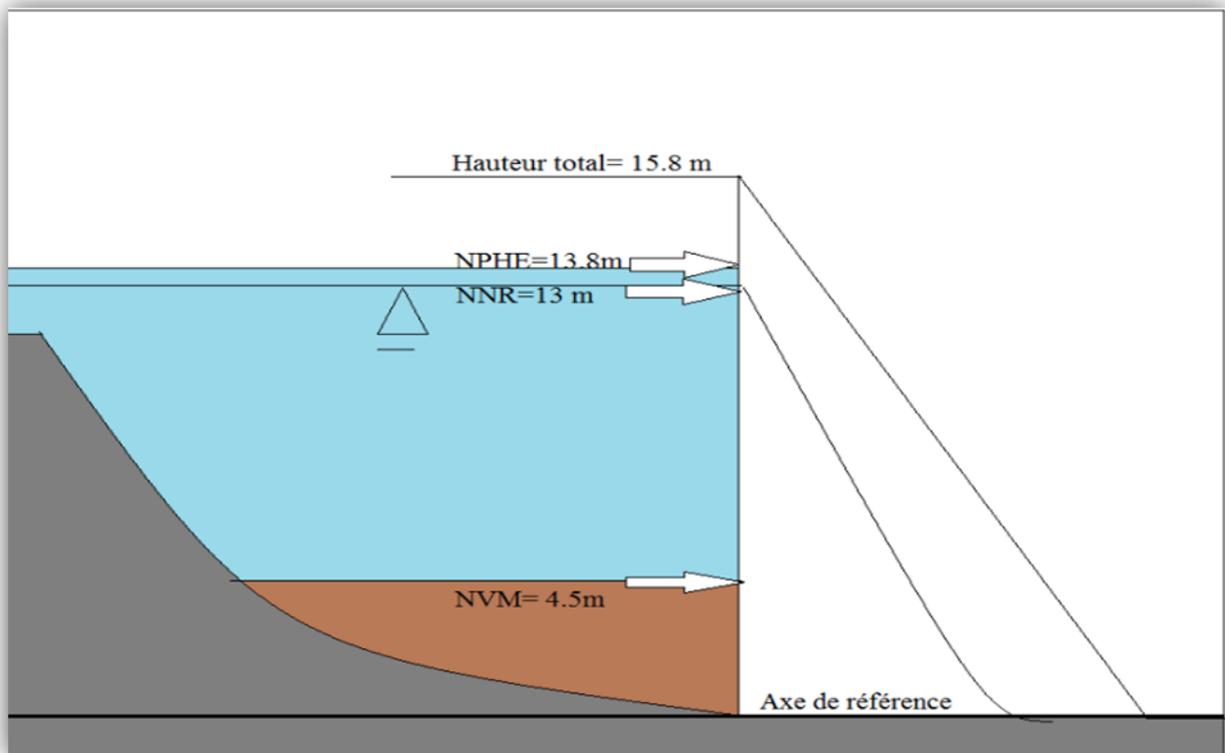


Figure (IV.4) : Schéma synoptique des différentes hauteurs d'eau dans le barrage.

Conclusion

Les calculs du laminage permettent le dimensionnement du déversoir et les ouvrages, constituants l'évacuateur de crues. Surtout, ils permettent la détermination de la charge au dessus du seuil de déversoir et sa la largeur.

Nous avons choisi la période de retour du débit maximal de la crue, en admettant que le barrage peut fonctionner en toute sécurité pendant un siècle, avec une chance sur cent il peut courir des risques d'inondation, voire submersion.

Les calculs de laminage ont été effectués, dans le but de déterminer le débit laminé et réduit par rapport au débit maximum de la crue de projet, qui doit être à travers le déversoir sans que l'eau ne cause un déséquilibre à l'ouvrage. Nous avons proposer une méthode développer en Algérie, que nous avons amélioré par certaines corrections de certaines caractéristiques, comme le degrés de laminage, le temps de montée et le temps de décrue de l'hydrogramme de la crue laminée, pour projeter vraisemblablement de l'hydrogramme laminé.

Il y a lieu de constater que le phénomène de laminage est un phénomène complexe et il dépend des caractéristiques morpho-métriques de la cuvette (volume de laminage V_l) et aussi des caractéristiques de l'hydrogramme de la crue de projet (volume d'écoulement V_c , coefficient de forme k et aussi de sa valeur minimale k_{\min}).

Connaissant la relation entre volume en fonction du niveau sur le seuil de déversoir, En donnant différentes valeurs de la charge H sur le seuil du déversoir, on peut trouver les largeurs correspondants du déversoir b par la formule hydraulique du déversoir. Ainsi, on peut faire le choix optimum de la largeur du déversoir b et celui de la charge d'eau H_{\max} maximale admise sur le déversoir, tout en acceptant un degré de laminage économiquement acceptable, inférieure à $r = 2/3$. Le cas de cette étude, nous avons une largeur égale à 15 m, une charge maximale égale à 0.8 m et un degré de laminage égal à 0.192, nettement inférieur à $2/3$. Ceci a assuré un débit laminé égal $Q_l = 28.04 \text{ m}^3/\text{s}$.

La projection de l'hydrogramme de la crue laminée est particulièrement conditionnée par la détermination des caractéristiques temporaires, c'est-à-dire le temps de montée t_m' , le temps de décrue t_d' et par un débit maximum laminé $Q_{l,p\%}$, qu'il faut estimer. Ces caractéristiques sont estimées par les formules proposées par Ladjel. D'autre part, nous avons corrigé, les équations pour la projection des courbes de montée et de décrue, par l'introduction des exposants m_s' et n_s' , exprimés analytiquement. Finalement, nous avons construit l'hydrogramme laminé pour une fréquence $P=1\%$.

Sur la base des calculs hydrologiques, nous avons déterminé les différents niveaux d'eau dans le barrage, qui sont nécessaires pour le choix du type de digue et le dimensionnement hydraulique des autres ouvrages.

Conclusion générale

les analyses et les investigations effectuées dans le cadre de l'étude géologique , géotechnique , topographique et hydrologique ont permis de tirer les conclusions suivantes :

- ❖ Les coordonnées en degrés décimale de l'axe du barrage sont :
 $X = 4.23^\circ$, $Y = 36.69^\circ$ et $Z = 127\text{m}$.
- ❖ La vallée est très large et les terrains sont constitués en majeure partie de sédiments marneux recouverts par des matériaux argileux – sédiments quaternaires qui masquent la roche sur place et ses éléments structuraux, la cuvette est étanche et les pertes vers les bassins adjacents n'existe pas.
- ❖ La région d'étude appartient à la zone 6 de sismicité est modérée.
- ❖ La surface du bassin versant est égale à 28.07 km^2 et la longueur du thalweg est de l'ordre 11.53 km .
- ❖ La valeur de la pluie moyenne interannuelle au centre de gravité du bassin versant est égale à 883mm et la pluie maximale journalière moyenne est égale à 60.4mm .
- ❖ L'évaporation annuelle atteint 1314 mm et la valeur de la température moyenne annuelle est égale à 18°c .
- ❖ La pente moyenne du thalweg principale est égale à 33.6 ‰ et celle du bassin versant est égale à 22.2 ‰ .
- ❖ Les altitudes minimale, maximale et moyenne du bassin versant sont respectivement égales à 127m , 1008m et à 402m .
- ❖ La valeur de l'écoulement moyen interannuel est égale à 417mm .
- ❖ La hauteur du niveau mort du barrage par rapport au fond est de l'ordre 4.5 m d'exploitation et son volume est égal à $867\,307 \text{ m}^3$.
- ❖ La hauteur du niveau normal du barrage par rapport au fond est fixé à la cote 13 m .
- ❖ Le volume utile du barrage de Bou Nachi est de l'ordre $7\,266\,038 \text{ m}^3$.
- ❖ La charge sur le déversoir est de 0.8 m .
- ❖ La hauteur du barrage est égale à 15.08 m .
- ❖ La largeur du déversoir est de l'ordre de 15 m .

Grace à la capacité de stockage de la retenue, le barrage peut assurer la pérennité de l'irrigation, permettant ainsi le développement du secteur agricole avec la mise en valeur de nouvelles terres, l'intensification et la diversification des cultures et l'amélioration de la production de la région.

