

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي



BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY

جامعة باجي مختار - عنابة

UNIVERSITE BADJI MOKHTAR-ANNABA

Faculté des sciences de l'ingénierie

Département d'Hydraulique

MEMOIRE DE MASTER

Domaine : sciences et technique

Filière : hydraulique

Option : Ressources hydrauliques

THEME

**Estimation des débits de crues de différents temps de retour
à l'aide de plusieurs méthodes**

D'un bassin versant MEDJEZ ELBGAR –Guelma

Dirigé par :

Mr .Amarchi Hocine

Présenté par :

Chetioui Saida

Berrek Imene

Devant le jury de soutenance

Présidente : Pr Benabdessalem Tamara

U- Badji Mokhtar –Annaba

Encadreur : Pr Amarchi Hocine

U-Badji Mokhtar _Annaba

Examineur : MCB Allaoua abdellah

U-Badji Mokhtar _Annaba

Examineur : MCB Latifi Sabah

U-Badji Mokhtar _Annaba

PROMOTION : JUIN 2019

REMERCIEMENTS

Nous tenons, d'abord à remercier en premier lieu et avant tout, notre DIEU le tout puissant qui nous a donné la force et la patience pour effectuer le présent travail.

Nous remercions nos très chers parents pour leurs soutiens leurs patiences .

Nous souhaitons également exprimer notre gratitude aux personnes qui nous ont aidé à effectuer ce travail et notamment notre encadreur :

Dr AMARCHI HOCINE Pour son suivi et ses conseils durant l'évolution de ce travail.

Ainsi qu'a tout les enseignants et personnel administratif du département d'Hydraulique de l'Université Badji Mokhtar Annaba.

Nous remercions aussi tous les personnes qui nous ont aidés de prés ou de loin dans notre travail .

Nous tenons aussi à remercier tous les étudiants de la promotion 2019 de master, ainsi que tous les autres camarades du département d'Hydraulique.

Dedicace

DIEU TOUT PUISSANCE MERCI D'ETRE TOUJOUR AU PRES DE MOI

Je dédicace ce mémoire aux être les plus chers à mon cœur :

A mes parents (AHMED et NASSIMA) qui ont toujours durant toute ma vie,
qui m'ont aidé durant mes années d'études qui m'ont appris à aimer le
travail et le bon comportement pour son amour infini et sa bien
vaillance jour et nuit aussi qui ont toujours été la lorsque j'avais
besoin d'eux et m'ont soutenu même quant je perdis confiance en moi.

A mon ange :ma petite et ma seule soeur

Nesrine

A mes frères :

Mossaab , Kheireddine et Karim ,Raid .

A toute ma famille crt :

Manel,Sabrina,Nabila,Ali,Khouloud.

A toute ma belle famille .

A tous mes chers amis :

Soumaya , Zina, Marwa, Saida, , Selma, ...

A mon fiancé :

Ahmed

A mon neveu :

Amine

Ainsi que tous mes amis de département d'hydraulique
spécialement la promo 2019.

Dedicace

DIEU TOUT PUISSANCE MERCI D'ETRE TOUJOUR AU PRES DE MOI

Je dédicace ce mémoire aux être les plus chers à mon cœur :

A mes parents (Rabeh et Leila) qui ont toujours durant toute ma vie,
qui m'ont aidé durant mes années d'études qui m'ont appris à aimer le
travail et le bon comportement pour son amour infini et sa bien
vaillance jour et nuit aussi qui ont toujours été la lorsque j'avais
besoin d'eux et m'ont soutenu même quant je perdis confiance en moi.

A mes sœurs :

Sana , Afaf ,Hanan.

A mes frères :

Morad , Kheireddine et Nassim ,Mohamed .

A toute ma famille .

A toute ma belle famille .

A tous mes chers amis :

Asma , Nadjla, , Imene, ...

A mon marié :

Hamza

A ma nièce :

Layane

Ainsi que tous mes amis de département d'hydraulique
spécialement la promo 2019.

LISTE DES FIGURES :

CHAPITRE 1 :

Figure I.01. Crue simple et crue complexe.....	8
Figure I.02. Les différentes phases d'une crue décrites par un hydrogramme.....	10
Figure I.03. Durées caractéristiques relatifs à un hydrogramme de crue.....	13
Figure I.04. Schéma général du processus de transformation pluie-débit.....	17
Figure I.05. Régime d'infiltration et capacité d'infiltration d'un sol.....	19
Figure I.06. Génération du ruissellement par saturation par le bas et par saturation par le haut.....	20
Figure I.07. Courbe enveloppe de Froncou et Rodier pour la région nord de l'Algérie (surface du Bassin versant entre 19 et 567 km ²).....	31.
Figure I.8. Hydrogramme transformé à son maximum.....	36
Figure I.09. Réponses à deux pluies de même durée, d'après la théorie de l'hydrogramme unitaire.....	43
Figure I.10. Méthode des isochrones.....	45
Figure I.11. Hydrogramme de Kotcherine.....	47
Figure I.12. Hydrogramme de Sokolovsky.....	48

CHAPITRE II :

Figure.13. Situation du bassin Medjez EL Bagar.....	52
Figure.14. Carte hydrogéologique du BV Medjez El Bgare.....	55
Figure.15. Diagramme ombro-thermique(Ain Makhlouf).....	58
Figure.16. Diagramme de température moyenne annuelle.....	59
Figure.17. Courbe hypsométrique du B.V.de Medjeze El Bgare.	64
Figure.18. Réseau hydrographique du bassin Medjaze El Bgare.	67

CHAPITRE III :

Figure 19. Cycle d'hydrologie	70
Figure 20. Bassin versant topographique et bassin versant hydrogéologique.....	79
Figure21. Les courbes isochrones.....	88
Figure22. Effet de la forme du bassin versant sur les écoulement, avec T_c , Q , A , (Musy, 2004).....	90
Figure23. courbe hypsométrique.....	91
Figure24. Profil en long de l' Hérault et la vis.....	93
Figure25. Rôle de la pente sur la forme de l'hydrogramme.	94
Figure26. Classification de schum.....	97
Figure 27. Types de bassins versants.....	100

CHAPITRE IV :

Figure 1. Diagramme de Gumbel.....	111
------------------------------------	-----

LISTE DES FIGURES :

CHAPITRE 1 :

Figure I.01. Crue simple et crue complexe.....	8
Figure I.02. Les différentes phases d'une crue décrites par un hydrogramme.....	10
Figure I.03. Durées caractéristiques relatifs à un hydrogramme de crue.....	13
Figure I.04. Schéma général du processus de transformation pluie-débit.....	17
Figure I.05. Régime d'infiltration et capacité d'infiltration d'un sol.....	19
Figure I.06. Génération du ruissellement par saturation par le bas et par saturation par le haut.....	20
Figure I.07. Courbe enveloppe de Froncou et Rodier pour la région nord de l'Algérie (surface du Bassin versant entre 19 et 567 km ²).....	31.
Figure I.8. Hydrogramme transformé à son maximum.....	36
Figure I.09. Réponses à deux pluies de même durée, d'après la théorie de l'hydrogramme unitaire.....	43
Figure I.10. Méthode des isochrones.....	45
Figure I.11. Hydrogramme de Kotcherine.....	47
Figure I.12. Hydrogramme de Sokolovsky.....	48

CHAPITRE II :

Figure.13. Situation du bassin Medjez EL Bagar.....	52
Figure.14. Carte hydrogéologique du BV Medjez El Bgare.....	55
Figure.15. Diagramme ombro-thermique(Ain Makhoulf).....	58
Figure.16. Diagramme de température moyenne annuelle.....	59
Figure.17. Courbe hypsométrique du B.V.de Medjeze El Bgare.	64
Figure.18. Réseau hydrographique du bassin Medjaze El Bgare.	67

CHAPITRE III :

Figure 19. Cycle d'hydrologie	70
Figure 20. Bassin versant topographique et bassin versant hydrogéologique.....	79
Figure21. Les courbes isochrones.....	88
Figure22. Effet de la forme du bassin versant sur les écoulement, avec T_c , Q , A , (Musy, 2004).....	90
Figure23. courbe hypsométrique.....	91
Figure24. Profil en long de l' Hérault et la vis.....	93
Figure25. Rôle de la pente sur la forme de l'hydrogramme.	94
Figure26. Classification de schum.....	97
Figure 27. Types de bassins versants.....	100

CHAPITRE IV :

Figure 1. Diagramme de Gumbel.....	111
------------------------------------	-----

LISTE DES TABLEAUX :

CHAPITRE II :

Tab.1. Paramètres Climatique Ain Makhlouf.....	57
Tab. 2. Fréquence annuels des vents à la station de Ain Makhlouf.	58
Tab. 3. Températures moyennes annuelles de la station Ain Makhlouf (1980-1994).....	59
Tab.4. Variation moyenne mensuelle de l'enseuillement et de L'humiditérelative.....	60.
Tab. 5. Pluviométrie de Ain Makhlouf.....	61
Tab. 6. Représentatif de la courbe Hypsométrique.....	64
Tab. 7. Récapitulatif des caractéristique du bassin versant.....	68

CHAPITRE III :

Tab.8. Coefficients de Ruissellement agricole.....	83
Tab.9. Coefficients de Ruissellement superficiel.....	84.
Tab.10. Classification des reliefs d'après l'ORSTOM.....	96

CHAPITRE IV :

Tab.1. Comparaison des $Q_{P(2.33)}$ obtenus(en m^3/s) avec le débit moyen observé pour les bassins de la Mentue , haute Mentue, Medjez El Bgar, rappengraben.....	118
---	-----

ملخص

الجزائر هي واحدة من البلدان التي تواجه ظاهرة الفيضانات التي تظهر بطريقة كارثية وبالتالي تشكل عائقًا كبيرًا أمام التنمية الاقتصادية والاجتماعية .

إن توفر المياه هو العقبة الرئيسية أمام تطور حالة شرق الجزائر بشكل عام وخاصةً في قالمة .

تم تطوير عدة نماذج لتحديد العلاقة بين تدفق النهر وفترة عودته كل هذه النماذج تحتاج إلى معايرة .

جعلت هذه الدراسة من الممكن تقدير التدفق في منفذ مستجمعات المياه وذلك في ثلاث

نماذج STATISTIQUE, RATIONNELLE, ET L'INDICE DE CRUE

الكلمات الرئيسية

الفيضانات ، المياه ، تدفق، النهر، فترة العودة ، مستجمعات المياه ، النماذج .

Résumé :

L'Algérie est l'un des pays confrontés au phénomène des inondations qui se révèle catastrophique

Cela constitue donc un obstacle majeur au développement économique et social.

La disponibilité de l'eau est le principal obstacle au développement de l'état de L'est Algérien en générale et plus particulièrement celui de Guelma .

Plusieurs modèles ont été développés pour déterminer la relation entre le débit de l'oued et la période de retour. Tous ces modèles doivent être calibrés.

Cette étude permettra d'estimer le débit dans la sortie

Modèles statistiques :, rationnelle ,et l'indice d'inondation

Mots-clés: Inondation, eau, débit, rivière, période de retour, bassins versants, modèles.

Abstract:

Algeria is one of the countries facing the catastrophic flood phenomenon

This is therefore a major obstacle to economic and social development.

The availability of water is the main obstacle to the development of the state of dells must be calibrated.

This study will estimate flow in the output

Models of statistics, rationality and flood index

Keywords:

Flood, water, flow, river, return period, watersheds, models.

[Nom de la société]

Introduction générale

[Sous-titre du document]

INTRODUCTION GENERALE

Au cours des derniers siècles, l'Homme a naturellement peuplé les lits majeurs des rivières pour pouvoir utiliser toutes les richesses de celles-ci. Mais les crues peuvent engendrer des inondations qui causent chaque année des dégâts matériels et humains considérables du fait de la présence de plus en plus importante d'activités humaines au bord des rivières. Lorsque, la montée des eaux des rivières a lieu de façon récurrente avec une ampleur plus ou moins importante.

Les crues sont considérées comme un événement climatique extrême. Souvent qualifiée de risque naturel, elle est lourde de conséquences (pertes humaines, sociales, économiques et environnementales) tant pour les pays développés que pour les nations en développement bien que tous ne soient pas affectés de la même manière. La capacité à gérer l'impact de l'inondation varie également d'un pays, d'une région, d'une communauté et d'un groupe de population à l'autre.

Dans le monde, les inondations sont au rang de premier risque naturel et représentent en France plus de la moitié des risques naturels avec des enjeux humains. Une commune française sur trois est concernée par les inondations (dont 300 grandes agglomérations). Pour 160 000 km de cours d'eau, une surface de 22 000 km est reconnue particulièrement inondable.

En Algérie on rége un climat caractérisé par une forte variabilité saisonnière des précipitations et donc des eaux de ruissellement concentrées en période hivernale. Cette variabilité saisonnière double d'une variabilité inter annuelle. L'eau risque de devenir un facteur limitant du développement futur, et l'objet de compétition entre ses différents secteurs potentiels. D'ores et déjà dans plusieurs régions la demande dépasse les ressources renouvelables annuelles.

Ain Makhoulouf d'une altitude moyenne de 900 m a vocation agricole est une vaste région de hautes plaines où les surfaces irrigables sont pratiquement négligeables, et la demande en eau potable de ses habitants est loin d'être satisfaite. Les disponibilités en eau constituent la contrainte majeure à l'essor du

développement de cette région. Ces exigences accrues en eau ont aidé à faire prendre conscience et à inciter les responsables locaux à projeter des aménagements hydro agricoles à l'exutoire du bassin versant de l'Oued Medjez ELBgare qui peuvent apporter un appoint pour le développement d'une agriculture irriguée par leurs réserves d'eau accumulées en période pluvieuse.

En Algérie le dimensionnement des ouvrages hydraulique et hydro agricultures est souvent basé sur des estimations générales qui ne tiennent pas compte des caractéristiques régionales. Dans ce texte, l'occupation du sol constitue une information essentielle pour l'aménageur et l'hydrologue. Les pertes les plus importantes en eau résultent de l'interception des précipitations par le couvert végétal, si bien que la nature et la densité de ce dernier déterminent le volume d'eau arrivant jusqu'au sol.

Les activités économiques principales dans le bassin peuvent être classées en deux secteurs : l'alimentation en eau potable, et les besoins en eau d'irrigation. L'utilisation des ressources en eau du bassin est caractérisée par la demande de chaque secteur qui évolue spatialement et temporellement.

La mobilisation des eaux superficielles a été de tous temps préoccupation pour l'homme.

L'eau douce est un enjeu stratégique central, elle permet le développement de l'industrie et la production énergétique, d'assurer la production agroalimentaire par l'assainissement des terres et l'irrigation appropriée, et de développer l'aquaculture.

L'inéluctable accroissement démographique engendre la progression continue du développement de tous les secteurs économiques et par conséquent une demande en eau de plus en plus croissante d'une année à l'autre.

Cette étude avait pour objectif de proposer et valider une méthode d'estimation des débits de crue et des volumes de ruissellement adaptée aux conditions algériens, le temps de montée et les débits de pointe ont été déterminées et comparées aux estimations des méthodes utilisés. .

Cette étude repose sur cinq chapitres.

Dans le premier chapitre contient les définitions de quelque élément et concepts dans le domaine hydraulique.

Dans le deuxième chapitre présentation de la région d'étude nous a permet de dégager les principaux facteurs naturels intervenant dans l'alimentation en eau et dans l'écoulement à savoir :

- Les facteurs or hydrographiques et morphologiques.
- Les facteurs climatiques et biogéographiques.

Dans le troisième chapitre on fait ressortions les éléments théorique de l'hydrologie sur lesquels se basent l'évaluation de la pluie net.

Enfin Dans le quatrième chapitre on essaye d'estimer les débits à l'exutoire du bassin versant Medjez El Bgar à partir les méthodes Statistiques et Rationnelles et la méthode de L'indice de crue , et on essaye la comparaison entre les trois méthodes et la "CONCLUSION GENERALE" synthétise les résultats de ce travail et suggère quelques perspectives de recherche complémentaires dans l'objectif d'affiner les connaissances initiales et nouvellement produites et de poursuivre la réflexion sur l'élaboration d'un Plan de Prévention du Risque Inondation pour la ville de Guelma et sa périphérie dans le contexte global du développement durable.

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي



BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY

جامعة باجي مختار-عنابة

UNIVERSITE BADJI MOKHTAR-ANNABA

Faculté des sciences de l'ingénierat

Département d'Hydraulique

MEMOIRE DE MASTER

Domaine : sciences et technique

Filière : hydraulique

Option : Ressources hydrauliques

THEME

**Estimation des débits de crues de différents temps de retour
à l'aide de plusieurs méthodes**

D'un bassin versant MEDJEZ ELBGAR –Guelma

Dirigé par : Mr .Amarchi Hocine

Présenté par : Berrek Imene

Chetioui Saida

Devant le jury de soutenance

Présidente : Pr Benabdessalem Tamara

U- Badji Mokhtar –Annaba

Examineur : MCB Allaoua Abdellah

U-Badji Mokhtar _Annaba

Examineur : MCB Latifi Sabah

U-Badji Mokhtar _Annaba

PROMOTION : JUIN 2019



Résumé

ملخص

الجزائر هي واحدة من البلدان التي تواجه ظاهرة الفيضانات التي تظهر بطريقة كارثية وبالتالي تشكل عائقًا كبيرًا أمام التنمية الاقتصادية والاجتماعية .

إن توفر المياه هو العقبة الرئيسية أمام تطور حالة شرق الجزائر بشكل عام وخاصةً في قالمة .

تم تطوير عدة نماذج لتحديد العلاقة بين تدفق النهر وفترة عودته كل هذه النماذج تحتاج إلى معايرة .

جعلت هذه الدراسة من الممكن تقدير التدفق في منفذ مستجمعات المياه وذلك في ثلاث

نماذج STATISTIQUE, RATIONNELLE, ET L'INDICE DE CRUE

الكلمات الرئيسية

الفيضانات ، المياه ، تدفق، النهر، فترة العودة ، مستجمعات المياه ، النماذج .

Résumé :

L'Algérie est l'un des pays confrontés au phénomène des inondations qui se révèle catastrophique

Cela constitue donc un obstacle majeur au développement économique et social.

La disponibilité de l'eau est le principal obstacle au développement de l'état de L'est Algérien en générale et plus particulièrement celui de Guelma .

Plusieurs modèles ont été développés pour déterminer la relation entre le débit de l'oued et la période de retour. Tous ces modèles doivent être calibrés.

Cette étude permettra d'estimer le débit dans la sortie

Modèles statistiques :, rationnelle ,et l'indice d'inondation

Mots-clés: Inondation, eau, débit, rivière, période de retour, bassins versants, modèles.

Abstract:

Algeria is one of the countries facing the catastrophic flood phenomenon

This is therefore a major obstacle to economic and social development.

The availability of water is the main obstacle to the development of the state of dells must be calibrated.

This study will estimate flow in the output

Models of statistics, rationality and flood index

Keywords:

Flood, water, flow, river, return period, watersheds, models.



Introduction générale

INTRODUCTION GENERALE

Au cours des derniers siècles, l'Homme a naturellement peuplé les lits majeurs des rivières pour pouvoir utiliser toutes les richesses de celles-ci. Mais les crues peuvent engendrer des inondations qui causent chaque année des dégâts matériels et humains considérables du fait de la présence de plus en plus importante d'activités humaines au bord des rivières . Lorsque, la montée des eaux des rivières a lieu de façon récurrente avec une ampleur plus ou moins importante.

Les crues sont considérées comme un événement climatique extrême. Souvent qualifiée de risque naturel, elle est lourde de conséquences (pertes humaines, sociales, économiques et environnementales) tant pour les pays développés que pour les nations en développement bien que tous ne soient pas affectés de la même manière. La capacité à gérer l'impact de l'inondation varie également d'un pays, d'une région, d'une communauté et d'un groupe de population à l'autre.

Dans le monde, les inondations sont au rang de premier risque naturel et représentent en France plus de la moitié des risques naturels avec des enjeux humains. Une commune française sur trois est concernée par les inondations (dont 300 grandes agglomérations). Pour 160 000 km de cours d'eau, une surface de 22 000 km est reconnue particulièrement inondable.

En Algérie on rége un climat caractérisé par une forte variabilité saisonnière des précipitations et donc des eaux de ruissellement concentrées en période hivernale. Cette variabilité saisonnière double d'une variabilité inter annuelle.L'eau risque de devenir un facteur limitant du développement futur, et l'objet de compétition entre ses différents secteurs potentiels.

D'ores et déjà dans plusieurs régions la demande dépasse les ressources renouvelables annuelles.

Ain Makhlouf d'une altitude moyenne de 900 m a vocation agricole est une vaste région de hautes plaines ou les surfaces irrigable sont pratiquement négligeable, et la demande en eau potable de ses habitants et loin d'etre satisfaite.Les disponibilités en eau constituent la contrainte majeure à l'essor du développement de cette région. Ces exigences accrues en eau ont aidé à faire prendre conscience et à inciter les responsables locaux à projeter des aménagements hydro agricoles à l'exutoire du bassin versant de l'Oued Medjez ELBgare qui peuvent apporter un appoint pour le développement d'une agriculture irriguée par leurs réserves d'eau accumulées en préode pluvieuse.

En Algérie le dimensionnement des ouvrages hydraulique et hydro agricultures est souvent basé sure des estimations générales qui ne tiennent pas compte des caractéristiques régionales.dans ce text, l'occupation du sol constitue une informations essentielle pour l'aménageur et l'hydrologue. Les pertes les plus importantes en eau résultent de l'interception des précipitations par le couvert végétale, si bien que la nature et la densité de ce dernier déterminent le volume d'eau arrivant jusqu'au sol.

Les activités économiques principales dans le bassin peuvent être classées en deux secteurs : l'alimentation en eau potable, et les besoins en eau d'irrigation. L'utilisation

des ressources en eaux du bassin est caractérisée par la demande de chaque secteur qui évolue spatialement et temporellement.

La mobilisation des eaux superficielles a été de tous temps préoccupation pour l'homme.

L'eau douce est un enjeu stratégique central, elle permet le développement de l'industrie et la production énergétique, d'assurer la production agroalimentaire par l'assainissement des terres et l'irrigation appropriée, et de développer l'aquaculture.

L'inéluctable accroissement démographique engendre la progression continue du développement de tous les secteurs économiques et par conséquent une demande en eau de plus en plus croissante d'une année à l'autre.

Cette étude avait pour objectif de proposer et valider une méthode d'estimation des débits de crue et des volumes de ruissellement adaptée aux conditions algériens, le temps de montée et les débits de pointe ont été déterminées et comparées aux estimations des méthodes utilisés. .

Cette étude repose sur quatre chapitres.

Dans le premier chapitre contient les définitions de quelque élément et concepts dans le domaine hydraulique.

Dans le deuxième chapitre présentation de la région d'étude nous a permis de dégager les principaux facteurs naturels intervenant dans l'alimentation en eau et dans l'écoulement à savoir :

- Les facteurs orographiques et morphologiques.
- Les facteurs climatiques et biogéographiques.

Dans le troisième chapitre on fait ressortir les éléments théoriques de l'hydrologie sur lesquels se basent l'évaluation de la pluie nette.

Dans le quatrième chapitre on essaye d'estimer les débits à l'exutoire du bassin versant Medjez El Bgar à partir des méthodes Statistiques et Rationnelles et la méthode de L'indice de crue.

En fin on essaye la comparaison entre les trois méthodes et la "CONCLUSION GENERALE" synthétise les résultats de ce travail et suggère quelques perspectives de recherche complémentaires dans l'objectif d'affiner les connaissances initiales et nouvellement produites et de poursuivre la réflexion sur l'élaboration d'un Plan de Prévention du Risque Inondation pour la ville de Guelma et sa périphérie dans le contexte global du développement durable.

Chapitre I Synthèse bibliographique

SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

I.1- Généralités sur les crues pluviales : Introduction :

De tout temps, l'estimation des crues a été un souci majeur, préoccupant tout ingénieur responsable de dimensionnement d'un ouvrage hydrotechnique.

L'étude des crues revêt une place importante dans une étude hydrologique et doit être menée avec prudence pour ne pas tomber dans des erreurs de sous-estimation ou de surestimations compromettant respectivement la sécurité de l'ouvrage et son environnement.

L'estimation des débits de crue et des volumes correspondants est l'étape initiale indispensable pour le dimensionnement rationnel des aménagements liés à la protection contre les crues et à la construction des barrages. Les méthodes d'évaluation sont nombreuses et dépendent de la diversité et de la complexité des facteurs qui déterminent les crues.

Avant toute étude de crue, il est important de définir ce qu'est une « crue » et quelles sont les principales variables à déterminer.

I.1.1-Définition d'une crue :

La crue est une phase du régime hydrologique d'un cours d'eau caractérisé par l'augmentation plus ou moins brutale du débit sous l'effet de facteurs extérieurs et maintenant ce débit au-dessus d'un seuil donné. L'élévation rapide du niveau d'eau peut produire non seulement le remplissage du lit mineur mais aussi la submersion du lit majeur.

Le choix du seuil dépend de l'importance du cours d'eau. Très souvent ce seuil est estimé égal à la moyenne interannuelle de l'écoulement; c'est-à-dire que toute crue dont le coefficient de l'écoulement moyen est supérieur ou égal à celui de l'écoulement moyen interannuel du cours d'eau est considérée comme crue et peut faire l'objet d'une étude précise.

Selon le CNFSH (2000), en général, on distingue deux types de crues : les crues fluviales et les crues torrentielles même si le passage de l'une à l'autre se fait de façon continue. Les crues fluviales, souvent saisonnières, affectent les cours d'eau importants aux vastes bassins versants; en général la montée des eaux y est lente. Les crues torrentielles ou rapides, subites, brutales, soudaines ou encore éclair affectent n'importe quelle partie du réseau hydrographique ; elles sont souvent dues à des pluies de caractère convectif très violentes et localisées; elles sont caractérisées par une évolution très rapide, la montée des eaux étant très brutale. Cependant, certains hydrologues désignent par "la crue" l'épisode complet de crue et décrue jusqu'au retour à un régime non influencé. La crue est simple, si elle présente une seule pointe. Elle est dite complexe si elle présente plusieurs pointes comme le montre la figure suivante.

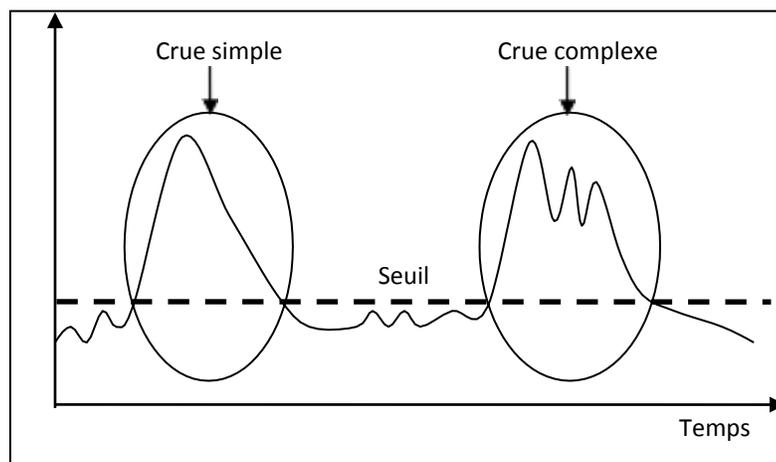


Figure I.1: *Crue simple et crue complexe*

I.1.2- Objectifs de l'analyse des crues :

L'objectif final de l'analyse des crues est de déterminer le degré et la fréquence selon lesquels elles interfèrent avec la vie et les activités normales d'une collectivité, afin qu'on puisse prendre des mesures préventives appropriées. Etant donné qu'une crue peut avoir des effets fâcheux de type divers, dont chacun peut être rapporté à des caractéristiques différentes, l'objet de l'analyse n'est d'ordinaire par la crue en soi, mais certains de ses aspects particuliers, à savoir ceux qui sont dans le rapport le plus étroit avec le risque dont il s'agit. En général, on cherche à déterminer un hydrogramme vraisemblable d'une crue probable en respectant la liaison génétique de ces principales caractéristiques, à savoir le débit de pointe, le temps de montée, le temps de base et le volume d'eau écoulé durant la crue. Pour simplifier l'analyse, on suppose d'ordinaire que la plupart des effets fâcheux des crues peuvent être rapportés de façon convenable à leurs débits de pointe, qui sont ainsi devenus l'objet le plus fréquent de l'analyse.

