

SOMMAIRE

<i>Sommaire</i>	<i>6</i>
<i>Liste des figures</i>	<i>9</i>
<i>Liste des tableaux.....</i>	<i>11</i>
<i>Introduction Générale</i>	<i>13</i>
<i>Chapitre I : Processus De Formation Des Crues.....</i>	<i>16</i>
1.1 Introduction	17
1.2 Processus hydrologique.....	17
1.2.1. Ecoulement souterrain	18
1.2.2. Ecoulement de surface.....	19
1.2.3. Ecoulement sub-surface.....	20
1.2.4. Ecoulement direct sur cours d'eau.....	20
1.3 Réponse hydrologique d'un bassin versant.....	20
1.3.1. Qu'est-ce qu'un bassin versant ?	20
1.3.2. Les crues d'un bassin versant	23
1.4. Genèse des crues et les facteurs d'influence de la réponse hydrologique	25
1.4.1. Aspect météorologiques	25
1.4.2. Aspect hydrologique et hydrique du bassin versant.....	26
1.5. Hydrogramme de crue	27
1.5.1. Transformation de la pluie en hydrogramme de crue	27
1.5.2. Séparation des écoulements sur l'hydrogramme de crue.....	28
1.6 Régimes hydrologiques	29
1.6.1. Régimes et échelles temporelles	29
1.6.2 Régime hydrologique à l'échelle spatiale.....	30
1.6.3 Impact de l'homme sur la variation de régime hydrologique.....	31
1.6.4 Influence du Réchauffement climatique sur le régime hydrologique	32
1.7 Conclusion.....	33
<i>Chapitre II : Modélisation Pluie - Débit : outil De Prévision Des Crues.....</i>	<i>34</i>
2.1 La prévision des crues.....	35
2.1.1 Introduction	35
2.1.2 Définition de la prévision des crues	35
2.1.3 Besoins en prévision des crues	36
2.1.4 Outils de prévision.....	37
2.2 La modélisation pluie-débit :	38
2.2.1.Un modèle pluie-débit : définition et objectif	38

2.2.2.A quoi sert un modèle pluie-débit ?	39
2.3 Approches de modélisation	40
2.4 Classification des modèles pluie-débit	41
2.4.1.Classification selon l'objet étudié : modèles probabilistes, modèles déterministes	42
2.4.2.Classification en fonction de la représentation des processus hydrologiques	43
2.4.3.Classification selon l'approche temporelle : Modèle événementiel ou Continue	45
2.4.4.Classification selon l'approche spatiale	46
2.5 Calibration et validation d'un modèle.....	47
2.5.1.Le choix de la fonction- objectif	47
2.6 Présentation de quelques modèles hydrologiques :	49
2.7 Conclusion	58
<i>Chapitre III : Bassin Versant Cheliff Amont De Boughzoul.....</i>	<i>59</i>
3.1 Présentation Générale Du Bassin Versant Amont De Boughzoul.....	60
3.1.1 Le couvert végétal	61
3.1.2 Géologie	62
3.2 Morphométrie du bassin versant Cheliff Amont Boughzoul.....	64
3.2.1 Généralités	64
3.2.2 Paramètres de forme	65
3.2.3 Paramètres de relief	66
3.3 Réseau hydrographique	69
3.3.1 Oued Touil.....	70
3.3.2 Oued Ouassel.....	71
3.4 Conclusion	72
<i>Chapitre IV : Etude Des Paramètres Hydrologiques</i>	<i>73</i>
4.1 Etude Climatique Du Bassin Versant d'Oued Touil	74
4.1.1 Introduction	74
4.1.2 Exploitation des données	74
4.2 Etude des précipitations.....	76
4.2.1 Variation de la pluviométrie annuelle	76
4.2.2 Etude Statistique des précipitations	77
4.2.3 Étude de la pluviométrie mensuelle.....	81
4.3 Etude des débits(les lames d'eau écoulées).....	84
4.3.1 Test d'homogénéité « corrélation double cumuls ».....	84
4.3.2 Comblement des lacunes :	85
4.3.3 Variation des écoulements annuels.....	86
4.3.4 Etude statistique des écoulements	87
4.3.5 Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée	89

4.3.6 Variations mensuelles des lames d'eau écoulées	89
4.3.7 Variations saisonnières des lames d'eau écoulées	90
4.4 Etude de la Température	91
4.4.1 Températures annuelles	91
4.4.2 Températures mensuelles	92
4.5 Humidité relative	93
4.6 Le vent	93
4.7 L'Evapotranspiration.....	93
4.7.1 Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	94
4.8 Conclusion	98
<i>Chapitre V : Modélisation Pluie - Débit Dans Le Bassin D'Oued Touil.....</i>	99
5.1 Introduction.....	100
5.1.1 Caractéristiques des modèles GR	100
5.2 Modélisation Par Corrélation (Précipitations - Lames D'eau Ecoulées).....	102
5.2.1 Corrélation annuelle	102
5.2.2 Corrélation Mensuelle	105
5.2.3 Corrélation Journalière	106
5.3 Application Du Modèle GR	107
5.3.1 Modèle Annuel GR1A	107
5.3.1.1 Calage du modèle	107
5.3.1.2 Validation du modèle.....	110
5.3.2 Modèle Annuel GR2M	111
5.3.2.1 Calage du modèle	111
5.3.2.2 Validation du modèle GR2M	114
5.3.3 Modèle journalier GR4J	116
5.3.3.1 Calage du modèle	116
5.3.3.2 Validation du modèle GR4J	119
5.4 Conclusion	120
Conclusion Generales	121
Recommandations	125
Références Bibliographiques.	
Annexes.	

LISTE DES FIGURES

Figure 1-1: Répartition des précipitations sur un bassin versant	18
Figure 1-2 Situations distinctes où la nappe peut contribuer au débit de la rivière (a) et où la nappe peut drainer le cour d'eau	19
Figure 1-3 : Types des écoulements de surfaces	20
Figure 1-4 : Schéma représentant un bassin versant avec son entrée (pluie), son état hydrique et ses sorties (évapotranspiration et débit)	21
Figure 1-5 : Réponse hydrologique du bassin versant.....	22
Figure 1-6 : Influence de la forme de bassin versant sur hydrogramme de crue	22
Figure 1-7 : Transformation de la pluie en hydrogramme de crue	27
Figure 1-8 : Analyse des événements pluies débits, (ROCHE 1963).....	29
Figure 1-9: Variabilité du régime à l'échelle spatiale (deux hydrogrammes d'une même crue observée à l'amont et à l'aval).....	31
Figure 1-10 : Impact de l'homme sur la variation de régime	32
Figure 2-1 : Les différentes méthodes/échéances de prévision des crues (L. Moulin, 2007).....	37
Figure 2.2 : Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique (T. MATHEVET, 2005)).....	39
Figure 2-3 : Intérêt d'un modèle pluie-débit.....	40
Figure 2.4 : Schéma représentant la relation existant entre les données disponibles sur un bassin, la complexité du modèle hydrologique et ses performances (d'après Grayson et Blöschl, 2000).....	41
Figure 2-5: Structure du modèle IHACRES (MAFTAI.2002).....	50
Figure 2-6 : La fonction de production du modèle hydrologique CEQUEAU (MORIN).....	52
Figure 2-7 : La fonction de transfert du modèle CEQUEAU (MORIN).....	53
Figure 2-8: Structure du modèle SHE	54
Figure 2-9: Structure du modèle TOPMODEL	55
Figure 2-10: Structure générale du modèle GR4j	57
Figure 3.1. Bassins hydrographiques du Cheliff Zahrez.	60
Figure 3.2. Wilayas limitrophes de la zone d'étude	61
Figure 3.3. Carte géologique du bassin versant Cheliff amont de Boughzoul	63
Figure 3.4. Courbe Hypsométrique	66
Figure 3.5. Carte des sous bassins versants du bassin Cheliff amont de Boughzoul.....	69
Figure 4.1 : Localisation des stations hydrométriques retenue pour l'étude.....	76
Figure 4.2: Evolution annuelle des précipitations (1984/1985-2011/2012) à la station de Ksar Chellala	77
Figure 4.3: Evolution annuelle des précipitations (1984/1985-2011/2012) à la station de Sidi Bouabdallah....	76
Figure 4.4 : Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi normale.	79
Figure 4.5 : Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi Log normale.....	79
Figure 4.6 : Variation des précipitations moyennes mensuelles à Ksar Chellala (1984/2012) :	82

Figure 4.7 : Variation des précipitations moyennes mensuelles à Sidi Bouabdallah (1984/2012).....	82
Figure 4.8 : Variations saisonnières des précipitations à Ksar Chellala (1984/2012)	83
Figure 4.9 : Variations saisonnières des précipitations à Sidi Bouabdallah (1984/2012)	83
Figure 4.10 : Méthode des doubles cumuls (avant correction).....	85
Figure 4.11 : Méthode des doubles cumuls (corrigée)	85
Figure 4.12 : Droite de régression linéaire des débits annuels (Sidi Bouabdallah–Oued Lili et Ferme Ferhat)	86
Figure 4.13 : Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1983/1984 – 2007/2008)	87
Figure : 4.14 : Ajustement graphique des lames d'eau écoulées annuelles à une loi normale.....	88
Figure : 4.15 : Ajustement graphique des lames d'eau écoulées annuelles à une loi log normale.....	88
Figure 4.16 : Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1984 - 2007).....	90
Figure 4.17 : Variations saisonnières des lames d'eau écoulées (1984 - 2007)	90
Figure 4.18 : Températures moyennes annuelles à Ksar Chellala (1984-2012).....	91
Figure 4.19 : Températures moyennes mensuelles à Ksar Chellala (1984-2012)	92
Figure 4.20 : Variation interannuelles de l'ETP (Turc et Thornthwait)	95
Figure 4.21: Carte d'évaporations potentielles moyennes annuelles (ANRH).....	97
Figure 5.1 : Structure du GR4J et du GR2M	101
Figure 5.2 : Variation interannuelle des hauteurs des pluies et des lames d'eau écoulées Ksar Chellala (1983/1984 – 2007/2008)	102
Figure 5.3: Variation interannuelle des hauteurs des pluies et des lames d'eau écoulées Sidi Bouabdallah (1983/1984 – 2007/2008)	102
Figure 5.4 : Résultats de corrélations entre les pluies et la lame d'eau écoulée annuelle (précipitations station de Ksar Chellala (1984/1985 – 2007/2008))	103
Figure 5.5 : Résultats de corrélations entre les pluies et la lame d'eau écoulée annuelle (précipitations station de Sidi Bouabdallah (1984/1985 – 2007/2008)).....	104
Figure 5.6: Corrélations entre les lames d'eau écoulées et les pluies mensuelles	105
Figure 5.7 : Corrélation Pluie-Débit journalière (01 Janvier1991-31 Décembre1993).....	106
Figures (5.8, 5.9, 5.10, 5.11) : Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Turc	109
Figures (5.12, 5.13, 5.14, 5.15) : Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Thornthwaite	109
Figure 5.16 : Validation du modèle GR1A pour les précipitations des stations : Ksar Chellala et Sidi Bouabdallah (2001-2007).....	110
Figure 5.17 : Calage du modèle GR2M avec les précipitations des stations : Ksar Chellala, Sidi Bouabdallah et l'ETP de Thornthwaite	113
Figure 5.18 : Calage du modèle GR2M avec les précipitations des stations : Ksar Chellala, Sidi Bouabdallah et l'ETP de Turc	114
Figure 5.19 : Validation du modèle GR2M pour les stations : Ksar Chellala et Sidi Bouabdallah.....	115
Figure 5.20 : Calage du modèle GR4J pour les stations : Ksar Chellala et Sidi Bouabdallah	118
Figure 5.21 : Validation du modèle GR4J selon l'ETP d'Oudin	119

LISTE DES TABLEAUX

Tableau.3.1. Valeurs des Altitudes Caractéristiques	67
Tableau.3.2. Valeurs des indices de pente.....	68
Tableau.3.3. Classification de l'O.R.S.T.O.M	68
Tableau 3.4. Classification des bassins versants selon leur superficie	68
Tableau 3.5 : Principales caractéristiques du bassin versant	71
Tableau 3.6. Sous bassins 01 à 07 et leurs caractéristiques morphométriques.....	72
Tableau 4.1 : Caractéristiques des stations pluviométriques et hydrométriques	74
Tableau 4.2 : Paramètres de position des précipitations des stations	78
Tableau 4.3 : Résultats de l'ajustement graphique	79
Tableau 4.4 : Résultats du test Khi2	80
Tableau 4.5 : Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée	80
Tableau 4.6 : Valeurs caractéristiques des séries pluviométriques de la série pluviométrique (1984/2012)	81
Tableau 4.7 : Distribution saisonnières des précipitations moyennes	82
Tableau 4.8 : Paramètre de corrélation par régression linéaire	86
Tableau 4.9 : Paramètres de distribution des lames d'eau écoulées de la station de Sidi Bouabdallah.....	87
Tableau 4.10 : Résultats de l'ajustement graphique	88
Tableau 4.11 : Résultats du test Khi 2.....	89
Tableau 4.12 : Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée	89
Tableau 4.13 : Valeurs moyennes mensuelles de la lame d'eau écoulée	89
Tableau 4.14 : Répartition des lames d'eau écoulées saisonnière	90
Tableau 4.15 : Températures moyennes mensuelles et annuelles à la station de Ksar Chellala. (1984-2012)...	92
Tableau 4.16 : Humidité relative moyenne mensuelle à la station de Ksar Chellala (1990/2009).....	93
Tableau 4.17 : Vitesse moyenne mensuelle du vent à la station de Ksar Chellala (1990/2009)	96
Tableau 5.1 : Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée annuelle.....	103
Tableau 5.2 : Résultats des différentes corrélations entre les pluies et la lame d'eau écoulée mensuelles	105
Tableau 5.3 : Résultats des différentes corrélations entre les pluies et la lame d'eau écoulée journalière.....	106
Tableau 5.4 : Résultat du calage du modèle GR1A.....	108
Tableau 5.5 : Les variations de coefficients de corrélation du modèle GR1A	110
Tableau 5.6 : Résultat du calage du modèle GR2M	111
Tableau 5.7 : Valeurs des paramètres après calibration et performances du modèle	114

Tableau 5.8 : Les variations de coefficients de corrélation de la validation du modèle GR2M.....	115
Tableau 5.9 : Résultat du calage du modèle GR4J	117
Tableau 5.10 : Valeurs des paramètres après calibration du modèle.....	117
Tableau 5.11 : Les variations de coefficients de corrélation de la validation du modèle GR4J.....	119
Tableau récapitulatif des résultats obtenus par l'application des modèles GR(GR1A, GR2M et GR4J).....	126

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire, ou à l'une des différentes facettes du risque hydrologique. Elle doit pouvoir décrire les différentes étapes de la transformation pluie-débit et en particulier les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages.

Dans ce contexte, la question d'ordre scientifique fondamentale est de prévoir, dans le cadre d'un bassin versant donné : Comment l'eau des précipitations sera transformée en débit selon les principales composantes du bilan hydrologique ?

Dans ce cadre, la modélisation hydrologique représente un outil privilégié pour aborder cette problématique.

La simulation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique.

L'apparition et l'essor des modèles pluie-débit a commencé dans les années soixante (Nascimento, 1995). Le souci de la modélisation pluie-débit est de mettre à la disposition des aménageurs ou bien des ingénieurs un outil «simple» permettant l'estimation ou la prévision des débits pour une étude d'aménagement désirée (barrages, lacs, ponts, etc....).

Les modèles pluie-débit sont des outils performants, bien que toujours perfectibles, permettant de répondre aux besoins de gestion des ressources en eau et de prévision de leur évolution. A partir de données en temps réel ou de prévisions de précipitations, ils sont capables d'évaluer le débit et son évolution en un point du cours d'eau (Plantier, 2003).

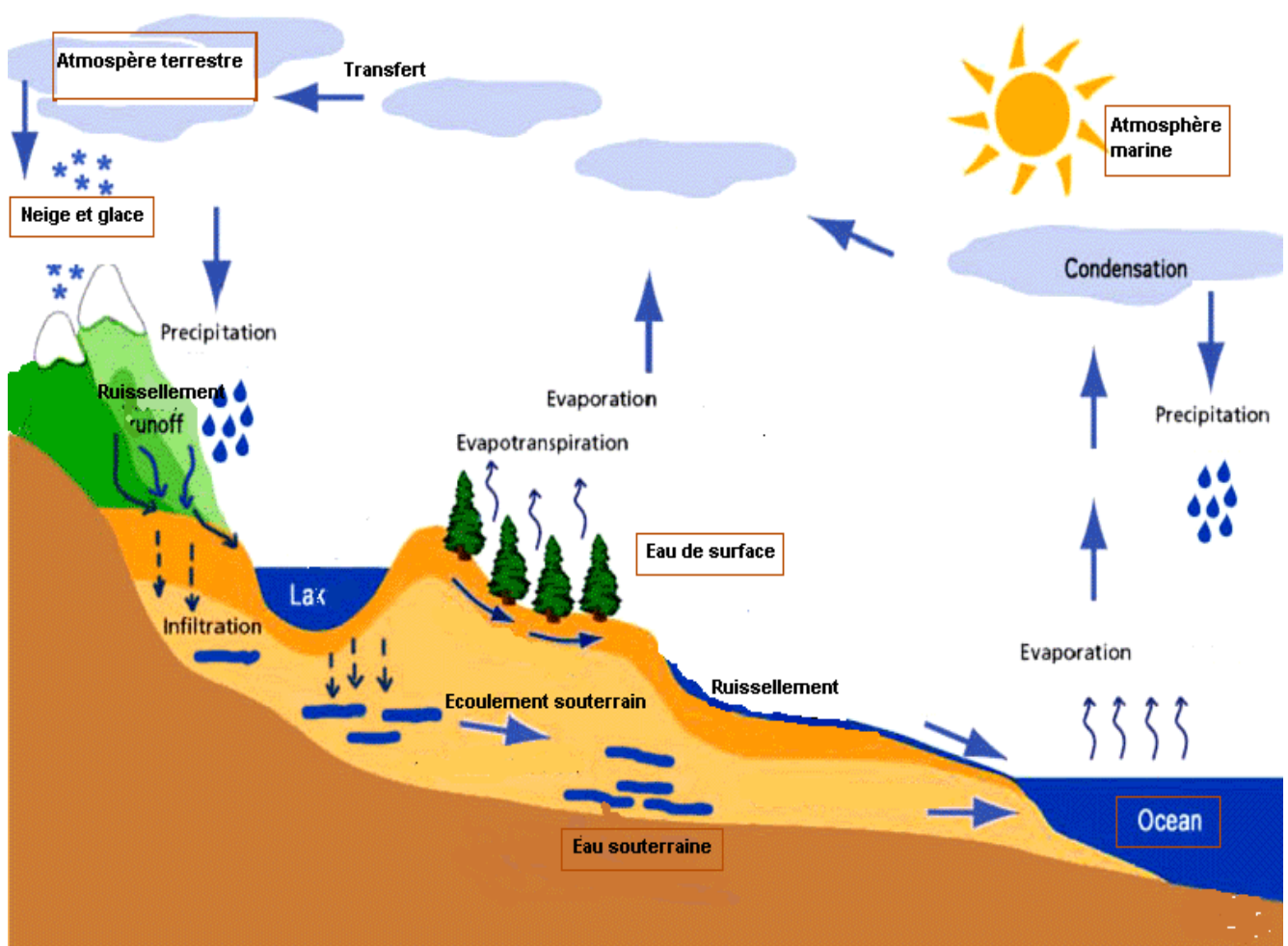
L'objectif principal du présent mémoire est de : Déterminer les paramètres de calage des modèles GR appliqués aux données «d'Oued Touil» (Cheliff Amont de Boughzoul), aux pas annuel, mensuel et journalier, par les deux formules de l'évapotranspiration (ETP) Turc, Thornthwaite et Oudin pour le GR4J. En estimant par la suite la performance et la robustesse des modèles GR.

Dans ce contexte, notre étude s'articule autour de 5 chapitres :

- ❖ **Chapitre I** : traite les processus physiques responsables de la genèse des crues et la variation de régime hydrologique à l'échelle temporelle et spatiale ;
- ❖ **Chapitre II** : s'attèle à décrire la prévision des crues et leurs outils de prévision, en montrant le rôle de la modélisation pluie – débit, et en exposant par la suite les différents modèles déjà existants sur la modélisation pluie - débit;
- ❖ **Chapitre III** : présente le bassin versant Cheliff amont de Boughzoul, en traitant ses principales caractéristiques (situation, géologie, morphologie, etc.), en indiquant ainsi notre zone d'étude « Oued Touil » ;
- ❖ **Chapitre IV** : est dédié à la détermination des paramètres hydrologiques du bassin d'étude, appuyée par une étude statistique des précipitations et de la lame d'eau écoulée ;
- ❖ **Chapitre V** : correspond à la modélisation pluie – débit par l'application de trois modèles : GR1A, GR2M et GR4J aux données du bassin d'oued Touil.
- ❖ Et enfin une **Conclusion Générale** qui présente une synthèse des résultats obtenus dans cette étude.