Références bibliographiques

- [1] **Agence Nationale des Barrages et Transferts**, « Etude géologique, géotechnique et Sismicité du barrage de Bounachi », Wilaya de Tizi Ouzou, mars 2006.
- [2] **Etude géophysique par prospection électrique et sismique** sur le site de barrage en étude de faisabilité, Bounachi (w.de Tizi Ouzou), Sarl GEOPHEX, Avril 2004.
- [3] **Sari Ahmed, A.**, " Initiation à l'hydrologie de surface ", Edition Houma, Alger, 2009.
- [4] **Rojdestvensky et autres.**, « Correction des paramètres statistiques », Climatologie et Hydrologie, p.70, 1990.
- [5] **Ladjel, M.**, « Argumentation des vitesses de la concentration fluviale des crues pour les rivières des zones arides » (en langue russe). La revue « Météorologie, Climatologie et Hydrologie » n° 51. Odessa, 2010.
- [6] **Befani A. N.**, « Fondements de la théorie de l'écoulement pluvial ». Travaux de l'OGMI, Tome XIV, 309 p, 1958.
- [7] **Ivanenko A. G.**, « Etude des vitesses de propagation des crues des rivières de la région du Karpat ». Travaux de l'OGMI, n° 24, 52-59 p, 1961.
- [8] **Ladjel M.**, « Contribution a la modélisation de l'écoulement moyen interannuel (EMI) ». Colloque National de Génie Civil, Université de Mostaganem, le 13 et 14 novembre 2000.
- [9] **Ladjel M.**, « L'écoulement des crues pluvial. Algérie-EQUIPEMENT ». Revue technique de l'Ecole Nationale des Travaux Publics. n° 19, mai/juin 1995.
- [10] **P.N.U.D./O.P.E.**, Guide maghrébin pour l'exécution des études et des travaux de retenues collinaires, mai 1987.
- [11] **Kritsky, S.N.**, et **Menkel, M.F.**, A propos des approches de recherches des variations de l'écoulement fluvial, Travaux de NIOU GOUGS, n°29, 1946.
- [12] **Ammari, A.**, " Vulnérabilité à l'Envasement des Barrages (Cas du bassin Hydrographique des Côtiers Algérois) " thèse de doctorat en science d'hydraulique, Université Mohamed Khider – Biskra, septembre 2012.
- [13] **Plechkov Ia, F.**, " La régularisation de l'écoulement fluvial ", Guidrométéooizdat-Leningrad, 1975.
- [14] **Bouzerara, M et Bouzera, A.**, " Etude de l'avant projet de l'oued Soubella (W. M'Sila) " , Mémoire de Master, Université Abderrahmane Mira, Septembre 2015.
- [15] **Alekseev G. A.**, « Ecoulement des crues des rivières de l'URSS ». Moscou, Guidrométéooizdat, 107 p,1956.

[16] Sokolovsky D. L., « Ecoulement fluvial. Leningrad », Guidrométéoizdat, 1968.

[17] Ladjel M., **Formule de calcul des débits maximums des crues pluviales**
« Béjaïa'2000 », Journées portes ouvertes sur la spécialité d'hydraulique, le 24, 25 et 26 avril
2000, Université Abderrahmane Mira, Bejaia.

[18] Ladjel M., **Projection des hydrogrammes des crues pluviales des oueds d'Algérie.**
Journal hydrométéorologique de l'Ukraine, n° 5. Odessa, 2009.

[19] Latreche N. Lasty R., " Etude de faisabilité de l'Oued " , Mémoire de Master,
Université Abderrahmane Mira, Juin 2016.

Annexe (I) : Précipitation mesurées et comblées à la Station Azazga Ecole

	septembre	octobre	novembre	décembre	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	aout	annuel
1971	178.6	102.2	144.5	114.9	390	120.5	101.3	125.1	135.7	23.2	0	23	1459
1972	82.8	81.6	50.9	364.4	264.7	377.4	141.4	31.5	0.3	50.4	1.4	11	1457.8
1973	182.4	35.3	28.2	245.6	19.8	284.7	291.6	183.4	1.2	11.6	4	0	1287.8
1974	24	131.4	94	41.1	64.7	152.8	217.8	36.8	75.1	25	0	21.3	884
1975													
1976	21.9	103.3	126.1	153	91.3	40.8	24.9	73.1	38.7	5.8	0.2	4.4	683.5
1977	3.2	22	149.4	15.9	127.1	53.5	139.7	178.8	89.7	1	0	0	780.3
1978	8.5	167.2	104.5	49.6	83.6	157.6	94.4	88.2	12.4	1.8	15.8	6.3	789.9
1979	58.6	86.3	147.3	55.7	117	56	132.8	128.9	29.6	3.9	2.2	0	818.3
1980	2.7	83.9	58.2	351.6	55.7	109.8	108.1	81.4	47.6	11.9	0	28.7	939.6
1981	12	51.9	34.2	143	330.1	166.4	52.3	38.8	60.3	0	2.1	3.8	894.9
1982	35.1	135.5	259.1	226.1	5.1	65.6	56.7	51.8	9.3	0.5	0.8	19.9	865.5
1983	12.7	51.6	101	97.6	175.4	212.9	78.3	50	128.7	10.7	4.8	0.4	924.1
1984	56.8	186.1	21	343.5	112.2	72.6	323.8	29.5	87.8	1.1	1.7	0	1236.1
1985	87.9	55.2	124.4	91.5	104	120.6	258.6	51.9	3.5	22.3	8.3	2.5	930.7
1986	33.5	71.4	114.6	338.9	171	233.9	82.8	20.1	19.6	6.9	5.7	7.6	1106
1987	42.1	51.3	146.3	44.6	80	81.9	97.3	82.2	25.1	24.1	0.7	0.7	676.3
1988	77	3.8	81.5	271.9	81	49.1	61.9	134.9	22.4	49.1	4.7	9.3	819.2
1989	33.9	39.9	65.1	34.3	83.6	0	48.1	75.3	150.6	13.8	24.4	0	569
1990	1.2	62.4	56.3	285.8	91.5	142.4	115.5	60.3	63.1	1.8	0	9.7	890
1991	24.1	152.2	62.4	19.9	176	54	118.7	148.4	40.5	29.2	2.8	0	828.2
1992	15.4	101.4	129.8	252.1	66.1	78.9	19.7	144.6	55.2	3.1	0	1.4	867.7
1993	67.6	63.7	104.1	127.7	120	87.5	2.4	89.4	11.9	1.2	0	3.5	679
1994	91	83.2	27.6	155.2	309.5	69.1	183.1	42.8	0.7	24	0	15	1001.2
1995	12.3	47.7	41.2	89	173.3	372.8	105.5	152.1	58.5	32.5	10.7	2.5	1098.1
1996	83	83.2	77.7	91	75.6	22.1	45.7	69.1	23.4	8.6	1.2	11.2	591.8
1997	78.2	143.2	246	147.3	83.2	115.8	78.7	125.2	291.2	3.9	0	5.2	1317.9
1998	23.6	64.1	177.3	137.5	162.9	105.3	86.2	35.2	49.8	13.4	0	0	855.3
1999	28.7	17.8	211.7	362	36.7	7.5	10	54.7	42.9	8.6	0	0	780.6
2000	10.1	65.9	68.7	114.7	337.5	85.6	15.5	80.2	43.8	0	0	4.6	826.6
2001	22	0.9	64.6	87.3	96.9	67	65.3	56.6	24.1	4	10.5	21.8	521
2002	25.8	36.1	271	361.5	365.4	87.3	40.4	292	52.9	0	1.9	1.5	1535.8
2003	56.7	81.5	61.2	258.5	180.8	57.2	47.8	119.2	119.8	10.9	0	6	999.6
2004	31.9	35.4	154.1	245.8	197.6	209	34.1	260.6	5.9	1	2.5	0.3	1178.2
2005	55.3	39.8	86.8	154.3	159.5	228.7	39.5	17.5	110.5	1.3	2.4	1.3	896.9
2006	72.5	10.3	5.2	166.1	15	66	362.2	260.6	38.8	12.8	11.3	7.9	1028.7
2007	55.1	365.8	211.3	164.6	16	40.1	183.7	73.7	94.4	22.6	6.4	7.8	1241.5
2008	50.2	73	317	166.7	336	67.4	121.9	158	48.1	0.5	0	9.4	1348.2
2009	122.3	58.1	188.1	158.1	167.6	56.8	117.6	88.1	73.6	28	0	17.5	1075.8
2010	33.7	133.4	119	81.6	82.7	184.5	87.5	92	106.9	20.1	0	0	941.4
2011	0	54.3	171.2	160.5	97.8	190.4	110.9	151.1	26.5	0	0	4	966.7
Moyenne	47.86	80.833	117.565	169.26	142.598	118.787	107.456	100.41	59.659	11.588	4.522	6.749	964.756