I.1.3- Variabilité spatio-temporelle d'une crue :

Pour décrire un phénomène qui varie à la fois dans l'espace et dans le temps, on peut utiliser un observateur virtuel qui décrit le phénomène.

Considérons dans un premier temps un observateur fixe, posté à un endroit donné le long du cours d'eau. Il perçoit la variabilité temporelle du débit de la rivière et de la hauteur d'eau. La variation du débit au cours du temps est appelée hydrogramme de crue (figure.I.2). Ce schéma peut aussi être décrit par une chronologie de processus. Au plus fort de la crue, le débit maximal de la rivière est appelé débit de pointe de la crue. Le débit de la rivière varie en permanence tout au long de la crue. La pointe de la crue correspond à un laps de temps limité, et difficile à définir précisément, par rapport à la durée totale de l'événement.

Si on considère un observateur qui se déplace le long du cours d'eau, à la même vitesse que l'onde de crue, il constate que le débit de pointe augmente au fur et à mesure que les différents affluents viennent alimenter le cours d'eau principale.

La variabilité à la fois temporelle et spatiale de la crue implique qu'on ne peut pas la décrire complètement en un seul lieu et à un instant choisis à priori. Dans le cas des rivières de grand bassin, la variabilité spatio-temporelle est forte car les bassins versants sont plus hétérogènes en terme de géologie et de pluviométrie. Pour décrire un événement de crue en tout point du bassin versant une approche spatialisée est nécessaire, or la plupart des données disponibles sont localisées.

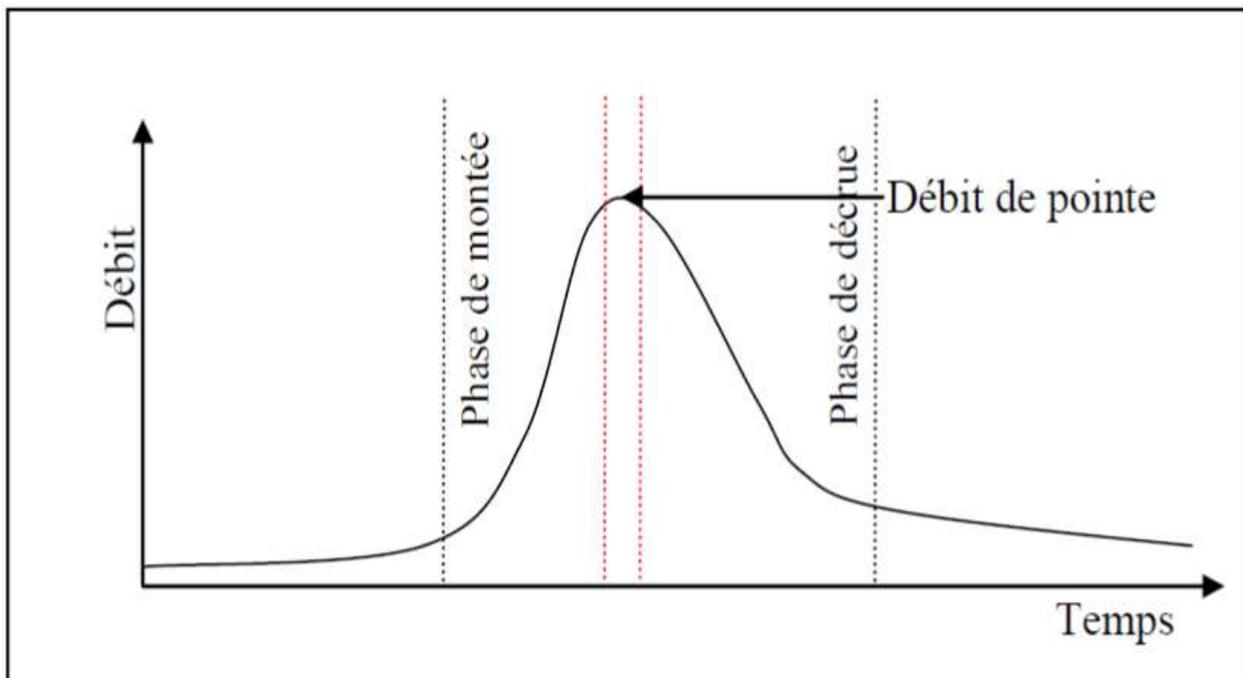


Figure I.2 : les différentes phases d'une crue décrites par un hydrogramme

I.1.4- Caractéristiques des crues :

Du point de vue de la gestion, la crue se caractérise essentiellement par le degré auquel elle interfère avec les activités humaines, qui se mesure par l'ampleur des pertes économiques effectives ou virtuelles et par son danger pour les vies humaines.

Pour un tronçon de rivière et pour une utilisation donnée des terres qui le bordent, la gravité d'une crue dépend généralement de son "amplitude". Bien qu'intuitivement il paraisse clair, ce terme a en fait un sens très vague, car il peut se rapporter à plusieurs caractéristiques physiques de l'onde de crue.

I.1.4.1-La hauteur de crue :

La hauteur de crue est la hauteur maximale atteinte par l'eau au cours de la crue. Théoriquement c'est la caractéristique la plus importante, puisque c'est d'elle que dépend le débordement. Hydrologiquement, ce n'est pas la plus indiquée pour une évaluation de la crue, puisqu'elle varie d'un point à un autre et caractérise donc une section transversale donnée, mais non l'onde de crue se déplaçant le long du cours. De plus, la hauteur n'est pas toujours le meilleur indicateur de la gravité de la crue. Par exemple, une crue provoquée par un orage d'été peut être très haute, mais souvent de courte durée et de volume relativement réduit. En conséquence, l'inondation ne cause pas nécessairement beaucoup de dégâts, car elle met en cause une petite quantité d'eau et les terrains ne restent que peu de temps sous l'eau.

I.1.4.2- Le débit de pointe de la crue :

Le débit de pointe de la crue est la valeur maximale instantanée du débit pendant la crue. C'est une caractéristique hydrologique très commode; car elle se rapporte à l'onde de crue et non pas à une section transversale particulière. Bien qu'elle ne demeure pas constante à mesure que la crue descend le cours d'eau. Le débit de crue ne dépend pas non plus des variations locales du lit (érosion, sédimentation) comme la hauteur de crue:

c'est donc une caractéristique plus représentative non seulement pour la crue elle-même, mais aussi pour toute section transversale donnée.

Autre avantage: le débit de pointe d'une crue coïncide étroitement avec le moment où l'eau atteint son niveau maximal, ce qui donne donc une bonne indication de la hauteur. En réalité, ce débit de pointe est atteint avant le niveau maximal mais, dans la plupart des cas, la différence entre ce niveau maximal et celui qui correspond au débit de pointe est négligeable (Pierre Javelle, 2001).

I.1.4.3- Volume de la crue :

Le volume de la crue équivalant au volume d'eau transité par le système durant toute la durée de la crue, constitue une caractéristique indispensable chaque fois que les dégâts dépendent de la quantité d'eau qui inonde et dans les cas d'intervention visant à réduire le débit de pointe.

I.1.4.4- Durées relatives à un seul événement de crue :

La notion de durée est indispensable dans la description du régime des crues. C'est pourquoi de nombreuses durées ont été définies par les hydrologues. Les temps caractéristiques définis ci-dessous sont tous relatifs à un événement de crue. Ce sont des ordres de grandeurs, plutôt que des valeurs calculables avec précision. En effet, leur définition fait référence à une représentation très simplifiée de la transformation pluie-débit (en particulier les écoulements sont supposés être majoritairement des ruissellements). Les définitions suivantes sont issues de Roche (1963) citées par Pierre Javelle (2001)

Temps de réponse : Le temps de réponse est l'intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie efficace de la pointe de l'hydrogramme.

Temps de montée : Il s'agit de la durée écoulée entre le début de l'arrivée à l'exutoire du «ruissellement » et le maximum de l'hydrogramme.

Temps de base : Le temps de base est la longueur sur l'abscisse de la base de l'hydrogramme de ruissellement.

Temps de concentration : Le temps de concentration est la durée que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin hydrauliquement la plus éloignée de l'exutoire. On peut l'estimer en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie efficace et la fin du ruissellement.

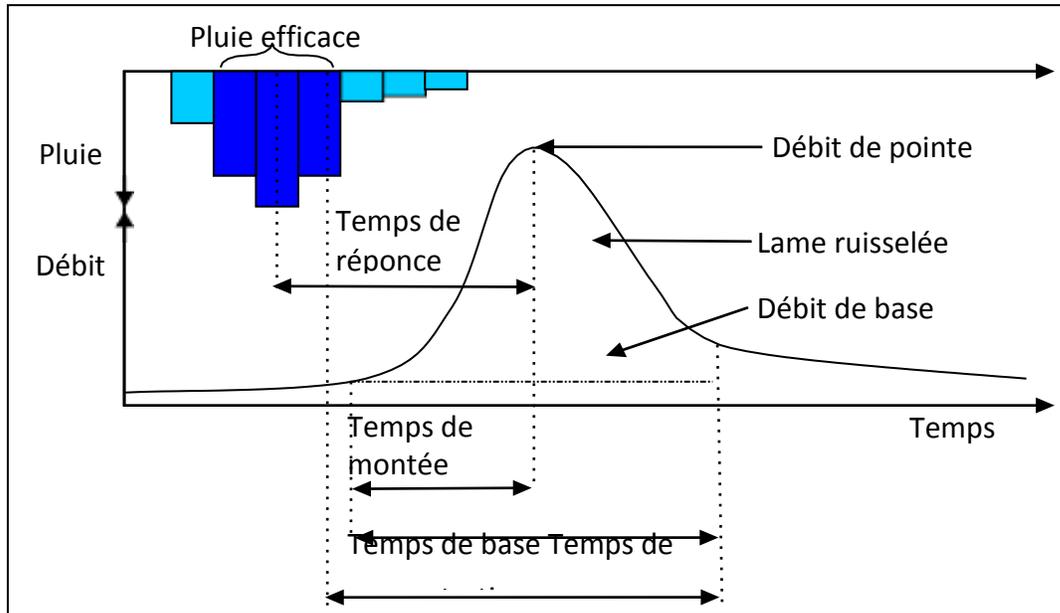


Figure I.3 : Durées caractéristiques relatifs à un hydrogramme de crue

I.1.4.5- La fréquence d'apparition d'une crue et la notion de temps de retour :

Lorsque l'on étudie des grandeurs comme les débits de crues d'un point de vue statistique, on cherche en règle générale à déterminer la probabilité pour qu'un débit donné ne soit pas dépassé. On nomme cette probabilité fréquence de non-dépassement ou probabilité de non-dépassement. Son complément à l'unité est appelé probabilité de dépassement, fréquence de dépassement ou encore fréquence d'apparition. On définit alors le temps de retour T d'un événement comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement.

Convenable pour une fin donnée, on recherche la fréquence des crues dont le volume dépasse un débit donné, ou de celles d'une certaine durée à certains niveaux de débit.

I.2- Revue bibliographique :

I.2.1- Les aspects théoriques :

Depuis Sherman (1932) qui, le premier, a formulé la théorie de l'hydrogramme unitaire, de nombreux auteurs se sont penchés et ont fait part de leur expérience et recherches sur les liaisons entre volumes, formes et coefficients d'écoulement des crues, en essayant de concevoir ou d'adapter diverses théories sur leur genèse et leur propagation. Plusieurs auteurs se sont efforcés d'améliorer la formulation théorique de ce phénomène. Après Sherman déjà cité, Horton (1933) a proposé une équation simple de répartition entre les parts des précipitations s'infiltrant et ruisselant; Roche M (1963, 1973) a apporté plusieurs contributions à la formulation mathématique. Juste après, Morel- Seytoux (1975) ont présenté de nouvelles formulations théoriques de l'infiltration.

L'approche hortonienne a commencé à être remise en cause par Hewlet et Hibert (1967), Dunne (1978) et Merot (1988) qui ont introduit la notion de surface de contribution variable, beaucoup plus adaptée aux mécanismes hydrologiques dominants dans les zones humides.

Fritsch (1990) a effectué une analyse historique de l'antagonisme et de la complémentarité de ces différentes théories.

I.2.2- Quelques œuvres relatives aux études des crues :

Depuis 1960 J. Rodier, assure la promotion et réalise ou participe aux principales publications relatives aux études des crues et des écoulements des petits bassins des zones tropicales africaines, dont il a été souvent le concepteur et l'instigateur. Nous devons tout d'abord signaler l'étude bien connue effectuée par Rodier et Auvray (1965) qui fournit une méthode d'évaluation des débits de la crue décennale des petits bassins, qui a souvent servi de référence, ouvrage qui n'a été complété que 20 ans après par Puech (1984), ainsi que par Hasnaoui (1985).

Après avoir publié en 1967 un inventaire sur les crues de faible fréquence recensées dans le monde, J. Rodier aborde en 1982 les problèmes posés par la transposition des résultats. Il fait ensuite le point sur les caractéristiques des crues des bassins des zones sahéliennes en 1985. Enfin Ribstein et Rodier (1989) effectuent une analyse de la forme et de la modélisation des crues du Sahel des petits bassins de moins de 10 km², travail qui réalise, en fait, la synthèse des résultats de plusieurs décennies de travail d'une nombreuse équipe. La synthèse relative aux crues des bassins de surface comprise entre 10 et 2.500 km² a été terminée récemment (Eric Cadier, 1993).

Plusieurs autres équipes ont également abordé le problème de l'étude des crues. Citons tout d'abord l'ouvrage publié par le CEMAGREF (Michel, 1990), qui présente une méthode pratique pour l'évaluation des débits maxima et la projection des hydrogrammes de crues, utilisable partout en France.

Il simplifie les concepts usuels, en présentant des résultats de manière pratique. Par exemple la formule de la crue biennale proposée par cet auteur est :

$$Q = KS^{0.8}$$

Oberlin (1980), Sakout et Guibot (1988) et Michel (1989) proposent plusieurs méthodes d'estimation régionale des débits maximums et Dubreuil P (1974 b) coordonne la publication d'une synthèse des résultats obtenus sur les bassins représentatifs français.

Citons enfin quelques travaux, évoqués par Eric Cadier en 1993, de portée moins générale, qui rapportent des chiffres relatifs à un seul bassin ou à de petites zones:

- Molinier (1981) signale des coefficients d'écoulement de crue de près de 100 % sur le bassin de la Comba au CONGO.
- Albergel (1987) propose pour une parcelle de sol nu recouvert d'une pellicule (GAGARA) une équation de lame ruisselée :

$$Lr = 0,96P-2,6.$$

Cet auteur met également en évidence, ces dernières années, du ruissellement au Sahel due à la dégradation de la végétation propice à l'apparition

d'effets dits de "surface".

- Thebe et Pontanier (1989) effectuent, sur un bassin du Nord Cameroun, une tentative de correction des résultats en fonction de la taille du bassin.
- Mentionnons enfin l'excellente et fine analyse des mécanismes hydrologiques du bassin de savane tropicale de BORO-BOROTOU, effectuée par Chevalier (1988).

I.3-Processus physiques responsable de la genèse et de la propagation des crues :

Lorsqu'il pleut sur un bassin versant, toute la difficulté réside dans la définition du partage de l'eau de la pluie entre ces différentes destinations possibles (évaporation, infiltration ou ruissellement..) ainsi que dans la définition des processus physiques mis en jeu pour réaliser chacune de ces tâches.

La transformation de la pluie en hydrogramme de crue se traduit par l'application successive de deux fonctions, nommées respectivement fonction de production ou fonction d'infiltration et fonction de transfert (figure I.4). La fonction de production permet de déterminer le hyétogramme de pluie nette à partir de la pluie brute.

La fonction de transfert permet quant à elle de déterminer l'hydrogramme de crue résultant de la pluie nette. Le passage du hyétogramme de pluie à l'hydrogramme de crue fait intervenir toutes les caractéristiques météorologiques, physiques et hydrologiques du bassin versant considéré.

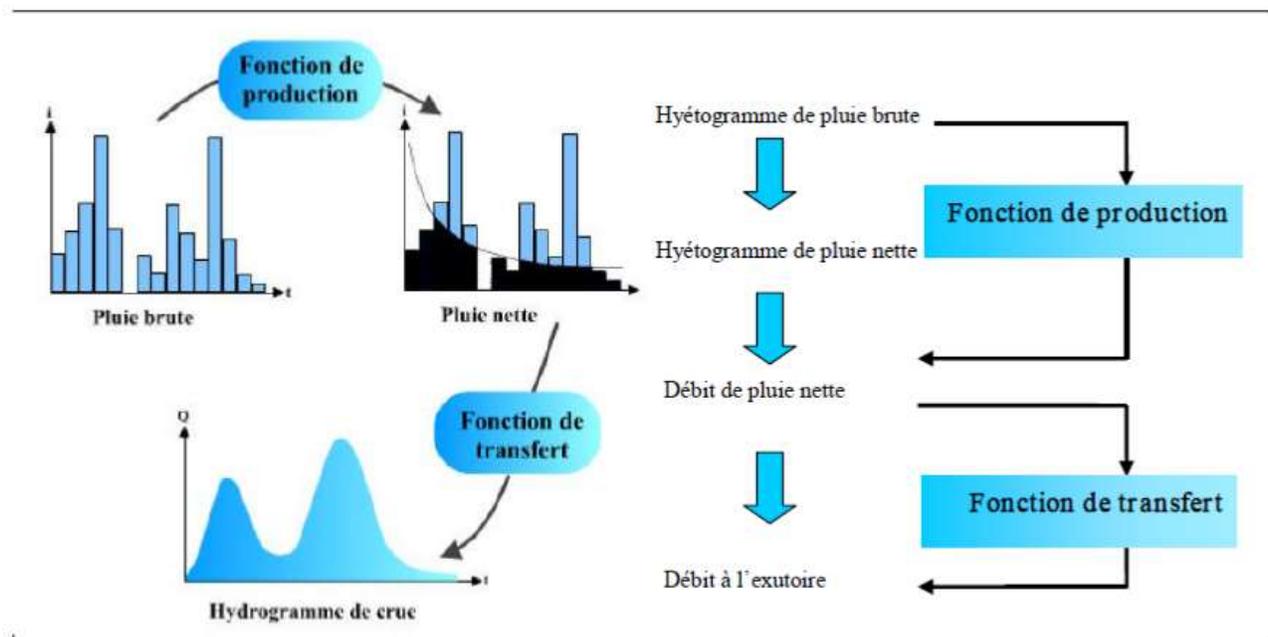


Figure 1.4: schéma général du processus de transformation pluie-débit

I.3.1- La pluie :

La genèse des crues pluviales est surtout fonction des caractères propres des précipitations (hauteur – intensité – durée) et, est déterminée en même temps par l’interaction complexe et combinée des divers éléments caractérisant le support de l’écoulement de surface : état hygrométrique des sols, pentes, densité de drainage et taux de couverture végétale ... etc. Mais la pluviométrie demeure le facteur le plus déterminant de ce processus.

D’après Garçon (1999), l’étalement de l’hydrogramme à l’exutoire d’un bassin est dû à 90% à l’étalement temporel de la pluie et à la fonction de transfert moyenne du bassin. Pour d’autre, la distribution spatiale et l’intensité de la pluie, n’ont comparativement qu’un rôle mineur. Obléd (1994) a abondé dans ce sens en précisant que les fluctuations pluviométriques spatiales, bien qu’importantes, ne sont pas suffisamment organisées pour prendre le dessus sur les effets du ruissellement (effets intégrateur et humidificateur) pour des bassins ruraux de quelques dizaines de km². D’un autre point de vue, celle-ci pourrait avoir des conséquences non négligeables sur les crues. Ceci a été souvent soutenu pour des grands bassins versants de quelques dizaines de milliers de km², mais beaucoup moins pour des petits.

Niemczynowicz (1987) précise que ceci est d'autant plus vrai que le petit bassin versant est urbanisé. Mais Krajewski (1991), Corradini, (1985) et Troutman (1983) ont suggéré que les petits bassins versants naturels montraient aussi une forte sensibilité aux hétérogénéités de la pluie. Datin (1998) remarque que l'hétérogénéité spatiale de la pluie peut quelques fois avoir un rôle effacé sur la réponse hydrologique du bassin, alors que d'autres fois ce rôle sera prédominant. (Cosandey et Robinson, 2000) estiment que les intensités, durées et extensions spatiales des précipitations sont des facteurs déterminants de la formation des écoulements de crues.

La pluie brute :

Pour un événement pluvieux donné, la réponse hydrologique d'un bassin dépend du volume précipité, mais également des variations d'intensité et de la durée de l'averse.

La pluie brute est caractérisée par son hytogramme dont les caractéristiques sont : L'intensité maximale ; La durée; Le volume.

- **La pluie nette :**

Représente la quantité de pluie qui ruisselle strictement sur la surface du terrain lors d'une averse. La pluie nette est déduite de la pluie totale, diminuée des fractions de toutes les pertes engendrées notamment par l'imbibition, les infiltrations, remplissage des micro-dépressions du terrain, rétention couverte végétale, rétention dans le sol, évapotranspiration et filtration.

I.3.2- Le ruissellement :

I.3.2.1- Théorie de Horton à propos du ruissellement:

Horton (1933) propose de calculer un taux d'infiltration moyen pour l'ensemble du bassin versant à l'aide d'une étude sommaire des chroniques pluie-débit. Il considère que les premières pluies s'infiltrent dans la couche superficielle du sol et la saturent rapidement. L'eau ne peut alors plus s'infiltrer qu'à une vitesse maximale correspondant à la conductivité hydraulique à saturation considérée constante dans le temps et dans l'espace.

Horton considère que lorsque l'intensité des pluies est supérieure à la capacité d'infiltration du sol, alors le ruissellement a lieu (figure I.5).

Il y a alors formation d'un écoulement en lame d'épaisseur croissante, qui répond aux lois des écoulements à surface libre. C'est ce ruissellement qui est à l'origine de la crue. L'ensemble du bassin versant contribue donc à l'écoulement de crue, par contre seule une partie des précipitations y participe. La partie infiltrée dans le sol est suivie par une percolation lente vers une nappe profonde.

Les transferts latéraux par la nappe profonde sont suffisamment retardés pour ne pas intervenir dans les volumes des crues. Les seuls qui interviennent sont les transferts latéraux se produisant à surface des sols.

En milieu semi aride, par exemple, où les sols sont couverts d'une croûte de surface et où les pluies sont relativement intenses, le schéma hortonien semble bien représenter le processus de genèse des crues (Esteves, 2000, Peugeot, 1997) cités par (Valérie, 2004). Cette conception de la genèse des crues a été souvent remise en question pour des bassins versants tempérés où le ruissellement superficiel direct est rarement observé.

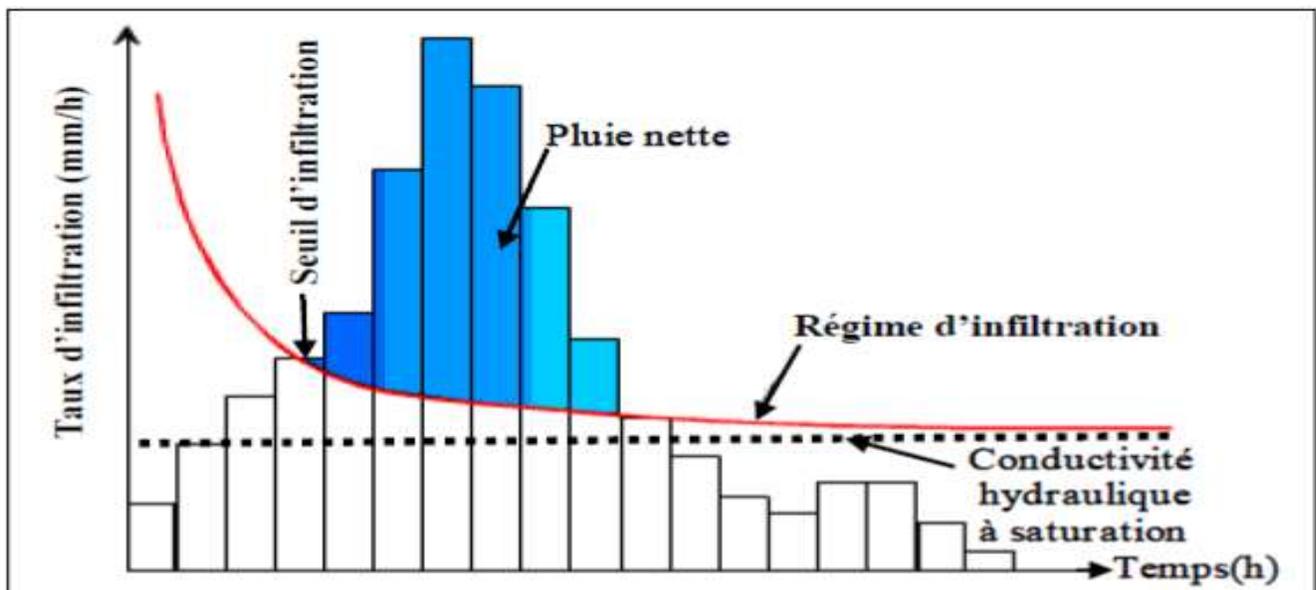


Figure I.5: Régime d'infiltration et capacité d'infiltration d'un

I.3.2.2- Théorie des aires contributives saturées :

Dès 1960, (Cappus, 1960) a évoqué des phénomènes de genèse de crue bien différents de ceux de Horton. Il parle d'un ruissellement provoqué par la totalité de la pluie tombant sur un sol saturé ou imperméable, dont l'étendue varie avec le niveau de la nappe phréatique. Le bassin étudié était un bassin du Massif Central agricole et pastoral soumis à un climat tempéré. Reprenant cette idée, (Hewlett, 1961) mentionne la notion de « surfaces contributives », qui sera reprise par (Hewlett et Hibbert, 1967) en précisant l'idée que les écoulements sub-surfaciques peuvent générer des contributions significatives dans les hydrogrammes de crue et non pas seulement le ruissellement surfacique, suite à des expériences réalisés aux USA. Depuis cette théorie a fait son chemin (Dunne, 1983). On parle aujourd'hui d'aires contributives saturées sur lesquelles le ruissellement apparaît par refus d'infiltration d'un sol saturé (dépassement d'un seuil de saturation) car la totalité de la porosité est déjà occupée par de l'eau. La nappe affleure alors la surface du sol. On parle de « saturation du sol par dessous ».

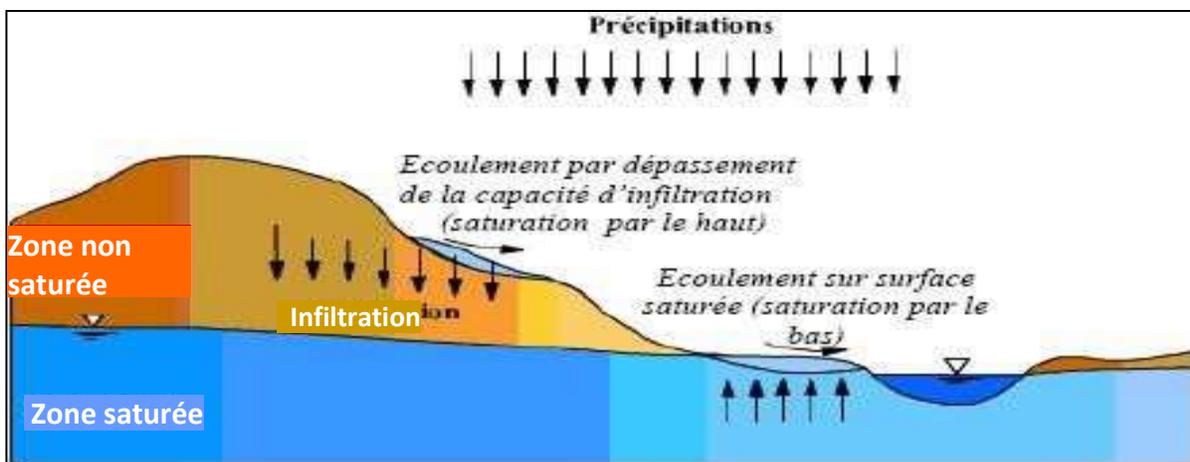


Figure I.6: génération du ruissellement par saturation par le bas et par saturation par le haut

I.3.3 - Etat et caractéristiques du bassin versant :

A un même apport d'eau et d'énergie ne correspond pas forcément la même réponse débit. Elle dépend aussi largement des conditions initiales dans le quel se trouve le bassin versant en terme de bilan hydrologique. Cette non linéarité trouve sa justification dans les conditions initiales du bassin versant (Valérie, 2004) qui font l'objet de différentes combinaisons en fonction de :

- La morphologie du bassin versant (la forme, dimension, altimétrie, orientation des versants) ;
- Les propriétés physiques du bassin versant (nature des sols, couvertures végétale,...)
- La structure du réseau hydrographique (extension, dimension, propriétés hydrauliques, ...)
- Etats antécédents d'humidité des sols.