CHAPITRE I :

PROCESSUS DE FORMATION DES CRUES



1.1 Introduction

La formation d'une crue et de ses caractéristiques provient de deux phénomènes successifs ; la précipitation sous forme de pluie ou de neige ensuite le transfert de ses précipitations de l'ensemble du bassin versant vers la rivière ou l'oued. Les caractérisations de l'épisode de pluie (ou fonte) dépendent du climat général et de la météorologie locale. Les conditions de transfert de l'eau précipitée dépendent de l'état de saturation du sol, de la morphologie et de la géologie de bassin versant.

D'une crue à l'autre, un très grand nombre de paramètres contribuent à la forme de l'hydrogramme résultant. Il est aussi difficile d'appliquer une méthode déterministe robuste pour définir un hydrogramme de référence. Les recherches consistent à comprendre les relations qui existent entre l'impulsion ou la sollicitation sous forme de précipitation reçue par le bassin et sa réponse hydrologique se traduisant à l'exutoire par une variation temporelle de débit.

Nous reviendrons dans ce chapitre sur la notion de réponse hydrologique d'un bassin versant assurant la transformation de la pluie en hydrogramme de crue, une classification des régimes hydrologiques pour mieux comprendre la genèse des crues ainsi que les facteurs d'influence de la réponse

1.2 Processus hydrologique

Quelque soit l'origine de l'eau solide ou liquide (figure 1-1), il est universellement admis que la formation des écoulements est constituée d'eau préalablement infiltrée et d'eau ruisselée n'ayant jamais pénétré dans le sol. La genèse du ruissellement et sa modélisation ont été systématisées par l'agronome Horton (1933) pour expliquer les mécanismes de formation des crues. Cette théorie s'appuie sur le partage de la pluie disponible au niveau de la surface du sol après son interception éventuelle par la végétation. Dès que l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration du sol, il y a saturation de la surface par le haut. Après avoir rempli les dépressions de la surface, l'eau en excès est évacuée par ruissellement en surface pour former l'écoulement rapide de crue.

Ce mécanisme de ruissellement est considéré comme dominant pendant les épisodes pluvieux intenses et tenus pour responsable des hautes et moyennes eaux s'écoulant dans le réseau hydrographique. Le reste de l'eau (la partie de l'eau qui n'est pas ruisselée) s'infiltré et va percoler par un écoulement beaucoup plus lent à travers le sol jusqu'à rejoindre la nappe. La fraction d'eau infiltrée contribuera ainsi à recharger la nappe et participera au soutien des débits de base. Alors on peut distinguer différents types d'écoulement.

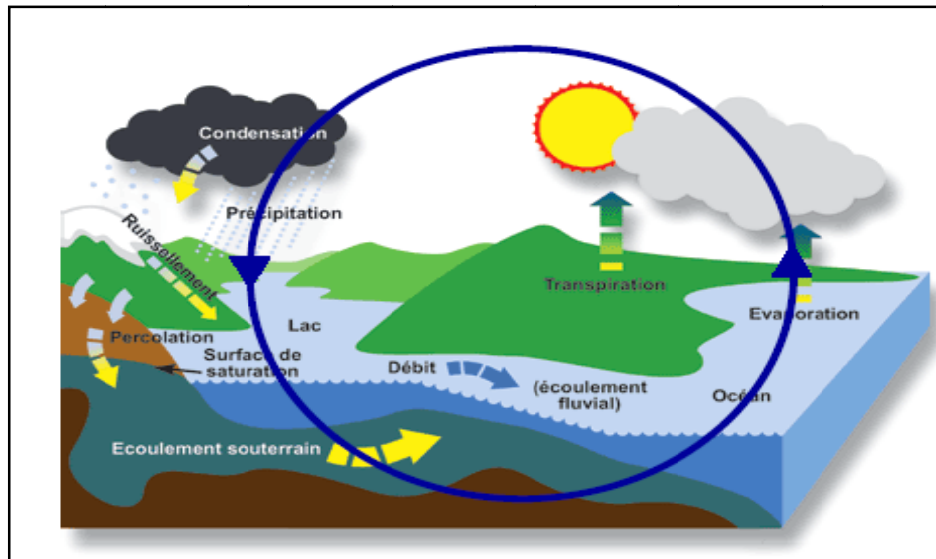


Figure 1-1: Répartition des précipitations sur un bassin versant

1.2.1. Ecoulement souterrain

L'eau souterraine joue un rôle important dans la génération des écoulements, plusieurs processus ont été invoqués afin de mettre en évidence la contribution de l'eau du sol. Il a fallu comprendre comment l'eau, se déplaçant relativement lentement dans le sol, pouvait répondre rapidement à une sollicitation du bassin versant pour un événement pluvial. Une des idées qui fut alors avancée était que suite au processus d'infiltration, l'eau percolant pousse l'eau déjà présente dans le sol ; il s'agit là de l'effet piston (Ambroise 1998, Andre et Christoph 1998)

La naissance des théories relatives aux écoulements de sub-surface qui peuvent être considérés comme des écoulements souterrains proches à l'écoulement de surface. Alors l'eau qui rejoint la nappe peut être considérée comme une eau souterraine; une partie de cette eau, après percolation, va transiter à travers l'aquifère pour rejoindre le cours d'eau. Comme on peut n'observer aucune contribution à l'écoulement de la rivière dans le cas des zones arides et semi arides (figure 1-2).

Lorsque la crue du cours d'eau dépasse localement le débit maximal de son lit mineur, on note des inondations provoquées par le débordement dans le lit majeur. D'autres processus peuvent aussi contribuer à l'inondation des plaines alluviales comme la remontée de la nappe jusqu'à la surface ou la détention des précipitations dans des dépressions peu perméables.

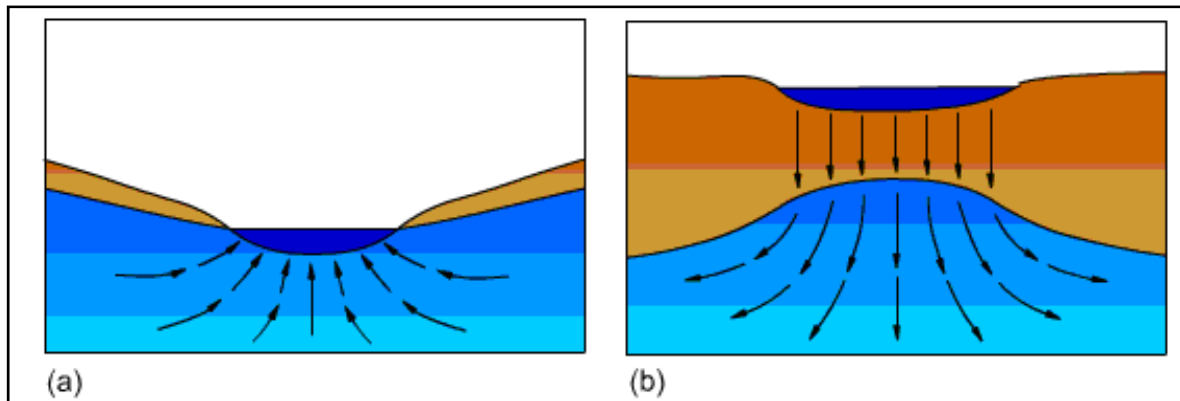


Figure 1-2: Situations distinctes où la nappe peut contribuer au débit de la rivière (a) et où la nappe peut drainer le cours d'eau (b)

1.2.2. Écoulement de surface

D'après Estupina (2004) et Arthur (2007), l'écoulement par excès d'infiltration est un écoulement de surface. Il apparaît lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité maximale de l'infiltration du sol. Il existe deux cas d'écoulement en surface.

- a) Premier cas : Écoulement où la capacité d'infiltration est supérieure à la capacité de la précipitation et en cas d'averse le processus d'écoulement se développe en deux phases :
 - Au début de l'averse la capacité d'infiltration est en générale supérieure à l'intensité de la pluie et celle-ci s'infiltré intégralement. La teneur en eau et la charge hydraulique en surface croissent jusqu'à ce que la teneur en eau de saturation et la pression atmosphérique soient atteintes ;
 - Par la suite, l'intensité de la pluie devient plus importante que la capacité d'infiltration. L'écoulement par dépassement de la capacité est considéré comme pertinent pour expliquer la réponse hydrologique des bassins en climat aride ainsi que lors de conditions de forte intensité pluviométrique.
- b) Deuxième cas : Écoulement sur surface saturée qui se produit lorsque la capacité du sol à stocker l'eau est épuisée, et la transmission latérale par l'écoulement de sub-surface ne pourra pas s'infiltrer et va s'écouler en surface.

Le développement de condition sur surface du sol saturée peut résulter de l'écoulement latéral d'une nappe profonde ou perchée la remontée de la nappe à partir d'un horizon peu perméable. Il s'agit d'une saturation par-dessous ; la convergence des écoulements en plan, les pentes faibles, avec des fortes pluies (voir figure 1-3).

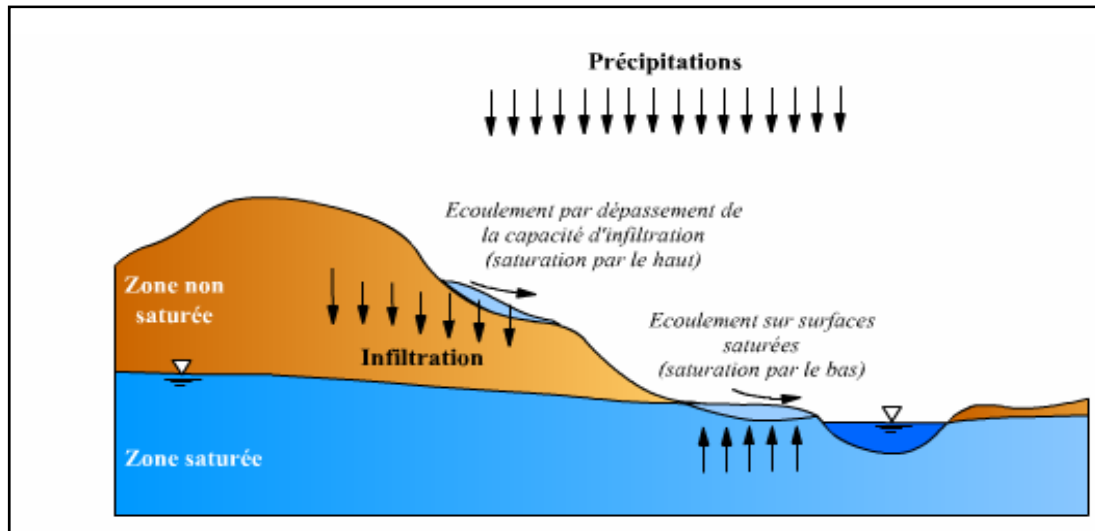


Figure 1-3 : Types des écoulements de surfaces.

1.2.3. Ecoulement sub-surface

L'écoulement de sub-surface peut être considéré comme un écoulement souterrain proche à l'écoulement de surface, pouvant se rencontrer à plusieurs mètres de profondeur. Dans les sols épais, on distingue plusieurs mécanismes d'écoulement selon la figure 1-4 (Ambroise 1998, Andre et Christophe 1998).

- Ecoulement par effet piston (*translatory flow*) ;
- Ecoulement par intumescence de la nappe à proximité de la rivière (Groundwater Ridging) ;
- Ecoulement par macroporosité tubulaire (macropores flow).

1.2.4. Ecoulement direct sur cours d'eau

Parmi les processus de génération de crue, le premier qui peut être souligné est bien évidemment la contribution directe de la précipitation sur la surface des cours d'eau du bassin versant. Suivant la détermination des écoulements de surface libre, les précipitations directes peuvent être considérées comme écoulement sur surface saturée. La question posée reste comment participent ces types d'écoulements dans la formation de crue ?

1.3 Réponse hydrologique d'un bassin versant

Après avoir rappelé les notions de bassin versant et de réponse hydrologique, nous représenterons les processus impliqués dans les crues et à la difficulté d'observer ce phénomène.

1.3.1. Qu'est-ce qu'un bassin versant ?

L'hydrologie est la science de l'étude du cycle de l'eau. Sur les continents, celui-ci se résume essentiellement à la circulation de l'eau dans les compartiments que sont le sol ou le sous-sol, la biosphère et l'atmosphère et à des échanges d'eau entre ces différents compartiments. Pour analyser le cycle hydrologique et ses effets, notamment l'évolution des débits d'une rivière, les hydrologues

définissent une unité géographique appelé le bassin versant. Il s'agit d'un système correspondant à « une surface hydrologiquement close » (Musy et Higy, 2004). Ainsi, en une section droite d'un cours d'eau, le bassin versant correspond à l'ensemble de la surface qui contribue à l'écoulement de la dite section [Hubert, 2003]. Le bassin versant est défini par son exutoire (la section droite du cours d'eau) et délimité par la ligne de partage des eaux. Il est caractérisé par (figure 1- 4) :

- Ses entrées (les précipitations) ;
- Sa géométrie (pentes des versants), sa composition (géologie, pédologie, occupation des sols) et ses limites (lignes de partage des eaux) ;
- Ses états internes (humidité des sols, piézométrie) ;
- Ses sorties (évapotranspiration, débit à l'exutoire du bassin).

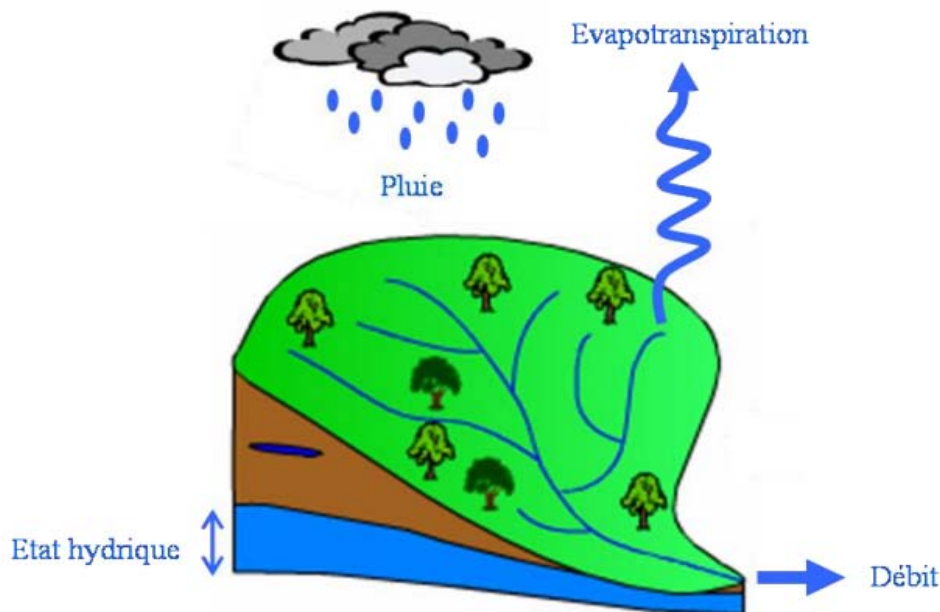


Figure 1-4 : Schéma représentant un bassin versant avec son entrée (pluie), son état hydrique et ses sorties (évapotranspiration et débit).

Le bassin versant est l'unité de base de l'hydrologue avec laquelle il pourra effectuer des bilans, analyser des processus, simuler les débits d'une rivière.

Plus souvent, l'analyse du comportement hydrologique du bassin s'effectue par le biais de l'étude de sa réaction hydrologique face à une sollicitation de la précipitation mesurée par l'observation de la quantité d'eau qui s'écoule à l'exutoire du système (voir figure 1-5). La représentation graphique de l'évolution de débit Q en fonction du temps t constitue un hydrogramme de crue. La réaction du bassin versant peut être également représentée par un limnigramme qui donne la représentation de la hauteur d'eau mesurée en fonction du temps. Dans une sollicitation particulière la réaction hydrologique d'un bassin versant peut être caractérisée par :

- sa vitesse de monter (temps de montée t_m) défini comme le temps qui s'écoule entre le début de la crue et le maximum de l'hydrogramme ;
- son intensité (débit de pointe Q_{\max} , V_{\max} ...) ;
- le temps de réaction du bassin versant ; le temps de concentration des eaux sur le bassin représentant la durée nécessaire pour qu'une goutte d'eau parcourt le chemin hydrologique entre un bassin et son exutoire.

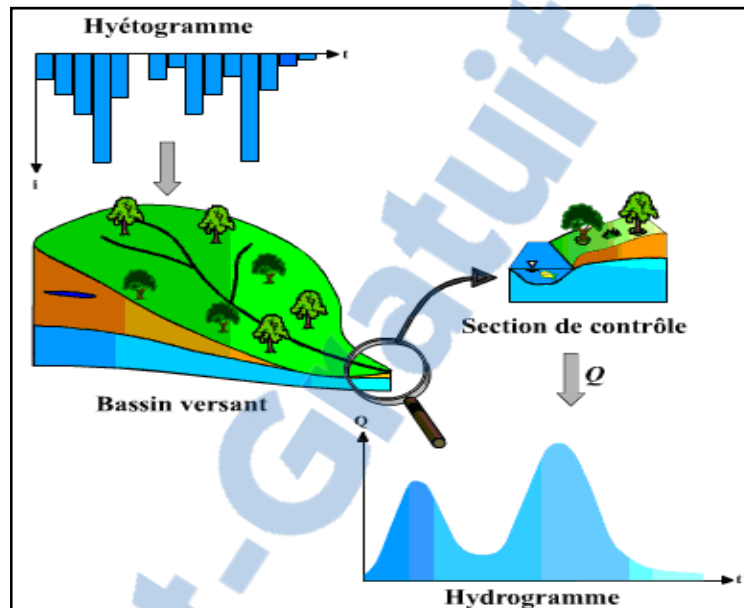


Figure 1-5 : Réponse hydrologique du bassin versant.

La variation des propriétés des bassins versants dépendent du contexte climatique, géomorphologique et géologique de la région d'étude.

L'étude de la forme de bassin est importante car elle permet de mieux comprendre le comportement hydrologique (figure 1-6). Un bassin de forme quasi circulaire a une réponse hydrologique beaucoup plus rapide à la même averse qu'un bassin allongé c'est-à-dire la plus part des points étant à peu près à la même distance de l'exutoire.

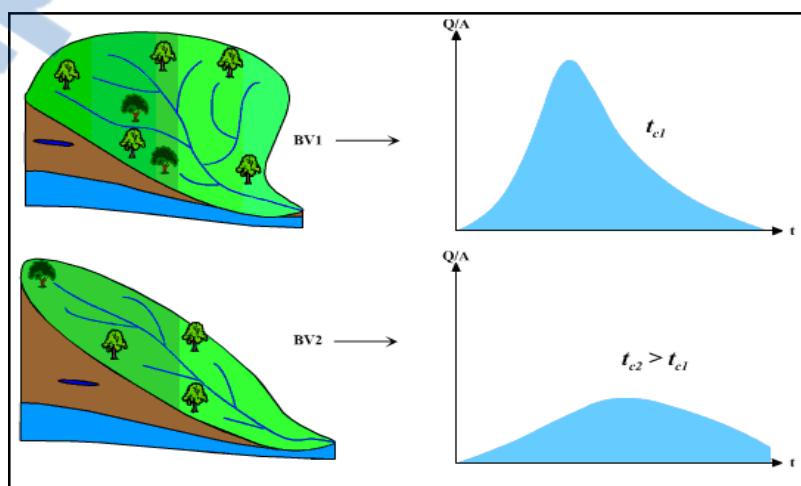


Figure 1-6 : Influence de la forme de bassin versant sur l'hydrogramme de crue.

La nature du sol du bassin versant a un rôle important sur son comportement hydrologique. Les paramètres qu'interviennent sont la pente, la lithologie, la pédologie et la couverture végétale. Ces paramètres influencent grandement, la perméabilité et la rugosité de la surface qui conditionnent à leur tour la vitesse de ruissellement et le rapport de l'écoulement sur l'infiltration appelé aussi le coefficient d'écoulement.

Le temps de concentration peut être influencé par diverses caractéristiques morphologiques. En premier lieu, la taille du bassin et sa forme, son élévation, sa pente et son orientation, à tous ces facteurs s'ajoute encore le type de sol, le couvert végétal et les caractéristiques du réseau hydrographique (Roche 1963, Ambroise 1998, Gaume 2007).

Une averse tombant sur un bassin versant aura comme conséquence, en une station de contrôle située sur le cours d'eau, une réponse pouvant être nulle (absence de modification de l'écoulement ou absence de crue) ou positive (écoulement ou crue) d'après (Andry 1998). La réponse peut-être :

Rapide : la réponse rapide est imputable aux l'écoulement de surface à un effet piston ou encore à l'effet de macroporosité du sol.

Retardée : La réponse hydrologique est due principalement à l'écoulement souterrain, et la réponse de système hydrologique peut être :

Totale : dans ce cas la réponse hydrologique est composée à la fois par des écoulements de surface et souterrains.

Partielle : la réponse est le résultat d'un des deux processus (écoulement de surface ou souterrain).

Alors, il est important de faire l'analyse de modalités du passage des imputions pluviométriques à la réponse hydrologique et donc quelles sont les mécanismes de transformation de la pluie à un hydrogramme de crue ?