Annexe (2) : Précipitations mesurées et comblées à la Station Béni Yenni

	septembre	octobre	novembre	décembre	janvier	fevrier	mars	avril	mai	juin	juillet	aout	annuel
1971													
1972								49.6	2	31.2	0		
1973	130.3	31.3	25.8	202.7	33	206.1	406.8	151	2.8	10.3	0.8	3.5	1204.4
1974	25.2	85.5	74.3	20.5	47.9	111.2	173.6	41.6	70.4	40.8	0	26.2	717.2
1975	43.7	5.7	258.9	64.8	67.3	214.9	125.5	104	132.1	28.4	42.8	13.1	1101.2
1976	61.6	115.3	118.7	199.8	99.2	41.2	22.6	116.7	54.2	9.4	0	19.3	858
1977	1.7	23.4	133.4	19.3	100	50.6	137	155.2	89.4	3.1	1.4	0	714.5
1978	3.2	97.8	108.9	42.4	63	131.5	94.9	95.4	20.2	0	0	2.8	660.1
1979	63.6	81.5	148.1	47.5	94.5	79.7	142.2	153.6	43.6	3.3	0	0	857.6
1980	6.8	71.7	122	367.4	74.6	104.9	129.7	87.5	45.1	17.3	0	8	1035
1981	28	66.2	21.7	101.2	293.4	193.3	63.2	40.2	73	12.7	1.4	0	894.3
1982	71.3	122.8	232.7	184	2.4	73.7	52.3	51.5	13.7	1.4	4.3	18.7	828.8
1983	2.9	49.2	92.6	51.3	170.1	231.7	80.5	63.2	125.8	14.3	4	0	885.6
1984	0	131.6	24.5	253.9	85.5	70.5	310.9	42.2	68.2	2.7	0	0.6	990.6
1985	76.2	39.9	89.5	84.8	71.8	83.2	314.9	64	10.9	31.6	1.7	0	868.5
1986	42.4	74.2	94.7	230.3	150.5	284.7	87.3	31	29.1	6.6	9.2	10	1050
1987	19.4	51.1	161.7	51.7	84.8	82.9	97.2	82.3	51.2	26.2	12.3	0.2	721
1988	45.5	4.5	79.9	235.2	100	47.3	69.4	149.2	11.2	33	4.3	19.7	799.2
1989	30.2	30.9	100.8	28.3	87.8	0	43.5	92	51.4	27.6	29.4	0.5	522.4
1990	8.6	54.6	82	222.9	98.1	160	101.5	35.7	61.6	9.5	1.4	6.9	842.8
1991	19.1	120	40.5	18.2	128.2	30.5	98.4	169.8	59.8	36.7	4.4	0	725.6
1992	31.8	92.9	113.7	188.8	52.2	68.5	26.7	79.2	42.2	2.5	0.1	3.4	702
1993	68.9	84.2	87.2	110.4	105.3	81.1	0.4	72.8	4.2	3.5	0	0.9	618.9
1994	97	132.9	34.7	101.6	298.2	54.4	121.7	29.6	0.7	31.5	0	20.2	922.5
1995	18.3	38.9	32.1	73.6	162.9	216.8	70.1	146.8	75.4	26.3	11.2	18.4	890.8
1996	36.3	79.6	66.3	66.5	41	20.2	27.7	100.7	20.9	10.8	0.6	34.9	505.5
1997	69.6	125.3	192.6	146.5	53.1	115.3	47.9	158.7	273.2	3.8	0	6.3	1192.3
1998	37.9	96.2	165.7	91.1	116.6	71.4	86.2	23.1	54	14.7	0.2	11.3	768.4
1999	46	17.6	109.5	258.4	18.6	11.6	17.1	50.2	93.8	1.1	0.3	0	624.2
2000	61.3	77.9	57.1	67.3	319.3	60.1	8.5	79.7	46.2	0	0.3	7.6	785.3
2001	32	3.8	33.3	43	87.7	61.6	75.3	49.2	37.3	1.3	17.9	37.2	479.6
2002	18	38.3	233.7	298.7	289.4	102.1	35.3	272.7	62.4	2.5	10.3	3.1	1366.5
2003	31.6	96.2	58.7	200	125.9	54.2	48.5	102.2	157.6	7.7	7.1	13.9	903.6
2004	34.3	45.7	152.9	226.3	134.4	163.1	36.4	72.7	8	1.2	1.1	3.4	879.5
2005	39.6	35.1	70.8	123.7	133	165.4	40.4	27.7	106.9	5.7	2.4	3.5	754.2
2006	47.8	11.1	15.2	142.6	12	64	311.2	27.9	45.4	3.7	2.5	14.8	698.2
2007	53.7	274.7	147.1	90.5	13.6	38.5	128.6	51.2	134.1	15.8	6.1	1.1	955
2008	53.2	66	216.4	138.3	298.3	58.5	99.8	194.3	58	2.8	0.2	12.1	1197.9
2009	124.7	51.6	124.2	135.9	97.4	77.7	93.7	76.6	75.8	45.7	0	22.5	925.8
2010	40	137.5	123.6	80.8	107.1	219.5	89.8	104.4	158.7	47.5	4.1	0.2	1113.2
2011	10.3	49.1	137.4	108.5	99.5	296.9	93.8	170.9	48.9	0.2	0.2	8.2	1023.9
Moyenne	41.846	72.097	107.254	131.249	113.621	107.662	102.133	91.657	62.985	14.36	4.55	9.041	852.775