I.4 - Méthodes d'estimation des crues :

En général, l'estimation des crues se situe à trois niveaux d'appréciation issus : de mesures, d'enquêtes et de calcul. Elle dépend également d'autres critères, telle la fréquence d'apparition ou le temps de retour.

I.4.1- Les mesures :

Les mesures peuvent être classées en deux catégories :

- La mesure standard de la hauteur de l'eau ;
- Mesures de délaisses et traces de crue dans l'environnement après la crue (hauteur des herbes couchées, de l'érosion sur les berges, de traces des conséquences du passage de l'eau sur des cultures, des arbres, des édifices). En conséquence, il faut considérer les mesures de crue avec beaucoup de prudence, spécialement lors d'événement majeurs, mais il ne faut pas les rejeter non plus car tout de mêmes utiles a des estimations « grossières » ou a des ordres de grandeurs, qui permettent de « contrôler »

les résultats de calcul issus d'application de méthodes pluie élaborées.

I.4.2- Les enquêtes :

Les enquêtes peuvent être effectuées à deux niveaux :

Immédiatement après une crue spécifique, auprès des personnes qui ont vécu l'évènement. Cette enquête permet d'obtenir des informations qu'il faut analyser avec la même prudence que pour celles concernant les mesures.

- En archive et ou par le biais d'autres enquêtes personnelles, pour retrouver des informations historiques sur le comportement des crues dans une région ou pour une rivière donnée. L'enquête historique permet plus de situer l'évènement dans sa chronologie (donc utile à la fréquence d'apparition de la crue dans un contexte géographique et socio-économique spécifique) que d'estimer ses grandeurs. De telles informations sont également très utiles pour définir une « crue de projet » lors de dimensionnement d'ouvrages ou d'évaluation des risques hydrologiques.

I.4.3- Les méthodes de calculs :

Au niveau technique, elles doivent être adaptées essentiellement aux mesures et aux informations disponibles.

Au niveau de leur degré de développement et indirectement, à celui de leur coût, elles doivent prendre en considération l'importance des aménagements à mettre en place et/ou celle des valeurs socio-économiques des biens que l'on souhaite protéger.

De manière générale, les méthodes de calcul utilisées se répartissent comme suit, fonction surtout des données disponibles dans la zone où l'on souhaite procéder à leur application.

-Pas ou peu de données disponibles : Application de méthodes analogique, régionales, empiriques ou pseudo empiriques.

- Données concomitantes de pluie et de débit (au même pas de temps) : Application de méthodes déterministes.

- Données existantes et en suffisance de pluie et de débit : Application de méthodes statistiques qui peuvent être couplées aux méthodes déterministes.

I.5- Estimation du débit maximum d'une crue :

Le choix du débit maximum d'une crue peut résulter soit d'une étude de conséquences soit il est fixé et ne doit pas dépasser, cela dépend de l'utilisateur.

Plusieurs méthodes sont utilisées, le choix est très grand et très difficile où certains pays ont même normalisés la méthode d'estimation.

Ces méthodes peuvent être classées en trois groupes :

I.5.1- Méthodes basées sur l'historique des crues :

Cette méthode très ancienne repose sur l'idée qu'on ne verra jamais pire que ce qu'on a déjà vu dans un passé suffisamment répandu. Elle est toujours utilisée lorsqu'on ne dispose pas d'observations sur le débit maximum enregistré lors d'une crue exceptionnelle et où actuellement, on a la tendance à l'oublier. L'information déduite des crues historiques est précieuse et constitue une banque de données très importante. Elle peut être définie comme l'étude des crues anciennes antérieures à leur mesure directe par des techniques modernes, dont le but est de définir des crues des périodes historiques en vue de compléter les données existantes,

De les comparer avec d'autres méthodes et d'améliorer le degré de précision des valeurs résultant de l'application des méthodes d'extrapolation statistiques.

I.5.2- Les méthodes probabilistes :

Que l'on peut ranger en :

- Méthodes à échantillonnage fixé comme la méthode maximum annuelle qui est simple et très répandue dans le monde et qui reste très insuffisante pour des échantillons de taille inférieure à 30.

- Méthodes hydrométéorologiques comme les méthodes de Gradex mes valable pour des bassins versants limités ($S < 20\,000\text{ km}^2$) et homogènes.

- Méthodes stochastiques très utilisées pour simuler des variables complexes par la modélisation statistique du processus à l'échelle journalière et mensuelle. Cependant, elles contrôlent très mal les incertitudes (Masson, 1991)

- Méthodes du type renouvellement dont le principe est de probabiliser d'une part les débits de toutes les crues qui dépassent un certain seuil critique et d'autre part l'occurrence d'apparition dans le temps de ces crues pour recomposer par la suite ces deux aléas afin d'obtenir le risque annuel de dépassement d'un certain débit. L'avantage de cette méthode est de prendre en considération l'aspect temporel du processus et mieux analyser l'information (Masson, 1991).

I.5.2.1- La méthode du GRADEX :

La méthode du Gradex conçue par des ingénieurs d'Electricité de France ; Guillot et Duband en 1967, pour apporter une réponse au problème du dimensionnement des évacuateurs de crue des barrages hydro-électriques. Cette méthode exploite la forte liaison pluie-débit pour les fortes crues,

elle se fonde sur trois hypothèses :

- Les cumuls pluviographiques sur différentes durées suivent une loi exponentielle, souvent on prend celle de Gumbel. La pente des distributions de ces intensités sur papier de "Gumbel" est appelée Gradex. On choisira pour appliquer la méthode, une durée au moins égale au temps de concentration du bassin versant considéré. Dans la plupart des applications, on utilise les distributions des cumuls de pluie sur une durée de 24 heures, les données de pluies journalières étant plus nombreuses que les données pluviographiques mesurées à des pas de temps plus fins.
- Capacité limite de la rétention du sol atteinte à partir d'une certaine période de retour qui implique un parallélisme entre les distributions de pluie et de débit (calculés sur une même durée).
- L'invariance de la forme de l'hydrogramme de crue unitaire pour les fortes pluies : c'est-à-dire le rapport débit de pointe sur le débit moyen durant la crue, appelé « coefficient de forme » est indépendant du volume de la crue.
- Selon Eric Gaumme (2003), ces hypothèses ont été vivement critiquées (Beran, 1981 ; Reed, 1994) notamment la prise en compte du parallélisme asymptotique de la distribution des débits avec celle des pluies.

I.5.2.2- Les méthodes reposant sur l'association d'un générateur stochastique de pluie et d'un modèle pluie-débit :

Ce type d'approche est fréquemment utilisé dans le cadre de l'estimation des débits et des lames écoulées pour des fréquences rares dans le cas où peu de données pluie-débit sont disponibles. Il s'agit en fait de générer stochastiquement des chroniques de pluie simulées. A partir d'une chronique de pluies observées de 10 ans par exemple, on peut générer des chroniques de pluies simulées de 100 ou 1000 ans. Ces chroniques de pluies simulées sont ensuite transformées en chroniques de débits simulés au moyen d'un modèle pluie-débit.

Le classement des pluies et des débits simulés permet de tracer leurs distributions de fréquences empiriques pour toutes durées et d'en déduire les quantiles pour l'ensemble de la gamme de fréquences. Les quantiles de pluie et de débit ainsi obtenus ne sont cependant pas les quantiles réels. Nous ne présenterons pas ici toutes les méthodes existantes reposant sur l'association d'un générateur stochastique de pluie et d'un modèle pluie-débit. Juste, à titre d'exemple, nous citons la méthode SHYPRE.

I.5.2.2.1- La méthode SHYPRE :

La méthode SHYPRE (acronyme de Simulation d'HYdrogramme pour la PREdétermination des crues) développée par le Cemagref dans l'arc méditerranéen, puis elle a été étendue aux milieux tropicaux et tempéré (Arnaud, 1997). La méthode est architecturée comme suit :

- La première étape de la modélisation est la phase de calage du modèle de pluie et du modèle pluie- débit à partir des événements observés. Pour ces derniers, on doit disposer à la fois de données de pluies horaires et d'hydrogrammes à pas de temps horaire.

- Une fois les deux modèles calés, on procède à la simulation d'un grands nombre d'épisodes de pluie qui sont transformés en hydrogrammes de crue par GR3H.

- La phase de validation consiste à vérifier que les événements de crue simulés suivent les mêmes distributions de probabilités que les événements observés. Si la méthode est validée, on peut utiliser les événements simulés pour prolonger les distributions de probabilités jusqu'à des périodes de retour élevées.

I.5.3- Formules et méthodes empiriques et semi empiriques :

Ces formules sont nombreuses, elles sont basées sur l'expérimentation ou sur certaines informations propres à certaines régions pour lesquelles elles ont été déterminées. Ces formules empiriques sont à prendre avec précaution dans le sens où si elles sont valables dans une région, elles ne le sont pas dans d'autres et donnent souvent des valeurs sous-estimées ou surestimées.

I.5.3.1- La méthode rationnelle :

Le concept de la méthode ou formule rationnelle doit son origine à un ingénieur irlandais Mulvanay responsable de drainage agricole au siècle dernier (1850). Malgré de nombreuses hypothèses simplificatrices, c'est probablement de loin la formule la plus connue et la plus utilisée essentiellement à cause de sa simplicité. Sa conception est cependant fondée sur une loi physique extrêmement simplifiée : la lame d'eau écoulee est proportionnelle au volume précipité sur l'ensemble du bassin. Le coefficient de proportionnalité appelé coefficient de ruissellement est constant. Le volume de pluie précipite sur le bassin pendant une durée correspondant au temps de concentration du bassin. La méthode rationnelle suppose également que le temps de montée est égal au temps de concentration. Son expression est la suivante [10]:

$$Q = u \cdot \alpha \cdot i \cdot S \quad (I-1)$$

α : Coefficient de ruissellement (ou coefficient d'écoulement) du bassin versant qui dépend de l'état du sol et de sa couverture végétale ;

i : Intensité de la pluie pour une durée choisie en fonction du temps de concentration t_c

S : Superficie du bassin versant;

u : Coefficient qui est fonction des unités choisies.

m

Avec S en ha , i en mm/h et $u=0.0028$ on obtient Q en

3

/

s

I.5.3.2- Formule d'Iskowski (1886) [69] :

Après analyse des crues observées sur 30 cours d'eau européens, Iskowski a tiré la formule suivant :

$$Q = \lambda \times m \times \bar{H} \times S \quad (\text{I-2})$$

\bar{H} : module pluviométrique
moyen annuel.

m : coefficient variant de 10 à 1 lorsque la superficie du bassin passe de 1 à 25000 km²

λ : Coefficient caractérisant la morphologie du bassin, il varie entre 0.017 et 0.8
 S : superficie du bassin versant.

I.5.3.3- Formule de Lauterburg (1887) [69] :

En 1887, Lauterburg a proposé une formule applicable aux bassins versants de petites tailles: pour $1\text{km}^2 < S < 500\text{km}^2$

$$q_{\max} = \varphi \frac{1120}{31 + S} \quad (\text{I-3})$$

φ : Coefficient exprimant à la fois la pente du bassin versant, le type de sol et la végétation.

I.5.3.4- Formule de Hofbauer (1916) [10] :

La formule suivante proposée en 1916 par Hofbauer pour déterminer le débit d'un bassin versant de petite taille.

$$q_{max} = \frac{60}{\sqrt{S}} \quad (I-4)$$

φ : Coefficient exprimant la nature du terrain S : la superficie en km^2 ..

I.5.3.5-Formule de Kursteiner (1917) [10] :

Cette formule proposée en 1917 par Kursteiner est donnée en fonction d'une variable a et la superficie de bassin versant :

$$q_{max} = \frac{a}{\sqrt[3]{S}} \quad (I-5)$$

a : Coefficient compris entre 9 et 12 S : la superficie en km^2 .

I.5.3.6-Formule de Melli (1924) [10]

Pour les petits bassins versants d'une superficie inférieure à $500Km^2$. Melli a proposé la formule suivante pour la détermination du débit spécifique maximum de la crue pluviale:

$$q_{max} = Q \cdot \frac{18.5}{\sqrt[6]{S}} \quad (I-6)$$

Pour $1 Km^2 < S < 500 Km^2$

φ : Coefficient dont la valeur moyenne est 0.4.

I.5.3.7-Formule de Forsaith (1949) [10] :

Après une étude exhaustive des débits de pointes et leurs fréquences de récurrence des divers cours d'eaux des Prairies, Forsaith a proposé en 1949 la formule suivante de calcul des débits de pointe.

$$Q = \alpha(32,3S^{0,5}T^{0,44}) \quad (\text{I-7})$$

Q : Débit maximal (m^3/s) égalée ou dépassée en moyenne une fois sur une période de T années ;

α : Coefficient de ruissellement. Forsaith a proposé des valeurs de α en fonction des caractéristiques des bassins notamment type de sol, type de végétation et la pente.

S : Superficie de drainage (km^2).

I.5.3.8-Courbes enveloppes (Francou et Rodier, 1967) :

Cette méthode consiste à porter les pointes des crues maximales observées dans une région de caractéristiques homogènes en fonction de la surface du bassin, permettant ainsi de tracer une courbe enveloppe des points correspondants. Francou et Rodier en 1967 ont appliqué cette méthode à l'échelle mondiale et on proposé la formule suivante

$$\frac{Q}{Q_0} = \left(\frac{S}{S_0}\right)^{1-K/10} \quad (\text{I-8})$$

$$Q = 10^6 \text{m}^3/\text{s}; \quad S_0 = 10^8 \text{Km}^2$$

k : est un coefficient compris entre 0 et 7 et fonction des divers facteurs climatiques et géographiques

Les graphes $\log Q=f(S)$ sont des droites dont k est constant pour chacune d'elles, elles sont des enveloppe des crues maximales observées dans des région hydrologiques homogènes; convergent en un point dont les coordonnées S_0 et Q_0 représentant respectivement et approximativement la superficie total du globe (y compris les lacs et non compris les diserts et la calottes polaires) et le débit moyen annuel de l'ensemble des cours d'eaux drainant ces surfaces.(Llamas j, 1993) .

Pour les conditions des petits bassins versants du nord de l'Algérie, avec des données d'observations de crues rapportées dans 13 stations distribuées dans les sous bassins centrales et ouest, il peut être apprécié dans le graphique ci-joint les points données des principales crues observées sont groupées autour de $k = 4$. La formule des courbes déduite pour les conditions de cette région est la suivante (Benfares, 1992):

$$Q_{max}=10^6 \left(\frac{S}{10^8} \right)^{0.6} \quad (I-9)$$

Q_{max} : Débit maximal de la crue, en m^3/s , du bassin de surface S , en km^2 .

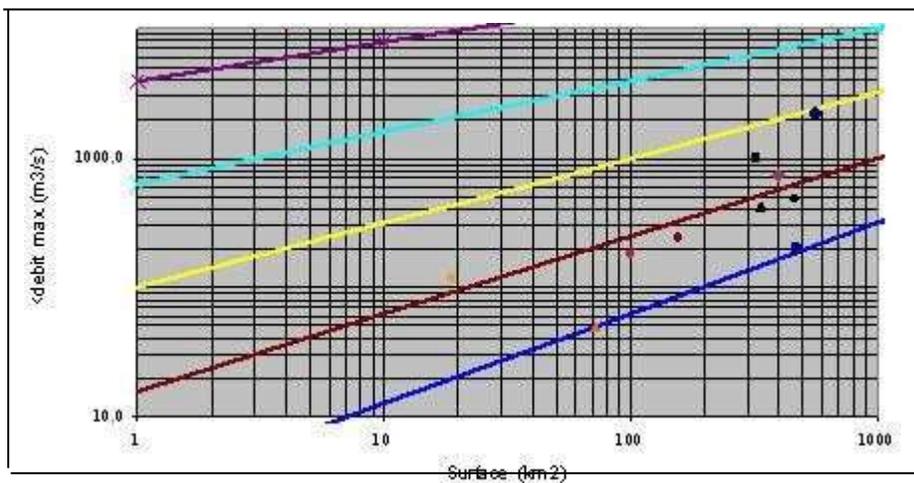


Figure I.7: courbe enveloppe de Froncou et Rodier pour la région nord del'Algérie (surface du bassin versant entre 19 et 567 km^2)

I.5.3.9- Méthode CRUPEDIX :

La méthode CRUPEDIX permet l'estimation du débit instantané décennal à partir de la pluie journalière décennale et de la surface. Sa formulation a été obtenue par une approche statistique multivariable réalisée sur 630 bassins versants dont les surfaces varient entre 1,4 km² et 52000 km² (Benjamin Graff, 2004) :

$$Q_{10\%} = S^{0.8} \left(\frac{P_{j10\%}}{80.} \right)^2 c_r \quad (\text{I-10})$$

c_r : coefficient régional ;

$Q_{10\%}$: le débit décennal de pointe (m³/s) ;

$p_{j10\%}$: la pluie journalière décennale (mm) ;

S : la surface du bassin (km²).

L'incertitude de la méthode est grande. Galéa et Ramez (1995), indiquent que l'on peut estimer avec une probabilité de 70 % que la vraie valeur du débit décennal est comprise entre la moitié et le double de la valeur estimée. Ainsi, en zone de montagne, la faible représentativité des petits bassins versants torrentiels au sein de l'échantillon induit une incertitude encore plus forte. Pour cette raison, la méthode a été modifiée pour pouvoir s'adapter aux petits bassins versants. A partir des informations disponibles sur 80 bassins de moins de 90 km² du quart sud-est de la France, deux nouvelles formulations ont été développées suivant que l'on connaît ou non la valeur du module interannuel Q_{ma} (m³/s) :

$$Q_{ma} \text{ connu} : Q_{10\%} = S^{0.8} \left(\frac{p_{j10\%}}{32} \right)^{1.5} \left(\frac{Q_{ma}}{S} \right)^{0.4} C_{r1} \quad (\text{I-11})$$

$$Q_{ma} \text{ Inconnu} : Q_{10\%} = S^{0.9} \left(\frac{p_{j10\%}}{32} \right)^{0.8} (D_S)^{0.3} C_{r2} \quad (\text{I-12})$$

Avec : D_s , le dénivelé spécifique, égale à

$$(H_{5\%} - H_{95\%}) \sqrt{\frac{l_e}{L_e}} \text{ (m)} ; \quad (\text{I-13})$$

$H_{x\%}$, : l'altitude dépassée par x% de la superficie du bassin

versant (m) l_e et L_e , : la largeur et la longueur du rectangle équivalent (m) ;

C_{r1} et C_{r2} , : coefficients régionaux obtenus à partir des cartes.

I.5.3.10- Méthode SOCOSE :

La méthode SOCOSE développée en France par le CEMAGREF qui emploie cette fonction pour estimer la crue décennale sur un petit bassin non jaugé. A l'inverse de la précédente, la méthode SOCOSE permet d'évaluer le débit instantané décennal ainsi que la durée caractéristique de la crue, définie ici comme la durée pendant laquelle le débit est supérieur à la moitié du débit de pointe. Sa formulation a été établie à partir de l'observation de 5000 crues sur 187 bassins versants ruraux de 2 à 200 km². Elle associe un hyétogramme de projet, la fonction de production SCS et un hydrogramme unitaire analytique (Galéa et Ramez, 1995).

La formulation de la méthode SOCOSE est la suivante :

$$Q_{10\%} = \xi \frac{I_p S \rho^2}{(15 - 12\rho)(1.25D)^b} \quad (\text{I-14})$$

$$\ln(D) = -0.69 + 0.32 \ln(S) + 2.2 \sqrt{\frac{P_a}{P_{j10\%} \cdot t_a}} \quad (\text{I-15})$$

$$J = 260 + 21 \ln\left(\frac{S}{L}\right) - 54 \sqrt{\frac{P_a}{P_{j10\%}}} \quad (\text{I-16})$$

$$I_p = \frac{24^b P_{j10\%}}{21 \left(1 + \frac{\sqrt{S}}{30 \sqrt[3]{D}}\right)} \quad (\text{I-17})$$

$$\rho = 1 - \frac{0.1J}{I_p(1.25D)^{1-b}} \quad (\text{I-18})$$

ou :

D : la durée caractéristique de la crue (h) ;

p_a : la pluie moyenne interannuelle (mm) sur un bassin de superficie S (km²);

t_a : la température moyenne interannuelle ramenée au niveau de la mer (°C)

L : la longueur du chemin hydraulique le plus long depuis l'exutoire (km) ;

b : le paramètre de la loi de Montana liant l'intensité I de la pluie décennale à sa durée t

I_p : indice pluviométrique ;

J : paramètre intermédiaire (infiltration de la fonction de production S.C.S.) ;

ρ : paramètre intermédiaire compris entre 0.1 et 1.2;

ξ : coefficient correcteur proche de 1, définie par un abaque en fonction de ρ et b.

I.5.3.11- Formule de Sokolovsky (1968):

$$Q_{P\%} = 0.28 \times f \times \alpha \times S \times \left(\frac{P_{tc,p\%} - P_0}{tm} \right) \quad (\text{I-19})$$

Q : débit maximal fréquentiel de la crue, en m³/s, du bassin de surface S, en km² ;

f : coefficient de forme de l'hydrogramme ;

α : coefficient de ruissellement ;

$P_{tc,p\%}$: lame de pluie durant t_c de fréquence P% ;

P_0 : lame des pertes initiales ;

γ : Coefficient de Sokolovsky, égal au rapport entre le temps de décrue et le temps de montée.

I.5.3.12-Formule de Possenti [10] :

$$Q_{max} = \frac{\lambda \cdot P_{24}}{L} \left(S_m + \frac{S_p}{3} \right) \quad (\text{I-20})$$

λ : Coefficient caractérisant la longueur du thalweg $700 \leq \lambda \leq 800$;

P_{24} : Pluie maximale (mm) d'une durée de 24 heures ;

L : Longueur du thalweg (m) ;

S : Surface (km^2) de la partie montagneuse;

S_p : Surface (km^2) de la partie plate.

I.5.3.13- Formule de Turazza [10]:

$$Q_{max} = \frac{\alpha P S}{3.6 t_c} \quad (\text{I-21})$$

α : Coefficient de ruissellement du bassin versant;

P : Hauteur totale maximale (mm) des précipitations pendant une durée égale à t ;

S : Superficie du bassin versant (km^2) ;

t_c : Temps de concentration (heure)

I.5.3.14- La formule Bejaia'2000 [50] :

Considérant un hydrogramme de crue transformé par rapport à son ordonnée maximale de sorte que la surface sous la courbe reste la même (fig.I.8).

L'équation de la nouvelle courbe s'écrit

$$q=q_{max} \left(1 - \frac{t}{T_b}\right)^m \quad (\text{I-22})$$

Après intégration, on obtient la formule du débit spécifique maximal.

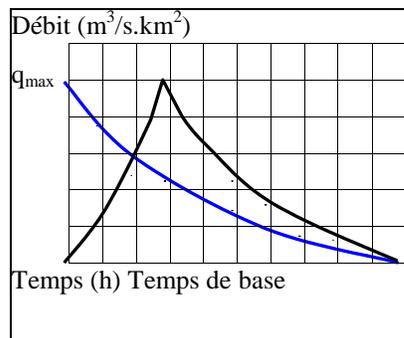


Figure 1.8 :Hydrogramme transformer à son maximum

$$q_{max}=0.28(m + 1) \frac{R}{T_b} \quad (\text{I-23})$$

0.28:coefficient de conversion des unités, quand q_{max} est exprimé en $m^3/(s.km^2)$,

Le temps de base de la crue T_b en heures , la lame ruisselée R en mm.

m : Coefficient de forme de la crue.

La formule a été vérifiée par des données hydrométriques du nord de l'Algérie

I.6-Estimation du temps de concentration :

Le temps de concentration est une caractéristique importante dans la formation de la crue pluviale et son débit de pointe. Pour les crues, cette variable caractérise la durée que met la portion constituant le noyau maximum central de la pluie pour se transformer en ruissellement et qui génère le débit maximum de la crue. L'estimation de ce temps de concentration pose de nombreux problèmes. Il se mesure de la fin de la pluie efficace à la fin de l'écoulement superficiel en analysant les événements « averse-crue ». Cependant cette analyse nécessite l'existence de données concomitantes de pluies et de débits, ce qui n'est pas toujours possible (Galéa et Ramez, 1995). Le recours aux formules empiriques est donc inévitable. Elles sont nombreuses dans la littérature et conduisent à des écarts sur l'estimation du temps de concentration pouvant atteindre 500% (Papadakis et Kazan, 1986). Pour les petits bassins versants ruraux, le temps de concentration peut être considéré comme très proche du temps de montée au pic (Chow, 1964).

Le temps de concentration pour un mouvement uniforme, exprimé en *heurs*, est définie par le rapport de la longueur du cours d'eau principal L (*km*) et la vitesse de concentration V_C (*km/h*). Il est donné par la relation suivante :

$$t_c = \frac{L}{V_C} \quad (\text{I-24})$$

Nous citons les formules qui nous semblent applicables:

I.6.1- Kirpich (1940) [68] :

Cette formule est adaptée aux bassins versants dont la superficie varie entre 0,4ha et 81ha, dont les sols sont argileux et dont la pente moyenne est comprise entre 3% et 10%. Le temps de concentration est alors calculé à partir de la relation suivante:

$$t_c = 32.45 \times 10^{-5} L^{0.77} I^{-0.385} \quad (\text{I-25})$$

t_c : Temps de concentration en h;

L : La longueur du cours d'eau principal exprimé en m ;

I : Pente longitudinale moyenne du bassin versant, en suivant l'écoulement de l'eau. Cette pente est calculée entre les points qui se trouvent à 10 % et à 85 % de la distance totale entre le point le plus éloigné de l'exutoire du bassin versant (en termes de temps de parcours de l'eau) et l'exutoire du bassin versant. Exprimée en m/m.

I.6.2- Mockus (1957) [68] :

Cette méthode est adaptée aux bassins versants de superficie variant entre 4ha et 1000 et qui sont caractérisés par une pente longitudinale moyenne inférieure à 1% et par des sols limoneux ou argileux.

$$t_c = \frac{L^{0.8} \left[\frac{1000}{n} - 9 \right]^{1.67}}{2083(100I)^{0.5}} \quad (\text{I- 26})$$

t_c : Temps de concentration en h;

L : La longueur du cours d'eau principal exprimé en m ;

I : Pente du cours d'eau principal en m/m.

n : Coefficient représentant l'effet des conditions de surface du bassin versant sur le ruissellement. Il prend en compte l'ensemble des caractéristiques physiques et l'utilisation du sol de l'ensemble du bassin versant.

I.6.3- Befani (1989) [5] :

Le temps de concentration pour les petits bassins versants est exprimé par:

$$t_c = \left(\frac{L}{0.75 S^{0.2} I^{0.33}} \right) \quad (\text{I-27})$$

Où :

L : La longueur du cours d'eau principal exprimé en m ;

S : La superficie du bassin versants, en km^2 ;

I : La pente moyenne du talweg principal, en ‰ .