1.3.2. Les crues d'un bassin versant

La crue constitue un élément du cycle hydrologique du bassin ou du régime d'une rivière. Les mécanismes de génération des crues en rivières et fleuves, le plus souvent à la suite de précipitations abondantes ou de fonte des neiges conduisent à une élévation de l'eau dans le lit mineur, lieu des écoulements ordinaires, puis à un débordement dans le lit majeur (espace d'inondations). D'une manière générale, une crue correspond à une augmentation rapide et temporaire du débit d'un cours d'eau au-delà d'un certain seuil auquel toute analyse doit faire référence. Elle est décrite à partir de trois paramètres : le débit, la hauteur d'eau et la vitesse du courant. On distingue généralement trois types de crues :

1) **Les crues lentes** concernent de grands bassins versants à faible pente

Les crues lentes ou crues de plaine sont observées sur les fleuves et grands cours d'eau. Ce sont des crues généralement provoquées par des précipitations longues, soutenues, affectant de vastes superficies (on parle alors de crues de plaine) qui donnent naissance à des inondations de forte amplitude et longues (cela peut durer quelques semaines en fonction de la pente du lit majeur.)

Ce sont souvent des inondations statiques, c'est-à-dire que le débit du cours d'eau est très faible même quasiment nul. La montée des eaux est donc très lente suivant la pente des lits.

Les crues lentes peuvent résulter de la combinaison de précipitations importantes et de fonte des neiges comme elles peuvent être aussi accompagnées de crues de nappes correspondant à une remontée de la nappe phréatique.

En Algérie, ce type d'inondation survient généralement en saison hivernale entre les mois de Décembre et Mai.

2) **Les crues rapides** se produisent sur des bassins versants de plus petite taille au relief plus marqué. La montée des eaux est plus rapide, inférieure à 12 heures.

Dans sa thèse, Moulin (2007) définit une crue rapide comme une crue ayant « une formation et une évolution rapide [...], avec des temps caractéristiques (temps de réponse, temps de montée, temps de concentration, temps de propagation) inférieurs à 24 heures ». Elles peuvent atteindre des débits de pointes importants et sont plus difficiles à prévoir (e.g. l'Ardèche en 1992).

3) **Les crues torrentielles**, appelées aussi **crues « éclair »**, soudaines ou brutales (UNESCO, 1992), se produisent sur de petits bassins versants et sont provoquées par des pluies intenses (e.g. Grand Bornand en 1987 avec un débit de pointe de 200 m³/s pour un bassin de 60 km²). Leur temps de montée est très court (quelques heures) et leur débit de pointe « relativement élevé » (UNESCO, 1992).

- **Caractéristiques des crues éclair**

On peut résumer ci-dessous les principales caractéristiques des crues éclair relevées dans la littérature scientifique (IAHS-UNESCO-WMO (1974); WMO (1994); Montz & Grunfest (2002); Estupina Borrell et al. (2005), entre autres) :

- elles surviennent de manière soudaine, sont difficiles à prévoir et laissent un très faible temps disponible pour alerter les populations ;
- elles évoluent très rapidement ; la vitesse de montée des eaux peut être de plusieurs mètres par heure ;

- elles sont provoquées par des pluies fortes ou intenses, par des pluies diluviennes ;
- elles sont caractérisées par la rapidité des eaux (pouvant atteindre plusieurs mètres par seconde), par l'importance des débits en rivière, par un débit de pointe très élevé ;
- elles sont généralement violentes et rares ;
- elles menacent fortement à la fois les vies humaines (dans les pays tempérés, il s'agit d'un des risques naturels les plus meurtriers et elles menacent également les propriétés et infrastructures sur lesquelles elles peuvent provoquer de sévères dégâts (ces dégâts servant d'ailleurs parfois à caractériser les crues éclair) ;
- l'extension spatiale des orages qui les provoquent est en général assez réduite et en tout cas bien plus limitée que celle des dégâts engendrés ;
- elles sont souvent associées à d'autres événements tels que des coulées de boues ;
- elles sont généralement associées à une région géographique particulière.

Ces quelques aspects qualitatifs permettent de mieux situer ce que sont les crues éclair – notamment leurs échelles spatiales et temporelles très réduites ainsi que les nombreux dégâts qu'elles occasionnent et de comprendre l'intérêt qu'il y a à mieux connaître et anticiper ces événements.

L'inondation de la ville de Oued R'hiau (le 20 octobre 1993) est l'exemple parfait de ce type d'inondation où 20 minutes de pluies ont fait : 23 morts, 20 blessés et plusieurs disparus (selon les ressources de protection civile de l'Algérie).

1.4. Genèse des crues et les facteurs d'influence de la réponse hydrologique

La nature et l'origine des crues ou hautes eaux sont liées aux régimes hydrologiques et à la taille du bassin versant. Sur chaque bassin versant, les processus de formation des crues dépendent de la combinaison d'un ensemble de facteurs contrôlant leur variabilité temporelle (Ambroise, 1991).

1.4.1. Aspect météorologiques

Les conditions imposées au bassin versant sont essentiellement les apports atmosphériques d'eau et d'énergie, dont le fonctionnement du bassin versant va assurer la redistribution et la transformation de ces apports. Les crues auront ainsi pour origine les averses (liquides ou solides) ou la fonte de neige. Les crues peuvent être groupées, selon les causes qui les engendrent de la manière suivante :

- Les crues d'averses (fortes pluies de plusieurs jours ou averses orageuses localisées) ;
- Les crues de fonte de neige (dus à une augmentation de la température accompagnée ou pas de précipitations) ;

- Les crues d'embâcle de glace (lorsque des blocs de glace d'un cours d'eau gelé emportés lors du dégel s'accumulent et forment des barrages à l'amont desquels les plaines s'inondent) ;
- La débâcle résulte de la brusque rupture de ces barrages, provoquant ainsi des crues violentes mais brèves.

La réponse hydrologique d'un bassin versant, dans le cadre de ces échanges avec l'atmosphère, est influencée par plusieurs facteurs tels que ceux liés :

- aux conditions climatiques du milieu ;
- à la pluviosité (répartition spatiale et temporelle, intensité et durée).

1.4.2. Aspect hydrologique et hydrique du bassin versant

A un même apport d'eau et d'énergie ne correspond pas forcément la même réponse en débit. Elle est liée largement aux conditions initiales dans lesquelles se trouve le bassin versant en terme de bilan hydrique et hydrologique. Cette non linéarité trouve sa justification dans les conditions initiales du bassin versant qui font l'objet de différentes combinaisons en fonction de :

- la morphologie du bassin versant (forme, dimension, altimétrie, orientation des versants) ;
- propriété physique du bassin (nature des sols, couverture végétale) ;
- la structuration du réseau hydrographique (extension, dimension, propriétés hydrauliques) ;
- états antécédents d'humidité des sols.

Dépendant largement de la structure et de la texture du milieu poreux que constitue le sol, ces différents paramètres sont soumis à des variations temporelles à court et à long termes pour des raisons physiques (gonflement-retrait, gel-dégel), biologiques (variation saisonnière du couvert végétal, développement racinaire...) ou anthropiques (remembrement, agriculture...). Les variations spatiales de ces paramètres tant verticales que latérales vont provoquer localement l'apparition ou la disparition de certains processus.

La gravité, moteur essentiel des écoulements, et la topographie constituent avec la morphométrie un autre facteur important de génération de crue. En plus d'une variation à l'échelle d'un massif par un effet orographique de nature essentiellement thermodynamique, les quantités de pluies et d'énergies reçues en tous points du bassin dépendent de la pente, de l'orientation et de la position topographique qui contrôle son ensoleillement et l'exposition aux vents. Alors que les facteurs liés aux précipitations ainsi qu'aux conditions climatiques sont des facteurs externes au milieu. La morphologie, les propriétés physiques du versant, la structuration du réseau et les conditions antécédentes d'humidité sont des facteurs internes.

1.5 Hydrogramme de crue

1.5.1. Transformation de la pluie en hydrogramme de crue

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...).

Les précipitations constituent l'unique entrée des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants. L'eau précipitée sur un bassin versant va se répartir en eau interceptée, évaporée, infiltrée ou écoulee.

L'hydrogramme de crue représente la variation du débit d'un cours d'eau pendant une crue. Il représente la réaction connue ou calculée (pour une crue de projet) d'un bassin versant à un événement "pluie" ou "fonte des neiges" (Estupina 2004, Arthur 2007).

Dans la description des processus dits "Hortonniens", la transformation de la pluie en Hydrogramme de crue se traduit par l'application successive de deux fonctions (figure 1-8), nommées respectivement fonction de production ou fonction d'infiltration et fonction de transfert. La fonction de production permet de déterminer l'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 (la pluie nette est la fraction de pluie brute participant totalement à l'écoulement).

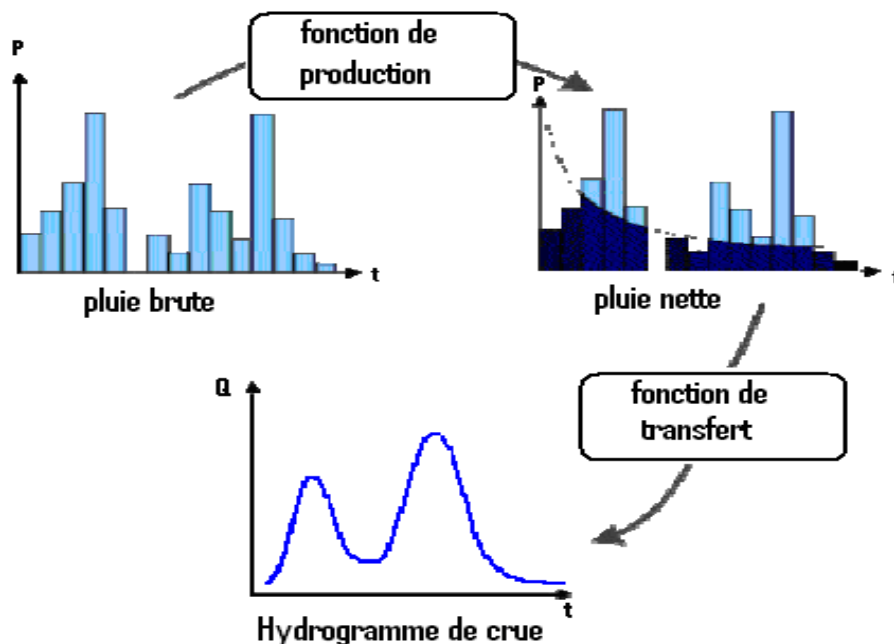


Figure 1-7 : Transformation de la pluie en hydrogramme de crue.

1.5.2. Séparation des écoulements sur l'hydrogramme de crue

L'étape préliminaire d'une étude d'hydrologie analytique consiste à créer des événements hydrologiques discrétisés extraits d'une chronique temporelle continue des débits, puis, à définir et à calculer les paramètres caractéristiques de ces événements, par des techniques d'analyse numérique ou d'interpolation graphique. Cette séparation comprend, d'une part, l'identification des portions d'hydrogramme provenant des différents types d'écoulement en fonction de leur mécanisme de production ; zone d'origine sur les versants et vitesse de propagation. D'autre part, elle doit permettre l'individualisation d'événements élémentaires permettant d'établir une relation significative de cause à effet entre une certaine quantité de pluie et d'écoulement. Les problèmes d'individualisation d'une crue et de la décomposition des écoulements dépendent de la taille du bassin versant, de la zone climatique, de l'objet de l'étude et de la méthode employée par l'opérateur. Nous allons voir dans ce qui suit une présentation, non exhaustive, des méthodes de séparation des écoulements selon une procédure graphique.

Le passage du hyétogramme de pluie à l'hydrogramme de crue fait intervenir toutes les caractéristiques météorologiques, physiques et hydrologiques du bassin versant considéré. Toutefois, l'analyse de séries de couples pluies débits permet d'obtenir des informations pertinentes sur la fonction de transfert du bassin versant.

L'hydrogramme de crue illustré sur la figure 1-9 présente la forme générale d'une courbe en cloche dissymétrique que l'on divise en quatre parties tarissement (avant la pluie nette), crue, décrue et tarissement (après la recension hydropluviométrique étudiée). Des temps caractéristiques sont alors définis :

- *Temps de réponse* du bassin **tp** (ou "lag") - Intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie nette de la pointe de crue ou parfois du centre de gravité de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.
- *Temps de concentration* **tc** - Temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée "hydrologiquement" de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. On peut estimer t_c en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct (fin de l'écoulement de surface).
- *Temps de montée* **tm** - Temps qui s'écoule entre l'arrivée à l'exutoire de l'écoulement rapide (décelable par le limnigraphe) et le maximum de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.
- *Temps de base* **tb** - Durée du ruissellement direct, c'est-à-dire la longueur sur l'abscisse des temps de la base de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.

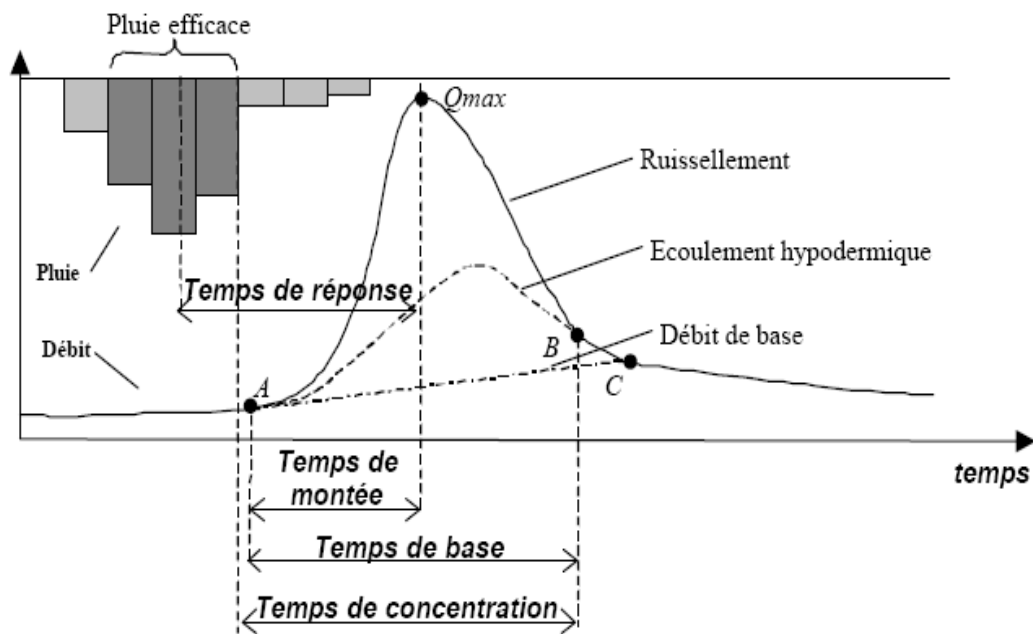


Figure 1-8 : Analyse des événements pluies débits, (Roche 1963).

La surface comprise entre la courbe de l'écoulement retardé et l'hydrogramme de crue/décru représente le volume ruisselé. Ce volume, exprimé en lame d'eau, est égal par définition au volume de la pluie nette. Cependant, la distinction entre l'écoulement retardé de sub-surface et le ruissellement direct de surface étant relativement floue, il n'est pas rare de considérer un volume de ruissellement direct équivalent à celui de la pluie nette définie comme la surface comprise entre la courbe de l'hydrogramme de crue/décru et celle de l'écoulement souterrain. Une description simplifiée d'un hydrogramme de crue conduit à déterminer les éléments suivants :

- Q_{base} , le débit de base correspondant au début de la crue
- Q_{max} , le pic de crue correspondant au débit maximum

1.6 Régimes hydrologiques

Le régime hydrologique d'un cours d'eau résume l'ensemble de ses caractéristiques hydrologiques et son mode de variation. Il se définit par les variations de son débit habituellement représentées par le graphique de l'écoulement mensuel moyen (calculé sur un certain nombre d'années et aussi appelé débit "inter-mensuel" ou module mensuel).

1.6.1. Régimes et échelles temporelles

A l'origine des écoulements se trouvent les phénomènes physiques qui les provoquent. Il s'agit des précipitations (pluie, neige), de la fusion commandée par l'énergie du soleil, des évaporations et évapotranspirations également dues à l'ensoleillement, mais aussi des phénomènes de stockage et de

transfert dans les réservoirs souterrains. Il faut donc s'attendre à ce que ces différents phénomènes physiques imposent leurs rythmes aux variations des écoulements (Andry 1998, Javelle 2001).

Les durées sur lesquelles chacun de ces rythmes est observable varient considérablement d'un phénomène physique à un autre. Ainsi, selon les cas, ces durées peuvent être de l'ordre :

- **de quelques heures à quelques jours** : pour des variations brutales du débit, lors des crues provoquées par de fortes pluies sur des petits bassins ;
- **du cycle diurne** : pour la fonte (le jour) et le regel (la nuit) responsables des fluctuations de débit sur des rivières glaciaires ;
- **du mois** : pour des crues lentes provoquées par des précipitations sur des grands bassins ou bien dues à la fonte nivale ;
- **de la saison** : pour les variations liées aux évaporations et évapotranspirations qui agissent sur les niveaux des nappes et indirectement sur les écoulements en rivière (réservoir sol...).
- **de l'année ou davantage**, s'il s'agit d'évolutions d'origine anthropique ou liées à des variations climatiques.

Un des problèmes rencontrés dans la description du régime hydrologique est lié au fait que les différentes échelles temporelles évoquées ci-dessus se superposent, ce qui rend difficile l'interprétation brute des débits observés.

1.6.2 Régime hydrologique à l'échelle spatiale

Lorsqu'on travaille à grande échelle, le débit de pointe de la crue observée varie de l'amont à l'aval du cours d'eau sous l'effet des apports des différents affluents. La répartition de la pluie sur le bassin versant peut parfois mener à observer une crue moins forte à l'aval qu'à l'amont (Figure 1-10).

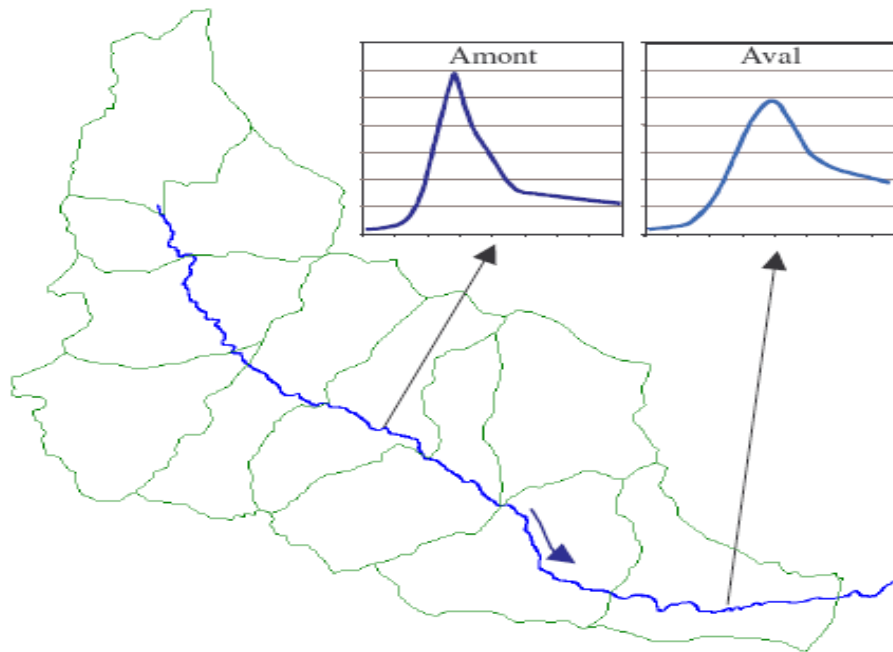


Figure 1-9 : Variabilité du régime à l'échelle spatiale (deux hydrogrammes d'une même crue observée à l'amont et à l'aval)

Le plus souvent c'est la répartition spatiale de la pluie qui explique cette variabilité. Mais même avec une pluie répartie de façon homogène sur le bassin versant, on peut observer une variabilité spatiale de la fréquence. En effet, une pluie courte et intense va générer une crue forte à l'amont, mais pas forcément à l'aval. Et au contraire, une pluie peu intense mais assez longue ne donnera pas lieu à une crue importante à l'amont, mais elle peut être forte à l'aval (Kreis N 2004).

1.6.3 Impact de l'homme sur la variation de régime hydrologique

La figure 1-11 montre que les variations provoquées par l'homme sur le bassin versant jouent un très grand rôle en hydrologie, par exemple les surfaces urbanisées augmentent 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

Parmi les éléments de la couverture du sol qui influencent le comportement du régime hydrologique d'un bassin versant, on doit prendre en compte la présence de surfaces d'eaux libres telles que les lacs qui jouent un rôle important du fait de leur capacité de stockage temporaire d'un certain volume d'eau. Ce stockage temporaire a ainsi pour effet de laminer les crues c'est à dire de réduire le débit de pointe de la crue (les barrages et les bassins de rétention) (Andry 1998).