Annexe (2) : Précipitation mesurée à la Station Bouassem

	septembre	octobre	novembre	décembre	janvier	fevrier	mars	avril	mai	juin	juillet	aout	annuel
1971	54.4	13.5	113.4	118	365.8	202.8	43.2	120.2	77.7	8.1	0	22.7	1139.8
1972	93.8	50.9	33.9	140	212.6	255.6	109.5	63	0.2	18.5	2.2	0.3	980.5
1973	134.2	60.2	32.2	152.1	13	222.1	387.8	154.6	1.5	7.3	2.5	0	1167.5
1974	22.3	88.4	57	21.9	45.9	92.8	215.9	30.6	63	27.8	0	27.4	693
1975	39.1	7.4	261.1	70.7	84	230.3	118.6	96.2	109.6	23.2	28.9	0	1069.1
1976	21	109	124.8	157.1	103.5	41.8	21.3	112.9	25.8	7	0	2.5	726.7
1977	1	18.5	137.3	19.7	123.8	41.1	133.7	179.9	94.8	0.8	0	0	750.6
1978	7.6	84.9	111.2	57.2	58.4	207.8	121.8	84.3	21.7	5.4	11.6	6	777.9
1979													
1980	2.1	59.8	121.6	404.3	52.4	83.5	98.2	92.5	32.8	7.7	0	43.1	998
1981	5.5	79.6	44.6	96.3	229.2	165.5	54	43.7	73.4	2	0	8.2	802
1982	109	104.5	214	205.9	5.6	94.2	52.6	42.4	2.9	0	0	28.5	859.6
1983	0.3	29.3	97.6	37.4	116.1	157.6	79.2	43.8	120.6	13.8	1.3	0	697
1984	27.4	122.4	31.4	234.9	120.4	71.6	307	31.7	99.6	2.5	1.1	0	1050
1985	54.1	42.8	112.7	65.1	71.2	113.4	250.3	60.2	10.4	28.6	8.2	3.3	820.3
1986	19.9	72.7	102.6	241.9	178.9	283	79	25.1	31.8	11.7	0.2	2.7	1049.5
1987	7.4	35.9	133.8	61.5	86.2	59.1	78	86.4	49.6	28.4	16.1	0	642.4
1988	66.2	7.9	80.6	246.8	63.2	53.5	61.1	134.3	9.4	24.2	2.3	15.8	765.3
1989	53.1	33.7	118	38.4	85	0	50.9	66.7	130	13.2	24.4	0	613.4
1990	13.1	65.4	75	250	105.4	134.2	108.7	39.8	64.2	2.2	1.4	8.9	868.3
1991	35.6	110.6	17.6	17.1	151.2	45	102.3	189.1	76.4	31.5	5.2	0	781.6
1992	15.6	64.7	119.8	215.2	48.9	78.9	32	115.9	40.9	0.1	0	8.5	740.5
1993	73.6	44.2	87.7	118.3	99.5	70.5	1.1	53.3	3.7	1.5	0	0	553.4
1994	136.5	91.8	22.5	109.3	267.1	48.1	111.3	20	0	21.1	0.9	20.1	848.7
1995	11.6	22.1	50.3	94.5	152.2	304.2	50.9	196.1	67.6	24.7	8.5	10.9	993.6
1996	36.3	114.3	69	96.4	46.7	23.2	27.4	99.2	34.8	7	4.3	22.2	580.8
1997	48.3	125.8	206.3	128.7	57.4	151	74.5	108.9	262.4	5.7	0	0.8	1169.8
1998	13.8	96.2	128.5	95.8	138.1	98.6	100.6	25.8	35.2	8.7	0	1.1	742.4
1999	39.8	15.7	130.7	243.8	21.9	8.7	7.6	39	83.6	1.7	0	0	592.5
2000	6.5	59.7	73.6	71.8	306.9	89.3	0.9	59.6	54	0	0	2.2	724.5
2001	41.6	3.7	47.4	56.5	86.5	56.9	55.3	58.3	49.1	4.2	18.6	29.9	508
2002	26.1	36.2	238.9	318	333.5	104.6	30	216	49	2.5	14.8	0.6	1370.2
2003	69.7	76.2	64.5	183.6	124.4	57	41.4	112.1	153.1	7	4.1	2.5	895.6
2004	29.5	44.1	109	233.6	155.8	139.1	29.2	52.8	2.5	0	3.8	0	799.4
2005	23.4	49.7	78.7	120.2	153.2	197.9	37.9	26.9	84.2	1.5	0	6.6	780.2
2006	24	12.2	13	192.8	12.3	72.4	273.2	227.6	19.1	4.1	4.5	7.5	862.7
2007	56.9	235.9	217.3	88.2	7.4	26.1	123.1	40.7	118.6	14	16.1	0	944.3
2008	70.3	31.3	184.5	89.6	220.1	32.9	76.5	139	40.3	0	0	12.3	896.8
2009	108.9	43.3	166.7	162.6	110.8	88	108.7	87.1	69.9	31	0	26.3	1003.3
2010	20.6	134.7	151.1	63	112.5	187.3	74.4	118.1	160.2	33.6	2	0	1057.5
2011	0	89.2	79.3	125.6	85.5	259.8	85.1	191.6	37.5	0.6	0	14	968.2
Moyenne	40.503	64.71	106.48	135.995	120.313	116.235	95.355	92.135	61.527	10.823	4.575	8.373	853.959

Annexe (4) : Précipitations mesurés et comblés à la Station Draa Ben Khedda

	septembre	octobre	novembre	décembre	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	aout	annuel
1971	110.2	56	123.2	82.6	138.5	72	90.3	118.2	123.1	33.1	1.9	18.6	967.7
1972	66.1	62.4	44.6	295.7	185.8	319.3	114.9	23.5	0.5	8	0.5	0	1121.3
1973	45.7	57	18.7	188.2	36.3	226.5	298	176.5	3.9	8.5	2.2	0	1061.5
1974	11.4	96.9	67.6	25.6	53.4	133.9	144	65	90	29.8	0	0	717.6
1975	30.4	20.2	314.5	64.5	69.9	210.6	64	74.5	96.1	8.2	37.8	0	990.7
1976	7.5	103.9	103.7	138.3	101.3	39.3	12	76.2	25.7	4.6	1.3	7.5	621.3
1977	1.5	17.9	94.4	13.9	114.6	36.3	97.3	128.6	89.4	0.3	0	0.4	594.6
1978	3.8	70.7	77.6	39.1	47.9	161.5	98	59.9	11.4	6.3	7	2.1	585.3
1979	94.5	80.3	150.1	37.3	137.2	32.3	143	121.7	21	0	0	2.5	819.9
1980	2	52.7	82.3	267.2	35.6	65.7	97.3	73.5	31.2	0	0	44.3	751.8
1981	2.3	52.2	25.3	116	224.9	152.2	29.5	20	43	7.6	0	2.6	675.6
1982	135	96	201.2	181.5	2	62.9	44.9	12.4	11.5	0	0	32.7	780.1
1983	0.5	38.4	77.6	56	123.5	138.1	78	31.7	29.1	0	0	0	572.9
1984	48.5	108.8	26.7	180.6	118.5	33.5	241.4	11.3	70.4	0	0	3	842.7
1985	37.2	76	70.5	63.5	81.4	110.3	112.2	49.7	2	18.6	4.6	3.1	629.1
1986	11.8	41	26.8	224.7	183.5	213.2	68.1	3.2	17.9	5.5	5.2	3.6	804.5
1987	31	49.8	113.6	47	46.8	56.1	72.9	60.1	10.1	29.3	25	0	541.7
1988	54.4	8.6	74.4	261.8	46.7	37.9	15.7	107.6	2.6	13.8	5.2	9.2	637.9
1989	21.7	20	74.2	33.7	65.7	0	33.3	55.3	68.7	21.8	26.8	0	421.2
1990	6.2	55	43.3	167.6	103.9	130.5	67.3	38.8	20	2.7	0	1.5	636.8
1991	4.8	131.7	36.7	13.7	143.8	51.4	86.5	138.4	52.1	22.7	2.9	0	684.7
1992	2.8	58	111.3	160	37.9	34.4	20.2	103.6	47.6	0	0.2	5.8	581.8
1993	57.3	35.6	63.2	93.3	99.5	70.2	3.8	46.9	7.3	0.6	0	20.1	497.8
1994	77.3	77.2	29.4	121.1	251.2	56.2	98.2	33.4	1.2	16.5	0.2	25.4	787.3
1995	10.5	27.1	36.6	63.2	174.1	200.7	62.4	140	46.3	19.2	6.4	9.9	796.4
1996	34.4	97	54.4	51.4	38.1	14.2	26	79.9	21.7	4.6	0	10.7	432.4
1997	45.6	79.7	215.8	127.8	43.3	129.5	64.1	103.7	243.8	0.3	0	3.6	1057.2
1998	22.7	76.5	113.1	88.5	116.6	102.8	75.1	16.7	24	0.1	0	1.5	637.6
1999	22.7	21.2	141.1	235.5	18.3	7.1	5.4	29.5	32.3	7	0.6	0	520.7
2000	5.9	71.7	83.5	56.6	252.4	74.8	2.5	31.7	30	0	0	1.7	610.8
2001	16.3	1.6	25.1	57.7	76.9	26.8	42	54	35.3	1.2	0	19.2	356.1
2002	13	33.4	192.3	259.7	271.7	90.2	55.4	120.8	32.4	0	0	0	1068.9
2003	18.7	46.5	72.3	181	115.3	48.9	96.9	74	134.7	6.7	1.3	7.3	803.6
2004	35.1	30.8	86.9	167	140.1	115.8	23.6	54.8	1.8	0	0.6	0.5	657
2005	16.8	52.9	71.1	94.3	121	168.8	31.1	20	61.6	2.7	1.5	2.7	644.5
2006	36.8	27	6.3	166.8	13	55.6	283.3	195.2	21.2	4.8	2.6	0.5	813.1
2007	60.4	216.4	218.9	63.6	7.4	26.1	85.3	25.5	83.5	7.3	5.6	0	800
2008	25.5	46.9	224.2	135.5	235.1	32.6	85.1	131.3	45.6	0	0	5.1	966.9
2009	172.4	41.5	128.2	155.7	64.4	54.1	86.9	86.6	58.5	23.3	0	14.2	885.8
2010	25.7	121.4	156.9	84	81.9	145.8	70.6	84.2	159.1	41.2	0	0	970.8
2011	7.9	38.2	157.6	103.5	77	355.1	91.8	156	35.9	1.5	3.8	11	1039.3
Moyenne	34.983	60.88	98.42	121.09	104.79	99.834	80.934	74.222	47.86	8.745	3.525	6.682	734.341