I.6.4- Formule de Sorgreah (1986) [46] :

Une formule a été développée par Sorgreah sur la demande de L'ANRH, elle est vérifiée et recommandée pour les petits bassins versants de l'Algérie, s'écrit:

$$t_c = 3 \left(\frac{S.L}{(10.I)^{3/2}} \right)^{1/4} \quad (\text{I-28})$$

Où:

t_c : Temps de concentration en heure.

L : La longueur du cours d'eau principal exprimé en km ;

S : La superficie du bassin versants, en km^2 ;

I : La pente moyenne du talweg principal, en %.

I.6.5- Formule de Giandotti [46] :

Développée en Italie, elle est exprimée comme suit:

$$t_c = \frac{4\sqrt{S}}{0.8\sqrt{H_{moy}-H_{min}}} + \frac{1.5L}{0.8\sqrt{H_{moy}-H_{min}}} \quad (\text{I} - 29)$$

Où :

H_{moy} : Altitude moyenne, en m ;

H_{min} : Altitude minimale, en m ;

L : La longueur du cours d'eau principal exprimé en m ;

S : La superficie du bassin versants, en km^2 .

I.6.6- Formule d'Ivanenko [46] :

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

$$t_c = \frac{L}{aS^{1/3}.I^{1/2}} \quad (\text{I-30})$$

Où: $a = f(S)$: Coefficient qui dépend de la superficie du bassin versant;

S : Superficie du bassin versant, en km^2 ;

$$I = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{L} \text{ ‰: pente brute.}$$

I.6.7- Formule de Goptchenko (1989) [37] :

La formule de Goptchenko est développée pour la région steppique de l'Ukraine:

$$t_c = \frac{L}{(1.19S^{0.14}I^{0.33})} \quad (\text{I-33})$$

L : La longueur du cours d'eau principal exprimé en km ;

S : La superficie du bassin versant, en km^2 ;

I : La pente moyenne du talweg principal, en ‰.

I.7- Détermination des hydrogrammes de crues probables :

Pour tenir compte de l'accumulation des eaux dans un barrage par exemple et pour déterminer le degré de laminage du débit maximum lors du passage de la crue à travers le barrage, il est nécessaire de connaître, non seulement le débit de pointe, mais aussi l'hydrogramme du flux dans le barrage. Les principaux éléments de l'hydrogramme sont : son volume, le débit maximum et la durée de la crue. Il existe plusieurs méthodes de projection des hydrogrammes des crues:

- Crues types observées;
- Schématisation géométrique;
- Equations analytiques;
 - En tenant compte de la dynamique de la pluie et la répartition des surfaces versantes.

A titre d'exemple, on cite les méthodes les plus utilisées dans la pratique hydrologique:

I.7.1- Hydrogramme unitaire :

L'hydrogramme unitaire pour un bassin versant est défini comme l'hydrogramme de débit résultant d'une unité de volume d'écoulement direct répartie uniformément sur le bassin versant à une vitesse uniforme et pendant un intervalle spécifié (Mohamed salafi, 1999).

La mise au point de la méthode de l'hydrogramme unitaire est attribuée à Sherman 1932, son utilisation permet d'obtenir des hydrogrammes engendrés par n'importe quelle pluie.

.Les principales hypothèses de cette approche, citées par Llamas (1993), sont les suivants :

-L'univocité entre les précipitations et le débit pour des averses ayant les mêmes caractéristiques d'intensité et de durée ;

-La linéarité entre les averses unitaires de différentes intensités et les débits correspondants.

-La répartition spatio-temporelle de la pluie efficace est la même pour toutes les pluies de durées identiques.

-L'invariance dans le temps, en effet pour deux pluies identiques en hauteur et en durée mais décaler dans le temps, les formes des hydrogrammes unitaires sont les mêmes.

Selon ce concept, les temps de base sont égaux pour toutes les crues dues à des pluies de même durée, et deux crues générées par deux pluies de même durée sont alors proportionnelles (figure I.9). Par conséquent, l'hydrogramme de crue correspondant à une pluie d'une durée donnée est calculé par la convolution de l'hydrogramme unitaire.

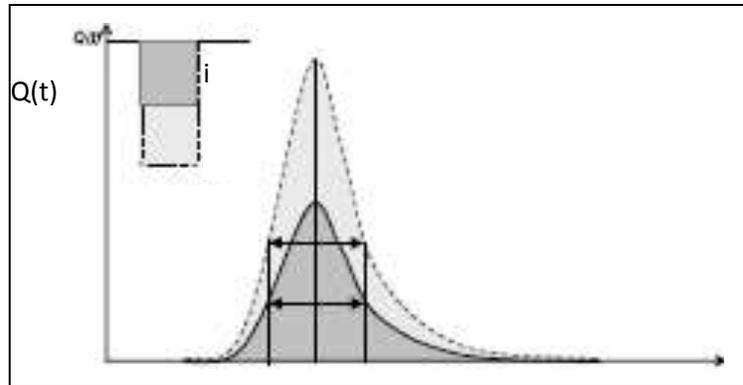


Figure 1.9 : Réponses à deux pluies de même durées, d'après la théorie de l'hydrogramme unitaire

Llamas a souligné que les hypothèses précédentes sont très restrictives et peuvent rarement être satisfaites dans la réalité. En effet les deux premières sont en particulier inapplicables pour des petits bassins ou certains paramètres comme les conditions antérieures d'humidité du sol, l'état de la couverture végétale, l'utilisation du territoire, etc., contribuent à développer des relations conditionnelles et non linéaires entre les précipitations et les débits générés. Quant aux deux dernières hypothèses, elles peuvent être acceptables pour de petits bassins : il est évident que lorsque les dimensions de ceux-ci augmentent, l'uniformité spatiale des averses devient de moins en moins probable.

L'hydrogramme unitaire peut être considéré comme une simplification très poussée de l'équation générale du ruissellement ; ceci n'enlève rien à son intérêt pratique mais laisse entrevoir que son champ d'application sera limité. Ce champ dépendra surtout de la superficie du bassin, mais aussi de ses caractéristiques morphologiques et surtout climatologiques (Marcel Roche M, 1973).

I.7.2- Méthode des isochrones :

Cette méthode est développée par Larrieu, elle est une expression d'un des premiers concepts de l'écoulement depuis un bassin (OMM, 1994). L'écoulement provenant de différentes parties d'un bassin rejoint un point donné du cours d'eau à des moments différents. Les premières gouttes qui quittent le bassin lors de la montée de l'eau dans un cours d'eau proviennent habituellement des parties du bassin les plus rapprochées de l'exutoire. Plus tard, l'eau provient de plus grandes étendues dans la partie centrale du bassin, et finalement l'eau arrive des parties les plus éloignées de l'exutoire. Le bassin peut ainsi être divisé en zones dont les eaux de ruissellement se présentent successivement au point de mesure choisie sur le cours d'eau. Les lignes qui séparent ces zones sont dites isochrones (figure I.10 a).

La répartition des surfaces isochrones sur un bassin donné est supposée la même pour tous les hydrogrammes de crues.

Pour calculer cette répartition, on doit calculer ou supposer un temps de parcours moyen ou une vitesse moyenne de l'écoulement. Les isochrones sont tracées sur une carte du bassin en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement dans le cours d'eau ou du temps de parcours moyen. On détermine ensuite au planimètre la superficie de chaque zone, et les valeurs sont portées sur un graphique en regard du retard correspondant (figure I.10 b). La distribution des surfaces isochrones est représentative de l'hydrogramme correspondant à une pluie uniforme de durée unitaire (la différence de temps entre deux isochrones). S'il y a plusieurs périodes de pluie, chacune donnant des volumes d'écoulement différents sur les différentes zones. La représentation d'un l'hydrogramme résultant pour trois intervalles d'écoulement uniforme sur un bassin est illustré à la (figure I.10 c).

La méthode des isochrones permet de tenir compte de répartitions non uniformes des précipitations lorsqu'il y a dans le bassin un nombre suffisant de pluviomètres pour déterminer de manière fiable la configuration des chutes de pluie. Elle constitue une amélioration par rapport à l'hydrogramme unitaire (Roche M, 1973)

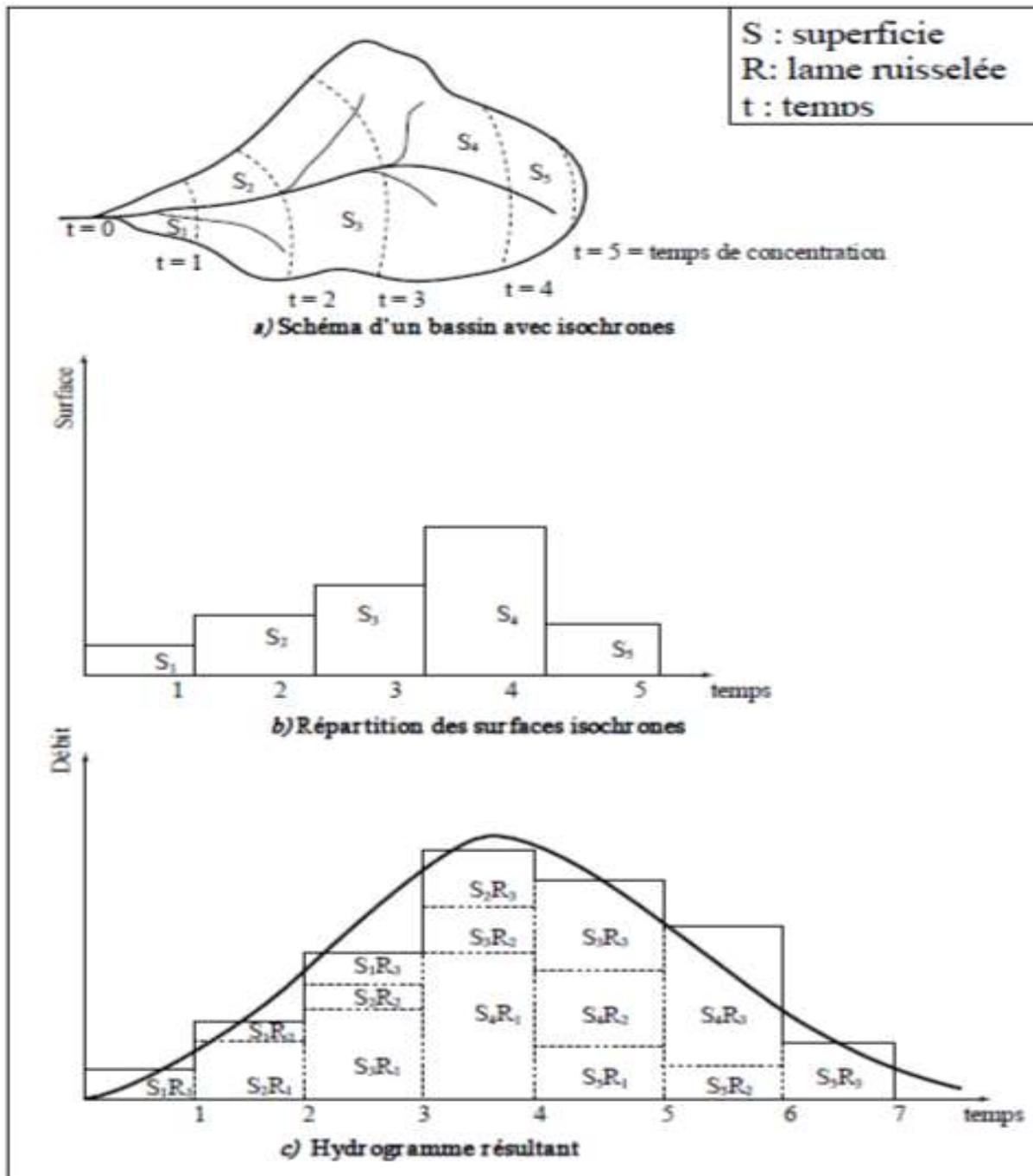


Figure I.10 : Méthode des isochrones

I.7.3- Méthode du modèle de crue observée :

Pour la méthode du modèle de crue observée les coordonnées de l'hydrogramme de projet sont calculées par la multiplication des ordonnées courantes de l'hydrogramme

observé, considéré comme, par le coefficient de proportionnalité suivant:

$$K = \frac{Q_{P\%}}{Q_{max.mod}} \quad (\text{I-32})$$

Où :

$Q_{P\%}$: Débit de pointe de fréquence $P\%$ de l'hydrogramme de projet;

$Q_{max,mod}$: Débit maximum de l'hydrogramme modèle (observé).

On considère que le temps de base de la crue de projet est égal à celui de la crue observée.

I.7.4- Méthode de Kotcherine (1927) [44]

Kotcherine a proposé la schématisation de l'hydrogramme sous forme d'un triangle linéaire.

Le débit courant de la phase montée est exprimé par l'expression suivante:

$$Q(t) = Q_{max} \left(\frac{t}{t_m} \right) \quad (\text{I-33})$$

Et le débit courant de la phase décrue est exprimé par l'expression suivante :

$$Q(t) = Q_{max} \left(\frac{t_d - t}{t_d} \right) \quad (\text{I-34})$$

Où : $Q(t)$: Débit courant m^3/s

Q_{max} : Ordonnée maximale de l'hydrogramme;

t : Temps courant heures ;

t_m : Temps de montée heures ;

t_d : Temps de décrue heures

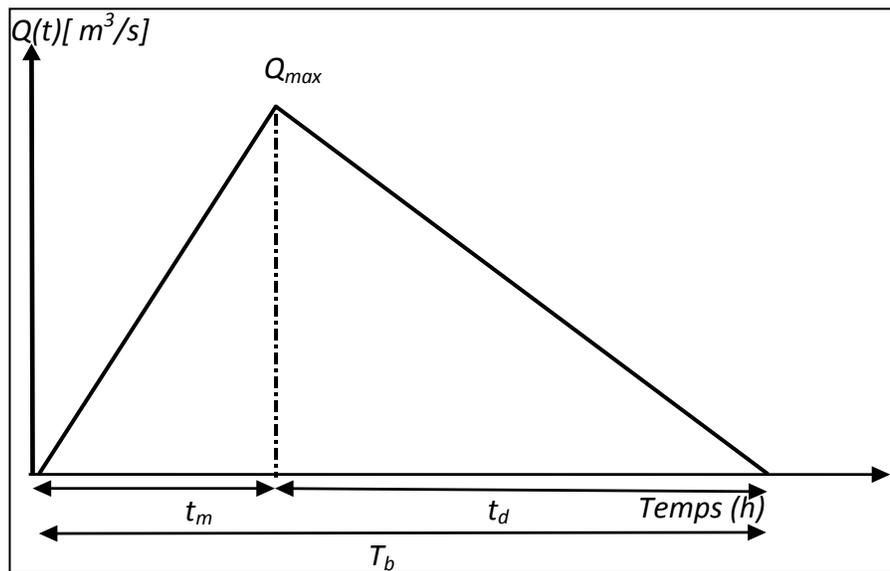


Figure I.11: Hydrogramme de Kotcherine

I.7.5- Méthode de Sokolovsky (1968) [74] :

La méthode est fondée sur un grand nombre des observations hydrométriques et sur les caractéristiques des crues pluviales, sur des cours d'eau de différentes longueurs. Pour l'élaboration de la structure de la formule de calcul, on considère:

- La formule doit tenir compte, pour une précision acceptable (pratique), seulement les facteurs fondamentaux, faciles à déterminer par les données ordinaires;
- Il convient de tenir compte de la fréquence de calcul des débits maxima en fonction de la fréquence des pluies et celle de la saturation du bassin avant la formation de la crue;
- Elle doit tenir compte non seulement de la phase maximale, mais aussi de toutes les autres caractéristiques de la crue: le volume, la forme de l'hydrogramme et le temps de base;
- Les pertes sont exprimées à travers le coefficient de l'écoulement, dont la valeur est

fixée par les données d'observations ordinaires;

- L'hydrogramme de la crue est généralement caractérisé par la forme d'un triangle parabolique avec un seul pic, un temps de montée comparativement court par rapport au temps de décrue.

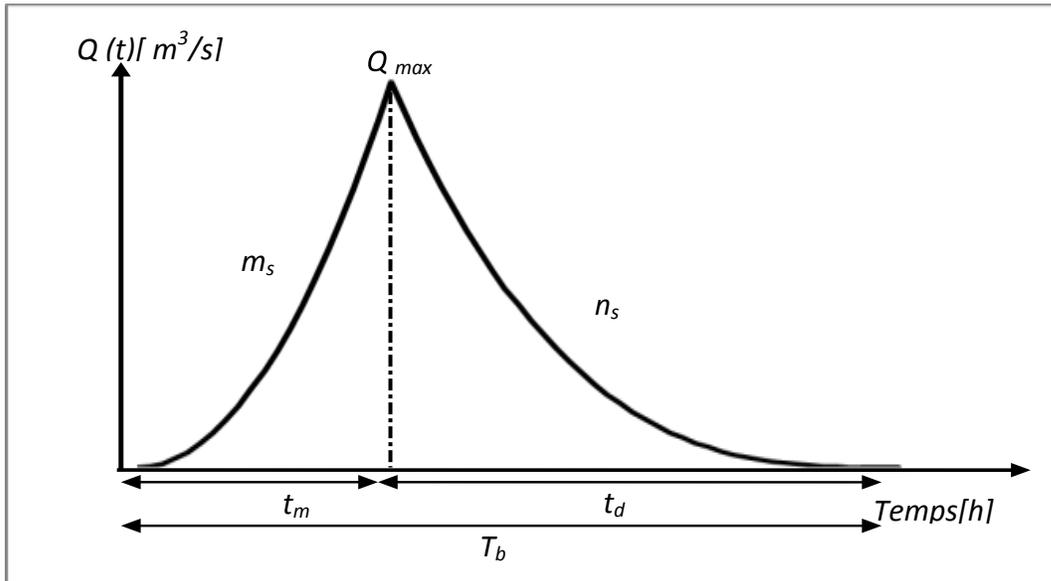


Figure I.12: Hydrogramme de Sokolovsky

La branche de la phase montée est exprimée par l'expression suivante:

$$Q(t) = Q_{max} \left(\frac{t}{t_m} \right)^{m_s} \quad \text{(I-35)}$$

Et la branche de la phase décrue est exprimée par l'expression suivante :

$$Q(t) = Q_{max} \left(\frac{t_d - t}{t_d} \right)^{n_s} \quad \text{(I-36)}$$

Ou : $Q(t)$: Débit courant en m^3 / s ;

Q_{max} : Ordonnée maximale de l'hydrogramme;

t_m : Temps de montée en heure.

t_d : temps de décrue en heure . $t_d = \gamma t_m$.

γ : coefficient de Sokolovsky . m_s et n_s : exposants des paraboles.

L'exposant m_s exprime la vitesse de croisement du débit courant durant la phase de la montée et n_s exprime la vitesse de décroissement du débit courant durant la phase de décrue.

L'auteur de cette méthode recommande, pour les petits bassins versants, les Puissances $m_s = 2$ et $n_s = 3$

I.7.6 - Méthode de Cemagref :

Dans l'ouvrage « Petits Barrages », édité par Cemagref en 2002, on recommande de projeter l'hydrogramme de projet par la formule suivante [13]:

$$Q_t = \frac{2Q_p(t/D)^\beta}{1+(t/D)^{2\beta}} \quad (\text{I-37})$$

Avec:

Q_t : Débit courant à l'instant t ;

Q_p : Débit de pointe ;

β : Puissance dont la valeur permet de respecter la valeur du débit de pointe Q_p et le volume écoulé en 24 heures de fréquence donnée ;

D : Temps caractéristique du bassin versant ; c'est la durée pendant laquelle le débit est supérieur à

la moitié du débit de pointe Q_p . Si l'on ne dispose pas de données de débit sur le site, la formule régionalisée suivante peut être utilisée :

$$\ln D = -0.69 + \ln S + 2.2 \sqrt{\frac{P_a}{P_{j,10\%} t_a}} \quad (\text{I-38})$$

Où:

S : Superficie du bassin versant en km^2 ;

P_a : Pluie annuelle moyenne en mm ;

$P_{j,10\%}$: Pluie journalière de fréquence décennale en mm ;

t_a : Température annuelle moyenne en $^{\circ}C$

Conclusion :

Dans ce chapitre, nous avons présenté une synthèse bibliographique concernant les différentes méthodes d'estimation de débit dans les bassins versant ou ont finalement décider d'utiliser les trois méthodes :

- Rationnelle (empirique)
- Statistique : la loi de Gumbel
- Régionale.

Pour l'estimation du débit de crue du bassin versant Medjez ElBgar

Chapitre II

Présentation de la zone d'étude

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

I. Caractéristique du bassin :

I.1. Situation géographique de la région d'étude :

Ain Makhlouf est située dans l'est algérien et distante 50 Km du chef-lieu de wilaya de Guelma en allant vers Constantine le territoire de la région est limite :

- *Au nord par la commune de Sellaoua Anouna.
- *Au sud-ouest par la commune de Tamlouka.
- *Au l'ouest par la commune d'Oued Zenati.
- *Al'est par la commune de Ain Larbi.

Le bassin de l'Oued Medjez El Bgare est localise au nord de la plaine de Sellaoua, à l'ouest de la vallée de l'Oued Cherf

Ce bassin est limitée au nord par les montagnes de djebel Ancel, Kef El-Guegueb au sud-est il est séparé de la vallée de l'oued Cherf par les collines de Drarahhia, bled Oued si Moussa djebel El Hofra, bled Ben Ameur au sud-ouest le bassin et délimite par la plaine de Tamlouka ,bled Ben Saad Allah ,bled Djoudi , djebel Medarag Narou.



Fig.11. Situation du bassin Medjez Elbgare

1.2. Relief du bassin versant :

Le relief joue un rôle important dans l'aptitude au ruissellement des terrains, l'estimation de la dénivellation de ce dernier est faite à l'aide du calcul des pentes.

Le relief est peu accidenté marqué par des collines à pente faible et des vallées généralement de direction nord-sud.

Du point de vue hydrographique, l'Oued Medjez est sous bassin de l'Oued Cherf par l'Oued Medjez El Bgare, Oum Kerkeche et autre Chaabets, le point culminant du bassin atteint 1148m du djebel Ancel au sud est du village de Oued Zenati.

Les altitudes moyennes varient de 700 à 1000 m N.G. Les pentes des collines sont en général douces à assez fortes.

Respectivement sur les terrains marneux et les formations marno-calcaires.

1.3. Lithologie du bassin versant :

Cette étude consiste à préciser la géologie du site, la qualité de la fondation et à déterminer les zones d'emprunt pour la construction de la digue.

Elle se base sur les divers campagnes de reconnaissance menées sur terrains (observation et examens de roche, levé des affleurements) et investigations géotechniques suivantes :

*16 fouilles géologiques de 35 ml réalisés par l'entreprise communale de Ain Makhoulouf.

*4 sondages de 86 ml réalisés par le laboratoire des travaux publics de l'unité de Annaba (L.T.P.E Annaba), avec des essais LUGEON.

*Des essais géotechniques sur les échantillons du sol prélevés des puits effectués Par le L.T.P.E Annaba.

*la carte géologique de constantine échelle :1/200,000Les roches qui affleurent la région du bassin versant Medjez El Bgare sont les calcaires, marno-calcaires de l'Ecocène et les gris de l'obligocène.Ces formations s'étendent sur d'énormes surfaces dans les chaines Telliennes (Flysch nulidien).

La majeure partie du bassin versant est formée par des couches de miocène à l'oligocène marne, argile et grés à base recouverte par les terrains sédimentaires.

La répartition de quatre zones de perméabilité retenue à l'échelle du bassin peut être analysée à partir de la figure (voir figure carte hydrogéologique du

B V) . On relève en premier lieu la prédominance au niveau de l'ensemble du bassin versant de Medjez El Bgare.

1. Les terrains constitués par les marnes grises ou les marnes brunes qui couvrent le centre du bassin.
2. Les terrains constitués de calcaire marneux qui couvrent presque la totalité du sud du bassin.
3. Les terrains constitués par des marnes et marno-calcaires couvrant frange Est, et une petite partie au Nord-centre du bassin.
4. Les terrains composés d'alluvions récentes (limon, sables) se localise de part et d'autres sur tout le long de l'oued Medjez El Bgare.

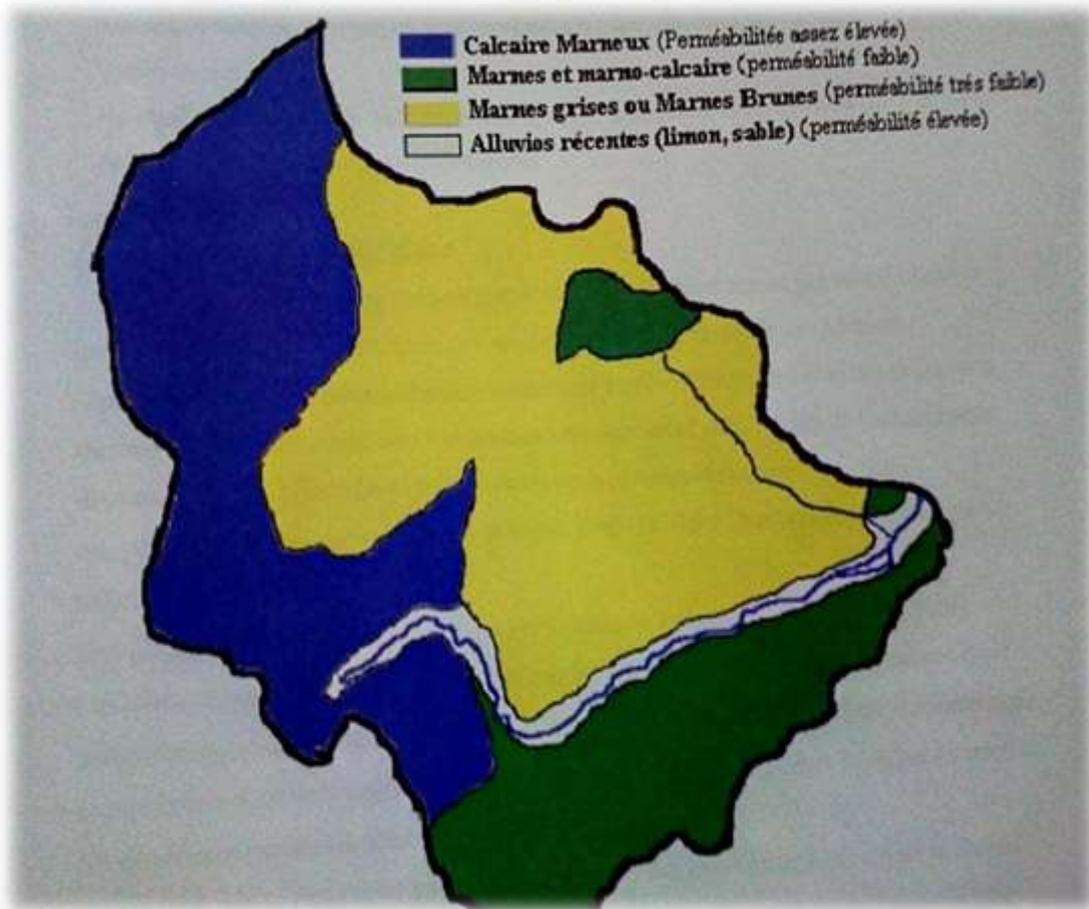


Fig.2. Carte hydrogéologique du BV Medjez Elbgare

1.4. Hydrogéologie :

Le BV de l'oued Medjez El Bgare est un sous bassin de l'oued Cherf grand affluent du bassin de Seybouse.

D'après les observations sur carte topographique (1/50000) le réseau hydrogéologique est constitué essentiellement de l'Oued Medjez El Bgare qui prend naissance au niveau du Bordj Bou Rougaa, il est alimenté par Chabet oum Krekeche et autre source qui prennent naissance à la faveur des limites des couches imperméables. Il coule du sud-ouest vers le nord-est sur 12.33 km et se jette dans l'Oued Cherf.

Au cours des âges l'oued Medjez El Bgare s'est entaillé profondément dans les couches marneuses friables, creusant un lit assez sinué avec des méandres qui se succèdent presque régulièrement.