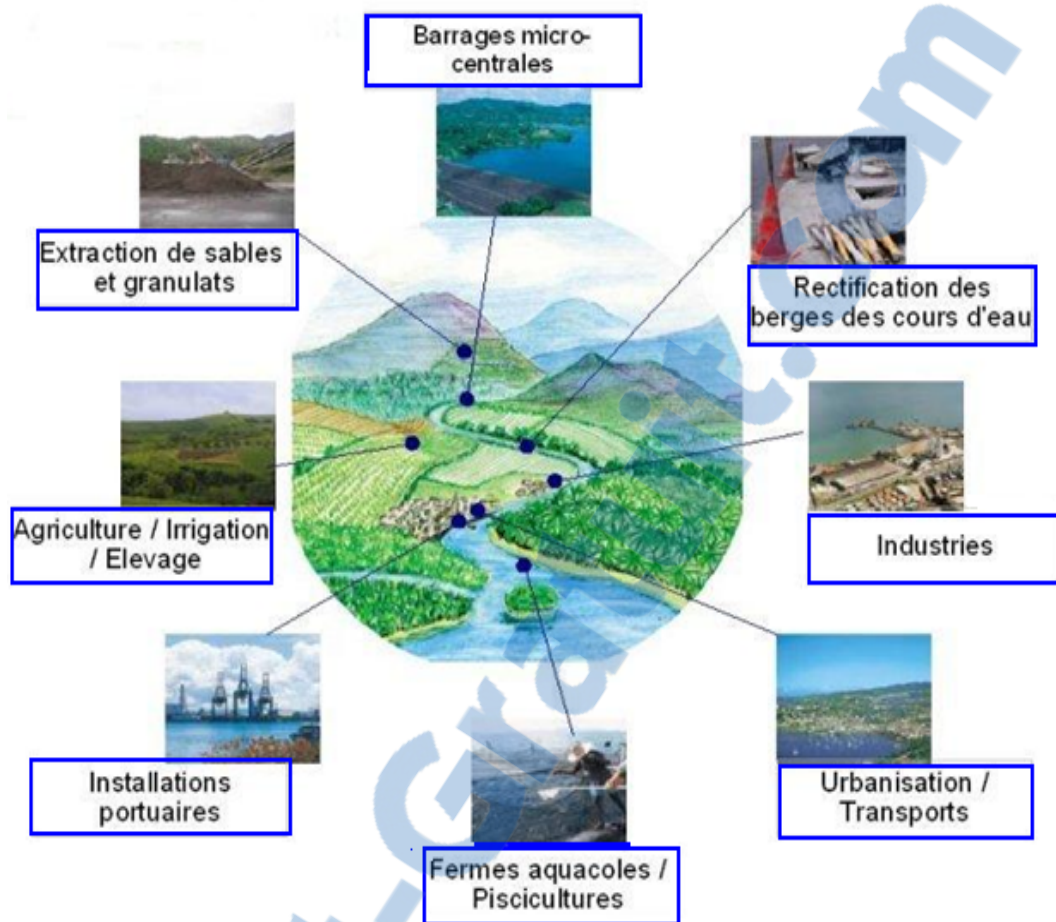


Figure 1-10 : Impact de l'homme sur la variation de régime

1.6.4 Influence du Réchauffement climatique sur le régime hydrologique

A ce jour, les négociations menées dans le cadre de la convention cadre des nations unies sur les changements climatiques ont beaucoup été axées sur l'aspect atténuation des émissions en Gaz à Effet de Serre et ce en vue de limiter les problèmes à l'origine de ce phénomène planétaire.

D'après Agoumi 2003, le réchauffement climatique dans les pays du Maghreb est aujourd'hui considéré comme un fait avéré par la communauté scientifique mondiale. En toute logique, l'augmentation des températures devrait avoir :

- Une diminution probable des écoulements des eaux.
- Une modification du régime hydrologique saisonnier avec des impacts sur l'efficacité de certains aménagements hydrauliques et agricoles,
- Augmentation de l'évapotranspiration et donc de la salinité des eaux;
- Baisse du niveau des nappes et augmentation de la salinité des eaux souterraines, côtières; et des eaux de surface plus chaudes, moins aérées, à débits plus réduits et donc moins capables de diluer et de biodégrader certaines pollutions.

De manière générale, des causes similaires à celles exposées pour expliquer les problèmes de disponibilité et de qualité de l'eau peuvent être avancées concernant les risques d'inondation et de glissement de terrain. En effet, une hausse significative des températures est susceptible, par exemple, d'affecter le mécanisme de fonte des neiges et, partant, d'augmenter les risques de glissements de terrain et d'inondations. De plus, une augmentation des précipitations peut évidemment accroître le risque d'inondation, comme le ferait d'ailleurs un simple changement (qu'il soit à la hausse ou à la baisse) du régime des précipitations, puisqu'une diminution durable des précipitations peut rendre certaines zones plus vulnérables à des événements pluviométriques extrêmes (Benjamin 2006). Plus spécifiquement, des explications variées sont liées aux risques locaux. Dans les zones arides ou semi-arides tout d'abord, le risque et les dangers encourus à cause des inondations sont potentiellement plus grands que dans les régions plus humides.

1.7 Conclusion

Malgré le fait que l'on connaisse de mieux en mieux les processus de génération de l'écoulement, l'approche globale à l'échelle du bassin versant et la prise en considération de contraintes environnementales justifient l'intérêt à comprendre quels sont les causes et les paramètres hydrologiques et climatiques qui influent sur l'écoulement à l'exutoire de bassin versant.

Trois contributions principales aux écoulements permettent de représenter le déroulement des crues ; un écoulement de base, un écoulement lent et différé de type écoulement hypodermique, un écoulement rapide pouvant s'apparenter à un écoulement sur surfaces saturées ou à un écoulement de type hortonien. Par ailleurs, la diversité des processus mis en jeu peut induire des réponses très différentes d'un bassin à un autre et entraîner des caractéristiques divergentes pour la prédétermination et la prévision des crues

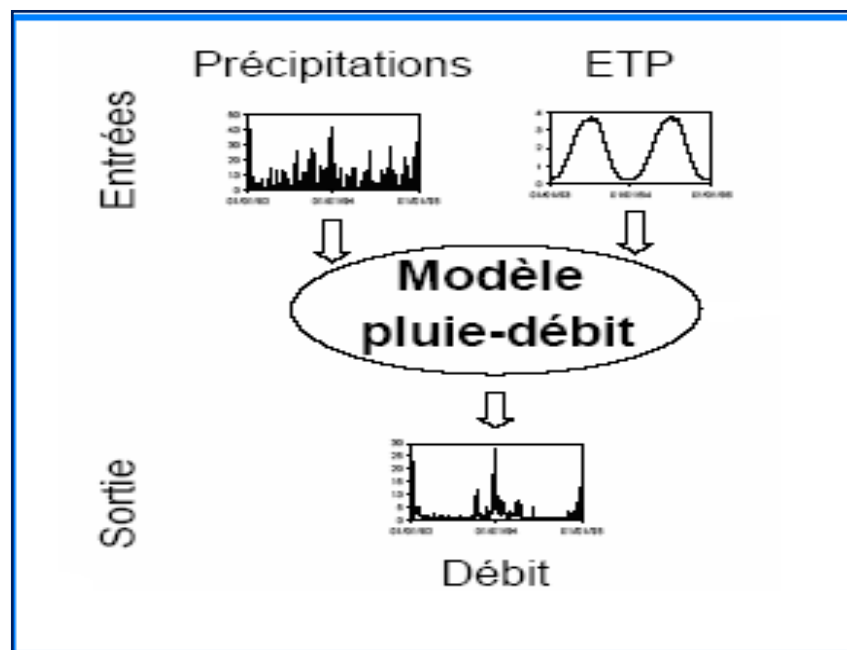
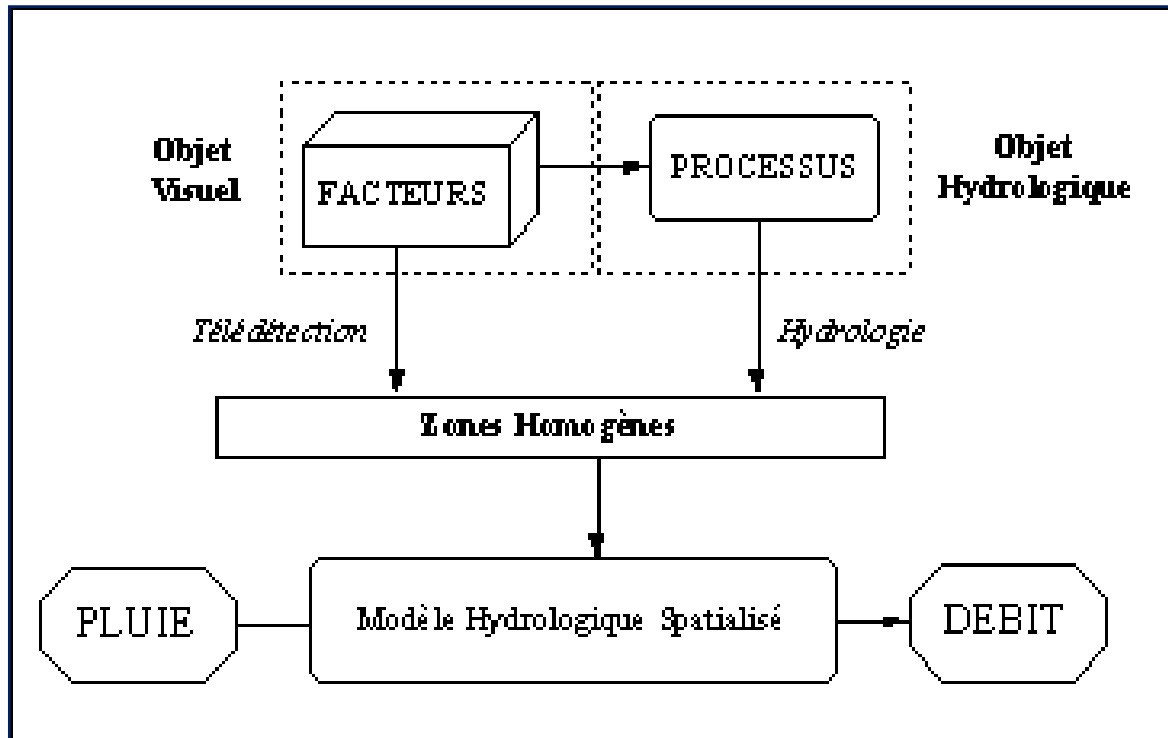
Dans la description des processus dits "Hortonniens", la transformation de la pluie en hydrogramme de crue se traduit par l'application successive de deux fonctions, nommées respectivement fonction de production ou fonction d'infiltration et fonction de transfert. La fonction de production permet de déterminer le hyétogrammes de pluie nette à partir de la pluie brute, la fonction de transfert permet de déterminer l'hydrogramme de crue résultant de la pluie nette.

L'homme et le réchauffement climatique et autres facteurs influents sur le régime hydrologique, ce dernier explique la position des hautes et basses eaux à l'échelle temporelle et spatiale en fonction des précipitations, la nature du bassin versant, sa situation géographique, l'infiltration, etc..

Ces différentes raisons expliquent que l'identification des processus dominants pour la formation des crues n'est pas une chose aisée, et fait encore l'objet de débats dans la communauté hydrologique.

CHAPITRE II

MODELISATION PLUIE-DEBIT : OUTIL DE PREVISION DES CRUES



Rapport-gratuit.com

LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES



2.1 La prévision des crues

2.1.1 Introduction

Depuis près d'un demi-siècle, d'importantes ressources humaines et matérielles ont été consacrées à la recherche sur la protection contre le phénomène de crues. De nombreuses solutions de prévention sont mises en œuvre pour lutter contre les crues génératrices d'inondations : on cherche soit à empêcher les débordements localement au moyen de levées de terre ou digues, soit à stocker l'eau en amont des zones à protéger dans les lacs artificiels que constituent les barrages-réservoirs, soit enfin à favoriser le plus possible l'infiltration des eaux sur les versants en conservant ceux-ci sous un couvert de prairies ou de forêts.

Cependant, pour les crues exceptionnelles ou quand les autres mesures se sont révélées impuissantes, il est important d'apprendre à anticiper les crues au moyen de systèmes de prévision .

Malgré tous les efforts d'aménagement, il apparaît bien aujourd'hui que pour les crues de grande période de retour, les inondations demeureront une fatalité. La seule chose à faire reste d'alerter avec le plus d'anticipation possible la population, afin de réduire les dégâts que causeront ces grandes inondations (Andréassian, 2005).

La prévision des crues est un problème ancien, qui reste encore aujourd'hui difficile à résoudre (Champion, 1858; Goubet, 1997). Pourquoi est-ce si difficile ? :

D'une part, parce que les utilisateurs des prévisions sont exigeants : ils souhaitent combiner précision et délai d'anticipation (afin d'avoir le temps de réagir à la crue). Et intuitivement, il est facile de comprendre que plus on cherche à prévoir à long terme, plus les incertitudes sont fortes .

D'autre part, parce que les propriétés intrinsèques du bassin versant, telles que son temps de concentration interviennent :

2.1.2 Définition de la prévision des crues

La prévision des crues est définie par :

« Prévision du niveau, du débit, du temps d'apparition et de la durée d'une crue, et plus spécialement du débit de pointe en un point donné d'un cours d'eau, résultant des précipitations et de la fonte de la neige sur le bassin ».

La prévision des crues se distingue de la simulation par la non connaissance des données futures. De même, elle se distingue de la prédétermination (« prediction » en anglais) par le fait que

ce que l'on cherche à prévoir concerne un instant donné précis dans le futur alors que la prédétermination concerne l'ensemble des états futurs possibles (sans date précise). Ainsi, Coulibaly et al. (1999) ajoutent sur la définition de la prévision que « *son objectif général est de fournir les meilleures estimations de ce qui peut arriver en un point à une date future précise contrairement à la prédiction qui vise l'estimation des conditions futures sans référence à un temps spécifique.* »

La prévision des crues consiste à estimer en temps réel le niveau futur du débit, le temps d'apparition et la durée d'une crue, en particulier la valeur de la pointe de crue pour un site spécifique, qui résulte des pluies et/ou des fontes de neige (Tangara 2005). Elle comporte trois aspects : les valeurs prévues, les objectifs de la prévision et les délais de prévision (WMO, 1974, 1975, 1983).

Le développement récent des techniques des télécommunications, des ordinateurs et de la modélisation hydrologique a bien enrichi la prévision hydrologique. De ce point de vue, la prévision de crue d'aujourd'hui est non seulement une technique particulière en hydrologie, mais aussi une activité profitant des derniers développements technologiques. La modélisation hydrologique et la mise au point des méthodes de prévision composent cependant le noyau de n'importe quel système de prévision hydrologique (Yang Xiaoliu, 1993).

Pour une prévision, qui est émise maintenant, le résultat sera comparé à la réalité quelques heures plus tard, et les professionnels même comme les profanes peuvent aisément la critiquer. La prévision de crue est donc parfois ressentie comme une activité intellectuelle assez risquée (Klemes, 1982a).

2.1.3 Besoins en prévision des crues

La prévision des crues n'est plus considérée comme un parent pauvre des mesures structurelles de prévention des crues (barrages ou levée par exemple). Cette philosophie avait longtemps dominé jusqu'à ce qu'on prenne conscience que le point de vue doit être « *not keep the water from people, but people away from the water* » (Nemec, 1986). La prévision des crues est très orientée aujourd'hui vers la prévention des crues catastrophiques et consiste à estimer a priori les valeurs futures des débits en temps réel. Elle constitue un moyen direct pour réduire les dommages humains et matériels causés par les inondations. L'alerte devant une crue imminente permet d'évacuer la population, le cheptel et l'équipement en minimisant les pertes.

2.1.4 Outils de prévision

Dans sa Thèse (L. Moulin 2007), ils existent trois méthodes hydrologiques de prévision des crues (voir figure ci-dessous) :

1) **La prévision débit-débit ou hydraulique** qui traduit la propagation de l'onde crue tout au long de l'écoulement.

Elle utilise les modèles hydrauliques. Elle consiste à propager les débits mesurés en amont dans le réseau hydrographique pour prévoir le débit en aval. L'horizon de prévision est alors limité au temps de propagation dans le réseau hydrographique. Ce type de méthode est adapté aux grands bassins versants soumis à des crues lentes.

2) **La prévision par transformation de la pluie en débit** : Pour les bassins versants plus petits aux crues plus rapides, une prévision « pluie-débit » est nécessaire. Elle utilise des modèles hydrologiques pluie-débit qui transforment la pluie observée jusqu'au temps présent en débit à l'exutoire du bassin versant. Ces outils permettent d'augmenter l'horizon de prévision : au temps de propagation dans le réseau hydrographique (qui limite les horizons de la prévision « débit-débit ») s'ajoute le temps de réaction du bassin versant autrement dit le temps que met la crue pour se former dans le réseau hydrographique.

3) **La prévision météorologique** qui prévoit la quantité de pluie qui va tomber.

Elle doit être utilisée pour augmenter l'horizon de prévision, au-delà du temps de concentration du bassin.

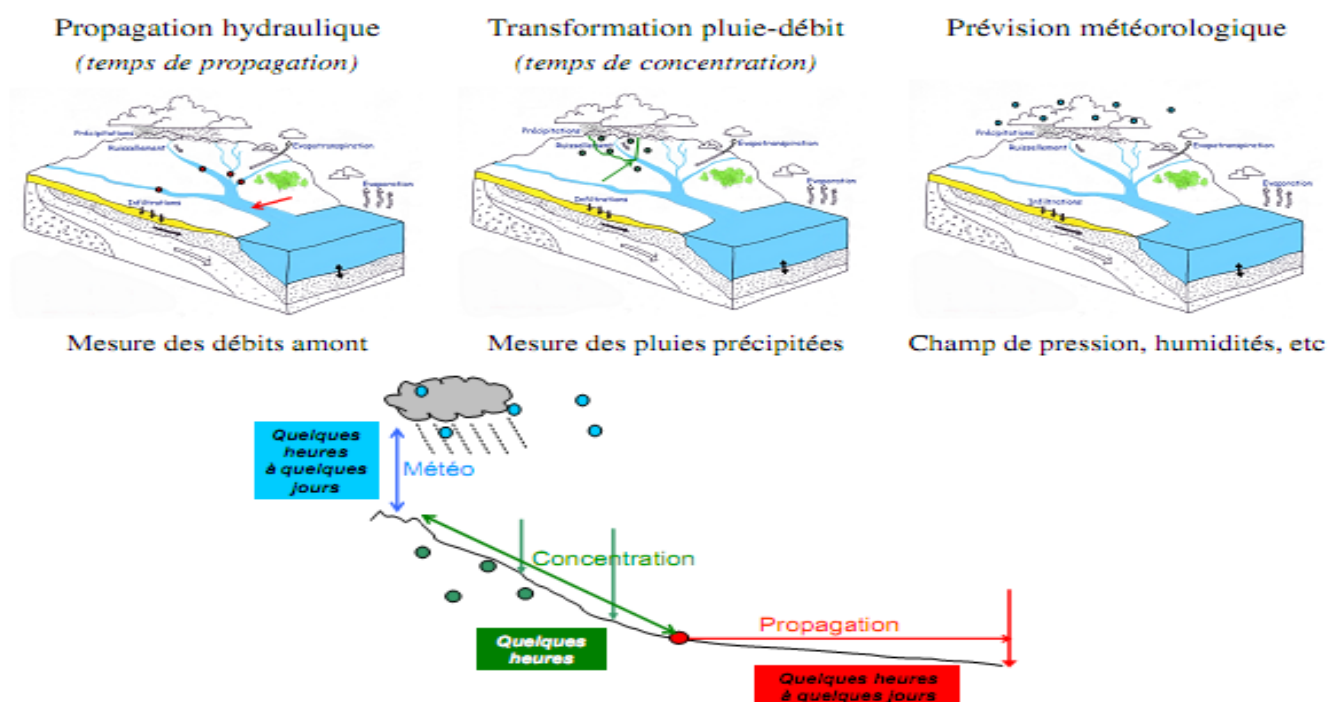


Figure 2-1 : Les différentes méthodes/échéances de prévision des crues (L. Moulin, 2007)

Dans ce chapitre nous allons explorer avant tout de la modélisation hydrologique en dressant les , les méthodes pluie-débit (Roche, 1985; Vidal et al, 1998; Ben Ali, 2000). Kitanidis et Bras (1980a) ont montré l'applicabilité de ces dernières à la prévision des crues et O'Connell et Clarke (1981) ont traité le problème de la prévision des crues en utilisant un modèle hydrologique pluie-débit.

2.2 La modélisation pluie-débit :

Le cycle de l'eau fait l'objet d'un très grand nombre de modélisations répondant chacune à des objectifs précis. Certains de ces objectifs étant parfois contradictoires par les différents utilisateurs de l'eau (urbanistes, aménageurs, agriculteurs, gestionnaires de voies navigables, gestionnaires de centrales électriques, de réseaux d'alimentation en eau potable et d'épuration, ...) que naît la multiplicité des modèles (C. Fouchier, 2010).