Annexe (5) : Précipitations mesurées et comblées à la station Tagma pépinière

	septembre	octobre	novembre	décembre	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	annuel
1971	150.2	106.4	196.7	141.4	372.4	164.2	150.8	129.3	137.7	0	0	0	1549.1
1972	162.4	95.6	40.9	461	361	429.9	160.7	44.9	0	32.6	6.8	15.3	1811.1
1973	91	64	78.6	235.4	59.3	359.4	437	276.8	2.3	35.6	11.9	0	1651.3
1974	30.4	191.9	75.8	45.9	77.1	183.4	266	46.4	101.8	24.8	0	34.8	1078.3
1975	50.1	25	331	102.2	95.2	312.5	203.4	113.4	129	20.8	83.4	2.2	1468.2
1976	31	183.8	201.9	224.7	138.1	56.2	56.3	132.3	45.6	5	0.9	3.9	1079.7
1977	7.2	31.3	163	27.6	176.4	71.3	187.2	275.1	119.6	5.4	0	0	1064.1
1978	17.8	146.7	111.2	80.3	108.6	222.3	140	142.4	56.6	8.1	22.5	30.2	1086.7
1979	65.5	86.3	193.2	75.3	144.6	87.3	201.2	178	45.2	0	1.6	2.9	1081.1
1980	3.6	90.5	138.3	395.9	97.6	137.7	127.2	94.5	49	24.1	0	36.7	1195.1
1981	13.9	82.3	39.1	201	332.5	194.6	82.2	38	125.9	1.6	0	15.8	1126.9
1982	68.2	209.6	265.5	277.5	12.2	84.8	91.1	54.2	7.7	0	0	24	1094.8
1983	6.8	70.7	99.5	106.3	237.4	302.1	109.1	82.7	175.8	13	21.6	4.2	1229.2
1984	29.6	224.7	32.6	373.3	141.4	121.4	400.9	51.9	139.8	0	6.7	7.6	1529.9
1985	118.7	72.8	162.2	126.9	142.2	189.4	300.3	90.9	16.9	34	10.9	17.3	1282.5
1986	48.8	127.2	167.1	308	197.3	310.6	130.4	36.9	40.1	6.2	2.1	8.8	1383.5
1987	44.8	52.3	177.5	69.2	115.1	107	110.4	101.8	61.4	36.3	0	18.7	894.5
1988	74.6	1.1	120.6	458.2	120.6	90.4	68.1	223.9	23.2	23.1	0	13.3	1217.1
1989	48.2	45.3	96.3	34.1	122.8	0	92.2	111.9	163.4	17	30.5	0	761.7
1990	2.9	48.9	110.8	350.6	142	197.1	173.5	104.9	87.2	5.7	2.8	9.5	1235.9
1991	30	189.8	74.7	25.2	170.7	60	136.1	216.2	58	31	5.2	0	996.9
1992	24.2	95.6	151.5	251.3	113	98.7	47.3	136.3	84.1	2.3	0	1.3	1005.6
1993	77.2	91.6	104.2	138.9	147.7	142.5	4.7	102.3	23.2	2.3	0	0	834.6
1994	143.1	107.2	34.8	141.1	264.7	56.5	241.7	31.9	0	18.2	1.3	22	1062.5
1995	16.6	56.8	53.5	115.3	189.2	551.2	133.7	251.8	86.2	53	9.9	1.5	1518.7
1996	60	121.5	109.2	117.4	97	16.6	31.3	90.9	29	4.5	1.2	13.4	692
1997	59.1	169.4	322.7	204.4	71.6	134.4	155.8	256	435	2.3	0	14.1	1824.8
1998	51	134.8	338	183.5	208	125.7	174.4	47.1	59.8	11.2	0	1.9	1335.4
1999	39.5	33.7	288.9	431.3	27.6	10.8	17.3	87.8	59.8	14.4	0	1.9	1013
2000	44.8	74.4	83.2	215	392.9	123.8	18.5	111.4	57.3	0	0	16.7	1138
2001	50.9	0	89.8	111.3	118.7	94.2	74.3	90.2	57.3	5	35	49.3	776
2002	28.7	57	351.8	347.8	461.4	94.1	56.4	338.4	68	1.3	6.7	4.7	1816.3
2003	63.9	135.8	96.9	280	184	82.1	44.4	158.4	206.5	14.4	0	6.1	1272.5
2004	37.5	39.3	205.8	262.5	152.7	134.2	63.7	72	8.9	0	0	3	979.6
2005	95.3	61.4	148.2	191.5	185	274.6	62.2	37.4	100.8	2.3	0	1.8	1160.5
2006	64.3	5.5	8.8	218.5	27.6	96.6	426	299.5	42.8	7.4	17.4	13	1227.4
2007	47.7	359.1	215.4	173.4	15.7	28.9	188.6	82.2	102.3	21.1	9.6	1.5	1245.5
2008	81.3	61.3	255.4	185	410.2	163.6	109.4	171.2	59.1	3.2	0	14.5	1514.2
2009	104.9	53	199	212.8	198	88.4	124.9	100	100.2	67.7	0	15.8	1264.7
2010	60.1	181.3	203.5	118.4	142.8	219	126.1	198.9	184	29.5	2.4	0	1466
2011	0	102.6	224.2	137.3	103.4	237.9	128.8	198.7	0	0	0	29.6	1162.5
Moyenne	34.983	60.88	98.42	121.09	104.79	99.834	80.934	74.222	47.86	8.745	3.525	6.682	734.341