Au fond des vallées des sources à débits assez importants rend l'écoulement de l'oued permanent même durant les périodes sèches.

1.5. Contexte Climatologique :

Ce bassin se caractérise par une saison pluvieuse d'octobre à mai et par un été chaud et sec. La saison chaude est marquée par une augmentation générale de température.

Les valeurs moyennes mensuelles pluviométriques représentées par les diagrammes ombro-thermique, traduisent clairement les variations mensuelles et saisonnières de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle montre deux périodes distinctes :

Une période sèche qui correspond à la saison de l'été (de Mai à Octobre) caractérisée par un déficit pluviométrique.

Une période humide qui correspond aux autres mois de l'année (de Novembre à Avril).

Les effets de cette saison ne sont pas sans conséquences, car la stagnation des masses d'air anticycloniques sur l'extrême Nord-est Algérien provoque souvent un déficit pluviométrique et une forte évapotranspiration de 930 mm dans le bassin d'où un déficit hydrique caractérisé par des étiages parfois durable. La saison froide se caractérise par les chutes brutales des températures entraînant de fortes précipitations, variant entre 400 mm et 600 mm qui agissent directement sur l'alimentation pluviale de l'écoulement de l'oued Medjez El Bgare, contribuent à la recharge des réserves souterraines de la plaine et provoque des crues et accentuent les problèmes posés par maîtrise de l'eau.

Mois	P(mm)	T(°C)	Etp
S	28.3	18.7	81.6
O	42.5	16.4	62.2
N	55.7	10.6	27.3
D	100.1	7.5	15.1
J	60.5	7.9	17.1
F	63.7	6.5	12.1
M	54.9	9.5	27.1
A	46.3	13.2	49.7
M	34.5	14.8	65.5
J	17.4	23.2	136.7
J	4.2	26.5	172.3
A	8.4	27.1	167.1

Tab.3 :Paramètres Climatiques Ain Makhlouf

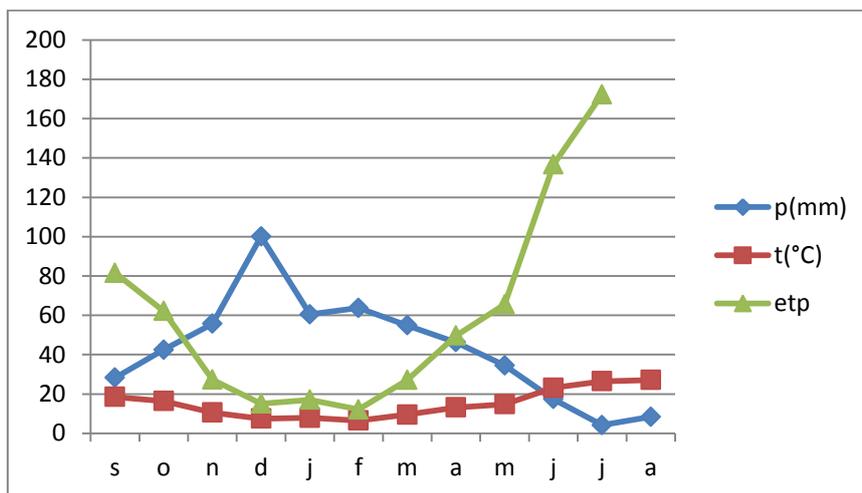


Fig.2. Diagramme ombro-thermique (Ain Makhoulf)

I.6. Les vents :

Les vents dominants à BV sont de direction nord-ouest pendant l’hiver et nord-est pendant l’été. Les vents du sud-est sont relativement fréquents et fort surtout en juin, juillet et aout, ils amènent le sirocco.

classe	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
1-5m/s	9.1	3.6	3.2	2.6	2.8	1.4	3.6	8.0
6-10m/s	2.5	0.7	0.3	0.2	0.6	0.5	1.9	3.2
11_15	0	0	0	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
>16	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab.4. Fréquence annuels des vents à la station de Ain Makhoulf

I.7. Température :

A cause d’absence de la station météorologique au niveau de la région d’étude on a choisi les données de la station de Ain Makhoulf.

$$T = (T_1 + T_2) / 2$$

T₁ : valeur annuelle de la temps moy max (C°)

T₂ : valeur annuelle de la temps moy min (C°)

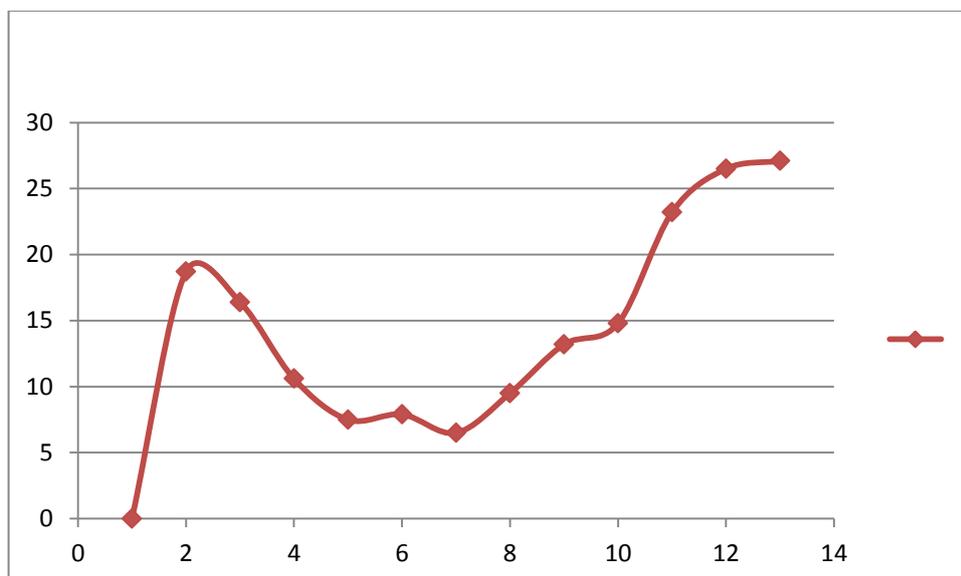
<i>moy</i>	<i>sep</i>	<i>oct</i>	<i>nov</i>	<i>dec</i>	<i>jan</i>	<i>fev</i>	<i>mar</i>	<i>avr</i>	<i>mai</i>	<i>juin</i>	<i>juil</i>	<i>aou</i>	<i>Mo</i>
<i>y</i>	18.7	16.4	10.6	7.5	7.9	6.5	9.5	13.2	14.8	23.2	26.5	27.1	15.1

Tab.5. Températures moyennes annuelles de la station Ain

Makhlouf (1980-1994)

$$T = (27.1 + 6.5) / 2$$

$$T = 16.8 \text{ C}^\circ$$



Fif.3. Diagramme de températures moyennes annuelles

(Ain Makhlouf)

I.8. L'insolation et l'humidité :

*****L'insolation :***

Les heures d'ensoleillement augmentent en été pour décroître en hiver avec une durée moyenne annuelle de l'ordre de 2360 heures. Le mois le plus ensoleillé est le mois de juillet avec 353 heures de soleil.

Par contre, décembre est le mois ensoleillé avec seulement 147 heures.

Les moyennes mensuelles de l'humidité relative de l'air ne descendent guère au-dessous de 50%.

****Humidité relative**

C'est le rapport entre la pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air et la pression de saturation de la même température.

<i>Mois</i>	<i>Ensoleillement</i>	<i>Humidité relative</i>
<i>S</i>	243.8	66.7
<i>O</i>	223	68.3
<i>N</i>	161.5	72.8
<i>D</i>	147.5	75
<i>J</i>	160.9	74.5
<i>F</i>	182.9	75.7
<i>M</i>	225.1	73
<i>A</i>	241.1	71.9
<i>M</i>	275.5	68.3
<i>J</i>	307.5	60.5
<i>J</i>	353	55.3

<i>A</i>	310.2	56.4
----------	-------	------

***Tab.6.Variation moyenne mensuelle de l'ensoleillement
l'humidité relative.***

I.9.Pluviométrie :

Pour cette étude nous avons retenue les paramètres pluviométriques de la station de Ain Makhlouf pour la période (1974 au 1994) .

Le maximum pluviométrique enregistré à la station est de 954.7 mm durant l'année (1967/1968).

Le minimum pluviométrique enregistré à la station est de 99.7 mm au cours de l'année (1996/1997).

Les valeurs pluviométriques annuelles de la station de Ain Makhlouf sont sur le tableau suivant :

<i>Année</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>J</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>Tot.A n</i>
74/75	9	28.5	41.5	33.5	79	101.5	102	55.5	75	37	49.5	15	627
75/76	24	0	71	33	73	16	37	45	58.5	24	0	52	433.5

76/77	32	98	158	29	99.9	68.9	79.5	74.2	34.9	7.3	0	15.4	697.1
77/78	12	1.7	111	3	25.8	82.8	42.4	181.5	18	27	0	15.6	520.8
78/79	0	44.2	40	13.4	48.7	19.2	75	44.7	43.1	0	0	0	328.3
79/80	62.3	28.5	38.9	7	61.5	62.8	36	31.5	4.5	33.5	0	8	374.5
80/81	74.9	8	27.5	169.7	80	75.5	79.5	60.2	31.5	6.5	0	2	615.3
81/82	54	26.5	17.5	59.5	16	3.5	42	5	27.5	10.5	5.5	21	288.5
82/83	16.5	45.5	86.5	59.5	96.5	166	46.5	27	2.5	13	0	16.5	575.8
83/84	5	62	81.5	31	58	39	96	34.5	48	0	3.5	0	458.5
84/85	19.5	53	16	297.5	95.7	25.9	71.9	35.5	6.5	24	2.5	2	650
85/86	36.5	50.5	19	7.5	95.7	26.9	71.2	35.5	6.5	24	2.5	2	377.8
86/87	35.6	70.5	103.5	131	47.5	142.5	76	40.4	60.5	0	13.6	1.5	722.6
87/88	3.5	19	66.5	16	78.5	27.5	55	26.5	38	63	0	1.5	395
88/89	38	7	28	128.5	30	66	31.5	48.5	5	34	9.5	5.5	431.5
89/90	52.5	48.5	24.5	28	101.8	0	42	34	57	8.7	3.8	47	447.8
90/91	0	19.5	119.5	122.5	51.5	69.7	92	77.5	60.5	30	15.5	5.5	633.7
91/92	46.5	123	34	22	37	51.5	65	131.5	102	10.5	6.5	7.5	637
92/93	8.5	56	145.5	200.5	75	47.5	40.5	33	70	13.2	0	6	695.7
93/94	5.5	6	10.5	128.7	63	90.5	5.5	63.5	11	0	0	15	399.2
94/95	37	75	14	49	51.5	0	189	52	8	21.3	0	3.6	500.4
95/96	31	13.8	16.2	14	37.5	75.5	26	15.6	15.4	8.8	6.4	9.9	270.1
96/97	4.8	6.1	5	14.9	23	5.5	7.2	14.4	3.2	12	8.4	10	114.5
97/98	24.8	11.2	78.2	58.9	21.6	61	119.1	108	16.2	6.1	6	23.7	534.8

Tab. 7 . Pluviométrie de Ain Makhlouf .

II. Calculs des caractéristiques du bassin :

L'utilisation des différents types de paramètres morphométriques à pour but la quantification des caractéristiques de milieu physique du bassin versant .

Les principaux paramètres morphométriques qui agissent sur la variation du régime hydraulique sont :

Le profil en long , la densité de drainage , le rapport de confluence et de longueur .Nous permet de calculer les caractéristiques hydrauliques de ce bassin .

1. La Surface :

La superficie du bassin versant est mesurée par planimétrie sur la carte topographique :

$$S = 62 \text{ km}^2$$

2. Le Périmètre :

Le périmètre du bassin versant est obtenu par curvimètre sur la même carte et à la même échelle :

$$P = 37 \text{ km}$$

3. Longueur du thalweg le plus long :

Mesure au curvimètre :

$$L_P = 10,4 \text{ km}$$

4. Indice de forme du bassin :

La forme d'un bassin oriente et influe sur l'écoulement un bassin de forme arrondie très ramassée ne se comportera pas de la même façon qu'un bassin de forme allongée .

La forme de bassin peut être traduite par l'indice de compacité de (GRAVILLUS) K_c qui

S'établit en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aura la même superficie soit :

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{S}}$$

P : périmètre du BV (km)

S : superficie du BV (km²)

$$K_c = 1,326$$

D'après la forme de k_c on distingue trois cas :

$K_c = 1$: lorsque le bassin est parfaitement circulaire.

$k_c = 1,12$ lorsque le bassin est carrée

$k_c > 1,12$ lorsque le bassin est relativement allongé

Dans notre cas on a :

Alors comme : $Kc = 1,326$ on peut conclure que la forme de notre bassin est relativement allongée .

5 . Rectangle équivalent :

On assimile le bassin à un rectangle qui est équivalent facilitant la comparaison entre plusieurs bassin on suppose que le rectangle à la même superficie et le même coefficient de GRAVILLUS .

****Langueur équivalente :***

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

S :superficie du BV (km²)

Kc :indice de compacité

$$\mathbf{L=14.12 \text{ km}}$$

****largeur equivalente :***

$$l = \frac{kc \pm \sqrt{s}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{kc} \right)^2} \right]$$

$$\mathbf{l=4.39 \text{ km}}$$

6.Courbe hypsométrie :

La plupart des facteurs météorologique et hydrologiques (précipitation ,température, débit spécifique.....)

étant fonction de l'altitude il est intéressant de calculer par planimétrage des cartes comportant des courbes de niveau du terrain la répartition du bassin versant en (km) ou en(%) de la superficie totale par tranche d'altitude

Elévation(m)	Elévation moy(m)	Surface entre courbes		Surface cumulées	
		Si(km ²)	Si(%)	Si(km ²)	Si(%)
1100-1148	1124	1.4	2.62	1.4	2.26
1000-1100	1050	4.14	6.68	5.54	8.94
900-1000	950	11.15	17.98	16.69	26.92
800-900	850	27.04	43.61	43.75	70.53
700-800	750	16.65	26.85	60.38	97.39
650-700	675	1.62	2.61	62	100

Tab.8.Représentation de la courbe Hypsométrique

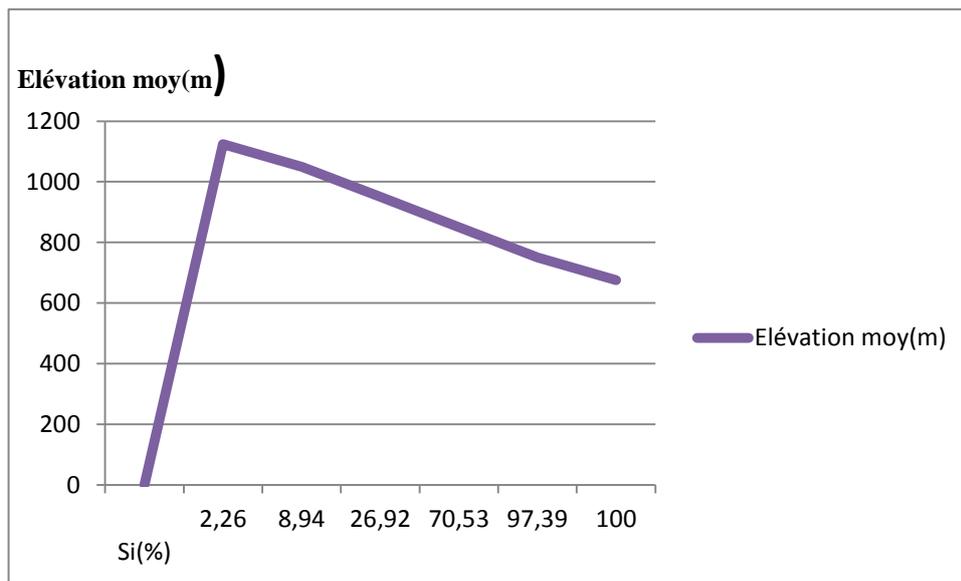


Fig.12. Courbe hypsométrique du bv Medjez Elbgare

Les altitudes caractéristiques nécessaires pour les différents calculs hydrologiques sont :

**Altitude maximale $H_{max}=1148m$

**Altitude minimale $H_{min}=650m$

**Altitude moyenne : est l'altitude pour laquelle 50% de la superficie totale du bassin est situé au dessous de 50% au dessous du niveau de la mer.

$$H_{moy} = \frac{\sum SiHi}{S}$$

Avec Si : surface partielle entre deux courbes de niveau (km²)

Hi : altitude moyenne entre deux courbes de niveau successive(m)

S : Superficie du bassin versant (km²)

$$H_{moy}=856,1m$$

$$* \text{Altitude à 95\% } H_{95\%} = 712m$$

$$* \text{Altitude à 5\% } H_{5\%} = 1031m$$

7. Les pentes :

a) Pente Moyenne :

La pente est assez importante elle renseigne sur la rapidité de transport des matériaux d'érosion et sur la vitesse de l'eau qui lui proportionnelle est donnée par l'expression :

$$I = (H_{max} - H_{min}) / L$$

Hmax : Altitude maximal (m)

Hmin : Altitude minimal (m)

L : Longueur équivalente (m)

$$I = 0.0352 = 3.52\%$$

b) Pente Globale :

Nécessaire pour le calcul de la dénivelée spécifique l'indice de pente globale est donné par :

$$I_g = D/L$$

li : longueur du rectangle équivalent (km)

D : dénivelée (m)

$$D = H_{5\%} - H_{95\%}$$

$$D = 1031 - 712 = 319m$$

$$I_g = 22.6m/Km$$

c) Dénivelée spécifique :

$$Ds = I_g \cdot (s)^{1/2}$$

I_g : indice de pente globale (m/km)

S : surface du BV (km²)

$$Ds = 178m$$

Donc : relief assez fort

8. Temps de concentration :

C'est le temps que met une goutte d'eau pour obtenir un filet de ruissellement ou pour parvenir du point hydrologique le plus éloigné du bassin à l'exutoire.

La formule de Giandotti (sud Italie 1937) nous donne :

$$T_c = \frac{4\sqrt{s} + 1.5L_p}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

L_p : Longueur du cours d'eau principale (km) : L_p = 10.4 km

S : La superficie du bassin versant (km²)

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

H_{min} : Altitude minimale du bassin versant (mNGA)

$$T_c = 4.1h$$

9. Classification du réseau hydrographique du BV :

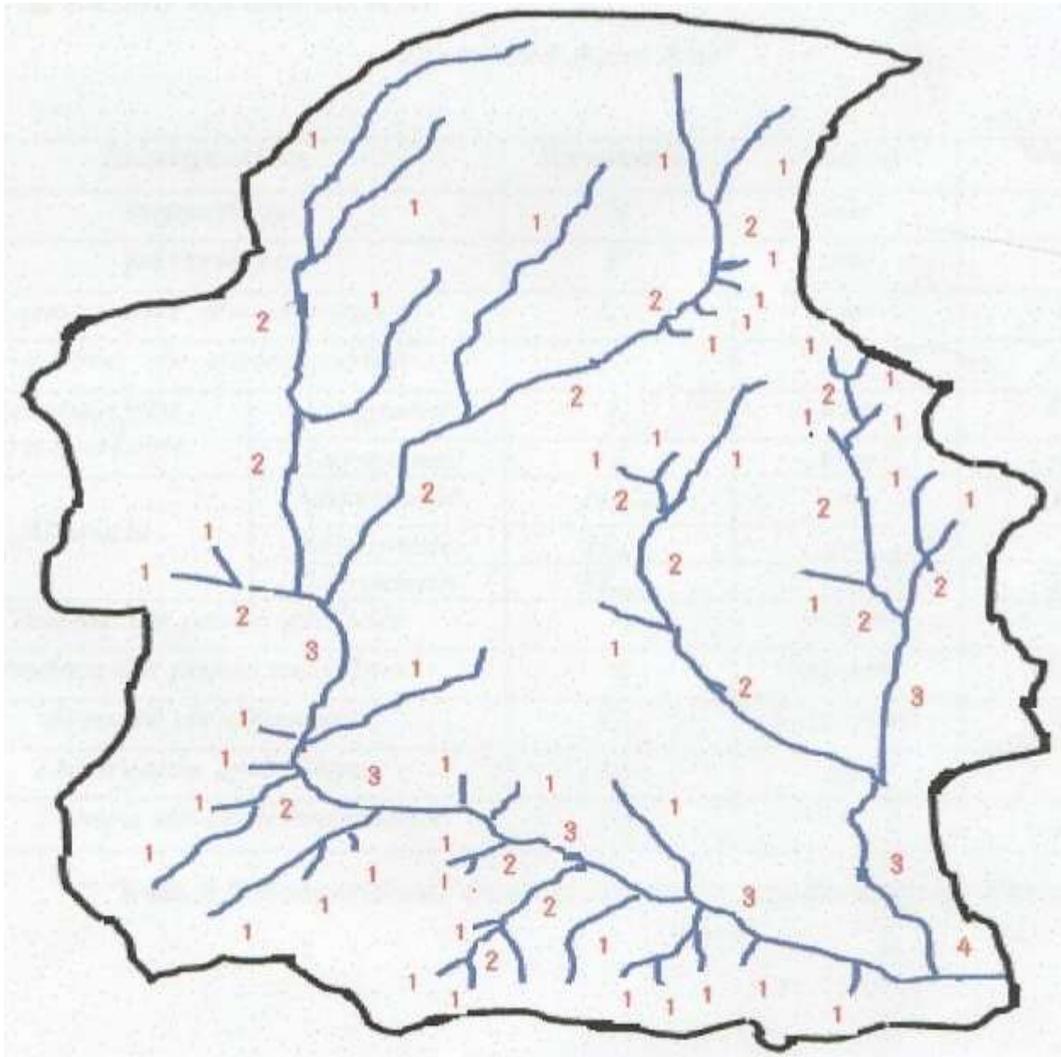


Fig.12. Réseau hydrographique du bassin Medjez Elbare

10. Densité de drainage :

C'est le rapport entre la longueur totale de tous les cours d'eau et la superficie du bassin versant .

$$Dd = \frac{\sum_{i=1}^n Li}{S}$$

$\sum Li$: Longueur totale des talwegs d'ordre i en km

S :surface de bassin versant en km²

$$Dd = 0.16 \text{ km/km}^2$$

<i>Désignation</i>		<i>Symbole</i>	<i>Unités</i>	<i>Valeurs</i>
<i>superficie</i>		<i>S</i>	<i>km²</i>	<i>62</i>
<i>périmètre</i>		<i>P</i>	<i>km</i>	<i>37</i>
<i>Longueur du thalweg</i>		<i>Lp</i>	<i>km</i>	<i>10.4</i>
<i>Indice de compacité</i>		<i>kc</i>	<i>-</i>	<i>1.326</i>
<i>Rectangle équivalent</i>	<i>longueur</i>	<i>L</i>	<i>km</i>	<i>14.12</i>
	<i>largeur</i>	<i>I</i>	<i>km</i>	<i>4.39</i>
<i>Altitude</i>	<i>maximale</i>	<i>Hmax</i>	<i>m</i>	<i>1148</i>
	<i>minimale</i>	<i>Hmin</i>	<i>m</i>	<i>650</i>
	<i>moyenne</i>	<i>Hmoy</i>	<i>m</i>	<i>856.1</i>
<i>Indice de pente globale</i>		<i>Ig</i>	<i>m/km</i>	<i>22.6</i>
<i>Indice de pente moyenne</i>		<i>I</i>	<i>m/km</i>	<i>0.0352</i>
<i>Densité de drainage</i>		<i>Dd</i>	<i>Km/km²</i>	<i>0.16</i>
<i>Dénivelée spécifique</i>		<i>Ds</i>	<i>m</i>	<i>178</i>
<i>Temps de concentration</i>		<i>Tc</i>	<i>h</i>	<i>4.1</i>

Tab.9 Récapitulatif des caractéristiques du Bassin versant

Autres caractéristique d'un Bassin :

Le couvert végétal influe beaucoup sur les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement de surface.

En effet l'évapotranspiration par les végétaux est très importante elle varie selon la nature des végétaux (forêts, culture, prairies, etc.)

Par ailleurs, la végétation joue également un rôle atténuateur important en période de crue ;en effet lorsque la végétation est développée le ruissellement est retardé et la pointe de crue est a Hénuee . Par ailleurs l'écoulement étant plus long la port d'eau reprise par l'évapotranspiration augmente et le volume de crue diminue.

Pour caractériser le couvert végétal, on utilise le pourcentage des surfaces occupées par chaque type de végétation.

Il existe plusieurs classes telle que : forets, cultures, pâturage



Chapitre III

Etude hydrologique

|

Etude hydrologique

1. Introduction :

L'hydrologie est la science de l'eau. Molécule, gaz, liquide ou solide, l'eau voit son étude ressortir à la physique et à la chimie. C'est à l'étude de l'eau dans la nature, où s'expriment évidemment ses propriétés physico-chimiques, qu'est consacrée l'hydrologie. L'eau apparaît dans la nature sous des formes et selon des rythmes extraordinairement diversifiés, mais toujours dans le cadre d'un milieu, souvent support d'un écosystème, où se déroulent de nombreux phénomènes physiques, chimiques et biologiques. L'eau est le constituant presque exclusif de certains de ces milieux (océans, glaciers, rivières, lacs...), alors qu'ailleurs (atmosphère, sols, nappes souterraines...) elle est mêlée ou juxtaposée à d'autres constituants. Dans tous les cas, la spécificité des milieux résulte de l'organisation et de la hiérarchie des phénomènes qui s'y déroulent. On sait aujourd'hui que ces milieux sont les phases d'un cycle de l'eau – structure de l'hydrosphère terrestre – animé par l'énergie du Soleil, qu'il contribue à redistribuer à la surface de la Terre. L'existence et le fonctionnement de ce cycle n'ont été clairement établis qu'au XIX^e siècle, en particulier grâce à la pratique du bilan hydrologique, avatar du principe universel de conservation de la matière.

Au titre des échanges entre l'atmosphère et la surface terrestre, l'hydrologie s'intéresse aux précipitations (pluie et neige), à la transpiration des végétaux et à l'évaporation directe de la couche terrestre superficielle.

a) L'hydrologie de surface : étudie le ruissellement, les phénomènes d'érosion, les écoulements des cours d'eau et les inondations.

b) L'hydrologie de sub surface ou hydrologie de la zone non-saturée : étudie les processus d'infiltration, de flux d'eau et de transport de polluants au travers de la zone non saturée (encore appelée zone vadose). Cette zone a une importance

fondamentale car elle constitue l'interface entre les eaux de surfaces et de profondeur.

c) L'hydrologie urbaine : constitue un « sous-cycle » de l'eau lié à l'activité humaine : production et distribution de l'eau potable, collecte et épuration des eaux usées et pluviales.

Bien que ces domaines soient intrinsèquement liés les uns aux autres, il est utile de distinguer ces différents aspects de l'hydrologie car les phénomènes physiques en jeu diffèrent grandement entre eux, ce qui implique des échelles de temps distinctes de plusieurs ordres de grandeur.