Un modèle hydrologique est un ensemble d'équations mathématiques qui représentent l'état d'un bassin versant et l'évolution du cycle de l'eau par rapport à des conditions météorologiques spécifiées. Les éléments du cycle de l'eau modélisés sont les processus hydrologiques (infiltration, ruissellement, évaporation, évapotranspiration, fonte de la neige, ...). Il s'agit donc d'une représentation plus ou moins simplifiée du bassin versant et des diverses composantes du cycle hydrologique (partiel ou complet). On se propose ici d'effectuer, à partir de quelques unes des nombreuses synthèses bibliographiques réalisées sur le sujet (Michel, 1987, Ambroise, 1999, Perrin, 2000, Todini, 2007), on décrira succinctement les différentes catégories de modèle en précisant leurs avantages et leurs inconvénients:

2.2.1 Un modèle pluie-débit : définition et objectif

i) Qu'est-ce qu'un modèle pluie-débit ?

En hydrologie, un modèle pluie-débit est une représentation mathématique simplifiée du comportement d'un bassin versant. Il est généralement défini par :

- 1) Ses variables d'entrée (variables indépendantes) : il s'agit des entrées du modèle, qui sont essentiellement les chroniques de pluie, d'évapotranspiration (ETP) ou de température,
- 2) Ses variables de sortie (variables dépendantes) : il s'agit des sorties du modèle, qui sont généralement les débits simulés à l'exutoire du bassin versant, mais qui peuvent parfois être aussi des niveaux piézométriques, ou d'une autre variable intéressant le modélisateur,
- 3) Ses variables d'état : il s'agit des variables internes au système, qui évoluent en fonction du temps et rendent compte de l'état du système à un moment donné. Typiquement, ces variables sont les niveaux de remplissage des différents réservoirs (neige / production / routage),

- 4) Ses paramètres : les paramètres des modèles hydrologiques, qu'ils aient une pseudo-signification physique ou qu'ils soient calés, servent à adapter la paramétrisation des lois régissant le fonctionnement du modèle, au bassin versant étudié,
- 5) Ses performances : il s'agit d'estimer l'amplitude des erreurs de modélisation, calculées généralement sur la base d'une mesure de l'écart entre les valeurs simulées et les valeurs mesurées.

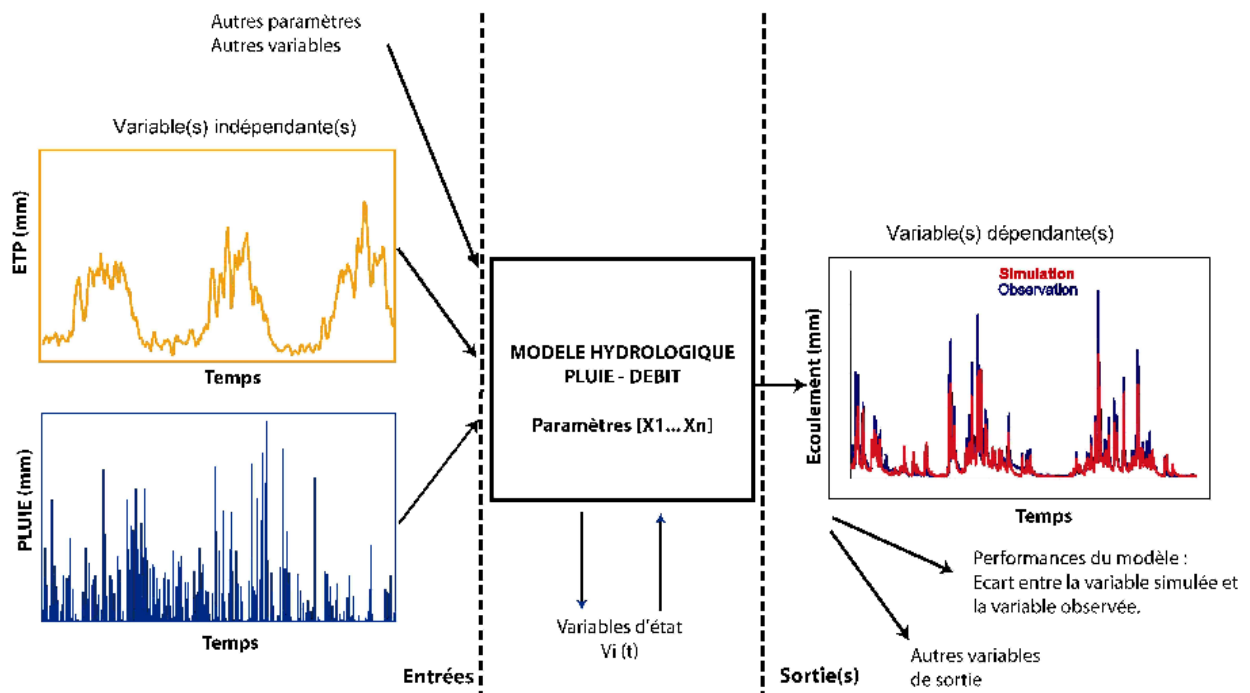


Figure 2.2 : Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique (T.MATHEVET 2005).

2.2.2 A quoi sert un modèle pluie-débit ?

La figure 2-3 montre que l'étude de la transformation de la pluie en débit est une des nombreuses disciplines hydrologiques. Un modèle pluie-débit sert à reproduire des débits, données relativement rares, à partir de données plus facilement disponibles comme les pluies et certaines caractéristiques du bassin.

Il permet aussi de simuler les débits en dehors du domaine d'observation. Typiquement, un modèle pluie-débit pourra être utilisé pour :

- a) Simulation de débits : Pour le comblement de lacunes dans des séries de données, la reconstitution de débits historiques (les données de pluie étant souvent disponibles sur des périodes beaucoup plus longues que les débits) ou pour permettre des traitements statistiques.
- b) Prédétermination des débits de crue ou d'étiage : On désire savoir avec quelle fréquence des débits de crue supérieurs à un seuil de risque ou des faibles débits (en deçà d'un débit réservé) risquent de se produire, et sur quelle durée. On se place ici dans une démarche d'analyse

fréquentielle. Cette connaissance peut permettre le dimensionnement d'ouvrages et de réservoirs ou des aménagements dans le lit du cours d'eau.

c) **Prévision des crues et des étiages** : Il s'agit d'évaluer par avance (avec un délai de quelques heures à quelques jours), en connaissant l'état du bassin, les débits de crues susceptibles de présenter des risques (inondation) ou les débits d'étiages pouvant demander de mettre en place une gestion particulière de la ressource (par des barrages-réservoirs par exemple) pour assurer l'approvisionnement en eau ou la préservation de la vie halieutique. On s'inscrit ici dans une démarche d'analyse en continu du bassin.

d) **Influence d'aménagements sur l'hydrologie** : On désire pouvoir prédire les changements de la réponse du bassin suite à des modifications d'origine humaine ou à des changements environnementaux. Ces problématiques font ressortir deux aspects importants, celui de l'évaluation du risque et celui de la gestion de la ressource. La pertinence des réponses que l'on peut leur apporter est conditionnée par celle du modèle dans sa représentation du bassin relativement aux objectifs fixés.

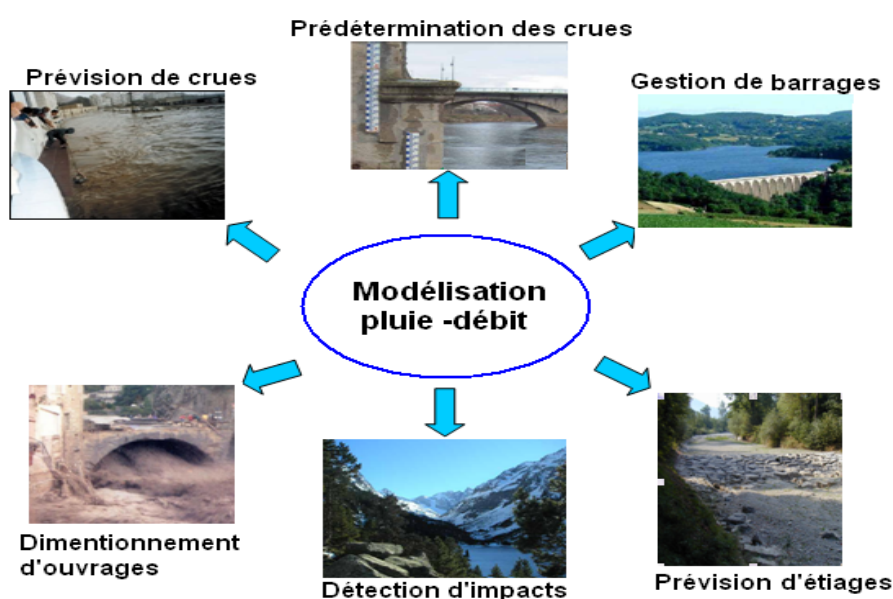


Figure 2-3 : Intérêt d'un modèle pluie-débit

2.3 Approches de modélisation

Il y a deux façons complémentaires d'appréhender la simulation des débits d'un bassin versant.

A. **L'Approche Ascendante** considère le bassin versant dans sa diversité. Le comportement et les propriétés du bassin versant sont vus comme le résultat du comportement et des propriétés de l'ensemble des entités qui le composent. La relation pluie-débit est déterminée par agrégation des lois physiques définies à l'échelle locale. Dans l'idéal, les paramètres contenus dans ces lois sont mesurables sur le terrain. Les modèles complexes issus de cette approche ne nécessitent donc pas de

calibration. En pratique, les mesures de terrain ne permettent pas forcément de déterminer la valeur des paramètres à l'échelle de la maille du modèle. Les modèles issus de l'approche ascendante doivent donc être calibrés.

B. L'Approche Descendante considère le bassin versant comme une unité fonctionnelle. Le comportement du bassin versant est perçu comme celui d'un système dont la réponse (sortie) est définie par ses entrées (la pluie sur le bassin versant) et ses états. La relation pluie-débit est à déterminer a posteriori à partir des observations disponibles. Les paramètres de la relation ainsi obtenue n'ont donc pas de signification physique a priori et doivent être estimés par calibration.

Quelle que soit l'approche adoptée, la complexité du modèle est limitée par la quantité de données disponibles et nécessaires à sa calibration. En effet, comme le montre la figure 2.4, plus le nombre de données est important, plus le modèle pourra être complexe et plus il pourra représenter avec précision le comportement du bassin versant. S'appuyant donc sur des données plus ou moins nombreuses et plus ou moins précises, tous les modèles hydrologiques ne sont que des représentations simplifiées et approximatives de la réalité.

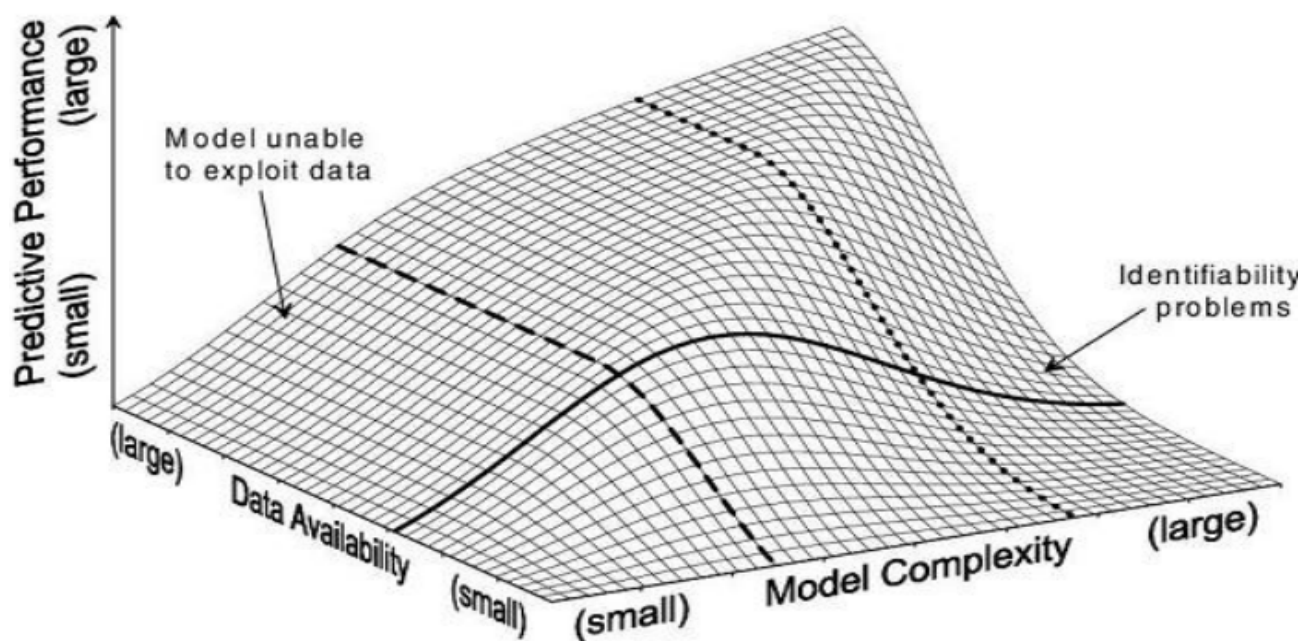


Figure 2.4 : Schéma représentant la relation existant entre les données disponibles sur un bassin, la complexité du modèle hydrologique et ses performances (d'après Grayson et Blöschl, 2000).

2.4 Classification des modèles Pluie - Débit

Devant les nombreux objectifs auxquels doit répondre l'hydrologie et les différentes approches de modélisations existantes (de l'approche ascendante à l'approche descendante), une multitude de modèles pluie-débit ont été développés. Afin d'y voir plus clair, quelques critères peuvent être utilisés pour classer ces modèles. Il s'agit de la représentation du temps, de celle de l'espace et de la schématisation ou conceptualisation des processus et de l'objet étudié. Pour chacun de ces quatre

(4) critères, on décrira succinctement les différentes catégories de modèle en précisant leurs avantages et leurs inconvénients.

2.4.1 Classification selon l'objet étudié : Modèles Probabilistes, Modèles Déterministes

La présentation des modèles hydrologiques est couramment faite de manière dichotomique en procédant à un premier découpage entre les modèles probabilistes et déterministes. Marsily (1994) distingue les modèles qui s'attachent à reproduire des phénomènes observables – les modèles déterministes – de ceux

qui décrivent des phénomènes non observables – les modèles probabilistes dans lesquels les paramètres qui représentent le milieu ou le phénomène étudié sont décrits par des lois de probabilité. Ces deux types de modèles ne sont pas exclusifs l'un de l'autre : Cernesson (1993) a ainsi associé un modèle stochastique de pluie avec un modèle déterministe de transformation de la pluie en débit.

1) Un Modèle Probabiliste qui sert à établir des critères de conception d'ouvrages (par exemple : dimensionnement des évacuateurs de crue des ouvrages hydrauliques grâce au calcul de la crue et de la cote de projet) ou à vérifier les performances d'ouvrages existants. La finalité du modèle probabiliste est de fournir des grandeurs statistiques de variables hydrologiques : débits maximum de pointe crue d'une occurrence donnée, précipitations minimales d'une durée donnée et d'une période de retour donnée. Les difficultés rencontrées avec ce type de modèle sont d'une part les incertitudes liées aux extrapolations quand les séries d'observations utilisées sont courtes, et d'autre part l'impossibilité d'étudier, par le biais de ces modèles, les conséquences des modifications des bassins versants (Michel, 1987). Au sein des modèles probabilistes, on distingue les modèles statistiques – ajustement de lois statistiques, méthode du Gradex ... – et les modèles stochastiques qui représentent la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distributions statistiques. Le générateur stochastique de pluie horaire de la méthode SHYPRE (Cernesson, 1993, Arnaud, 1997) permet ainsi la simulation de longues séries de précipitations grâce à la connaissance de lois de probabilité décrivant les phénomènes pluvieux (durée et nombre des averses, intensité maximale de l'averse, position du maximum, ...) et issues des observations.

2) Un Modèle Déterministe qui s'appuie sur la description du bassin versant et prend en compte une ou plusieurs de ses caractéristiques physiques (pente, superficie, type de sol, occupation du sol, ...). Les modèles déterministes ont pour application la prévision hydrologique pour la gestion des ouvrages hydrauliques ou pour la prévision des crues, la délimitation des zones inondables, la gestion du territoire, la quantification des impacts potentiels des changements climatiques. La

méthode des crues maximales probables – PMP/PMF probable maximum précipitation, probable maximum flood (Dumas, 2006) – qui supposent l'existence d'une valeur maximale des précipitations sur une région donnée et donc des crues sur un bassin versant est une méthode déterministe.

2.4.2 Classification en fonction de la représentation des processus hydrologiques

Les modèles représentent le comportement d'un bassin versant avec un degré d'abstraction plus ou moins important. On peut les classer en 3 catégories principales : les modèles de type « boîte noire », les modèles « à réservoir » (appelés aussi « conceptuels ») et les modèles dits « à base physique ».

1) Les modèles de type « Boîte Noire » qui visent à caractériser la relation la pluie - débit par des traitements de séries chronologiques, sans faire intervenir de données sur la nature physique du bassin (LE LAY 2006.). Cette catégorie regroupe les modèles régressifs, des réseaux de neurones ou encore des méthodes fondées sur les fonctions de transfert comme l'hydrogramme unitaire (Jakeman et Whitehead 1996) ou la méthode de la Différence Première de la Fonction de Transfert DPFT (Duband et al. 1993). Relativement simple à mettre en œuvre, ce type de modèle peut être utilisé pour la prévision des crues.

Bien que simples à mettre en œuvre, ces modèles « boîte noire » ne prévoient que le débit à l'exutoire du bassin versant. Ils nécessitent un grand nombre de données pour leur calage et leurs paramètres sont difficiles à relier aux caractéristiques physiques du bassin. L'état hydrique n'est pas forcément pris en compte de façon explicite. Ils ne permettent pas de comprendre le comportement d'un bassin versant.

2) Les Modèles Conceptuels ou « A Réservoir » décomposent eux le fonctionnement des bassins versants en plusieurs sous-processus. Le plus souvent, le bassin est représenté comme un assemblage de réservoirs interconnectés (on parle aussi de modèles « à réservoirs »), décrit par des équations de bilan et des lois de vidange. On distingue en général :

a) Un module de production qui assure la gestion des bilans en eau (rapports stockage - évaporation - écoulements)

b) Un module de transfert qui gère la répartition temporelle des écoulements sur le bassin.

S'ils permettent de simuler de façon globale les différentes composantes du cycle de l'eau (évapotranspiration, débits, recharge et contribution des nappes, stockage hydrique), ils constituent néanmoins une représentation très simplifiée du fonctionnement réel d'un bassin. L'interconnexion des réservoirs et les lois de vidange utilisées sont le plus souvent issues d'une approche empirique, et les paramètres sont sans grande signification physique.

Des travaux menés sur les modèles à réservoir de type Génie Rural (GR) ont permis de relier le

niveau d'un des réservoirs du modèle à l'humidité mesurée insitu ou à distance (Quesney et al. 2000 ; Loumagne et al., 2001). D'autres travaux ont permis de relier certains des paramètres contrôlant la vidange des réservoirs aux propriétés des courbes de tarissement observées (Ambroise et al., 1995 in Ambroise, 1999).

Ce type de modèle est souvent utilisé pour la prévision des crues. On peut citer notamment les modèles GR3H (Tangara, 2005) ou GRP utilisé pour prévoir les débits en temps réel sur la Seine en amont de Paris (Berthet, 2010).

Même si des parallèles sont faits avec des caractéristiques physiques du bassin, ces modèles constituent une représentation très grossière de son fonctionnement réel. Ceci peut devenir un avantage lorsque les connaissances sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant sont limitées. Les lois de vidange sont souvent choisies de façon arbitraire et un certain nombre de paramètres restent sans grande signification physique et doivent être déterminés par calage. Ce type de modèle ne permet pas d'analyser le comportement d'un bassin versant. Il permet seulement de reproduire le débit à son exutoire.

3) Les Modèles A Base Physique ont pour objectif de représenter les processus physiques intervenant dans la dynamique des bassins versants, et ce dans un cadre théorique unifié. Ils font appel aux relations de conservation (de masse, d'énergie, de quantité de mouvement), décrites par un système d'équations aux dérivées partielles dont les paramètres, associés aux propriétés physiques du système, sont en principe mesurable (Abbott et al. 1986). Ils se basent sur une discrétisation spatio-temporelle fine, pour simuler en tout point et tout instant l'évolution du système.

Cependant en pratique, ces modèles requièrent un nombre important de données rarement disponibles. Ils possèdent donc souvent trop de paramètres (le modèle SHE en possède 2400 au total) comparés au peu d'observations nécessaires à leur calibration. De plus, ils demandent souvent des temps de calculs importants incompatibles avec la prévision des crues. C'est pourquoi des modèles « à base physique » dégradés ont été conçus. Ces modèles ne prennent en compte que les processus dominants à l'échelle du bassin versant. TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979 ; Franchini et al., 1996) prend en compte de façon synthétique l'effet de la topographie permettant la distribution de l'eau dans le sol grâce à des indices de similarité hydrologique. Cette répartition de l'eau dans le sol permet ainsi de définir les zones saturées sur lesquelles le ruissellement pourra se faire. MARINE (Borrell-Estupina, 2004) représente l'infiltration à travers la formule de Green et Ampt et son transfert avec une onde cinématique.