Annexe (6) : Précipitations mesurées et comblées à la station Tigzirt n Bouhbir

	septembre	octobre	novembre	décembre	janvier	fevrier	mars	avril	mai	juin	juillet	aout	annuel
1971	125.7	79.7	166.9	98.8	351.9	165.2	106.6	136.4	110.5	30.1	0	15	1386.8
1972	56.2	70	19.8	233.3	206.9	273.5	110.2	37.8	0	36.3	0	4.3	1048.3
1973	116.2	41.7	17	155.9	28.6	283.6	295.3	151.5	2.4	4.6	2.4	0.3	1099.5
1974	17.7	79.2	34	22.8	36.1	119	162.8	36.6	67.1	24.2	0	15.9	615.4
1975	22.1	13	270.1	83.7	29.5	214.1	108.4	89.2	112.6	32.3	35.5	2.7	1013.2
1976	22.3	112.7	111	161.9	82.7	43.1	24.4	115.8	32.2	5.1	2.9	7.3	721.4
1977	4.3	22.4	103.7	30	139.6	65.9	154.4	144.9	82.4	0	0	0	747.6
1978	6.7	99.6	109.1	43.9	79.4	147.2	105.4	92.5	30.6	5.7	5.4	23.8	749.3
1979	66	72.7	150.3	59.3	99.1	60.7	120.8	132.1	37	0	0	5.3	803.3
1980	6.8	75.7	127.4	308.6	69.2	85.1	85.8	93.4	35.8	10.3	0	32.6	930.7
1981	10.7	61.9	24.3	184.6	272.1	174.7	76	41.9	87	2.6	1.3	9.2	946.3
1982	76.8	166.8	247.6	268.3	6.8	112.6	73.3	51.7	12.7	3.3	9.6	13.4	1042.9
1983	5	49.5	107.9	81.1	181.2	225.2	82.2	64	90.6	13.2	6.3	3.1	909.3
1984	66.1	155.8	38.1	264.9	129.4	70.6	301.6	33.1	92.1	0	4.1	0	1155.8
1985	60	34.8	103.1	77.2	110.5	125.3	258	62.8	13.3	34.5	7.3	11	897.8
1986	47.1	80.8	106.8	284.2	193.8	273.2	101	51.7	31	12	6.9	20.1	1208.6
1987	48.3	45.7	129.1	47.1	68.7	113.4	124.8	111.7	57.3	38.6	1.4	0	786.1
1988	69.1	4.4	89.6	312.2	90.8	64.6	73.8	173.9	5.4	23.2	4.7	15.5	927.2
1989	38.8	40.5	86.8	43.7	113.1	0	55.3	88.2	136.8	26	0.9	0	630.1
1990	6.3	51.9	89.7	273.2	96.9	155.2	78.9	63.2	82.4	0.6	9.6	5.3	913.2
1991	34.7	175.5	60.2	13.2	140.8	40	137.5	199.8	69.8	36.2	0.8	0	908.5
1992	24.5	64.5	116	253.8	66.3	102.3	39.2	140.3	112.9	2.3	0	3	925.1
1993	80	101.5	104	162.7	120.7	96.3	10.3	100.2	5.6	1.3	0	2.7	785.3
1994	120.7	117.1	20.8	169.9	358	52.8	179.6	56.1	2.7	39.8	0	17.7	1135.2
1995	27.3	51.9	55.7	72.3	160.1	407.5	98.5	107.6	101.4	28.5	15.5	7.4	1133.7
1996	77.3	82	89.7	95.5	71.8	26	36.8	121	27.4	14.1	1.2	64.9	707.7
1997	95.8	153.8	229.6	139.1	70.7	112.9	67.7	106.8	240	5.1	0	15.7	1237.2
1998	50.3	81.5	152.8	107.1	140.5	81.3	93.5	25.3	30.4	9.4	0	3	775.1
1999	30.4	18.2	105	224.4	24.2	4.9	14	44.8	46.2	7.8	0	0.1	520
2000	15.4	93	38.6	92	297.7	82.3	44.8	91.1	40.6	0.9	0.3	12.2	808.9
2001	68.3	0.4	50.3	30.4	89.5	68.7	94	77.7	69.7	0.9	36.4	45.8	632.1
2002	27.3	34	256.5	306	315	65.2	25.8	201.2	65.4	47.5	5.8	0.2	1349.9
2003	39.5	139.2	90.9	170.3	143.7	49.7	90	89.8	188.2	6.4	2.1	11.5	1021.3
2004	25.5	37.4	148.4	195.9	190.7	155.7	44.3	160.4	4.1	0.2	0.1	4.5	967.2
2005	87.1	51	120.9	195.8	146.5	241.3	35.5	39.6	106.5	10.5	2	4.1	1040.8