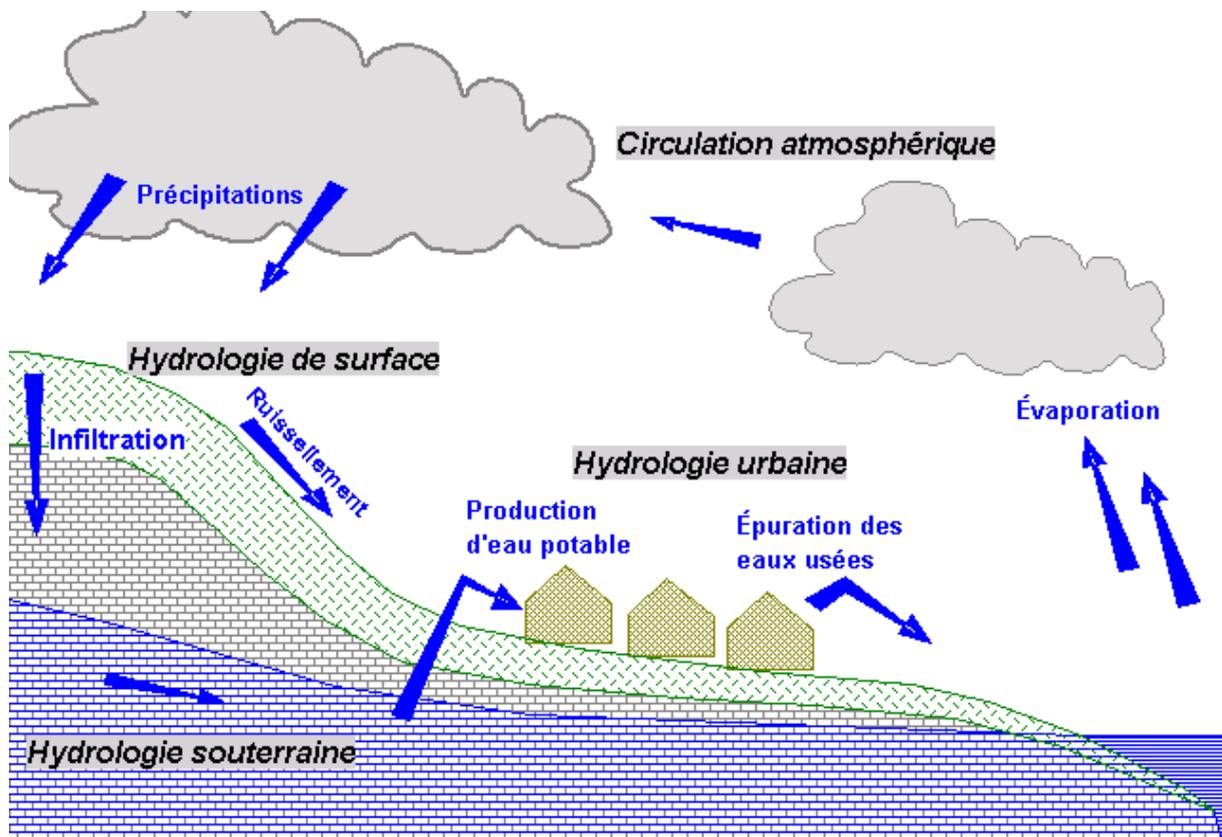


Fig.1. Cycle d'hydrologie.

2. le cycle de l'eau :

2.1. Définition :

Le cycle hydrologique est un concept qui englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre (figue-1). Cette définition implique que les mécanismes régissant le cycle hydrologique ne surviennent pas seulement les uns à la suite des autres, mais sont aussi concomitants. Le cycle hydrologique n'a donc ni commencement, ni fin.

Sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau évaporée à partir du sol, des océans et des autres surfaces d'eau, entre dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement général nécessaire pour l'amener à saturation et provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages, en présence de noyaux de condensation. Puis la vapeur d'eau, transportée et temporairement emmagasinée dans les nuages, est restituée par le biais des précipitations aux océans et aux continents. Une partie de la pluie qui tombe peut être interceptée par les végétaux puis être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère. La pluie non interceptée atteint le sol. Suivant les conditions données, elle peut alors s'évaporer directement du sol, s'écouler en surface jusqu'aux cours d'eau (ruissellement de surface) ou encore s'infiltrer dans le sol. Il peut aussi y avoir emmagasinement temporaire de l'eau infiltrée sous forme d'humidité dans le sol, que peuvent utiliser les plantes. Il peut y avoir percolation vers les zones plus profondes pour contribuer au renouvellement des réserves de la nappe souterraine. Un écoulement à partir de cette dernière peut rejoindre la surface au niveau des sources ou des cours d'eau. L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau, et la transpiration des plantes complètent ainsi le cycle.

Le cycle de l'eau est donc sujet à des processus complexes et variés parmi lesquels nous citerons les précipitations, l'évaporation, la transpiration (des végétaux), l'interception, le ruissellement, l'infiltration, la percolation, l'emmagasinement et les écoulements souterrains qui constituent les principaux chapitres de l'hydrologie. Ces divers mécanismes sont rendus possibles par un élément moteur, le soleil, organe vital du cycle hydrologique.

2.2. Les composantes du cycle hydrologique :

2.2.1. Les précipitations :

Sont dénommées précipitations toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. La vapeur d'eau de l'atmosphère se transforme en liquide lorsqu'elle atteint le point de rosée par refroidissement ou augmentation de pression. Pour produire la condensation, il faut également la présence de certains noyaux microscopiques, autour desquels se forment des gouttes d'eau condensées. La source de ces noyaux peut être océanique (chlorures, en particulier Na Cl produit par l'évaporation de la mer), continentale (poussière, fumée et autres particules entraînées par des courants d'air ascendants) ou cosmiques (poussières météoriques). Le déclenchement des précipitations est favorisé par la coalescence des gouttes d'eau. L'accroissement de poids leur confère une force de gravité suffisante pour vaincre les courants ascendants et la turbulence de l'air, et atteindre le sol. Enfin, le parcours des gouttes d'eau ou des flocons de neige doit être assez court pour éviter l'évaporation totale de la masse. Les précipitations sont exprimées en intensité (mm/h) ou en lame d'eau précipitée (mm) (rapport de la quantité d'eau précipitée uniformément répartie sur une surface).

2.2.2. L'évaporation/l'évapotranspiration :

L'évaporation se définit comme étant le passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique. Les plans d'eau et la couverture végétale sont les principales sources de vapeur d'eau. On parle de sublimation lors du passage direct de l'eau sous forme solide (glace) en vapeur. Le principal facteur régissant l'évaporation est la radiation solaire.

Le terme évapotranspiration englobe l'évaporation et la transpiration des plantes. On distingue :

***l'évapotranspiration réelle (ETR) :** somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique.

****l'évapotranspiration de référence(ETP) :***(anciennement perdue en phase vapeur, sous un climat donné, par un couvert végétal continu spécifié (gazon) bien alimenté en eau et pour un végétal sain en pleine croissance. Elle comprend donc l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration du couvert végétal pendant le temps considéré pour un terrain donné.

L'évaporation est une des composantes fondamentales du cycle hydrologique et son étude est essentielle pour connaître le potentiel hydrique d'une région ou d'un bassin versant. En général, des analyses spécifiques d'évaporation devront être faites pour des études de bilan et de gestion de l'eau par les plantes. Cependant, ces analyses approfondies sont moins nécessaires pour les études de projets d'aménagement où l'eau est plutôt considérée sous un aspect d'agent dynamique.

2.2.3. L'interception et le stockage dans les dépressions :

La pluie (ou dans certains cas la neige) peut être retenue par la végétation, puis redistribuée en une partie qui parvient au sol et une autre qui s'évapore. La partie n'atteignant jamais le sol forme l'interception. Son importance est difficile à évaluer et souvent marginale sous nos climats, donc souvent négligée dans la pratique. Le stockage dans les dépressions est, tout comme l'interception, souvent associé aux pertes. On définit l'eau de stockage comme l'eau retenue dans les creux et les dépressions du sol pendant et après une averse.

La quantité d'eau susceptible d'être interceptée varie considérablement. Si la végétation offre une grande surface basale ou foliaire, donc un important degré

de couverture, la rétention d'eau peut atteindre jusqu'à 30% de la précipitation totale pour une forêt mixte, 25% pour les prairies et 15% pour les cultures. L'effet respectif de l'interception et du stockage dans les dépressions est très variable et diminue au cours de l'averse. Il provoque en générale un retard dans le démarrage et la réaction hydrologique qui peut être perçue à l'exutoire du bassin.

2.2.4. L'infiltration et la percolation :

L'infiltration désigne le mouvement de l'eau pénétrant dans les couches superficielles du sol et l'écoulement de cette eau dans le sol et le sous-sol, sous l'action de la gravité et des effets de pression. La percolation représente plutôt l'infiltration profonde dans le sol, en direction de la nappe phréatique. Le taux d'infiltration est donné par la tranche ou le volume d'eau qui s'infiltrer par unité de temps (mm/h ou m³/s). La capacité d'infiltration ou l'infiltrabilité est la tranche d'eau maximale qui peut s'infiltrer par unité de temps dans le sol et dans des conditions données. L'infiltration est nécessaire pour renouveler le stock d'eau du sol, alimenter les eaux souterraines et reconstituer les réserves aquifères. De plus, en absorbant une partie des eaux de précipitation, l'infiltration peut réduire les débits de ruissellement.

2.2.5. Les écoulements :

De par la diversité de ses formes, on ne peut plus aujourd'hui parler d'un seul type d'écoulement mais bien des écoulements. On peut distinguer en premier lieu les écoulements rapides des écoulements souterrains plus lents. Les écoulements qui gagnent rapidement les exutoires pour constituer les crues se subdivisent en écoulement de surface (mouvement de l'eau sur la surface du sol) et écoulement de surface (mouvement de l'eau dans les premiers horizons du sol). L'écoulement souterrain désigne le mouvement de l'eau dans le sol. On peut encore ajouter à cette distinction les écoulements en canaux ou rivières qui font appel à des notions plus hydrauliques qu'hydrologiques (à l'exception des méthodes de mesures comme nous le verrons ultérieurement).

Au-delà de cette distinction simpliste – ces notions seront réexaminées plus en détail au chapitre 9 consacré à l'étude des processus de génération des crues – on remarquera que les écoulements peuvent aussi se signaler par leur domaine d'application. L'écoulement de surface caractérise un écoulement sur une surface et s'exprime généralement par un rapport volume / surface / temps $[L^3/L^2/T]$. Il est ainsi souvent exprimé en millimètre par année hydrologique dans les études de bilans ou encore en litres par secondes et par hectares dans le cadre de projet d'aménagement des terres et des eaux (drainage ou irrigation). Les écoulements souterrains et en rivière font explicitement référence à la notion de débit, à savoir à un volume d'eau traversant une section par unité de temps $[L^3/T]$.

Pour conclure sur le cycle hydrologique, on peut dire qu'il est caractérisé par l'interdépendance de ses composantes, par sa stabilité et son équilibre dynamique. Si un processus est perturbé, tous les autres (cycle de l'azote, cycle du phosphore, etc.) s'en ressentent ! En particulier, le cycle hydrologique peut être influencé à des degrés divers par les activités humaines. En effet, l'homme agit directement sur le processus de transformation de l'eau, et cela de plusieurs façons : la construction de réservoirs, le transport de l'eau pour des besoins industriels, le captage des eaux phréatiques, l'irrigation, le drainage, la correction des cours d'eau, l'utilisation agricole des sols, l'urbanisation, les pluies provoquées, etc., Sont des exemples de l'intervention humaine.

3. Le bilan hydrique :

On peut schématiser le phénomène continu du cycle de l'eau en trois phases :

- les précipitations.
- le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain.
- l'évaporation.

Il est intéressant de noter que dans chacune des phases on retrouve respectivement un transport d'eau, un emmagasinement temporaire et parfois un changement d'état. Il s'ensuit que l'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut se faire à l'aide d'une équation appelée "hydrologique" qui est le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace et dans le temps. Le temporel introduit la notion de l'année hydrologique. En principe, cette période d'une année est choisie en fonction des conditions climatiques. Ainsi en fonction de la situation météorologique des régions, l'année hydrologique peut débuter à des dates différentes de celle du calendrier ordinaire. Au niveau de l'espace, il est d'usage de travailler à l'échelle d'un bassin versant (entité structurelle définie en détails au chapitre 2) mais il est possible de raisonner à un autre niveau (zone administrative, entité régionale, etc.).

L'équation du bilan hydrique se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un bassin donnés :

$$P + S = R + E + (S + \Delta S)$$

Avec :

P : précipitations (liquide et solide) [mm]

S : ressources (accumulation) de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm]

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm]

E : évaporation (y compris évapotranspiration) [mm]

S + DS : ressources accumulées à la fin de la période [mm]

On exprime généralement les termes du bilan hydrique en hauteur d'eau (mm par exemple), on parle alors de lame d'eau (précipitée, écoulée, évaporée, stockée, etc.). Cette équation exprime simplement que la différence entre le débit d'eau entrant et le débit d'eau sortant d'un volume donné (par exemple un bassin versant) au cours d'une période déterminée est égale à la variation du

volume d'eau emmagasinée au cours de ladite période. Elle peut s'écrire encore sous la forme simplifiée suivante :

$$E = I - O \pm \Delta S$$

Avec :

E : évaporation [mm] ou [m³].

I : volume entrant [mm] ou [m³].

O : volume sortant [mm] ou [m³].

DS : variation de stockage [mm] ou [m³].

Si le bassin versant naturel est relativement imperméable, la variation de stock sur une période donnée peut être considérée comme nulle (DS=0). Dès lors, on peut introduire le déficit d'écoulement D dans l'équation qui s'écrit :

$$I - O = D$$

Ce déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation. Il peut être estimé à l'aide de mesures ou de méthodes de calcul. A titre illustratif, les formules de Turc et Coutagne sont les suivantes :

▪ **Formule de Turc :**

$$D = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Avec :

D : déficit d'écoulement [mm]

P : pluie annuelle

T : température moyenne annuelle [°C]

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

▪ **Formule de Coutagne :**

$$D = P - m \cdot P^2$$

Avec :

D : déficit d'écoulement [mm]

P : pluie annuelle [mm]

m = $1 / (0.8 + 0.16 T)$: coefficient régional (m=0.42 pour la France)

La connaissance du déficit d'écoulement permet d'évaluer le comportement du système ou la fiabilité des données sensées le décrire, par comparaison entre les valeurs du déficit calculées directement et les valeurs estimées dans un bassin versant plus grand.

*L'application de la méthode du bilan hydrique est limitée par la difficulté de quantifier les variables. Effectivement, les processus hydrologiques sont difficiles à observer directement sur le terrain et donc à mesurer. Notons que les erreurs de mesure éventuelles des termes qu'on retrouve dans l'équation hydrologique simplifiée se répercutent directement sur les valeurs calculées de l'évaporation. Devant ces imprécisions, on suggère l'emploi de cette méthode dans le cas d'un avant-projet par exemple, pour vérifier l'état du système et surtout la validité (la fiabilité) des mesures qui le décrit.

4. Le bassin versant :

4.1. Définition :

Le bassin versant représente, en principe, l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses effets. Plus précisément, le bassin versant qui peut être considéré comme un " système " est une surface élémentaire hydrologiquement close, c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur et que tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire.

Le bassin versant en une section droite d'un cours d'eau, est donc défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents

à l'amont de cette section. Il est entièrement caractérisé par son exutoire, à partir duquel nous pouvons tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux qui le délimite.

Généralement, la ligne de partage des eaux correspond à la ligne de crête. On parle alors de bassin versant topographique.

En fait, la figure suivante montre qu'en cas d'averse abondante, les eaux ruisselées pourraient rejoindre le cours d'eau du bassin adjacent tandis que les eaux infiltrées se dirigeraient vers le bassin principal.

Le tracé de la ligne de crête est une opération délicate qui se fait sur la carte topographique de la région concernée. Généralement, on utilise une carte à l'échelle 1/200 000. S'il s'agit d'un petit bassin versant, de l'ordre de quelques, on préférera des cartes topographiques au 1/50000, voire au 1/25000, et, si ces documents existent, la couverture de photos aériennes, qui en vision stéréoscopique, restitue et permet un tracé beaucoup plus précis. Une vérité terrain est toujours indispensable.

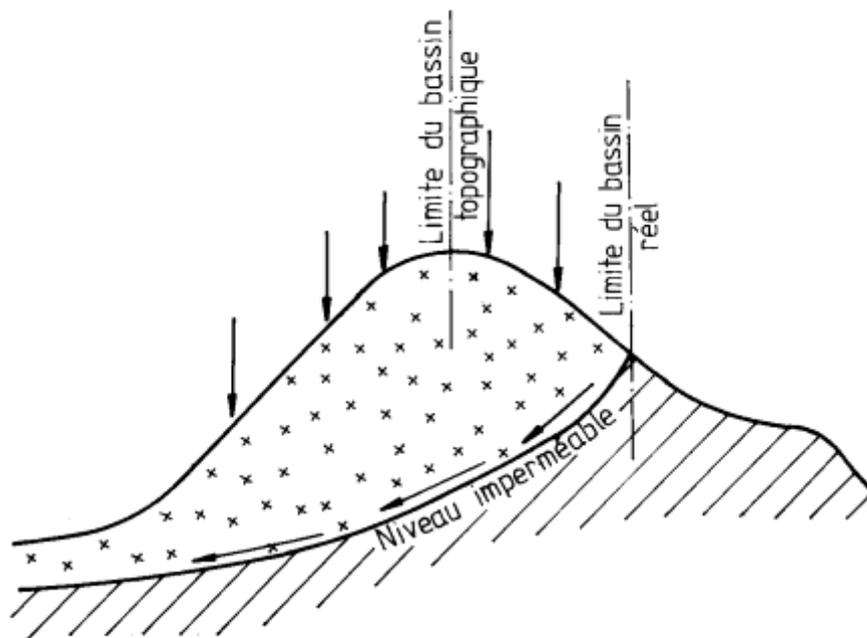


Fig. 2. Bassin versant topographique et bassin versant hydrogéologique.

4.2. Les caractéristiques des Bassin Versant :

L'analyse du comportement hydrologique d'un bassin versant (système hydrologique) s'effectue le plus souvent par le biais de l'étude de la réaction hydrologique du bassin face à une sollicitation (la précipitation). Cette réaction est mesurée par l'observation de la quantité d'eau qui s'écoule à l'exutoire du système. La représentation graphique de l'évolution du débit Q en fonction du temps t constitue un hydro gramme de crue. La réaction du bassin versant peut également être représentée par un luminogramme qui n'est autre que la représentation de la hauteur d'eau mesurée en fonction du temps.

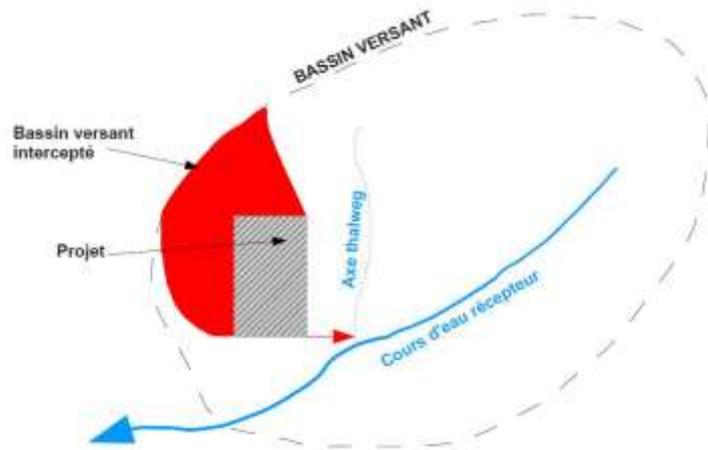
Les paramètres descriptifs du bassin versant sont :

- SA surface
- Son coefficient de ruissellement
- La longueur du cheminement hydraulique
- SA pente moyenne et sa pente moyenne pondérée
- Son temps de concentration.

4.2.1. La surface du bassin versant :

Dans le cadre de l'application de la rubrique, il est indispensable de bien déterminer la surface de bassin versant à prendre en compte. Cette surface est composée de la somme de :

- La surface de l'opération elle-même
- La surface de bassin versant dominant l'opération qui est dite surface interceptée par l'opération.



Pour déterminer de quel régime de la déclaration ou de l'autorisation relève l'opération, la surface à laquelle on aboutit à l'issue de la somme précédente doit être analysée comme suit :

➤ La surface est inférieure à 1 ha: l'opération ne relève pas de la procédure au titre de la rubrique et il n'y a pas de dossier à monter. Cependant l'opérateur doit vérifier :

- que son opération ne relève pas d'une autre rubrique de la nomenclature,
- que les documents d'urbanisme de la commune (PLU) et leurs annexes (dont le zonage pluvial et le Plan de Prévention Risque s d'Inondation) ou de la communauté de communes (SCOT)

N'imposent pas des mesures compensatoires à l'urbanisation ce qui est souvent le cas.

➤ La surface est comprise entre 1 et 20 ha: l'opération relève du régime de la déclaration,

➤ La surface est supérieure à 20 ha: l'opération relève a priori du régime de l'autorisation sauf si l'aménageur garantit une transparence hydraulique aux écoulements provenant de l'amont c'est-à-dire:

- une non intervention de quelque nature que ce soit sur l'axe d'écoulement à l'exception des

Travaux de restauration du lit.

- une préservation d'un corridor non construit de préférence pour l'entretien et l'écoulement des eaux.

- une vérification que la zone de débordement potentielle (calcul du tirant d'eau pour une

Occurrence 100 ans) du fossé n'interfère pas avec la zone de constructibilité.

Si les conditions précédente s ne sont pas respectées, alors il n'y a pas transparence : les écoulements provenant de l'amont sont impacté s par le projet qui relève alors du régime de l'autorisation.

4.2.2. Le coefficient de ruissellement : C_r

C'est sans nul doute, le paramètre le plus délicat à déterminer d'autant que de son estimation dépendront .les débits en situation non aménagée (ou naturelle) que l'aménageur devra absolument maintenir c'est-à- dire ne pas augmenter en aval de son projet.

En effet, le coefficient de ruissellement d'un sol naturel dépend de sa nature (sableux, argileux, limoneux, ...), de sa couverture (prairie, forêt, culture, ...), de sa pente, de l'intensité de la pluie et de son état de saturation lié aux antécédents pluviométriques ...

Plusieurs notions cohabitent qu'il faut clarifier :

➤ Le coefficient de ruissellement:

$$C_r = \frac{\text{Volume ruisselé à un instant } t}{\text{Volume précipité à un instant } t}$$

Le coefficient de ruissellement a ainsi une définition instantanée. Au cours d'un épisode pluvieux, il augmente progressivement en fonction de la saturation des sols.

➤ Le coefficient d'apport:

$$C_a = \frac{\text{Volume total ruisselé à l'exutoire}}{\text{Volume total précipité}}$$

C'est en quelque sorte, l'intégrale du coefficient de ruissellement défini ci-dessus, sur la durée totale de la pluie.

➤ ET lorsque le projet est pris en compte, il est défini un coefficient d'imperméabilisation:

$$C_{imp} = \frac{\text{Surface imperméabilisée}}{\text{surface totale}}$$

Pour les pluies les plus fréquentes, certains auteurs préconisent d'assimiler coefficient d'imperméabilisation et coefficient de ruissellement ce qui revient à négliger la contribution des surfaces naturelles. Cependant, pour les pluies d'occurrence plus rare (au-delà de l'occurrence annuelle à biennale) qui ont la possibilité de saturer les sols, il convient de prendre en compte la contribution des surfaces naturelles : des coefficients de 0,8 à 0,9 pouvant être retenus pour des pluies centennales suivant l'occupation du sol.

Tab.1. Coefficients de Ruissellement agricole.

<i>Couverture Végétale</i>	<i>Morphologie</i>	<i>Pente(%)</i>	<i>Terrain avec Sable grossier</i>	<i>Terrain argileux ou limon eaux</i>	<i>Terrain argileux compacte</i>
Bois	Presque plat	0-5	0.10	0.30	0.40
	Ondulé	5-10	0.25	0.35	0.50
	Montagneux	10-30	0.30	0.50	0.60
Pâturage	Presque plat	0-5	0.10	0.30	0.40
	Ondulé	5-10	0.15	0.35	0.55
	Montagneux	10-30	0.22	0.42	0.30
Culture	Presque plat	0-5	0.30	0.50	0.30
	Ondulé	5-10	0.40	0.60	0.70
	Montagneux	10-30	0.52	0.72	0.32

Nature du sol	Coefficient de ruissellement
Toits	0.70 à 0.95
Asphalte	0.85 à 0.90
Pavé	0.75 à 0.85
Dalle	0.40 à 0.50
Gravier	0.15 à 0.30
Parc. Gazon	0.05 à 0.25

Tab.2.Coefficients de Ruissellement superficiel

4.2.3. Le temps de

concentration :

C'est précisément le temps que met une goutte d'eau à parcourir la longueur du bassin versant. Dans la théorie hydrologique, il faut qu'un épisode pluvieux dure au moins le temps de concentration pour quel ensemble de la surface du bassin versant soit sollicité ce qui produit alors le débit maximum possible à l'exutoire. Si l'épisode pluvieux dure moins que le temps de concentration, une partie seulement de la surface du bassin versant contribuera au débit à l'exutoire et si l'épisode pluvieux dure plus longtemps que le Temps de concentration, l'ensemble de la surface du bassin versant réagira mais alors le débit à l'exutoire Présentera un palier. La littérature hydrologique contient de nombre ses formules de calcul des temps de Concentration des bassins versants. Leur emploi est cependant limité à leur domaine expérimental d'établissement (conditions climatiques et pédologiques). Ces formules ne devraient pas être utilisées dans d'autres conditions. Ces conditions de validité sont souvent perdues de vue et sont difficiles à retrouver dans la bibliographie. Au nombre d'entre elles figure la formule « FBG », formule Bressan-Golossov du nom de ses concepteurs (ancien Service d'Annonce des Crues du Gard).

Cette formule basée sur l'évaluation des vitesses de ruissellement superficiel s'écrit :

$$T_c = \frac{L}{V}$$

L : étant la longueur en m du chemin principal d'écoulement

V : la vitesse dans ce drain avec :

$$V = 1 + \frac{(I - 1)}{9}$$

I étant la pente moyenne en % du cheminement principal et v en m/s.

Par ailleurs, v est bornée et doit répondre à : $1 \text{ m/s} < v < 2 \text{ m/s}$ ce qui signifie :
si $I < 1\% \rightarrow v = 1 \text{ m/s}$ et si $I > 10\% \rightarrow v = 2 \text{ m/s}$.

*le temps de concentration T_c est considéré comme un temps caractéristique de l'écoulement sur un bassin versant. Il est défini comme le temps que met l'eau tombée au point le plus éloigné en amont du bassin versant pour arriver à l'exutoire.

Cette valeur est influencée par diverses caractéristiques morphologiques dont principalement :

- la taille (la surface)
- la forme (surface et longueur) le relief du bassin (longueur et pente)

A ces facteurs s'ajoute encore le type de sol, le couvert végétal et les caractéristiques du réseau hydrographique.

Il est utilisé par certaine méthode pour déterminer les crues (méthode de l'hydro gramme unitaire par exemple), il est déterminé par deux méthodes différentes : les formules empiriques et l'analyse des événements (averse crue).

Il faut savoir qu'il y a une multitude de formules, il revient en dernier ressort à l'ingénieur de faire son choix :

.Formule Algérienne :

Elle a été déterminée par Melle Saadi Cherif et Tamani, dans leur projet de fin d'étude à L'USTHB-IGC, en 1992 :

$$T_c = 0,005.S + 0,1657.L + 0,0078.D_H + 0,821$$

T_c : temps de concentration du bassin versant en heure.

S : surface du bassin versant en km^2 .

L : longueur du cour d'eau principal en km.

D_H : différence entre l'altitude moyenne et l'altitude minimale du bassin versant en mètres.

Cette formule a été déterminée à partir de l'analyse des événements « averse – crues » relevés sur 15 bassins versants du nord du pays.

.Formule de Giandotti :

$$T_C = \frac{4\sqrt{S} + 1,5 L_p}{0,8\sqrt{D_H}}$$

T_C : temps de concentration du bassin versant en heure.

S : surface du bassin versant en km^2 .

L : longueur du cour d'eau principal en km.

D_H : différence entre l'altitude moyenne et l'altitude minimale du bassin versant en mètres.

.Formule de Kirpich :

$$T_C = 0,38 \left(\frac{L}{\sqrt{I}} \right)^{0,77}$$

T_C : temps de concentration du bassin versant en heure.

L : longueur du cour d'eau principal en km.

I : pente moyenne du thalweg principal.

.Formule de SCS :(Soil Conservation Service, USA) :

$$T_c = \left[\frac{0,87 L^3}{H} \right]^{0,385}$$

Avec :

L : Longueur du thalweg principal (km).

H : Différence entre altitude max.et altitude min.

.Formule de VENTURA :

Est donnée par :

$$T_c = 0,1272 \frac{\sqrt[3]{S}}{\sqrt{I_m}}$$

Avec :

I_m : Pente moyenne du cours d'eau.