2.4.3 Classification selon l'approche temporelle : Modèle Événementiel ou Continu

1) *Un Modèle Événementiel* a pour objet la simulation d'un événement borné dans le temps. On modélise par exemple de manière événementielle une crue sur la durée de l'événement pluvieux l'ayant générée, augmentée du temps de concentration. Une telle modélisation requiert la détermination des **conditions initiales** (débit de base au début de la simulation, humidité du sol) et néglige certains processus hydrologiques considérés comme mineurs par rapport au processus principal étudié. Dans le cas d'une modélisation événementielle de crues au pas de temps horaire, l'évaporation et l'évapotranspiration sont par exemple négligées et les écoulements de sub-surface ne sont pas modélisés. Une modélisation événementielle présente donc l'avantage théorique de prendre en compte un nombre réduit de variables d'entrée, avantage contrebalancé par le besoin d'une initialisation qui fait souvent l'objet d'un calage alors qu'elle est le résultat de processus continus.

Les modèles événementiels sont plus frugaux puisqu'ils nécessitent moins de données en entrée que les modèles continus (M.Coustau, 2011). En effet, seules les chroniques de pluies sur l'événement leur sont fournies. Les risques de lacunes dans les chroniques sont ainsi limités (comparés aux modèles continus) ce qui en fait des outils attrayants pour la prédiction des crues en temps réel. Leur point faible est que la saturation initiale des sols doit être fixée de façon externe au modèle. Néanmoins, plusieurs méthodes permettent d'estimer correctement la valeur de cette condition initiale à partir de divers indicateurs de l'état hydrique du bassin. Le débit de base sert, par exemple à initialiser TOPMODEL (Franchini et al. 1996) ou le modèle GR3H (Fourmigué et Lavabre, 2005 ; Tangara, 2005).

2) *Un Modèle Continu* s'intéresse à la simulation d'un phénomène sur une durée à priori illimitée dans laquelle la détermination des conditions initiales n'a pas d'incidence, une fois passée une phase d'apprentissage du modèle. Les processus à considérer sont plus nombreux que dans une modélisation événementielle puisque l'évolution dans le temps des stocks d'eau sur le bassin doit être expliquée. Les phénomènes d'évaporation doivent par exemple être pris en compte pour pouvoir modéliser correctement les écoulements entre les épisodes de crue.

Le caractère événementiel ou continu de la modélisation se superpose à son caractère déterministe ou probabiliste. Ainsi le générateur stochastique de pluie horaire SHYPRE fonctionne en mode événementiel.

2.4.4 Classification selon l'approche spatiale

Les modèles peuvent aussi être classés en fonction de la représentation spatiale des facteurs impliqués dans le comportement d'un bassin versant. On distingue alors les modèles globaux des modèles semi-distribués ou distribués.

1) Les Modèles Globaux comme les modèles du type GR (Edijatno et Michel, 1989), le modèle HEC-1 (Hydrologic Engineering Center, 1998) ou le modèle PDM Probability Distributed Moisture (Moore, 2007) – le bassin est considéré comme une seule entité qui réagit dans son ensemble. Les caractéristiques physiques et les grandeurs météorologiques sont considérées comme uniformes à l'échelle du bassin versant assimilé à une unité ponctuelle. Il s'agit de valeurs moyennes applicables à tout le bassin versant. Les processus hydrologiques sont simulés pour l'ensemble du bassin versant. Des recherches menées pour introduire une représentation de la variabilité spatiale des bassins versants dans certains de ces modèles – travaux de Wendling (1988) avec TOPMODEL et de Bourqui (2008) avec GR4H et GR4J – ont montré qu'il n'y avait pas de gain de modélisation suite à la prise en compte de cette variabilité, ces modèles globaux n'apparaissent donc pas pénalisés par l'utilisation d'une pluie moyenne de bassin.

2) Les Modèles Distribués comme les modèles HYDROTEL (Fortin, et al., 1995) ou MIKE-SHE (Refsgaard et Storm, 1995), le bassin versant est subdivisé en surfaces élémentaires. Des modèles distribués destinés à la prévision des crues ont été développés en France dont les modèles MERCEDES (Bouvier, et al. 1994, Bouvier et Delclaux, 1996) et MARINE (Estupina Borrell, 2004).

Chaque surface élémentaire réagit aux entrées climatologiques, opère éventuellement des transferts avec les surfaces élémentaires environnantes et fournit un hydrogramme élémentaire qui est transféré à l'exutoire, par un processus de routage des crues. L'hydrogramme total à l'exutoire est constitué de la somme de tous les hydrogrammes élémentaires. Le caractère hétérogène du bassin versant et des précipitations est pris en compte sous la forme de valeurs discrétisées à l'échelle de chaque surface élémentaire. La variabilité spatiale de la topographie, de l'occupation du sol, de la météorologie et des types de sol est donc considérée. Les débits à chaque tronçon du réseau hydrographique représenté peuvent être simulés (Vieux, et al., 2004). Les différents processus hydrologiques sont simulés sur chaque surface élémentaire : infiltration, évaporation, interception par les végétaux, fonte de la neige, Michel (1987) distingue la modélisation distribuée en mailles fines régulières, qui ne correspondent pas à des sous-bassins au sens topographique du terme, et dont l'objectif est de décrire l'hétérogénéité physique du bassin versant, de la modélisation dite semi-distribuée où l'échelle de discrétisation de l'espace est le sous-bassin versant topographique et dont

l'objectif est la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des pluies.

2.5 Calibration et validation d'un modèle

Tous les modèles décrits précédemment, possèdent un certain nombre de paramètres non directement mesurables sur le terrain. Le but de la calibration est alors de trouver les valeurs de ces paramètres pour permettre de simuler au mieux le comportement hydrologique du bassin versant (Madsen, 2000). La calibration s'apparente en fait à la résolution d'un problème inverse : les valeurs de certains paramètres du modèle sont inconnues et doivent être identifiées grâce aux observations disponibles. La résolution de ce problème passe par la minimisation (ou la maximisation) d'une fonction objectif qui permet d'évaluer les performances du modèle. L'identification de la valeur des paramètres du modèle hydrologique va donc dépendre

- (i) de la fonction- objectif utilisée qui quantifie l'écart entre la variable observée et la variable simulée par le modèle.
- (ii) de la méthode d'optimisation utilisée pour minimiser la fonction objectif préalablement choisie. Le jeu de paramètres optimaux ainsi défini sera ensuite testé lors de la phase de validation sur des observations n'ayant pas servi à la calibration.

2.5.1. Le choix de la fonction- objectif

Les fonctions objectifs quantifient l'écart existant entre la variable observée et celle simulée par le modèle. Toutes ces fonctions ne sont pas identiques. Certaines permettent de caractériser la dispersion existant entre les variables simulées et observées, d'autres cherchent à quantifier l'erreur systématique, d'autres encore s'intéressent à des caractéristiques spécifiques de l'hydrogramme. Dans cette section, $Q_{calc,i}$ et $Q_{obs,i}$ sont respectivement les débits simulés et observés au pas de temps i , $Q_{obs,i}$ est la moyenne des débits observés, $Q_{calc,i}$ est la moyenne des débits simulés et n le nombre de pas de temps considérés.

La fonction- objectif la plus utilisée en hydrologie est celle du critère de Nash :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad 2.1$$

Cette fonction compare la simulation du modèle sur n pas de temps à la moyenne des observations prise comme modèle de référence. Plus le Nash est proche de 1, plus la simulation est proche de l'observation.

Si le Nash > 0, alors le modèle est meilleur que la moyenne des débits

Si le Nash < 0, alors le modèle ne fait pas mieux que la moyenne des débits

a) Les fonctions d'erreur quadratique

Etant quadratique, ce critère a tendance à donner un poids plus important aux forts écarts de débits se produisant généralement en période de crue. Ce critère peut être calculé sur les racines carrées ou les logarithmes des débits ce qui permet d'évaluer la sensibilité du modèle respectivement aux débits moyens et aux débits faibles (Weisse et al., 2003).

$$F = \sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - Q_{obs,i})^2 \quad 2.2$$

On peut aussi évaluer l'erreur quadratique moyenne, Root Mean Square Error (RMSE) pour décrire aussi la dispersion entre les variables simulées et observées.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - Q_{obs,i})^2} \quad 2.3$$

Plus la RMSE est faible, plus la dispersion est faible et plus la variable simulée par le modèle est proche de celle observée.

On peut aussi calculer un coefficient de détermination pour évaluer la corrélation entre les variables observée et simulée

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n [(Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})(Q_{calc,i} - \overline{Q_{calc}})]^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2 \sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - \overline{Q_{calc}})^2} \quad 2.4$$

Le biais peut aussi être calculé pour évaluer la surestimation ou la sous-estimation systématique du modèle par rapport aux observations

$$B = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{calc,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \quad \text{Où} \quad B' = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{calc,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} - 1 \quad 2.5$$

Une valeur de 1 pour B (Erreur bilan) ou 0 pour B' (indiquera un bilan parfait). Une valeur supérieure à 1 pour B ou supérieure à 0 pour B' indiquera une surestimation du bilan.

b) Calage

Tous les modèles existants nécessitent, peu ou prou, un calage. Ce calage se fait en modifiant les paramètres, à partir d'une estimation initiale, pour que le modèle ait ses sorties les plus proches possibles de celles du bassin versant à modéliser. Ces sorties sont en général des débits. On contrôle la robustesse de ce calage en comparant les sorties des modèles avec les sorties réelles, pour une période dont les données observées n'ont pas été utilisées dans le calage.

Au sens strict du terme, c'est l'opération qui consiste à trouver les valeurs des paramètres du modèle qui minimisent l'erreur de modélisation (Ambroise 1998, Perrin 2000 Gaume 2002).

c) Validation

C'est l'étape indispensable de la mise en œuvre d'un modèle, il s'agit de l'évaluation des performances du modèle sur un jeu de données qui n'a pas été utilisé lors du calage (Gaume 2007).

2.6 Présentation de quelques modèles hydrologiques :**2.6.1 Modèle global (IHACRES)**

Le modèle IHACRES (Identification of unit Hydrographs And Component flow from Rainfalls, Evaporation and Streamflow data) est le résultat d'une collaboration entre le CEH (Centre for Ecology and Hydrology) du Royaume-Uni et l'Université Nationale de l'Australie (ANU). Ce logiciel peut être appliqué pour des investigations dans des petits bassins versants équipés pour des études spéciales ou pour des études régionales dans des grands bassins.

Le modèle IHACRES utilise la fonction de transfert à partir de trois modules de calcul, en séries, comme indiqué sur la figure I.2. Il permet la simulation des écoulements continus ou instantanés pour n'importe quel bassin versant et pour n'importe quelle donnée temporelle supérieure ou égale à 1 min. Des études publiées (Aimwater, 2002) (Maftai, 2002) ont démontré qu'on peut aller d'un intervalle de 6 min pour des bassins versants de 1 ha (0.01 km²) aux données mensuelles pour les des bassins versants de 10000 km².

Dans son mode de séparation des hydrogrammes, le logiciel IHACRES comporte trois modèles de stockages conceptuels : Le modèle non-linéaire qui détermine les précipitations effectives et deux modèles de stockage en parallèle (stockage de surface et souterrain) qui assure le transfert des précipitations effectives au cours d'eau.

Ce modèle demande peu de données : les précipitations, un hyétogramme (pour le calage), la température ou l'ETP, et les dimensions du bassin versant. En sortie du modèle on récupère : un hydrogramme de crue modélisé, l'humidité du bassin et les incertitudes indicatives associées aux paramètres d'hydrogramme unitaire.

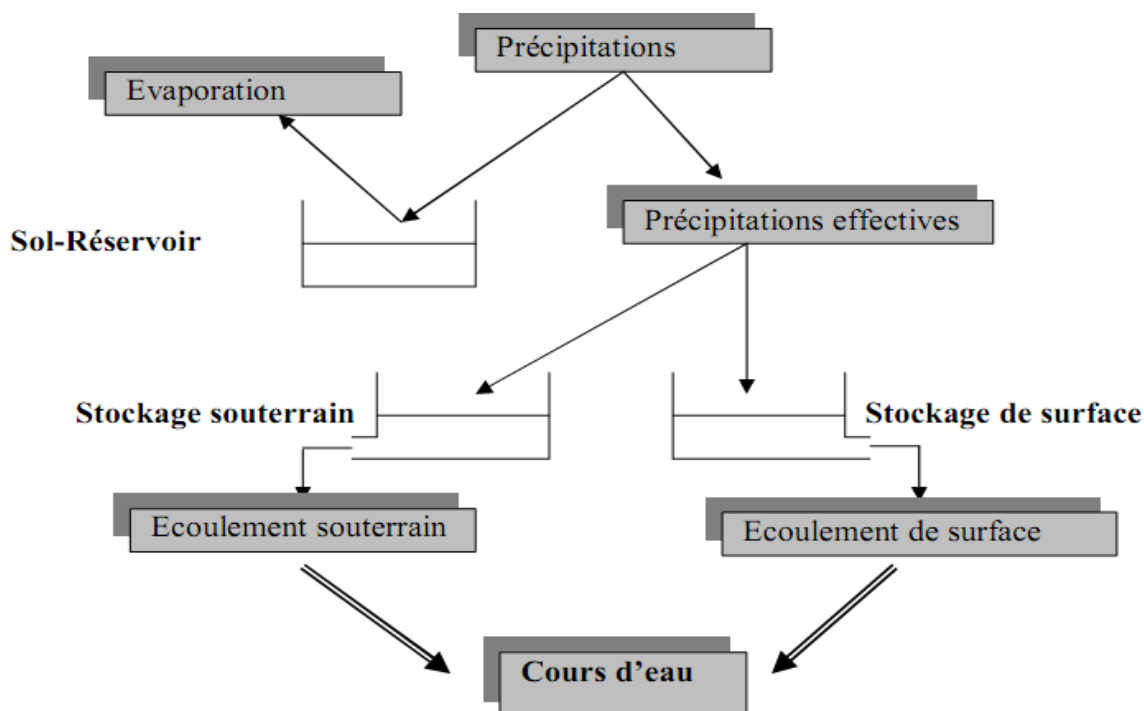


Figure 2.5 : Structure du modèle IHACRES (Maftai,2002)

2.6.2 Modèles Semi-Spécialisés (HEC, CEQUEAU & MIKE BASSIN)

Il existe plusieurs modèles semi-distribués (ou semi-spatialisés), l'ensemble des modèles sélectionnés peut être utilisé avec succès dans le cadre du projet, l'avantage que présentent les modèles semi-distribués est qu'ils disposent d'une structure à base physique et ils demandent moins de données que les modèles distribués. Le modèle HEC-HMS est un exemple de ce type de modèles connu par ses performances de calcul et par la qualité de ses résultats ; il est disponible gratuitement dans le domaine public.

2.6.3 Le Modèle HEC-HMS

Le HEC-HMS (Hydrologic Modeling System) est un logiciel qui simule le comportement hydrologique d'un Bassin Versant suite à des événements pluvieux prédéterminés, développé par Hydrologic Engineering Center (HEC) du corps de l'armée américaine des ingénieurs. Ce logiciel permet de calculer des hydrogrammes de crues pour plusieurs objectifs à savoir les études de drainage urbain, la prévision des crues et leur impact, la conception des réservoirs, la réduction des effets des inondations. Le programme présente une interface graphique, des composantes hydrologiques intégrées, un système spécifique de stockage de données (DSS) et des outils de gestion, etc.

Le logiciel HEC-HMS permet de traiter ou de simuler à la fois les différentes données suivantes :

- Les précipitations : Ces données peuvent correspondre à des relevés pluviométriques réels d'événements pluvieux ordinaires ou exceptionnels mais aussi à des événements pluvieux théoriques basés sur une étude statistique ;
- Les pertes (par infiltration, retenue ou évapotranspiration) qui permettent d'évaluer le ruissellement à partir des précipitations et des caractéristiques du bassin versant ;
- Les ruissellements directs qui prennent en compte les écoulements de surface, les stockages et les pertes de charge ;
- L'hydrologie fluviale, concernée par l'écoulement de l'eau dans le lit de la rivière.

Ces différents paramètres seront ensuite modélisés mathématiquement par un ensemble de modèles intégrés dans HEC-HMS et qui permettront d'obtenir la réponse du système hydrologique global suite à un changement de conditions hydrométéorologiques.

2.6.4 Le Modèle CEQUEAU

Le modèle hydrologique CEQUEAU, développé à l'Institut National de la Recherche Scientifique-Eau (INRS-Eau) depuis 1971, est un modèle déterministe distribué à bilan, qui prend en compte les caractéristiques physiques du bassin versant par le découpage de celui-ci en éléments de même dimension. Cette discrétisation spatiale du bassin versant permet de suivre l'évolution spatio-temporelle des phénomènes, de prévoir l'effet de toute modification physique du bassin versant et de prendre en compte des réservoirs réels ou fictifs.

Le découpage dans l'espace d'un bassin versant peut être très varié dans sa forme et sa densité. Pour le modèle CEQUEAU, le bassin versant est découpé en surfaces carrées de dimensions semblables appelées « carreaux entiers » c'est le premier découpage. Un deuxième est ensuite nécessaire pour reproduire le cheminement de l'eau entre les carreaux entiers et vers la rivière. Ceci se fait en subdivisant chaque carreau entier en « carreaux partiels » à l'aide des lignes de partage des eaux (Morin) :

- **Le premier découpage** délimite le bassin versant en surfaces élémentaires que nous appellerons "carreaux entiers". La dimension à donner aux "carreaux entiers" dépend principalement de la superficie du bassin versant étudié, des données météorologiques disponibles, de la topographie du terrain, etc. Les données physiographiques nécessaires pour chaque "carreau entier" sont l'altitude, les pourcentages de forêts, de lacs et de marais. Ces données sont déterminées à partir des cartes topographiques du bassin versant étudié ou à l'aide d'un système d'information géographique.
- **Le deuxième découpage** consiste à subdiviser les carreaux entiers en carreaux partiels.

Ces éléments sont le résultat de la subdivision des "carreaux entiers" en fonction des lignes de

partage des eaux. On compte jusqu'à quatre "carreaux partiels" par "carreau entier". Les données nécessaires pour ces éléments partiels sont : Le sens d'écoulement de l'eau et son pourcentage de superficie par rapport au "carreau entier" qu'il subdivise.

Le modèle compte deux parties principales visant à décrire le mieux possible l'écoulement de l'eau vers l'exutoire du bassin versant. La première partie concerne l'écoulement vertical de l'eau appelée fonction de production qui transforme les précipitations réelles en précipitations utiles sur chaque carreau entier et à chaque pas du temps. La schématisation de ce processus est représentée par un ensemble de réservoirs communiquant entre eux à l'aide de relations mathématiques reproduisant, à l'échelle du pas de temps de la simulation, les différents transferts de masse (Figure 2.6). Et la deuxième partie concerne le transfert de l'écoulement dans le réseau de drainage appelé fonction de transfert qui assure le cheminement de l'eau entre les carreaux partiels (Figure 2.7).