2006	59.2	8	20.7	177.5	14.5	104	384.3	279.1	45.1	3.3	6.9	22.9	1125.5
2007	76.8	347.3	241.1	121.7	13.8				82.8	8	3.3	0.6	
2008	27.4	73.9	194.8	119.6	349.1	46.4	99.3	240.4	42.5	0.5	0	2.8	1196.7
2009	69.2	48		135.9	97.4	46.3	74.4	63.2		13	0	8.5	
2010	4.5	48.4	35.9	26.3									
2011	46.756	77.244	107.212	145.76	133.525	117.785	108.31	100.011	63.126	13.515	4.405	10.31	939.866
Moyenne	34.983	60.88	98.42	121.09	104.79	99.834	80.934	74.222	47.86	8.745	3.525	6.682	734.341

Annexe (7) : Résultats du calcul des fréquences de précipitation

P%	Pi	P%	Pi	P%	Pi	P%	Pi
1.45	1363	30.51	985	59.56	816	91.04	612
3.87	1289	32.93	981	61.99	808	93.46	537
6.3	1188	35.35	960	64.41	799	95.88	526
8.72	1174	37.77	947	66.83	780	98.31	496
11.14	1118	40.19	941	69.25	772		
13.56	1082	42.62	923	71.67	763		
15.98	1068	45.04	882	74.09	754		
18.4	1063	47.46	864	76.51	753		
20.82	1057	49.88	859	78.93	712		
23.24	1035	52.3	856	81.36	712		
25.67	1026	54.72	839	83.78	707		
28.09	1010	57.14	829	86.2	680		

Annexe (8) : Tableau d'Alekseev

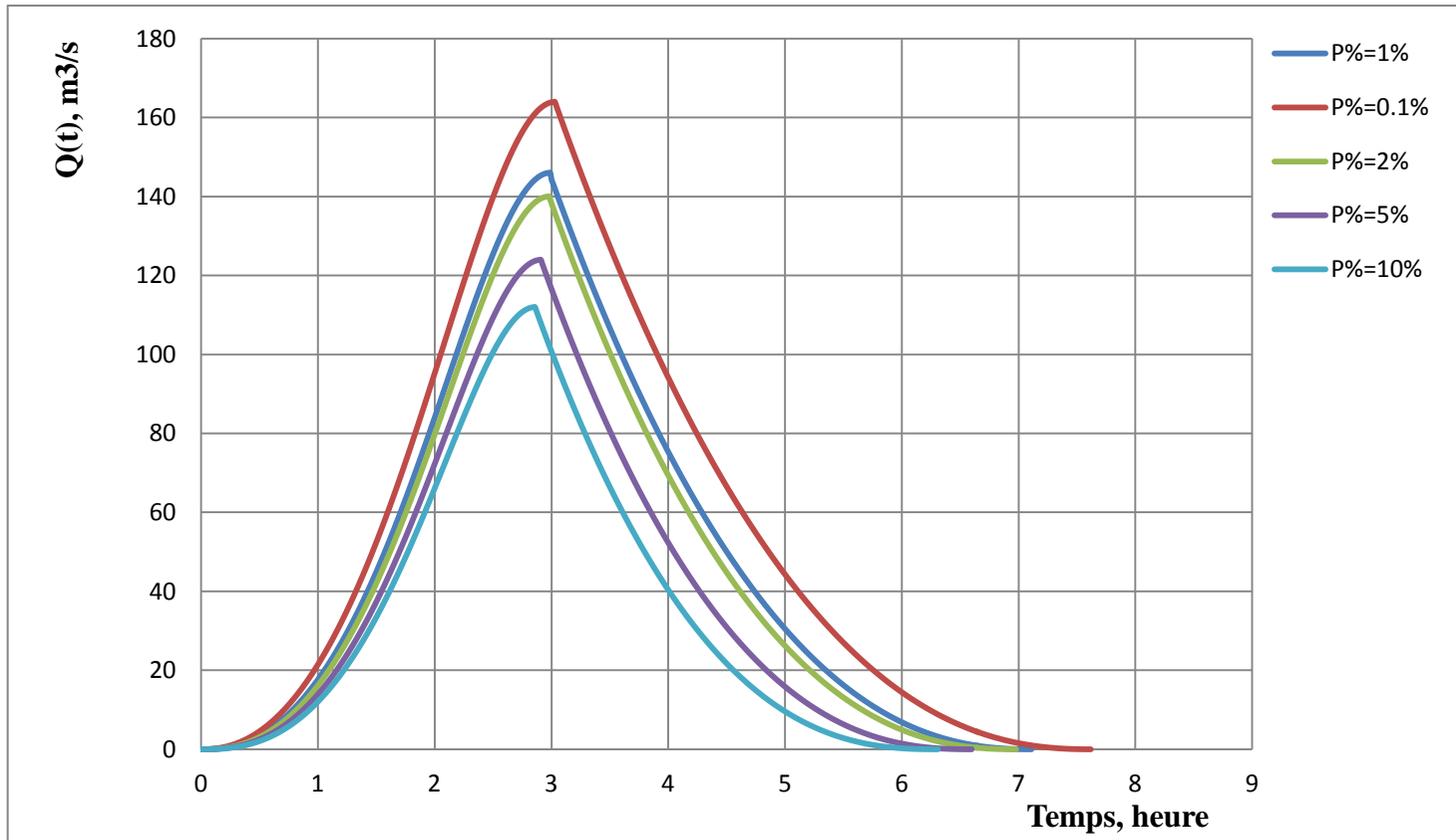
C_s	$\frac{q_p - \bar{q}}{q} = F(p, C_s)$			$F_{5\%} - F_{95\%}$	$S = \frac{X_{5\%} - X_{95\%} - 2X_{50\%}}{X_{5\%} - X_{95\%}}$
	$F_{5\%}$	$F_{50\%}$	$F_{95\%}$		
0.0	1.64	0.00	-1.64	3.28	0.00
0.1	1.67	-0.02	-1.61	3.28	0.03
0.2	1.70	-0.03	-1.58	3.28	0.06
0.3	1.72	-0.05	-1.55	3.27	0.08
0.4	1.75	-0.07	-1.52	3.27	0.11
0.5	1.77	-0.08	-1.49	3.26	0.14
0.6	1.80	-0.10	-1.45	3.25	0.17
0.7	1.82	-0.12	-1.42	3.24	0.20
0.8	1.84	-0.13	-1.38	3.22	0.22
0.9	1.86	-0.15	-1.35	3.21	0.25
1.0	1.88	-0.16	-1.32	3.20	0.28
1.1	1.89	-0.18	-1.28	3.17	0.31
1.2	1.92	-0.19	-1.24	3.16	0.34
1.3	1.94	-0.21	-1.20	3.14	0.37
1.4	1.95	-0.22	-1.17	3.12	0.39
1.5	1.96	-0.24	-1.13	3.09	0.42
1.6	1.97	-0.25	-1.10	3.07	0.45
1.7	1.98	-0.27	-1.06	3.04	0.48
1.8	1.99	-0.28	-1.02	3.01	0.51
1.9	2.00	-0.29	-0.98	2.98	0.54
2.0	2.00	-0.31	-0.95	2.95	0.57
2.1	2.01	-0.32	-0.91	2.92	0.59
2.2	2.02	-0.33	-0.88	2.89	0.63
2.3	2.01	-0.34	-0.85	2.86	0.64
2.4	2.00	-0.35	-0.82	2.82	0.67
2.5	2.00	-0.36	-0.79	2.79	0.69
2.6	2.00	-0.37	-0.76	2.76	0.72
2.7	2.00	-0.38	-0.74	2.74	0.74
2.8	2.00	-0.39	-0.71	2.71	0.76
2.9	1.99	-0.39	-0.69	2.68	0.78
3.0	1.97	-0.40	-0.67	2.64	0.80
3.1	1.97	-0.40	-0.64	2.62	0.81
3.2	1.96	-0.41	-0.62	2.59	0.83
3.3	1.95	-0.41	-0.60	2.56	0.85
3.4	1.94	-0.41	-0.59	2.53	0.86
3.5	1.93	-0.41	-0.57	2.50	0.87
3.6	1.93	-0.42	-0.56	2.48	0.89
3.7	1.91	-0.42	-0.54	2.45	0.90
3.8	1.90	-0.42	-0.53	2.43	0.91
3.9	1.90	-0.41	-0.51	2.41	0.92
4.0	1.90	-0.41	-0.50	2.40	0.92
4.1	1.89	-0.41	-0.49	2.38	0.93
4.2	1.88	-0.41	-0.48	2.36	0.94
4.3	1.87	-0.40	-0.47	2.34	0.94
4.4	1.86	-0.40	-0.46	2.32	0.95
4.5	1.85	-0.40	-0.45	2.30	0.96