S : Surface du bassin versant.

.Formule de TURRAZA :

$$T_c = 0,108 \frac{\sqrt[3]{S \cdot L}}{\sqrt{I_m}}$$

Avec :

T_c : Temps de concentration en (h).

S : Surface du bassin versant en (km²).

L : Longueur du thalweg principal en (km).

I_m : Pente moyenne du cours d'eau en (%).

4.2.4. Les courbes isochrones :

Les courbes isochrones représentent les courbes d'égal temps de concentration des eaux

sur le bassin versant.

Ainsi, l'isochrone la plus éloignée de l'exutoire représente le temps mis pour que toute la

surface du bassin versant contribue à l'écoulement à l'exutoire après une averse uniforme.

Le tracé du réseau des isochrones permet donc de comprendre en partie le comportement hydrologique d'un bassin versant et l'importance relative de chacun de ses sous-bassins.

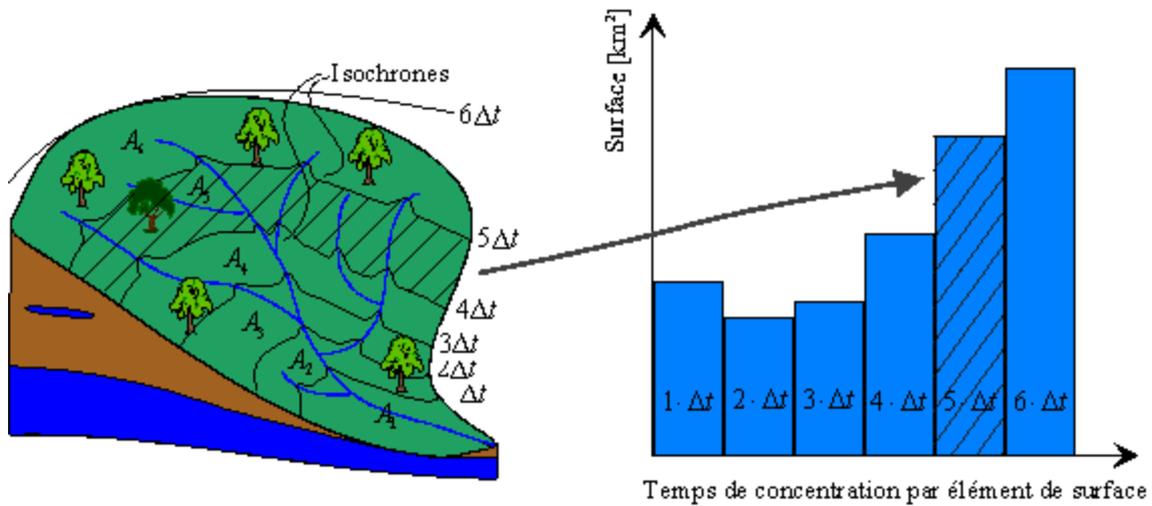


Fig.3. Les courbes isochrones.

Cette courbe permettant de déterminer faisant certaines hypothèses, l'hydrogramme de crue résultant d'une pluie tombée sur le bassin.

5. Caractéristiques physiques et leurs influences sur l'écoulement des eaux :

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique , et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage .le temps de concentration T_C qui ,on l'a vu ,caractérise en partie la vitesse et l'intensité de la réaction du bassin versant à une sollicitation des précipitation ,est influencé par diverses caractéristiques morphologiques :en premier lieu ,la taille du bassin (sa surface),sa forme, son élévation ,sa pente et son orientation . A ces facteurs s'ajoutent encore le type de sol, le couvert végétal et les caractéristiques du réseau hydrographique. Ces facteurs, d'ordre purement géométrique ou physique, s'estiment aisément à

partir de cartes adéquates ou en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques.

5.1. Les caractéristiques géométriques :

5.1.1. La surface et Le Périmètre :

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface.

La surface du bassin versant peut être mesurée par superposition d'une grille dessinée sur papier transparent, par l'utilisation d'un planimètre ou, mieux, par des techniques de digitalisations.

Le périmètre est la longueur, généralement exprimée en km, de la ligne de contour du bassin ;sa mesure est faire à l'aide d'un curvimètre .Pour certaines application on trace le périmètre stylisé du bassin en lissant son contour .

5.1.2. La forme :

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydro gramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de *temps de concentration*.

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants.

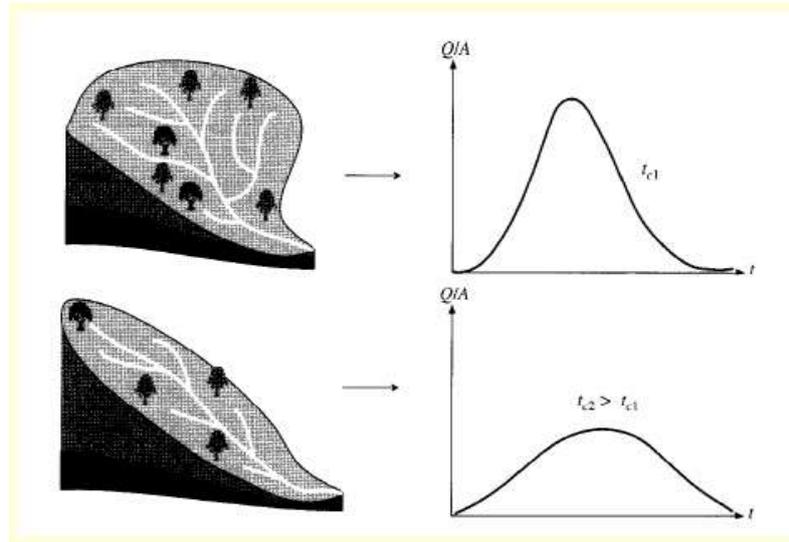


Fig.4. Effet de la forme du bassin versant sur les écoulements, avec T_c , Q , A , (Musy, 2004).

5.1.3. Indice de compacité :

L'indice admis par les hydrologues pour caractériser la forme d'un bassin versant est l'indice de compacité de GRAVELUIS qui est le rapport du

périmètre du bassin à celui d'un cercle de même surface.

Si A est la surface du bassin versant en km^2 et P son périmètre en km , le coefficient k_c

est égal à :

$$K_C = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

5.1.4. Le rectangle équivalent :

Cette notion a été introduite pour pouvoir comparer des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques géométriques sur l'écoulement.

Soit L et I LA Longueur du rectangle, et P et A le périmètre et l'aire du bassin versant .

On a :

$$K = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad 2(L + I) = P = \frac{K\sqrt{A}}{0,28} \quad L.I = A$$

$$\text{D'où : } L = \frac{K\sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K} \right)^2} \right]$$

5.2. Caractéristiques Topographiques :

5.2.1. Le relief :

Le relief d'un bassin est souvent caractérisé par la courbe de sa répartition hypsométrique.

Elle est tracée sur la figure en reportant en ordonnée l'altitude γ , et, en abscisse le pourcentage de la surface du bassin dont l'altitude est à supérieure ou égale à γ , rapportée à la surface totale du bassin. La répartition hypsométrique est donnée par le pourcentage de la surface comprise entre les différentes courbes de niveau à la surface totale.

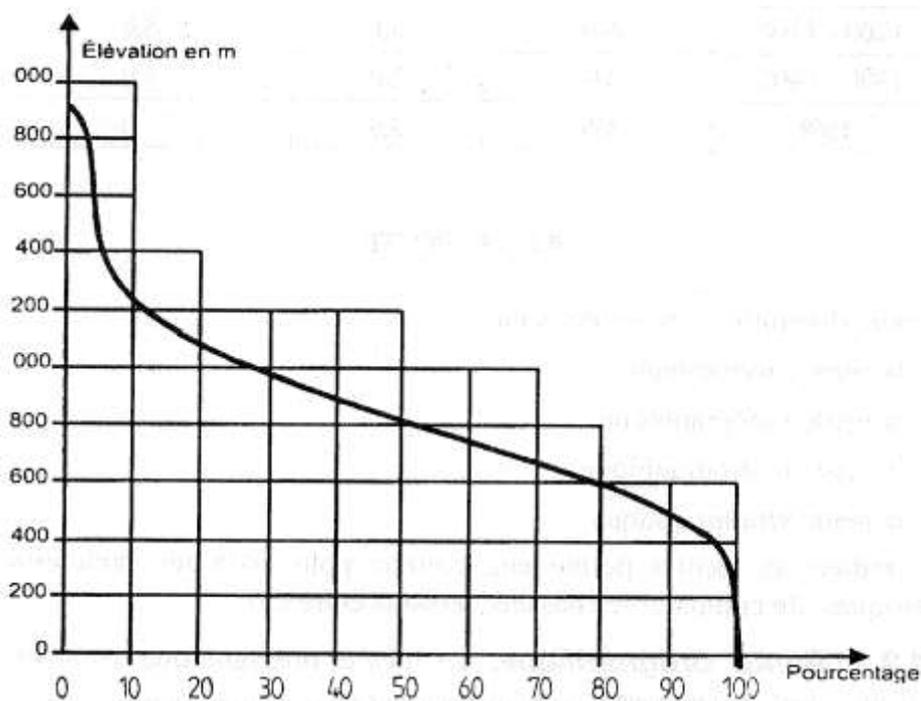


Fig.5. Courbe hypsométrique.

5.2.2. Les pentes :

On peut distinguer 4 types de pentes :

- *la pente orographique ;
- *La pente topographique ;
- *La pente hydrographique ;
- *La pente stratigraphique.

Les indices de pentes permettent, comme pour certaines caractéristiques géométriques, de comparer les bassins versants entre eux.

5.2.2.1. La pente orographique :

La pente orographique caractérise le relief. Elle favorise l'élévation des masses d'air en mouvement au-dessus des reliefs et provoque la condensation de l'humidité qu'elles contiennent.

5.2.2.2. La pente topographique :

C'est la pente qui influence l'écoulement superficiel des eaux : ruissellement de surface et écoulement hypodermique. Elle accélère le ruissellement sur les versants et détermine en partie le temps de réponse du cours aux impulsions pluviométriques.

La pente topographique se lit sur les impulsions pluviométriques grande échelle ($> \frac{1}{100000}$) ou à l'aide de M.N.T.

5.2.2.3. La pente hydrographique :

La pente hydrographique, ou profil en long du cours d'eau, peut-être déterminée sur la carte ou mesurée sur le terrain par un nivellement de précision. Cette pente exprimée généralement en m/km conditionne :

- *la vitesse de l'eau dans le chenal ;
- *la vitesse de l'onde de crue ;
- *le tirant d'eau de la rivière : pour un même débit et une même largeur une rivière plus pentue a une vitesse d'écoulement plus grande et donc, généralement, une profondeur plus faible.

La pente hydrographique varie plus ou moins irrégulièrement pour une même cour d'eau

les structures géologiques traversée et diminue en général d'amont en aval (forme concave des profil en long). La pente d'un cours d'eau varie beaucoup d'un type de cour d'eau à un autre : supérieurs à 10^2 m/km pour les torrents fortement pentus à 10^{-2} m/km pour les grands fleuves. Elle conditionne la forme des hydro gramme de crue, comme la montre la figure :

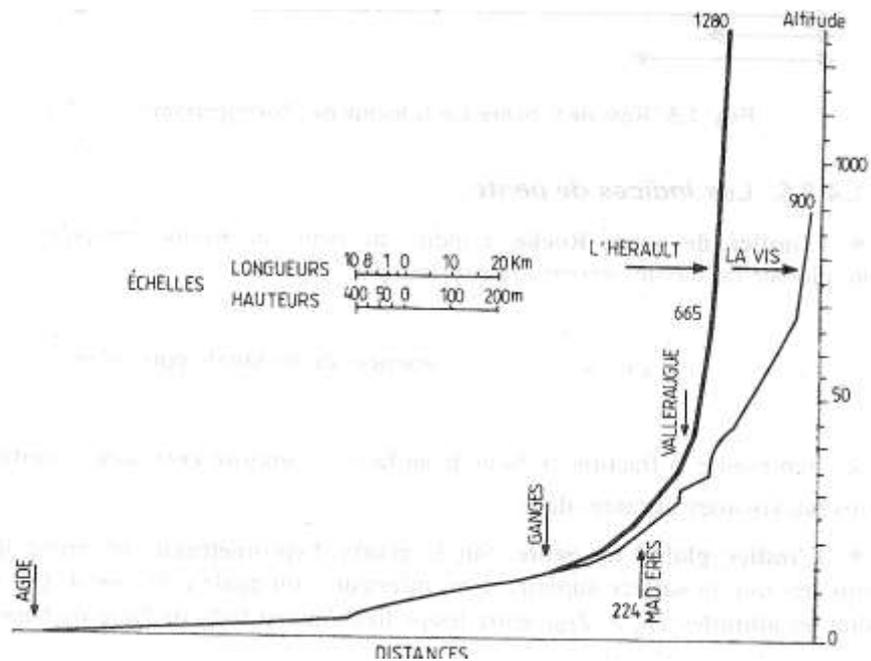


Fig.6. Profil en long de l'Hérault et la vis.

5.2.2.4. La pente stratigraphique :

Elle contrôle le chemin des eaux infiltrées qui alimentent les aquifères. Elle détermine la direction de l'écoulement des eaux souterraines.

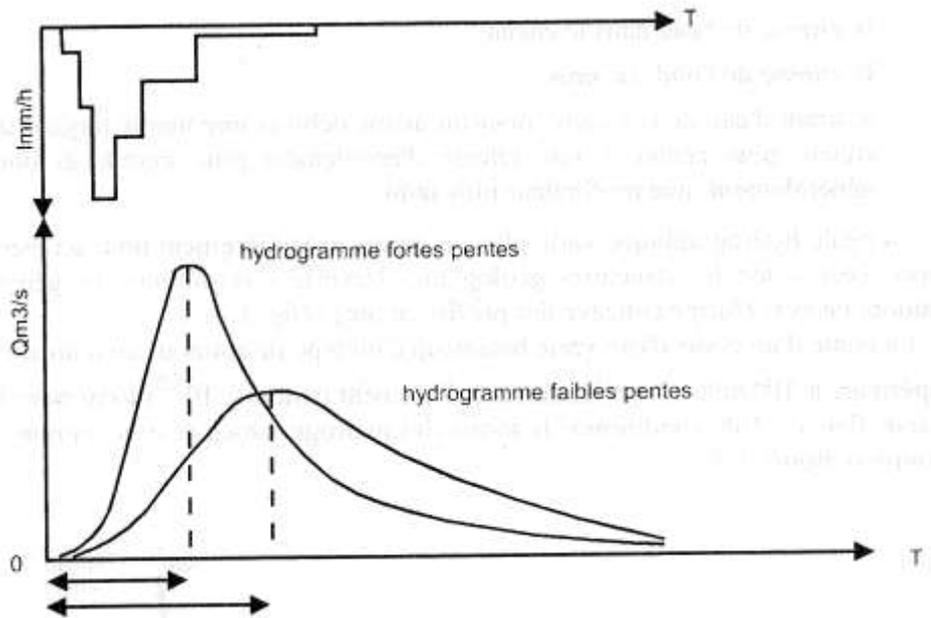


Fig.7. Rôle de la pente sur la forme de l'hydro gramme.

Les indices de pente :

- L'indice de pente Roche :

L'indice de pente de roche caractérise la pente globale du bassin versant .Il s'exprime par :

$$I_P = L^{-1/2} \cdot \sum_n^I \sqrt{a_i \cdot d_i}$$

L : Longueur du rectangle équivalent,

Ou a_i représenté la fraction en % de la surface A comprise entre deux courbes de niveau voisines distantes de d_i .

- L'indice global de pente :

Sur la courbe hypsométrique, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5% de A. On en déduit les altitudes $H_{5\%}$ - $H_{95\%}$ entre les quelle s'inscrit 90% de l'aire du bassin et la dénivelée.

L'indice global est égal :

$$I_g = D/L$$

- La pente moyenne du bassin versant :

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

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne d’un bassin. Toutes se basent sur une lecture d’une carte topographique réelle ou approximative. La méthode proposée par Carlier et Leclerc (1964) consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données. Une valeur approchée de la pente moyenne est alors donnée par la relation suivante :

$$I = (H_{max} - H_{min})/L$$

H_{max} : Altitude maximale (m).

H_{min} : Altitude minimale (m).

L : Longueur équivalente (m).

➤ ***Les modèles numériques de terrain :***

Les modèles numériques de terrain. Le modèle numérique de terrain est établi à partir des courbes de niveau numérisées du bassin. Les altitudes sont calculées aux points d’une grille dont la taille d’une maille élémentaire détermine le pas du modèle. Différents paramètres sont calculés pour chacune des mailles : altitude moyenne, direction de drainage, pente moyenne, exposition, convexité etc. Le modèle numérique de terrain permet d’avoir une représentation en 3 dimensions du bassin versant. Il permet surtout d’étudier la distribution des paramètres précédents, de tracer automatiquement le réseau de drainage et de disposer de données descriptives quantifiées et précises pour réaliser une modélisation des écoulements distribuée dans l’espace.

➤ *Dénivelée Spécifique :*

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

Tab.3. Classification des reliefs d'après l'ORSTOM .

La dénivelée spécifique permet d'utiliser la classification de l'O.R.S.T.O.M (tableau suivant) qui permet définir les différent types de relief des bassin versant quelque soient leurs superficies. La dénivelée spécifique est définie comme suit :

$$D_s = I_g \cdot (S)^{1/2}$$

I_g : indice de pente globale (m/km).

S : surface du bassin versant (km²).

5.3. Les caractéristiques du réseau hydrographiques :

Le réseau hydrographique est l'ensemble des chenaux qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du bassin versant. Un chenal peut-être défini comme l'inscription permanente dans l'espace d'un écoulement concentré plus ou moins permanent. A l'amont de tout chenal, les processus hydrologiques sont

aréolaires, spatiaux, c'est -à- dire qu'ils intéressent une surface et non une ligne ; dans le chenal ils deviennent linéaires.

Dans un bassin versant les chenaux sont organisés, hiérarchisés en un réseau qui concentre les eaux des rues dans les ruisseaux, celles des ruisseaux dans les rivières, celles des rivières dans les fleuves.

Un réseau hydrographique est donc l'ensemble des cours d'eau, affluents ou – affluents d'une rivière ou d'un même fleuve. A l'état naturel tous les réseaux sont hiérarchisés, de nombreux auteurs ont proposé des classifications de ces réseaux.

a-Classification de Horton :

Tout cour d'eau sans affluent est d'ordre 1, tout cour d'eau ayant un affluent d'ordre x est $x+1$, il garde cet ordre sur toute sa longueur. A la confluence de deux talwegs d'importance égale, on donne l'ordre supérieur au plus long.

b-Classification de Schumm :

Est d'ordre $(x+1)$ tout tronçon de rivière formé par la réunion de deux cours d'eau d'ordre x .

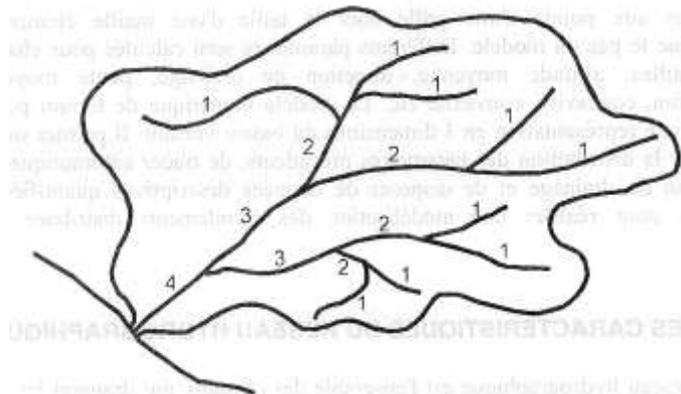


Fig.8. Classification de Schumm.

5.3.1. Les Longueurs du Bassin Versant :

Un bassin versant se caractérise principalement par les deux longueurs suivantes :

- *La longueur d'un bassin versant (LCA) :*

Est la distance curviligne mesurée le long de la cour d'eau principal depuis l'exutoire jusqu'à un point représentant la projection du centre de gravité du bassin sur un plan.

- *La longueur du cour d'eau principale (L) :*

Est la distance curviligne depuis l'exutoire jusqu'à la ligne de partage des eaux, en suivant toujours le segment d'ordre le plus élevé lorsqu'il y a un embranchement et par extension du dernier jusqu'à la limite topographique du bassin versant. Si les deux segments à l'embranchement sont de même ordre, on suit celui qui draine la plus grande surface.

5.3.2. La pente moyenne d'un cours d'eau :

La pente moyenne de la cour d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Cette variable influence donc le débit maximal observé. Une pente abrupte favorise et accélère l'écoulement superficiel, tandis qu'une pente douce ou nulle donne à l'eau le temps de s'infiltrer, entièrement ou en partie, dans le sol.

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

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

Ou :

P_{moy} : pente moyenne du cour d'eau (m/km).

ΔH_{max} : dénivellation maximale de la rivière (m)

L : longueur de la cour d'eau principal (km).

5.3.3. Rapport de Confluence :

Le rapport de confluence R_C est égal au quotient du nombre de talwegs d'ordre x par celui des talwegs d'ordre supérieur (x+1).

Les réseaux hydrographiques sont toujours dendritiques, c'est-à-dire ramifiés comme les branches d'un arbre. Certains auteurs distinguent 3 principaux types de réseaux :

Chêne : la ramification est bien développée avec un espacement régulier des confluences. Le rapport R_C est inférieur à 5.

Peuplier : le bassin versant nettement plus long que large, présente de nombreux affluents parallèles et un rapport de confluence élevé, R_C supérieur à 10.

Pin : le bassin versant se caractérise par une concentration des confluences dans le secteur amont d'où sort tronc qui ne reçoit plus d'affluents importants. Le rapport R_C est faible.

Cette organisation est très importante pour la formation des crues du cours d'eau principale.

Selon le type de géométrie du réseau, les crues des différents affluents plus ou moins rapidement dans l'espace et dans le temps. Elles se superposent plus ou moins les unes sur les autres, ou au contraire succèdent les unes après les autres. Les risques de superposition croissent du type peuplier au type pin parasol. Ceci est vrai pour les bassins qui sont globalement affectés par événement pluvieux.

Les trois types présentés dans la figure sont des types simples d'organisation de réseaux hydrographiques. L'histoire géomorphologique et la structure géologique sont à l'origine de réseaux d'organisation plus complexe.

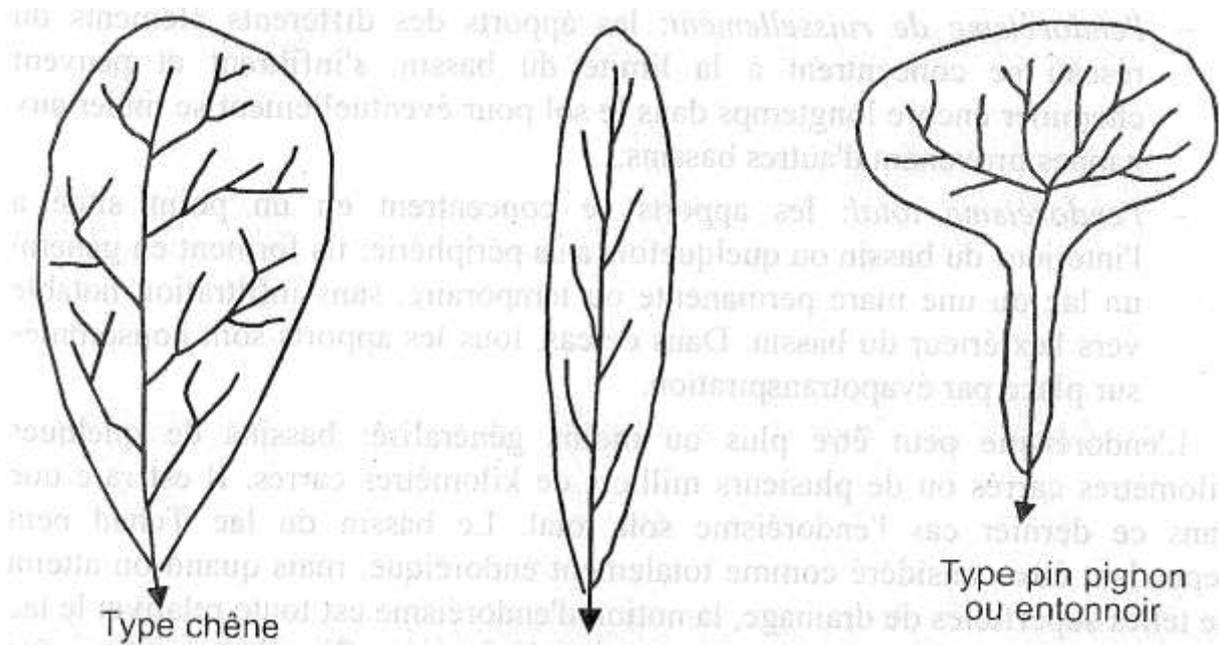


Fig.9. Types de bassins versants.

5.3.4. Endoréisme :

Il s'agit d'une forme spéciale du bassin versant dans laquelle l'eau est concentrée en un point du bassin lui-même, soit sous forme de lac ou de mare, soit par accumulation souterraine.

On peut distinguer deux types d'endoréisme :

-l'endoréisme de ruissellement : les apports des différents éléments du réseau se concentrent à la limite du bassin, s'infiltrent et peuvent cheminer encore longtemps dans le sol pour éventuellement se mêler aux nappes provenant d'autre bassin.

-l'endoréisme total : les apports se concentrent en un point situé à l'intérieur du bassin ou quelque fois à sa périphérie ; ils forment en générale un lac ou une mare permanente ou temporaire, sans infiltration notable vers l'extérieur du bassin. Dans ce cas, tous les apports sont consommés sur place par évapotranspiration.

L'endoréisme peut être plus ou moins généralisé : bassins de quelques Kilomètres carrés ou de plusieurs milliers de kilomètres carrés. Il est rare que dans ce dernier cas l'endoréisme soit total. Le bassin du lac Tchad peut

cependant être considéré comme totalement endoréisme est toute relative : le lac Tchad joue en fait le rôle d'une mer intérieure. Signalons enfin, que l'endoréisme est généralement caractéristique des zones arides et souvent présent dans les régions karstiques.

5.4. Les caractéristiques agro-pédo-géologiques :

- **Le terrain :**

Le terrain est au contact terre/atmosphère ; on peut donc le schématiser par trois types de matériaux :

-le sol qui fixe et nourrit les plantes ;

-le manteau de dépôts superficiels plus ou moins épais (altérites, colluvions, alluvion...);

-le substratum ou roche en place, structure géologique supérieure du bassin versant.

Ce dernier est toujours présent, alors que le sol et le manteau peuvent ne pas exister. L'hydrologue s'intéresse à ces trois types de matériaux dans leur rapport avec le déroulement du cycle de l'eau. Nous ne traiterons pas du substratum, traité en hydrogéologie.

Le sol et le manteau exercent vis-à-vis de l'eau deux rôles principaux :

-un rôle de stockage → porosité ;

-un rôle de transfert → perméabilité.

- **Le sol :**

Le sol agit de différentes manières sur le régime d'une rivière. Sa nature et surtout sa couleur interviennent dans le bilan thermique. Par son influence sur le développement et la nature de la végétation, il agit indirectement sur

l'évapotranspiration. Ce sont surtout les propriétés mécaniques du sol qui intéressent les hydrologues.

Un sol peut-être compact (roche) et est généralement imperméable, sauf en cas de fissures, diaclases etc. Il peut –être meuble, et il est alors nécessaire de l'analyser pour connaître en particulier les proportions d'éléments plus ou moins fins ou grossiers qui le composent. En effet, la dimension des particules constituant le matériau est le facteur déterminant des phénomènes d'infiltration. En schématisant on dira que plus les particules seront d'une taille importante, plus le terrain sera perméable, c'est-à-dire favorable à l'infiltration. On adopte généralement la classification suivante :

Diamètre des particules :

- gravier > 2 mm
- Sable grossier 2 à 0,2 mm
- Sable fin 0,2 à 0,02 mm
- Limon 0,02 à 0,002 mm
- Argile $< 0,002$ mm

Ceci nous amène à définir quelques termes couramment utilisés :

Perméabilité : propriété d'un milieu solide poreux de se laisser traverser par l'eau.