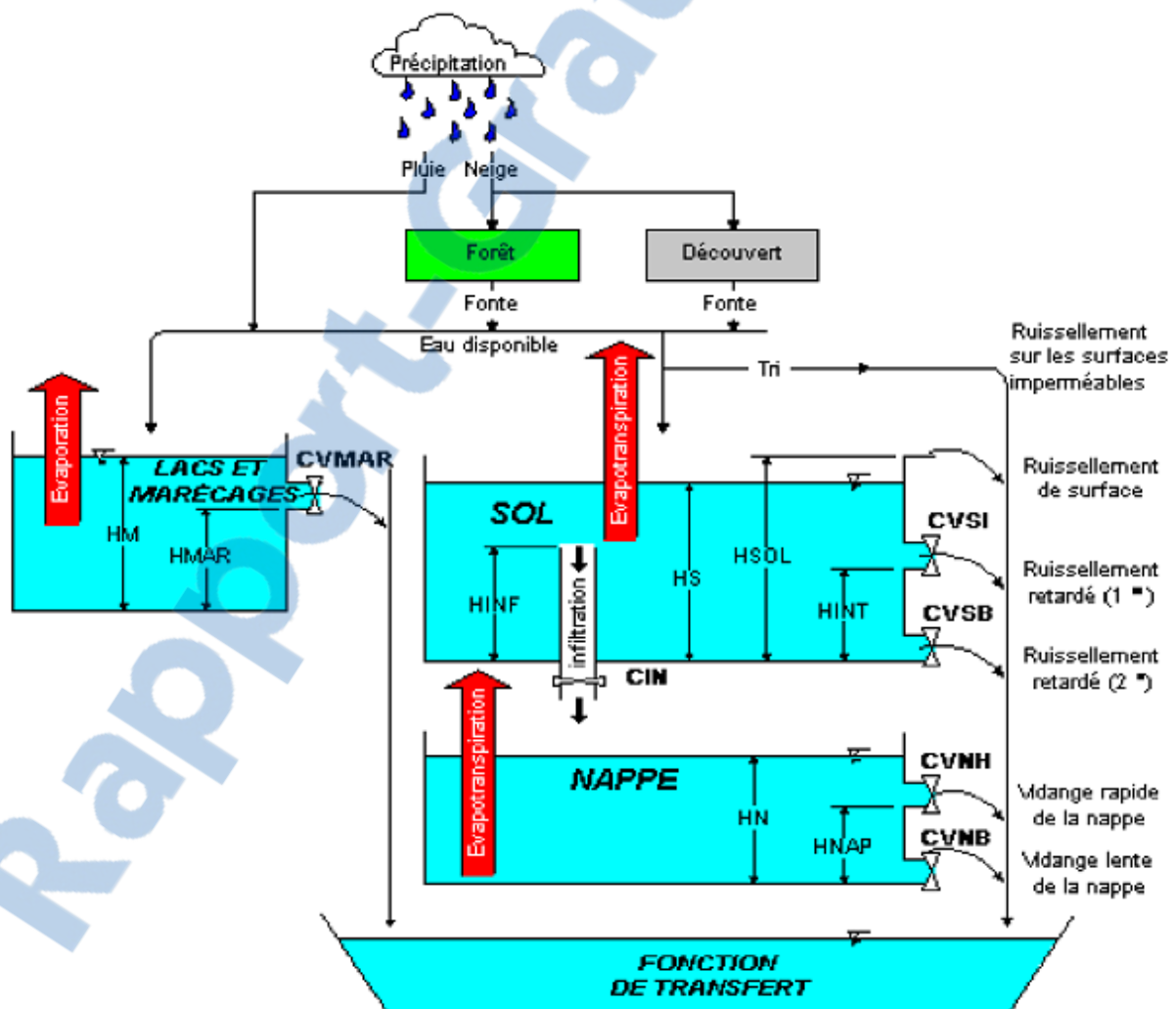


Figure 2.6: La fonction de production du modèle hydrologique CEQUEAU (Morin).

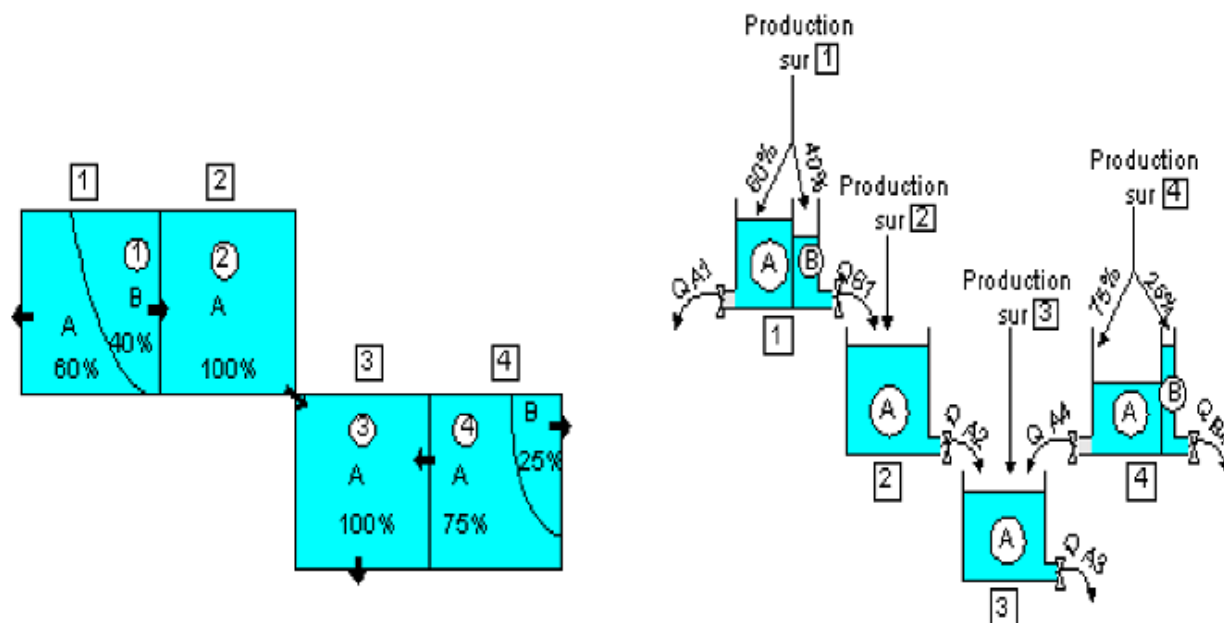


Figure 2.7 : La fonction de transfert du modèle CEQUEAU (Morin).

2.6.5 Modèle à base physique distribuée (SHE)

D'après Ambroise (1998), Andry et Christophe (1998) et Henin H (2004) le modèle SHE (système hydrologique européen) combine des sous modèles physiques spatialisés établis pour les principaux processus qui se produisent dans un bassin versant, comme le rappelle la liste ci –après :

- a) interception (modèle de Reutter) et évaporation (modèle de Panman-Moneith)
- b) fonte de neige (bilan d'énergie)
- c) écoulement de surface et cours d'eau (ondes diffusantes)
- d) écoulements non saturés (équation de Réchards)
- e) écoulement au milieu saturé (équation de Boussinesq)

Ce modèle d'inspiration mécaniste, a été élaboré au Danish Hydraulic Institute (DHI). Le SHE a pour objectif la modélisation de la partie continentale du cycle de l'eau et peut être en théorie, appliqué à des surfaces allant de la parcelle à la totalité du bassin versant. Parmi les domaines d'application du SHE, nous retrouvons l'étude classique de la dynamique du bassin versant, ainsi que le suivi des impacts relatifs aux modifications du bassin (occupation des sols, aménagement, types des sols...), ou de scénarios climatiques (sécheresse, fortes pluies...). La structure de ce modèle est présentée sur la figure 2-4 qui montre globalement les modèles utilisés dans le cadre de l'hydrodynamique.

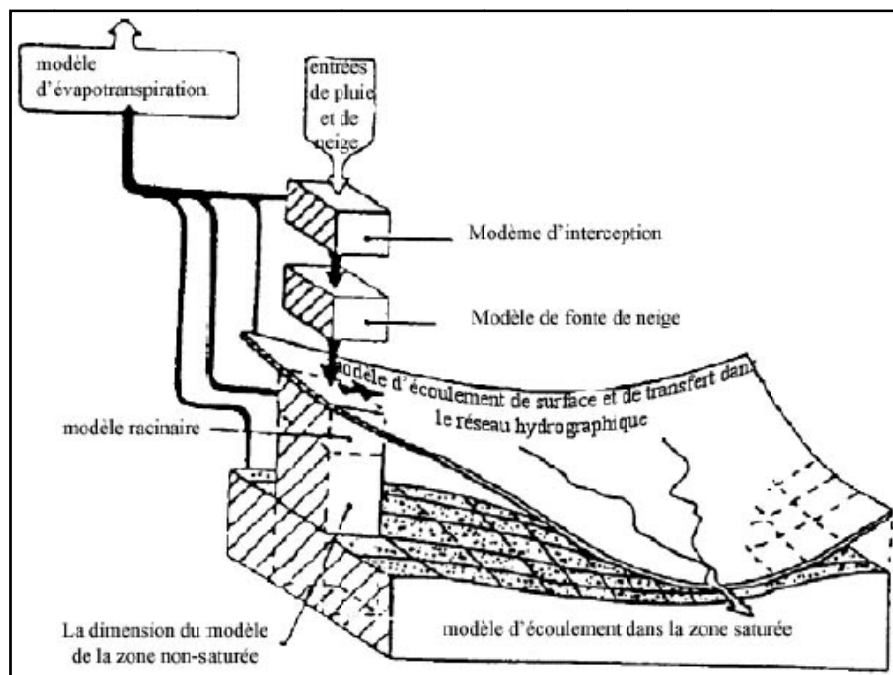


Figure 2.8 : Structure du modèle SHE

2.6.6 Modèle conceptuel distribué (TOPMODEL)

D'après Perrin (2000), Claudia (2005), Henin (2004) et Andry et Christophe (1998) le TOPMODEL (TOPography-based hydrological MODEL) est un modèle semi-distribué destiné à reproduire le comportement hydromorphologique d'un bassin versant. Ce modèle est encore utilisé et amélioré car sa relative simplicité et les bons résultats qu'il fournit sont autant de motivations à son développement. Ce modèle prédit, à chaque pas du temps, la distribution spatiale du contenu en eau au sein des différentes mailles du modèle numérique de terrain (MNT) du bassin versant considéré. Il est basé sur les concepts originaux de déficit en eau du sol par rapport à la saturation et à l'index topographique. Cette idée provient du fait que, depuis quelques années, la participation des écoulements souterrains aux variations des débits des rivières, même en période de fortes précipitations a été reconnue comme étant capitale. L'index topographique est utilisé pour déterminer la quantité d'eau destinée au ruissellement et celle restant pour l'infiltration. La structure de ce modèle est illustrée sur la figure 2-5.

Le TOPMODEL repose sur un découpage du bassin versant en sous-bassins homogènes (mailles carrées). Le sol et le sous-sol sont représentés par des réservoirs successifs, d'où le caractère conceptuel de ce modèle. Ce modèle, relativement puissant nécessite toutefois, bien évidemment, un certain nombre de données pour fonctionner, parmi lesquelles, nous notons les pluies horaires, l'évapotranspiration potentielle, une cartographie de la transmissivité T_0 et de la conductivité hydraulique verticale mesurée en surface K_0 . En effet, le modèle utilise une loi de décroissance de

la conductivité avec la profondeur du type :

$$K_s(z) = K_0 e^{-fz}$$

- L'axe Z est orienté positivement vers le bas et f est un facteur de décroissance

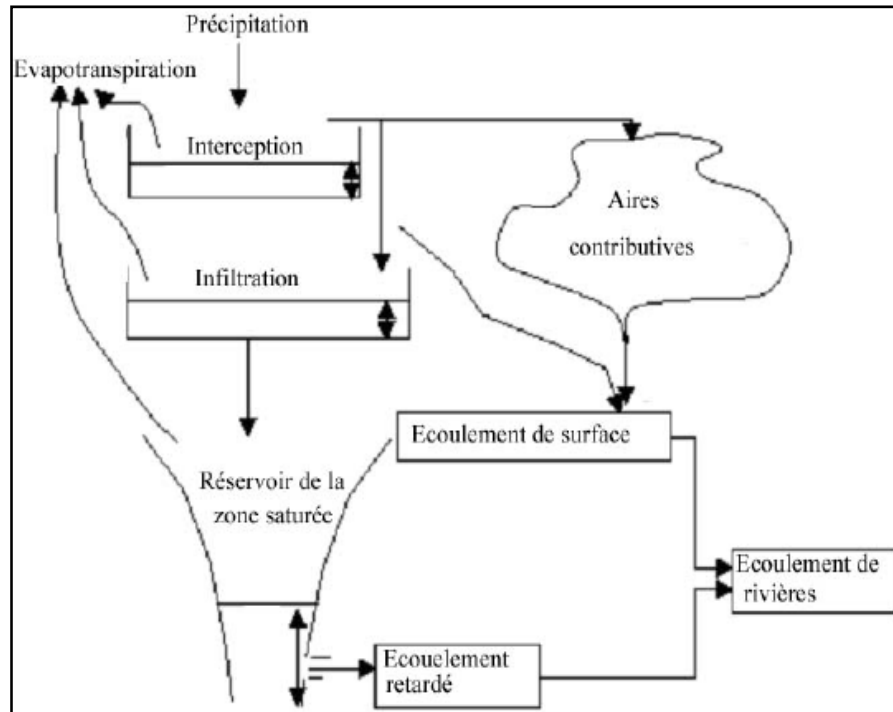


Figure 2.9: Structure du modèle TOPMODEL

2.6.7 Modèle conceptuel global de la famille de GR (Génie Rural)

D'après Makhoul (1994) et Perrin (2003), nous présentons ici succinctement trois modèles conçus respectivement pour les pas de temps annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J) et (GR3J). Ces modèles permettent de réaliser des simulations en continu. Ils ont été développés au Cemagref (*Centre national du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et Forêts*) depuis le début des années 1980 en suivant une approche de recherche empirique basée sur de grands échantillons de données.

A. Modèle Conceptuel Global GR1A

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1990, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau.

B. Modèle Conceptuel Global GR2M

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à paramètres Mensuel) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1980, avec des objectifs d'applications dans le domaine des ressources en eau et des étiages.

C. Modèle Conceptuel Global (GR4J), (GR3J):

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) est un modèle pluie-débit global à quatre paramètres. Son développement a été initié au Cemagref au début des années 1980, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications de gestion de la ressource en eau et d'ingénierie comme le dimensionnement d'ouvrage, la prédétermination des crues et des étiages, la gestion de réservoirs et la détection d'impact (Edijatno 1991, Makhlouf 1994, Andry et Christophe 1998, Ambroise 1998, Perrin 2003, Gaume 2007, Boudhraa 2007).

Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Edijatno et Michel (1989), Edijatno (1991), Nascimento (1995), Edijatno et al. (1999), Perrin (2000), Perrin (2002) et Perrin et al. (2003) qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. C'est la version de Perrin *et al.* (2003), représentée sur la figure 2-6, dont sa structure fait apparaître des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin permettant de donner au modèle une mémoire des conditions antérieures et d'en assurer un fonctionnement en continu. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage, des hydrogrammes unitaires ainsi que d'autres fonctions permettant de simuler le comportement hydrologique du bassin.

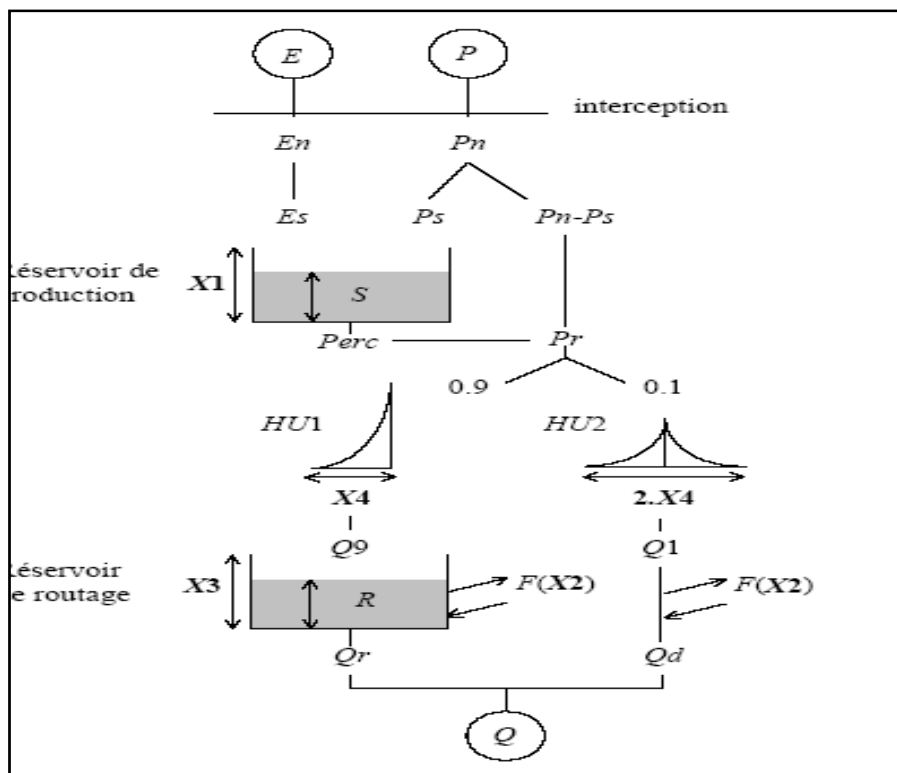


Figure 2-10: Structure générale du modèle GR4j

Si la pluie est supérieure à l'ETP, on calcule la pluie efficace ($P_n - P_s$), la pluie "non efficace" alimentant un premier réservoir. Dans le cas contraire, on calcule le volume qui s'évapotranspire du premier réservoir. Dans les deux cas, le calcul de la pluie efficace et de l'évapotranspiration dépendent du taux de remplissage du premier réservoir (R) et d'un paramètre X_1 . La pluie efficace est répartie en 90% d'écoulement lent et 10% d'écoulement rapide. Ces deux composantes sont transformées par deux hydrogrammes unitaires de même paramètre X_4 . L'écoulement lent alimente ensuite un réservoir (paramètre X_2) dont le débit de vidange dépend de son taux de remplissage (T) à la puissance 4. Des échanges sont possibles avec des nappes profondes, leur débit F dépend du taux de remplissage du second réservoir. Selon la valeur du paramètre X_3 , ce flux alimente ou se retranche du second réservoir et de l'écoulement rapide. Ce modèle a été développé à partir du modèle GR3J basé sur trois paramètres optimisés et le quatrième paramètre de X_1 est fixé à 330 mm.

2.7 Conclusion

Il apparaît que les débits de crue sont générés le plus souvent par plusieurs processus simultanément ou successivement, dans des combinaisons variables dans le temps et dans l'espace (Ambroise, 1998). Les variabilités spatiales qu'il s'agisse des fluctuations verticales des propriétés hydrauliques des sols ou de la variabilité des types et des profondeurs de sols jouent un rôle majeur dans la réponse hydrologique d'un bassin versant. Or il apparaît difficile de mesurer, et plus encore de décrire dans un modèle mathématique cette variabilité. De même, les variations temporelles à court et long terme de l'état hydrique des sols, de leurs propriétés physiques (gonflement, retrait, battance), de l'activité biologique (stades végétatifs, activité de la faune du sol) et anthropiques (imperméabilisation, opérations culturelles), peuvent provoquer à certains endroits et moments l'apparition ou la disparition de processus.

Or, un modèle est le résultat d'un compromis entre l'objectif auquel il doit répondre, la compréhension des processus hydrologiques et la disponibilité de données sur le bassin. Ces 3 facteurs doivent guider les choix de modélisation. Le modèle retenu pour ce travail est le modèle conceptuel global de la famille GR (GR1A, GR2M, GR4J) pour un bassin aride et semi aride, Cheliff Amont de Boughzoul.

CHAPITRE III
BASSIN VERSANT CHELIFF
AMONT DE BOUGHZOUL

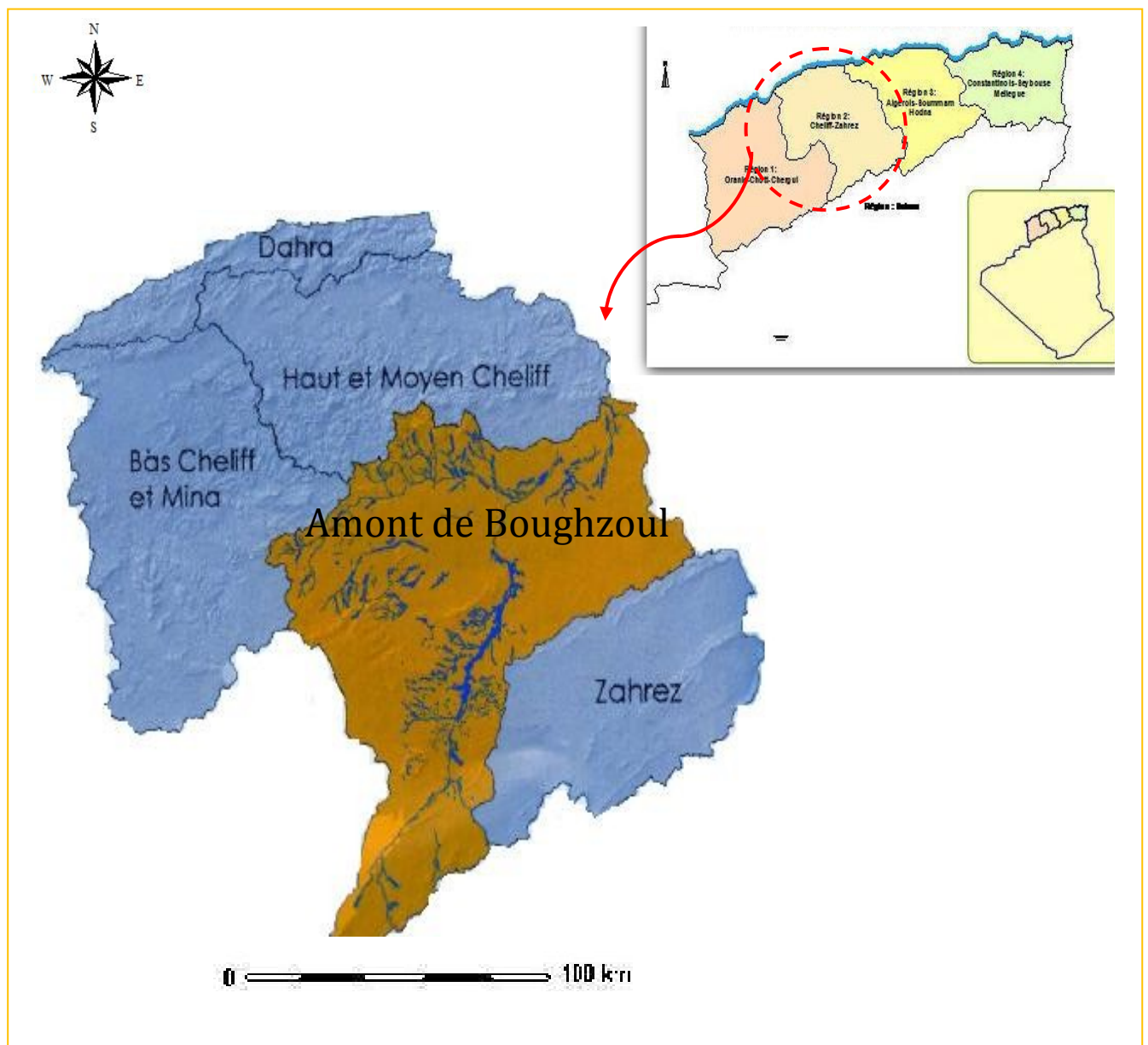


3.1 Présentation Générale Du Bassin Versant Amont De Boughzoul

D'une superficie de 47 269 km², le bassin du Cheliff s'étend entre les méridiens 0° et 3°30' Est et entre les latitudes 34° et 36° Nord. Il regroupe trois bassins hydrographiques : Le Cheliff, le Zahrez, et le côtier Dahra.