$$C_s = +4.039 S^4 - 4.5349 S^3 + 1.4336 S^2 + 3.4418 S$$

Annexe (9) :Tableau Foster-Rebkine- LOI BINOMIALE- Pearson III

Cs	0.01	0.1	1	3	5	10	20	25	30	40	50	60	70	75	80	90	95	97	99	99.9	99.99	Cs
0.00	3.72	3.09	2.33	1.88	1.64	1.28	0.84	0.67	0.52	0.25	0.00	-0.25	-0.52	-0.67	-0.84	-1.28	-1.64	-1.88	-2.33	-3.09	-3.67	0.00
0.05	3.83	3.16	2.36	1.90	1.65	1.28	0.84	0.66	0.52	0.24	-0.01	-0.26	-0.52	-0.68	-0.84	-1.28	-1.62	-1.86	-2.29	-3.02	-3.57	0.05
0.10	3.94	3.23	2.40	1.92	1.67	1.29	0.84	0.66	0.51	0.24	-0.02	-0.27	-0.53	-0.68	-0.85	-1.27	-1.61	-1.84	-2.25	-2.95	-3.48	0.10
0.15	4.05	3.31	2.44	1.94	1.68	1.30	0.84	0.66	0.50	0.23	-0.02	-0.28	-0.54	-0.68	-0.85	-1.26	-1.60	-1.82	-2.22	-2.88	-3.39	0.15
0.20	4.16	3.38	2.47	1.96	1.70	1.30	0.83	0.65	0.50	0.22	-0.03	-0.28	-0.55	-0.69	-0.85	-1.26	-1.58	-1.79	-2.18	-2.81	-3.30	0.20
0.25	4.27	3.45	2.50	1.98	1.71	1.30	0.82	0.64	0.49	0.21	-0.04	-0.29	-0.56	-0.70	-0.85	-1.25	-1.55	-1.77	-2.14	-2.74	-3.20	0.25
0.30	4.38	3.52	2.54	2.00	1.72	1.31	0.82	0.64	0.48	0.20	-0.05	-0.30	-0.56	-0.70	-0.85	-1.24	-1.55	-1.75	-2.10	-2.67	-3.11	0.30
0.35	4.50	3.59	2.58	2.02	1.73	1.32	0.82	0.64	0.48	0.20	-0.06	-0.30	-0.56	-0.70	-0.85	-1.24	-1.53	-1.72	-2.06	-2.60	-3.02	0.35
0.40	4.61	3.66	2.61	2.04	1.75	1.32	0.82	0.63	0.47	0.19	-0.07	-0.31	-0.57	-0.71	-0.85	-1.23	-1.52	-1.70	-2.03	-2.54	-2.94	0.40
0.45	4.72	3.74	2.64	2.06	1.76	1.32	0.82	0.62	0.46	0.18	-0.08	-0.32	-0.58	-0.71	-0.85	-1.22	-1.51	-1.68	-2.00	-2.47	-2.84	0.45
0.50	4.83	3.81	2.68	2.03	1.77	1.32	0.81	0.62	0.46	0.17	-0.08	-0.33	-0.58	-0.71	-0.85	-1.22	-1.49	-1.66	-1.96	-2.40	-2.75	0.50
0.55	4.94	3.88	2.72	2.10	1.78	1.32	0.80	0.62	0.45	0.16	-0.09	-0.34	-0.58	-0.72	-0.85	-1.21	-1.47	-1.64	-1.92	-2.32	-2.65	0.55
0.60	5.05	3.96	2.75	2.12	1.80	1.33	0.80	0.61	0.44	0.16	-0.10	-0.34	-0.59	-0.72	-0.85	-1.20	-1.45	-1.61	-1.88	-2.27	-2.58	0.60
0.65	5.16	4.03	2.78	2.14	1.81	1.33	0.80	0.60	0.44	0.15	-0.11	-0.35	-0.60	-0.72	-0.85	-1.19	-1.44	-1.59	-1.84	-2.20	-2.49	0.65
0.70	5.28	4.10	2.82	2.15	1.82	1.33	0.79	0.59	0.43	0.14	-0.12	-0.36	-0.60	-0.72	-0.85	-1.18	-1.42	-1.57	-1.81	-2.14	-2.41	0.70
0.75	5.39	4.17	2.86	2.16	1.83	1.34	0.78	0.58	0.42	0.13	-0.12	-0.36	-0.60	-0.72	-0.86	-1.18	-1.40	-1.54	-1.78	-2.08	-2.33	0.75
0.80	5.50	4.24	2.89	2.18	1.84	1.34	0.78	0.58	0.41	0.12	-0.13	-0.37	-0.60	-0.73	-0.86	-1.17	-1.38	-1.52	-1.74	-2.02	-2.25	0.80
0.85	5.62	4.31	2.92	2.20	1.85	1.34	0.78	0.58	0.40	0.12	-0.14	-0.38	-0.60	-0.73	-0.86	-1.16	-1.35	-1.49	-1.70	-1.96	-2.17	0.85
0.90	5.73	4.38	2.96	2.22	1.86	1.34	0.77	0.57	0.40	0.11	-0.15	-0.38	-0.61	-0.73	-0.85	-1.15	-1.35	-1.47	-1.66	-1.90	-2.09	0.90
0.95	5.84	4.46	2.99	2.24	1.87	1.34	0.76	0.56	0.39	0.10	-0.16	-0.38	-0.62	-0.73	-0.85	-1.14	-1.34	-1.44	-1.62	-1.84	-2.01	0.95
1.00	5.96	4.53	3.02	2.25	1.88	1.34	0.76	0.55	0.38	0.09	-0.16	-0.39	-0.62	-0.73	-0.85	-1.13	-1.32	-1.42	-1.59	-1.79	-1.94	1.00
1.05	6.07	4.60	3.06	2.26	1.88	1.34	0.75	0.54	0.37	0.08	-0.17	-0.40	-0.62	-0.74	-0.85	-1.12	-1.30	-1.40	-1.56	-1.74	-1.88	1.05
1.10	6.18	4.67	3.09	2.28	1.89	1.34	0.74	0.54	0.36	0.07	-0.18	-0.41	-0.62	-0.74	-0.85	-1.10	-1.28	-1.31	-1.52	-1.68	-1.80	1.10
1.15	6.30	4.74	3.12	2.30	1.90	1.34	0.74	0.53	0.36	0.06	-0.18	-0.42	-0.62	-0.74	-0.84	-1.09	-1.26	-1.36	-1.48	-1.63	-1.73	1.15
1.20	6.41	4.81	3.15	2.31	1.91	1.34	0.73	0.52	0.35	0.05	-0.19	-0.42	-0.63	-0.74	-0.84	-1.08	-1.24	-1.33	-1.45	-1.58	-1.66	1.20
1.25	6.52	4.88	3.18	2.32	1.92	1.34	0.72	0.52	0.34	0.04	-0.20	-0.42	-0.63	-0.74	-0.84	-1.07	-1.22	-1.30	-1.42	-1.53	-1.60	1.25
1.30	6.64	4.95	3.21	2.34	1.92	1.34	0.72	0.51	0.33	0.04	-0.21	-0.43	-0.63	-0.74	-0.84	-1.06	-1.20	-1.28	-1.38	-1.48	-1.55	1.30
1.35	6.76	5.02	3.24	2.36	1.93	1.34	0.72	0.50	0.32	0.03	-0.22	-0.44	-0.64	-0.74	-0.84	-1.05	-1.18	-1.26	-1.35	-1.44	-1.50	1.35
1.40	6.87	5.09	3.27	2.37	1.94	1.34	0.71	0.49	0.31	0.02	-0.22	-0.44	-0.64	-0.73	-0.83	-1.04	-1.17	-1.23	-1.32	-1.39	-1.44	1.40
1.45	6.98	5.16	3.30	2.38	1.94	1.34	0.70	0.48	0.30	0.01	-0.23	-0.44	-0.64	-0.73	-0.82	-1.03	-1.15	-1.21	-1.29	-1.35	-1.40	1.45
1.50	7.09	5.23	3.33	2.39	1.95	1.33	0.69	0.47	0.30	0.00	-0.24	-0.45	-0.64	-0.73	-0.82	-1.02	-1.13	-1.19	-1.26	-1.31	-1.35	1.50
1.55	7.20	5.30	3.36	2.40	1.96	1.33	0.69	0.46	0.29	-0.01	-0.24	-0.46	-0.64	-0.73	-0.82	-1.00	-1.12	-1.16	-1.23	-1.28	-1.32	1.55
1.60	7.31	5.37	3.39	2.42	1.96	1.33	0.68	0.46	0.28	-0.02	-0.25	-0.46	-0.64	-0.73	-0.81	-0.99	-1.10	-1.14	-1.20	-1.24	-1.27	1.60
1.65	7.42	5.44	3.42	2.43	1.96	1.32	0.67	0.45	0.27	-0.02	-0.26	-0.46	-0.64	-0.72	-0.81	-0.98	-1.08	-1.12	-1.17	-1.20	-1.22	1.65
1.70	7.54	5.50	3.44	2.44	1.97	1.32	0.66	0.44	0.26	-0.03	-0.27	-0.47	-0.64	-0.72	-0.81	-0.97	-1.06	-1.10	-1.14	-1.17	-1.196	1.70
1.75	7.65	5.57	3.47	2.45	1.98	1.32	0.65	0.43	0.25	-0.04	-0.28	-0.48	-0.64	-0.72	-0.80	-0.96	-1.04	-1.08	-1.12	-1.14	-1.162	1.75
1.80	7.76	5.64	3.50	2.46	1.98	1.32	0.64	0.42	0.24	-0.05	-0.28	-0.48	-0.64	-0.72	-0.80	-0.94	-1.02	-1.06	-1.09	-1.11	-1.129	1.80
1.85	7.78	5.70	3.52	2.48	1.98	1.32	0.64	0.41	0.23	-0.06	-0.28	-0.48	-0.64	-0.72	-0.80	-0.93	-1.00	-1.04	-1.06	-1.08	-1.096	1.85
1.90	7.98	5.77	3.55	2.49	1.99	1.31	0.63	0.40	0.22	-0.07	-0.29	-0.48	-0.64	-0.72	-0.79	-0.92	-0.98	-1.01	-1.04	-1.05	-1.063	1.90
1.95	8.10	5.84	3.58	2.50	2.00	1.30	0.62	0.40	0.21	-0.08	-0.30	-0.48	-0.64	-0.72	-0.78	-0.91	-0.96	-0.99	-1.02	-1.02	-1.041	1.95

Annexe (10) : hydrogrammes de différentes fréquences



Résumé :

Le secteur agricole en Algérie fait face actuellement à une demande en eau sans cesse croissante du fait de l'évolution démographique du pays.

La construction des barrages hydrauliques est la principale solution pour la bonne gestion de l'eau, il fait office de régulateur d'écoulement sur toute l'année hydrologique pour combler les déficits en période d'étiage.

Dans ce travail, on fait une étude de dimensionnement hydrologique de la hauteur du barrage se situant sur l'oued de Rabat, localité de Mekla, Wilaya de Tizi Ouzou, et de la largeur de son déversoir.

Mots clés : agricole, barrage hydraulique, régulateur, écoulement, année hydrologique, déficits, dimensionnement, déversoir.

Abstract :

The agricultural sector in Algeria is currently facing a growing demand for water due to the demographic evolution of the country.

The construction of hydraulic dams is the main solution for good water management, it acts as a regulator of flow throughout the hydrological year to fill the deficits during low water.

In this work, a hydrological dimensioning study is carried out on the height of the dam located on the wadi of Rabat, the locality of Mekla, Wilaya of Tizi Ouzou, and the width of its weir.

Key words: agricultural, hydraulic dam, regulator, flow, hydrological year, deficits, sizing, weir.

خلاصة :

القطاع الزراعي في الجزائر تواجه حاليا طلبا مستمر للمياه نظرا للنمو الديموغرافي في البلاد. بناء السدود هو الحل الميثالي للتوظيف الجيد للماء، و ذلك بتسوية جريان المياه على مدار السنة الهيدرولوجية لملء الفجوات في فترات الجفاف. في عملنا هذا، قدمنا دراسة هيدرولوجية لتصميم إرتفاع السد المتواجد على واد الربطة بدائرة مقلع، ولاية تيزي وزو، و كذلك تحديد عرض مفيضه.

الكلمات المفتاحية : الزراعة، السد المائي، التسوية، جريان المياه، السنة الهيدرولوجية، الفجوات، تصميم، المفيض.

Agzul :

Agzum n tfelaht di tmurt n lzayer ittqaval di lawan-agi asuter s tazirt n waman amentil n tmarna n imezday di tmurt.

Lebni n ugugen n waman d tifat n l3ali I wsexdem n waman, s useq3ed n warrag lmend usseggwas, ixeddem unẓ di tawala n lexsas n waman .

Deg mahil ag-i, nexdem aseburez I tezyi n ugug idyezgan ẓef asif n Rabta di temdiqt n Meqla3, Tizi n Wuzu, aked d turrut n uneyal n waman-is .

Awalen n tsura: tafelaht, agug n waman, arrag, asseggwas n waman, lexsas n waman, aneyal n waman.