Infiltration : passage d'un fluide de l'extérieure vers l'intérieur d'un milieu poreux.

Y ait infiltration, il ne suffit pas que le milieu soit perméable, il faut que la surface qui sépare de l'extérieur le soit aussi. En Hydrologie, cette remarque est très importante compte tenu du rôle joué par l'état de la surface du sol dans le processus du ruissellement.

Absorption : en hydrologie, processus général de rétention de l'eau précipitée sur un bassin versant, lorsque cette eau est définitivement soustraite au ruissellement. Elle comprend entre l'infiltration.

foret régularise le débit des cours d'eau et amortit les crues de faibles et moyennes amplitudes. Par contre, son action sur les débits extrêmes causés par des crues catastrophiques est réduite.

A l'inverse, le sol nu, de faible capacité de rétention favorise un ruissellement très rapide.

L'érosion de la terre va généralement de pair avec l'absence de couverture végétale.

Etant donné l'importance du rôle joué par la foret, on traduit parfois sa présence par un indice de couverture forestière K :

$$K = \frac{\textit{Surface des foret}}{\textit{Surface totale du bassin}} \times 100$$

- ***Les surfaces Urbanisées :***

Les surfaces imperméables jouent un très grand rôle en hydrologie urbaine. Elles augment l'écoulement de surface, réduisent les infiltrations et la recharge des nappes, et diminuent le temps de concentration. On calcule souvent un taux d'imperméabilité qui est le rapport entre les surfaces imperméables et la surface totale.

- ***La géologie du Substratum :***

La connaissance de la géologie d'un bassin versant s'avère importante pour cerner l'influence des caractéristiques physiographiques. La géologie du substratum influe non seulement sur l'écoulement de l'eau souterraine mais également sur le ruissellement de surface. Dans ce dernier cas, les caractères géologiques principaux à considérer sont la lithologie (nature de la roche mère) et la structure tectonique du substratum. L'étude géologique d'un bassin versant dans le cadre d'un projet hydrologique a surtout pour objet de déterminer la perméabilité du substratum. Celle-ci intervient sur la vitesse de

montée des crues, sur leur volume et sur le soutien apporté aux débits d'étiage par les nappes souterraines. Un bassin à substratum imperméable présente une crue plus rapide et plus violente qu'un bassin à substratum perméable, soumis à une même averse. Ce dernier retient l'eau plus aisément, et en période de sécheresse, un débit de base sera ainsi assuré plus longtemps. Néanmoins, le substratum peut absorber une certaine quantité d'eau dans les fissures et diaclases des roches naturellement imperméables ou dans les formations rocheuses altérées.

Pour ces dernières, la dissolution de certains éléments et leur migration, menant à la formation de canaux, peut créer une circulation souterraine importante. Ce phénomène se retrouve sans exception dans les régions karstiques. Dans ce cas, l'étude géologique devra être beaucoup plus détaillée de manière à localiser les nappes d'eaux souterraines, leur zone d'alimentation et leurs résurgences. Cette étude devra être réalisée par un hydrogéologue.

6. Conclusion :

L'analyse hydrologiques théorique nous a permis de mettre en évidence les différentes relations pluie/débit ainsi que les méthodes de connaissance des caractéristiques physico géographique de cette échelle géographique naturelle qui est le bassin versant.



Chapitre IV

Estimation des débits de crue

Introduction :

L'estimation des débits de crue souffre de nombreuses indéterminations. Le manque de données explique en partie cette méconnaissance. Les enjeux humains et matériels justifient qu'on s'intéresse aux crues soudaines et violentes avec les dommages dus aux inondations sont en constante augmentation. Nous proposons une méthodologie de modélisation pour la prédétermination de débit de crue. Après une étude des différents processus hydrologiques principalement responsables de la genèse de crues et les différents modèles hydrologiques existant pour la transformation de la pluie en débit l'analyse spatiotemporelle du phénomène des crues a fait ressortir dans la plus part de temps leur étroite liaison avec les pluies, notamment les séquences maximales : facteur générateur et déterminant de l'amplitude et de l'expansion des crues.

Parmi ces modèles on trouve :

***La méthode statistique lois de Gumbel.**

***La méthode rationnelle.**

***La méthode régionale.**

1* Méthode statistique : ajustement d'une série de données- Gumbel

L'analyse fréquentielle d'une série de débits maximaux permet d'estimer le temps de retour d'une valeur particulière.

Cette prédiction repose sur la définition et la mise en œuvre d'un modèle fréquentiel qui est une équation décrivant (modélisant) le comportement statistique d'un processus.

Ces modèles décrivent la probabilité d'apparition d'un événement de valeur donnée. C'est du choix du modèle fréquentielle (et plus particulièrement de son type) que dépendra la validité des résultats de l'analyse fréquentielle.

Un modèle fréquentiel très souvent utilisé pour décrire le comportement statistique des valeurs extrêmes est la distribution statistique de Gumbel (loi double exponentielle ou loi de Gumbel).

2* Méthode d'estimation régionale : indice de crue

Les méthodes de type indice de crue sont elle aussi basées sur l'hypothèse que les données des différents sites d'une région considérée suivent la même loi à un paramètre d'échelle près et qu'il n'y pas de corrélation spatiale. Cependant, la performance de la méthode d'estimation régionale dans le cas où les hypothèses de base ne sont pas respectées est bien meilleure que dans le cas de la méthode stations-années. Au lieu de considérer toutes les données standardisées de la région comme un seul échantillon, on calcule la moyenne régionale de quelques caractéristiques statistiques qui servent ensuite à estimer la distribution régionale. Cette méthode a été proposée par DALRYMPLE(1960) qui a fait l'hypothèse que la loi de Gumbel était généralement applicable.

3* Méthode rationnelle :

La méthode la plus ancienne d'estimation du débit de pointe à partir de la pluie est appelée méthode rationnelle. Elle est considérée valide pour les superficies de moins de 800 ha. Elle suppose que le débit maximum est

obtenu lorsque toute la superficie du bassin versant contribue au ruissellement à l'exutoire avec la plus grande intensité moyenne de précipitation (Lagacé, 2012a). Cette plus grande intensité correspond à la plus grande précipitation pour la durée du temps de concentration.

Estimation des débits de pointe de temps de retour 2.33, 5, 20, 50, 100 ans par la méthode statistique (nécessite une longues séries de débits)

Méthode à appliquer : ajustement statistique d'une série de données :

L'objectif de cet exercice est d'estimer les débits de pointes (débits maximaux) correspondants à un certain temps de retour, c'est-à-dire à une certaine probabilité d'apparition donnée.

L'analyse fréquentielle d'une longue série de débits maximaux permet d'estimer le temps de retour d'une valeur particulière. Cette prédiction repose sur la définition et la mise en oeuvre d'un **modèle fréquentiel** qui est une équation décrivant (modélisant) le comportement statistique d'un processus. Ces modèles décrivent la **probabilité d'apparition** d'un événement de valeur donnée. C'est du choix du modèle fréquentiel (et plus particulièrement de son type) que dépendra la validité des résultats de l'analyse fréquentielle.

Un modèle fréquentiel très souvent utilisé pour décrire le comportement statistique des valeurs extrêmes est la distribution statistique de Gumbel (loi double exponentielle ou loi de Gumbel). La fonction de répartition de la loi de Gumbel $F(x)$ s'exprime de la manière suivante :

$$f(x) = \exp\left[-\exp\left(-\frac{x-a}{b}\right)\right]$$

avec la variable réduite suivante : $u = \frac{x-a}{b}$

où a et b sont les paramètres du modèle de Gumbel.

La distribution s'écrit alors de la manière suivante :

$$f(x) = \exp[-\exp(-u)] \quad \text{et} \quad u = -\ln[-\ln(f(x))]$$

L'avantage d'utiliser la variable réduite est que l'expression d'un quantile est alors linéaire

$$(x_q = a + bu_q)$$

En conséquence, dès lors que les points de la série à ajuster peuvent être reportés dans un système d'axes $x - u$, il est possible d'ajuster une droite qui passe le mieux par ces points et d'en déduire les deux paramètres a et b de la loi. L'estimation des paramètres a et b de l'ajustement peut se faire graphiquement (ajustement à l'œil ou à l'aide d'une régression statistique), ou selon une méthode mathématique comme celle des moments (ci-dessous).

En pratique il s'agit essentiellement d'estimer la probabilité de non dépassement $F(x_i)$ qu'il convient d'attribuer à chaque valeur x_i . Il existe de nombreuses formules d'estimation de la fonction de répartition $F(x)$ à l'aide de la fréquence empirique. Elles reposent toutes sur un tri de la série par valeurs croissantes permettant d'associer à chaque valeur son rang r . Des simulations ont montré que pour la loi de Gumbel, il faut utiliser la fréquence empirique de Hazen :

$$F(x_r) = \frac{r - 0.5}{n}$$

où r est le rang dans la série de données classée par valeurs croissantes, n est la taille de l'échantillon, $x_{[r]}$ la valeur de rang r .

Rappelons encore que le temps de retour T d'un événement est défini comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement. Soit :

$$T = \frac{1}{1 - F_Q(x_Q)}$$

A l'aide de l'ajustement, il est alors possible d'estimer le débit de pointe pour un temps de retour donné

a) Méthode à appliquer : Méthode des moments

La méthode des moments consiste à évaluer les moments des échantillons avec les moments théoriques de la loi¹. Par la méthode des moments les paramètres a et b sont calculés d'après les formules :

$$\hat{b} = \frac{\sqrt{\hat{\sigma}}}{\pi} \hat{\sigma} \quad \hat{a} = \hat{\mu} - \hat{b}\gamma \quad \text{avec } \gamma = 0.5772 \quad (\text{constante d'Euler}).$$

avec :

σ : écart-type des valeurs composant l'échantillon.

μ : moyenne de l'échantillon.

Dès lors il est possible d'estimer les débits dont la représentation graphique est une droite d'équation :

$$Q = \hat{a} + \hat{b}.u \quad \text{avec :} \quad u: \text{variable réduite}$$

Autrement dit : la méthode des moments consiste à évaluer les caractéristiques de la distribution (empirique) des échantillons avec les

caractéristiques théoriques de la loi. Les caractéristiques utilisées pour décrire une distribution sont les moments dont les plus connus sont la moyenne et la variance (la moyenne d'une distribution est appelée premier moment, la variance est le deuxième moment). Les moments d'ordre plus élevés sont utiles pour caractériser d'autres aspects de la distribution. Le troisième moment est par exemple lié à l'asymétrie ou la dyssimétrie.

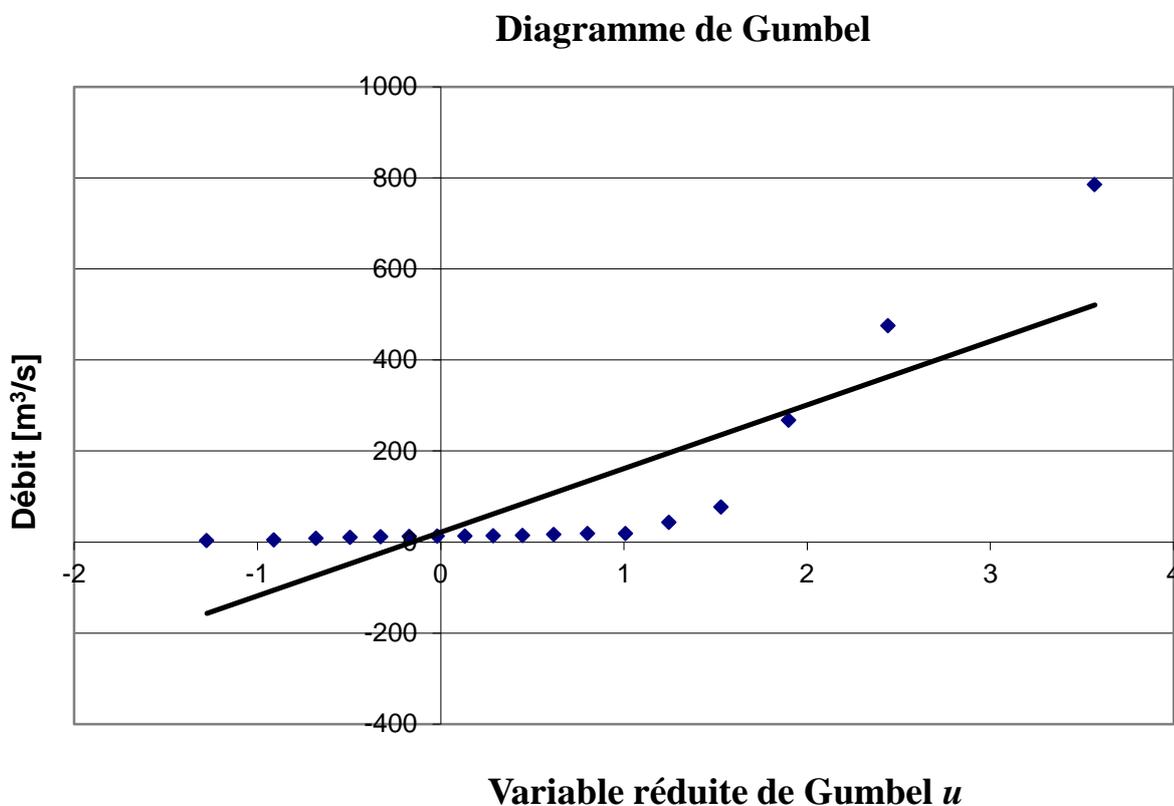


Figure 28. Ajustement graphique du modèle (calcul des paramètres « a » et « b » de la droite d'ajustement de Gumbel par la méthode des moments)

Etape 5 : Ajustement d'une relation linéaire de type $x_p = a + ub_q$ aux couples (u_i, x_i) (figure 1). Avec un ajustement de type graphique (à l'oeil), on a alors une estimation des paramètres a_1 et b_1 :

$$a_1 = 21.50 \text{ et } b_1 = 139,87$$

Avec un ajustement par la méthode des moments, on a alors une estimation peu différente des paramètres a_2 et b_2 :

$$a_2 = 5,98 \text{ et } b_2 = 163,02$$

Vérifier de manière visuelle l'ajustement. On peut remarquer que l'ajustement est médiocre. A ce stade, il serait nécessaire de vérifier statistiquement que les valeurs observées sont estimées « de manière satisfaisante » à l'aide de tests d'ajustement appropriés.

Etape 6 : Utilisation du modèle statistique pour estimer des débits de pointe de différents temps de retour T . Pour $T=100$ ans, on suit les étapes suivantes :

Calcul de la fréquence de non-dépassement:

$$F(Q_p(T)) = 1 - \frac{1}{T} = 1 - \frac{1}{100} = 0.99$$

Calcul de la variable réduite de Gumbel correspondante d'après la relation:

$$u = \ln[-\ln(f(Q_p(T)))] = u = -\ln[-\ln(0.99)] = 4.60$$

Calcul du quantile correspondant d'après la relation linéaire (avec a et b fournis par l'étape 5 précédente) :

$$Q_p(100) = a_1 + b_1 u_{100} = 664,902$$

On a de même pour les autres temps de retour :

$$Q_q(2.33) = a + b u_{2.33} = 115.213$$

$$Q_q(5) = a + b u_5 = 229,906$$

$$Q_q(20) = a + b u_{20} = 436.139$$

$$Q_q(50) = a + b u_{50} = 566.993$$

Estimation des débits de pointe de temps de retour 2.33, 5, 20, 50, 100 ans par la méthode rationnelle

****Méthode à appliquer : la méthode pseudo-empirique de la formule rationnelle**

Le concept de la méthode rationnelle doit son origine à un ingénieur irlandais Mulvanay responsable de drainage agricole au siècle dernier (1850). Malgré de nombreuses hypothèses simplificatrices, c'est probablement de loin la formule la plus connue et la plus utilisée essentiellement à cause de sa simplicité, mais aussi du fait que les séries de pluies sont souvent plus longues que celles des débits.

Le débit de pointe est calculé en fonction des caractéristiques physiographiques des bassins versants et de l'intensité des précipitations (estimée à partir des courbes IDF) selon l'expression suivante :

Le débit de pointe est calculé en fonction des caractéristiques physiographiques des bassins versants et de l'intensité des précipitations (estimée à partir des courbes IDF) selon l'expression suivante :

$$Q_p(t) = u \times C_r \times i(T \times t_c) \times A$$

Avec :

C_r : Coefficient de ruissellement (ou coefficient d'écoulement) du bassin versant qui dépend de la couverture du sol et du temps de retour .

$i(T, t_c)$: Intensité moyenne maximale de la pluie fonction du temps de concentration t_c et de la période de retour T [mm/h].

A : Superficie du bassin versant [ha] ;

u : Coefficient qui est fonction des unités choisies. Avec A en ha, i en mm/h et , $u = 0.0028$. On obtient Q en m³/s.

L'application de cette méthode nécessite l'identification des différents coefficients qui la caractérisent, à savoir, le coefficient de ruissellement Cr , le temps de concentration t_c , l'intensité moyenne maximale de la pluie i .

- ***L'estimation du coefficient de ruissellement*** : Il existe des tableaux de valeurs expérimentales de ce coefficient suivant le type de sol, sa couverture végétale et la pente du bassin. Si le bassin est caractérisé par des couvertures ou des pentes très différentes il est alors nécessaire de procéder à la détermination d'un nouveau coefficient de ruissellement moyen à l'aide d'une moyenne pondérée par les surfaces.

- ***Estimation du temps de concentration*** : A défaut de mesures, le temps de concentration peut être estimé par des formules empiriques, comme celle de Ventura :

$$t_c = 76.3 \times \frac{\sqrt{A}}{\sqrt{I}}$$

t_c : Temps de concentration [min],

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

I : pente moyenne du bassin [%].

-***Estimation de l'intensité moyenne maximale des précipitations:***

les méthodes et les formulations mathématiques pour estimer l'intensité critique pour un temps de retour T donné sont multiples. Ici, la formule de Montana et les coefficients sont utilisés :

$$i(T, t_c) = a(T) \times t_c^{-b(T)} \quad (1)$$

I : intensité moyenne maximale de l'averse de durée t [mm/h],

t : durée de la pluie = t_c [min] ;

a, b : paramètres locaux dépendant du lieu et du temps de retour T .

Rappelons qu'une hypothèse de la méthode rationnelle est que la durée de la pluie est égale au temps de concentration (t_c).

Démarche et résultats

Etape 1 : Estimation du coefficient de ruissellement moyen, pondéré par les surfaces. Pour le bassin de Medjez Elbgare , ce calcul est facilement réalisé à partir :

Des caractéristiques du bassin versant (surface et % occupation du sol).

$A = 62 \text{ km}^2$ dont $P(\text{forêt}) = 2,2 \%$, $P(\text{près}) = 82,5 \%$ et $P(\text{Urbain}) = 3 \%$.

Des valeurs caractéristiques des coefficients de ruissellement pour différents types d'occupation du sol, et différentes pentes:

$I = 3.52 \%$ d'où : $Cr(\text{forêts}) = 2.2$; $Cr(\text{près}) = 82.5$ et $Cr(\text{Urbain}) = 3$

Ainsi :

Le coefficient de ruissellement pondéré du bassin est :

$C_r = 68.2 \%$

Temps de concentration (Ventura)

$$t_c = 76.3 \times \frac{\sqrt{A}}{\sqrt{I}} = 76.3 \times \frac{\sqrt{62}}{\sqrt{32.9}} = 320.2 \text{ min.}$$

Etape 3 : Estimation de l'intensité critique de pluie pour T et de durée $t = t_c$ d'après l'équation (1) et les coefficients a et b :

Soit :

$$i_{2.33} = a \times t_c^{-b} = 310.1 \times 310.2^{-0.63} = 8.352$$

$$i_5 = a \times t_c^{-b} = 390.4 \times 310.2^{-0.63} = 10.514$$

$$i_{20} = a \times t_c^{-b} = 581.1 \times 310.2^{-0.65} = 13.95$$

$$i_{50} = a \times tc^{-b} = 672.1 \times 310.2^{-0.65} = 16.138$$

$$i_{100} = a \times tc^{-b} = 793.41 \times 310.2^{-0.66} = 17.99$$

Etape 4 : Estimation des débits de pointe pour les différents temps de retour T d'après la formule rationnelle d'après la formule suivante :

$$Q_p(t) = u \times C_r \times i(T \times t_c) \times A$$

$$Q_{2.33} = u \times C_r \times i_{2.33} \times A = 0.0028 \times 0.682 \times 8.352 \times 62 = 0.989$$

$$Q_5 = u \times C_r \times i_5 \times A = 0.0028 \times 0.682 \times 10.514 \times 62 = 1.245$$

$$Q_{20} = u \times C_r \times i_{20} \times A = 0.0028 \times 0.682 \times 13.95 \times 62 = 1.652$$

$$Q_{50} = u \times C_r \times i_{50} \times A = 0.0028 \times 0.682 \times 16.138 \times 62 = 1.911$$

$$Q_{100} = u \times C_r \times i_{100} \times A = 0.0028 \times 0.682 \times 17.99 \times 62 = 2.130$$

Estimation des débits de pointe de temps de retour 2.33, 5, 20, 50, 100 ans par la méthode régionale

****Méthode à appliquer : Méthode de « l'indice de crue »**

Le débit associé à un temps de retour de 2.33 ans (temps de retour de l'espérance mathématique d'une variable aléatoire distribuée selon une loi de Gumbel), noté généralement Q , peut-être régionalisée à l'intérieur d'un bassin versant, à l'aide d'une relation de type empirique ou statistique (souvent fonction de la surface), qui permet d'estimer la valeur moyenne du débit annuel de temps de retour de 2,33 ans en tous points de cet espace par interpolation. Le passage de cette valeur moyenne à un débit moyen ou maximal de crue de temps de retour différent s'effectue à l'aide d'autres relations, validées sur la même zone. 233.

la formule de détermination du $Q_{2.33}$, dépendant de la surface du bassin considéré et d'un paramètre régional K . Elle se présente sous la forme suivante :

$$Q_{2.33} = K_{2.33} \times A^{0.66} \quad (2)$$

$$K = 0.0056 \times EL^{-0.56} \times ALT^{0.63}$$

$Q_{2.33}$: débit annuel de temps de retour de 2,33 ans [m^3/s] ;

K : Paramètre régional [-] ;

A : surface [km^2] ;

EL : Elongation du versant (rapport entre le diamètre du cercle ayant la même surface que le bassin versant et la longueur totale du réseau hydrographique) [-];

ALT : altitude moyenne du bassin versant [m].

Démarche et résultats

Etape 1 : Calcul du débit annuel à partir des caractéristiques physiographiques des bassins versants étudiés et de l'équation (2). On a donc :

$$\begin{aligned} Q_{2.33} &= 0.0056 \times EL^{-0.56} \times ALT^{0.63} \\ &= 0,0056 \cdot 0,26^{-0.56} \cdot 1454^{0.63} \cdot 1,66^{0.66} \end{aligned}$$

$$Q_{2.33} = 1.5m^3/s$$

Etape 2 : Calcul des débits pour les différents temps de retour (5, 20, 50 et 100 ans) en utilisant le débit de pointe annuel $Q_{2.33}$ estimé précédemment et la courbe de croissance établie pour le bassin versant Medjez ElBgar - Guelma :

$$Q_{20ans} = F_{C_{5ans}} \times Q_{2.33} = 1.87 \times 1.5 = 2.9 \text{ m}^3/s$$

$$Q_{50ans} = F_{C_{5ans}} \times Q_{2.33} = 2.35 \times 1.5 = 3.6 \text{ m}^3/s$$

$$Q_{100ans} = F_{C_{5ans}} \times Q_{2.33} = 2.77 \times 1.5 = 4.3 \text{ m}^3/s$$

Comparer des résultats obtenus

Pour les différentes méthodes et les différents temps de retour, les résultats sur le bassin versant de Medjez ElBgar sont regroupés dans le tableau suivant. La méthode régionale sous-estime clairement les débits de pointe. Ceci est probablement dû au fait que le bassin n'est pas homogène par rapport aux paramètres utilisés dans la régionalisation. Les deux autres méthodes donnent des résultats semblables.

<i>Période de retour T</i>	<i>100</i>	<i>50</i>	<i>20</i>	<i>5</i>	<i>2.33</i>
Qp [Statistique]	<i>644.9</i>	<i>567.3</i>	<i>436.9</i>	<i>213.3</i>	<i>102.4</i>
Qp [V, Montana]	<i>20849.3</i>	<i>18188.8</i>	<i>16182.6</i>	<i>11879.6</i>	<i>9515.3</i>
Qp(T) [régional]	<i>14.2</i>	<i>12.1</i>	<i>9.6</i>	<i>6.5</i>	<i>4.9</i>

Tableau 1 : Comparaison des $Qp_{(2.33)}$ obtenus (en m^3/s) avec le débit moyen observé pour les bassins de Medjez ELBgar – Guelma

Conclusion:

Domaine de validité des méthodes :

- **Méthode statistique** : appropriée pour les bassins versants avec de longues séries de débit ;
- **Méthode régionale** : appropriée pour des bassins versants $> 10 \text{ km}^2$ et souvent plus approprié pour les grands temps de retour;
- **Méthode rationnelle** : appropriée pour les petits bassins versants $< 3 \text{ km}^2$

Conclusion générale

Finallement :

Il peut y a une grande variabilité des débits de pointes estimés selon des différentes méthodes et formules. Il faut choisir la méthode selon son domaine d'utilisation et considérer si les valeurs observées sont disponibles. Rappelons les points suivants :

On a uniquement des estimations grossières vues les nombreuses sources d'incertitude.

- **Méthode statistique** : L'ajustement de Gumbel n'est pas forcément le plus approprié (il y a d'autres types possibles d'ajustements. Si l'ajustement est réalisé sur des séries trop courtes, cela peut conduire à des estimations loin de la réalité.

- **Méthode régionale** : Cette méthode implique le calcul des débits uniquement en fonction des caractéristiques des bassins versants. Si les bassins à étudier ne sont pas homogènes (caractéristiques prédominantes non prises en compte dans les paramètres de régionalisation), l'utilisation d'une formule régionale donnera forcément des Q_p très différents des estimations obtenues par la méthode régionale.

- **Méthode rationnelle** : Une des limites de cette méthode est le problème posé par les multiples formules et abaques nécessaires pour estimer le temps de concentration, le coefficient de ruissellement et l'intensité des précipitations. Un autre problème classique de cette méthode est l'hypothèse sur les temps de retour :

$T(\text{pluie}) = T(\text{débit})$. Enfin, l'estimation du coefficient de ruissellement peut être délicate. De plus rappelons que le Cr n'est pas égale dans l'espace ni dans le temps ni pour des temps de retour différents.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

MONTAS, Hubert J., ENRIGHT, Peter, & MADRAMOOTOO & Chandra Alastair. Evaluation des débits de pointe pour les petits bassins versants du Québec : rapport final du projet demandé par le Service du génie du Ministère de l'agriculture, des pêcheries et de l'alimentation du Québec. Gouvernement du Québec, Ministère de l'agriculture de [s] pêcheries et de l'alimentation, Direction de la recherche et du développement, 1990.

OUARDA, Taha BMJ, GINGRAS, Hugo & BOBÉE, Bernard. Synthèse des méthodes simples de régionalisation. INRS-Eau, 2001.

ROCHE, Pierre-Alain, MIQUEL, Jacques, & GAUME, Eric. Hydrologie quantitative: Processus, modèles et aide à la décision. Springer Science & Business Media, 2012. **TOUAÏBIA, B.** Manuel pratique d'hydrologie. Edition Madani, Blida, Algérie, 2004.

ZEROUAL, Ayoub, MEDDI, Mohamed, & ASSANI, Ali A. Artificial neural network rainfall-discharge model assessment under rating curve uncertainty and monthly discharge volume predictions. *Water Resources Management*, 2016, vol. 30, no 9, p. 3191-3205.