Le bassin du Cheliff qui est le plus vaste bassin hydrographique du Nord du pays, est compartimenté en trois bassins versants :

- ❖ Le bassin du Cheliff- amont du barrage de Boughzoul,
- ❖ Le bassin du haut et du moyen Cheliff,
- ❖ Le bassin du bas Cheliff et de la Mina (figure 3.1).



Source : ABHCZ

Figure 3.1. Bassins hydrographiques du Cheliff Zahrez.

Sur le plan administratif, le bassin versant du Cheliff à l'amont de Boughzoul, est limité par cinq wilayas comme le montre la figure 3.2 :

- Tiaret, Tissemsilt, Médéa, Djelfa, Laghouat

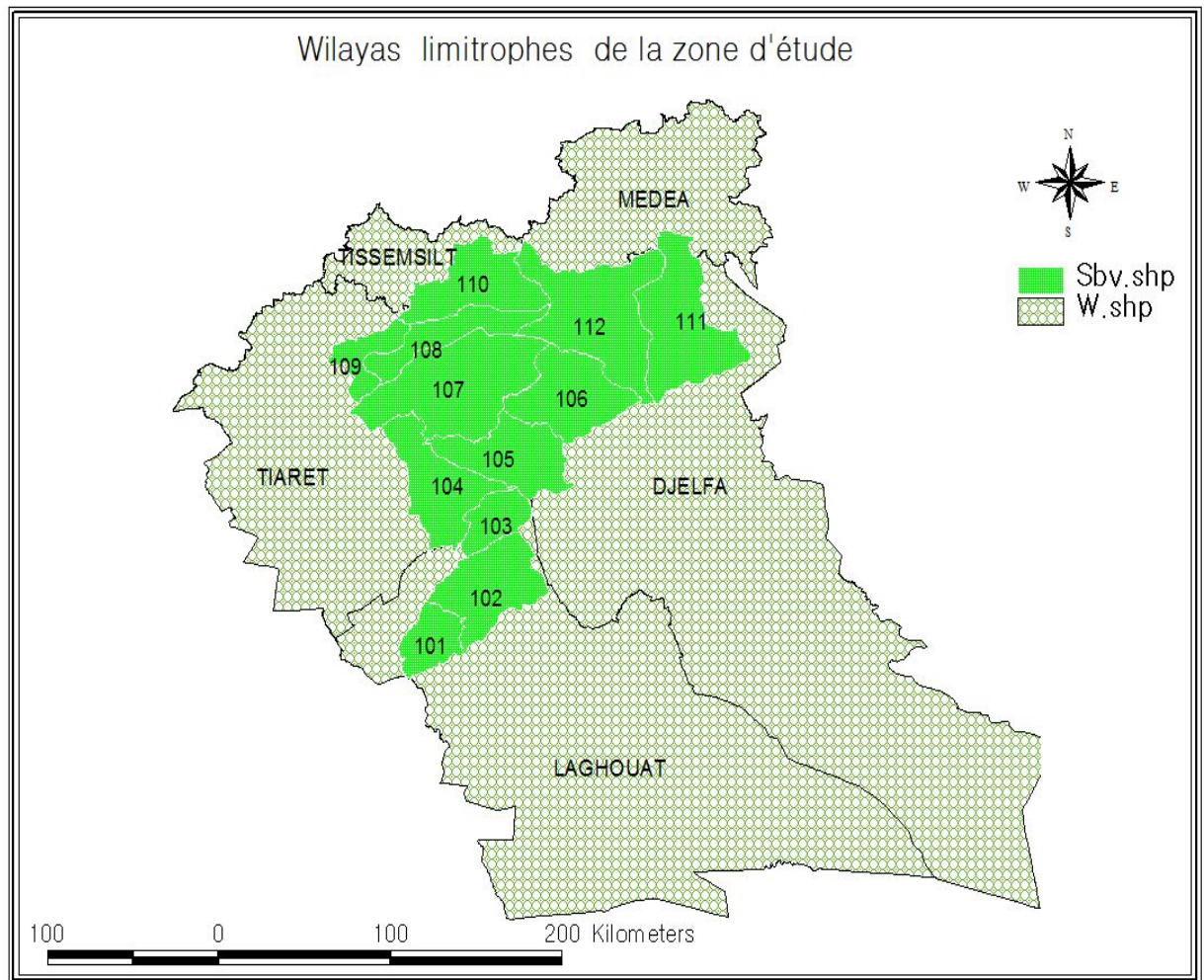


Figure 3.2. Wilayas limitrophes de la zone d'étude.

3.1.1 Le couvert végétal

D'une manière générale la couverture végétale conditionne et influence la rapidité du ruissellement superficiel, le taux d'évaporation et la capacité de rétention du bassin versant.

La végétation joue un rôle essentiel dans la protection du sol, elle exerce une protection mécanique directe sur l'écoulement fluvial, en diminuant la force vive des eaux et en favorisant leur infiltration ; cette résistance à l'écoulement est d'autant plus grande que le couvert végétal est plus dense.

Notre bassin versant possède une couverture végétale assez maigre mais l'Alfa (*Stipa tenacissima*). Des cultures maraîchères ainsi que la culture de l'orge et du blé y sont pratiquées.

3.1.2 Géologie

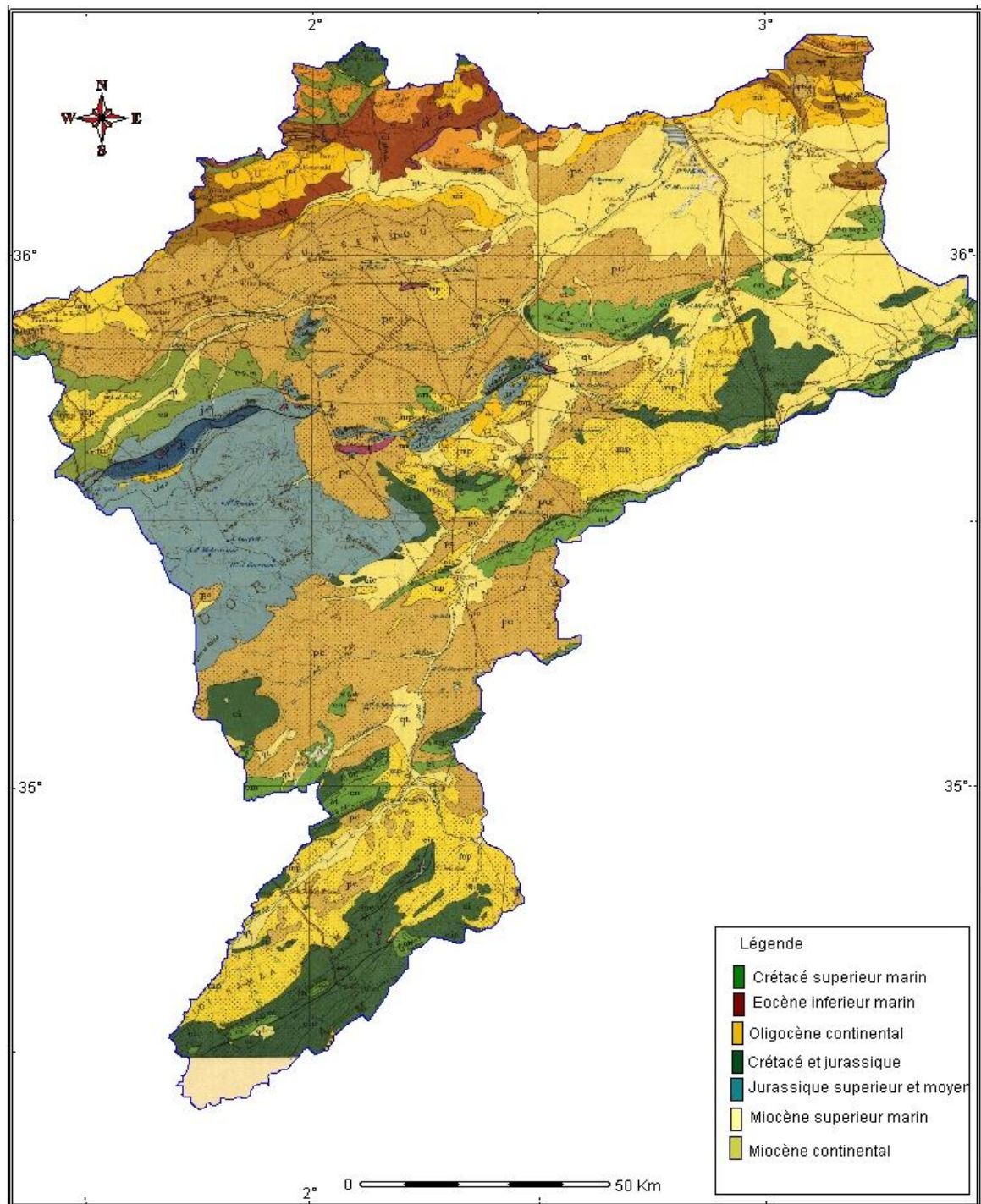
Le bassin Amont de Boughzoul se situe dans les hautes plaines, entre les reliefs de l'Atlas tellien au nord, plus précisément, le massif d'Ouarsenis dont les charriages telliens, les plus méridionaux viennent les recouvrir en partie, et l'Atlas Saharien qui s'étend vers le Nord, en une succession de massifs qui viennent border les hautes plaines du Sud.

Un aperçu sur la géologie au centre du bassin (Figure 3.4) laisse se distinguer par leurs importances, les dépôts post miocènes dont :

- a. Les alluvions modernes** : régulièrement réparties le long des cours d'eau formés de sables limoneux extrêmement vulnérables à l'érosion hydrique
- b. Accumulations des piedmonts** : Aux pieds des reliefs s'étendent d'importants glacis d'accumulations presque uniquement constitués de blocs et de galets de dolomie tithonique.
- c. Daïas temporaires** : Dépressions endoréiques tapissées d'argile gypseuse et gréseuse et temporairement recouvertes par les eaux ; elles représentent des aires de stockage d'eau importantes.
- d. Croûte calcaire** : Les encroûtements calcaires couvrent de grandes surfaces, leur épaisseur est souvent supérieure à 1 m.
- e. Argiles gréseuse rouge** : Cette formation est très importante au sud-ouest où son épaisseur peut dépasser 10 m.

Grâce à leurs qualités de porosité et perméabilité, les formations gréseuses du crétacé inférieur représentent le meilleur réservoir hydraulique de la région.

Ces grès constituent eux-mêmes un impluvium étendu, mais ils sont en outre alimentés par la nappe du Sersou et par les eaux de l'Oued Touil (ABH, Cheliff Zahrez .2010).



Source : ABHCZ

Figure.3.3. Carte géologique du bassin versant Cheliff amont de Boughzoul

3.2 Morphométrie du bassin versant Cheliff Amont Boughzoul

3.2.1 Généralités

En Algérie, pays à dominance semi-aride et où l'eau est au cœur des préoccupations de la société et des pouvoirs publics, la notion de bassin versant rentre de plus en plus dans le langage courant des ingénieurs et des décideurs.

Le bassin est défini comme une entité topographique et hydrographique dans laquelle se produisent des entrées d'eau (sous forme de précipitations essentiellement, sans oublier les apports souterrains issus d'autres bassins) et où l'écoulement (et le transport de matériaux mobilisés par l'érosion) s'effectue suivant un système de pentes et de drains naturels en direction de l'exutoire ou embouchure du cours d'eau collecteur. «Les processus de transfert d'eau s'expriment dans les réseaux hydrographiques, considérés comme des éléments linéaires, par opposition aux bassins versants, éléments de la surface terrestre » (Bravard et Petit, 2000).

Cette unité de drainage est essentielle en hydrologie « pas seulement parce qu'elle permet le calcul de bilans mais aussi parce qu'elle représente une unité fonctionnelle, qui rend compte d'une dépendance rigoureuse de l'amont à l'aval. Ce n'est qu'à l'échelle du bassin versant, en prenant en compte toutes ses composantes, qu'il est possible d'aborder l'étude des fonctionnements hydrologiques, les relations pluies-débits, la formation des crues, la sévérité des étiages... ».

Il convient d'ajouter à cette idée de Cosandey et Robinson (2000) que c'est également, à l'échelle du bassin versant, qu'il devient de plus en plus aisé d'étudier les aménagements hydrauliques et de leurs impacts sur le cycle hydrologique, de même que les phénomènes de pollution et de leurs transferts amont-aval. En somme, les questions de la gestion de l'eau au sens large du terme.

La réponse du bassin versant à des précipitations dépend d'un nombre important de paramètres. Parmi ces facteurs, certains sont difficilement quantifiables comme ceux se rapportant au climat, à la couverture végétale, etc. Par contre, d'autres paramètres ont l'avantage de se prêter à une analyse quantifiée. Ce sont les paramètres morphométriques (forme, altitude, pente du relief, etc.) qui interviennent dans les modalités d'écoulement. Dans ce chapitre, nous nous limitons à l'exposé des principaux paramètres d'ordre morphométrique, de relief et hydrographique qui permettent de caractériser le bassin versant amont de Boughzoul.

3.2.2 Paramètres de forme

a) Surface du bassin versant (A)

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations, il est donc tout à fait logique que ce paramètre soit le premier à rechercher. Cette surface peut être déterminée par planimétrage sur des cartes d'échelle convenable ou en utilisant les techniques de digitalisation actuelles.

La superficie $A = 19724.76 \text{ Km}^2$

Le périmètre $P = 946.29 \text{ Km}$

b) Rectangle équivalent

Un autre paramètre permet de comparer les bassins versant entre eux, c'est le rectangle équivalent. C'est une transformation purement géométrique où la forme du bassin est rendue comme étant celle d'un rectangle ayant même périmètre et même superficie que le bassin versant. La largeur étant prise égale à la largeur de l'exutoire, la longueur L_{Re} est déterminée en résolvant l'équation du second degré suivante :

$$2L_{Re}^2 - \frac{K\sqrt{A}}{0,28}L_{Re} + 2A = 0 \quad 3.1$$

A est la superficie du bassin versant.

On place sur ce rectangle les lignes de niveau de telle sorte que le rectangle équivalent ait même répartition hypsométrique. Ceci permettra de schématiser le bassin par quelques valeurs numériques (utiles pour les modèles mathématiques).

Après calcul les valeurs du rectangle équivalent sont comme suit :

$$L_{Re} = 425.09 \text{ m}, \quad l_{Re} = 46.40 \text{ m}.$$

c) Indice de compacité Gravelius

La réponse d'un bassin versant à une averse dépend de sa forme. Gravelius a défini alors l'indice de compacité (qui porte d'ailleurs son nom) comme étant le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant même surface. Cet indice permet de comparer les bassins entre eux. Il est donné par la formule suivante :

$$K_G = \frac{\text{Périmètre du bassin}}{\text{Périmètre du cercle de surface équivalente}} \quad 3.2$$

Ce paramètre peut être calculé à l'aide de la relation suivante :

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot A}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad 3.3$$

Où P et A représentent respectivement le périmètre et la surface du bassin versant.

En fonction de la valeur de ce paramètre, on dira que le bassin est ramassé ou allongé. Ce paramètre caractérise le temps de réaction du bassin, il détermine l'allure de l'hydrogramme de crue.

Pour notre cas $K_G = 1.88 > 1.12$ donc la forme de notre bassin est allongée.

3.2.3 Paramètres de relief

1) Courbe hypsométrique

La plupart des phénomènes hydrologiques et climatologiques sont directement liés à l'altitude. Il est donc important de connaître la répartition des altitudes dans le bassin. On utilise pour cela la représentation de la courbe hypsométrique. Elle peut aussi être donnée sous forme d'histogramme, c'est la courbe des fréquences altimétriques.

La forme de cette courbe donne implicitement une certaine idée sur les pentes du bassin et leurs répartitions en altitude et permet d'apprécier le potentiel érosif du bassin versant. La courbe hypsométrique est déterminée par planimétrie des surfaces entre les courbes de niveau.

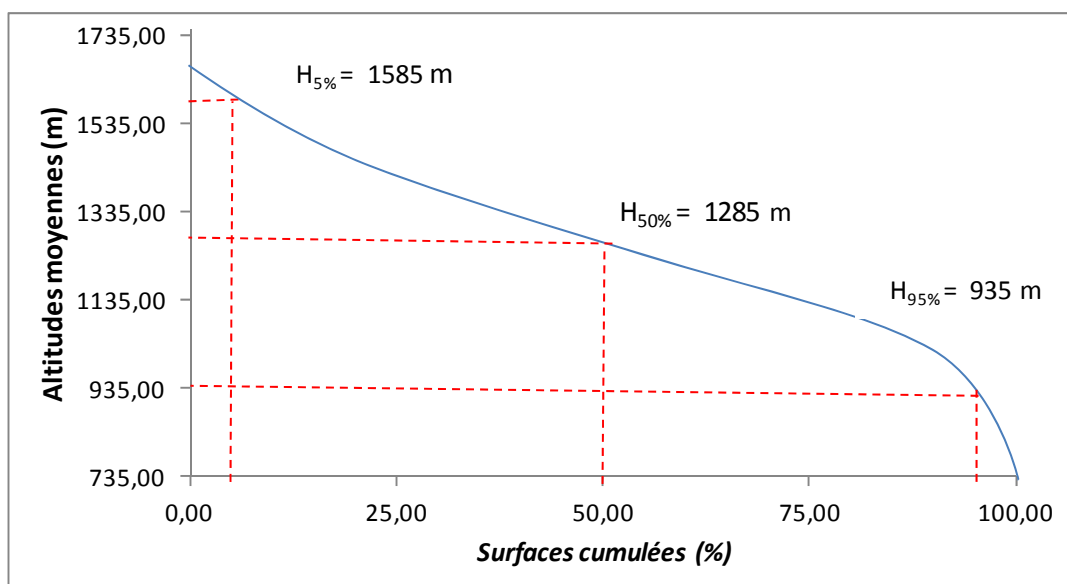


Figure.3.4. Courbe hypsométrique.

2) Altitudes Caractéristiques

Certaines altitudes sont notées pour caractériser les bassins versants. Ces altitudes donnent des indications supplémentaires sur le potentiel érosif du bassin. Ces altitudes sont :

- L'altitude moyenne, c'est l'altitude qui correspond à la moyenne de la courbe hypsométrique.
- L'altitude la plus fréquente, c'est le maximum de la courbe des fréquences altimétriques.

- *L'altitude de fréquence 1/2*, c'est l'altitude qui correspond au point d'abscisse 1/2 de la courbe des fréquences altimétriques.
- *L'altitude correspondant à 5%*, c'est au dessus de laquelle se trouve 5% de la superficie totale du bassin versant ;
- *L'altitude de fréquence à 95%*, c'est l'altitude dépassé par 95% de la surface totale du bassin versant.

A partir de la courbe hypsométrique (Figure 3.4) les altitudes caractéristiques de notre bassin sont données dans le tableau ci-dessous :

Tableau 3.1 : Valeurs des Altitudes Caractéristiques.

<i>Altitude maximale (m)</i>	<i>Altitude minimale (m)</i>	<i>Dénivelée (m)</i>	<i>Altitude la plus fréquente (m)</i>	<i>Altitude moyenne (m)</i>	<i>Altitude à 5% (m)</i>	<i>Altitude à 50% (m)</i>	<i>Altitude à 95% (m)</i>	<i>Observation</i>
1640	735	905	820 - 1090	1106	1585	1285	935	<i>Equilibré</i>

3) Les indices des pentes

Le relief d'un bassin est caractérisé par des indices qui ont été définis pour rendre compte de l'influence de la pente sur le régime hydrologique, pour comparer des bassins entre eux, etc.

L'indice de pente introduit par Roche (1963) est donné par :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L_{Re}}} \sum_{i=1}^n \sqrt{B_i(a_i - a_{i-1})} \quad 3.4$$

Dans cette formule, L_{Re} , B_i , a_i et a_{i-1} représentent respectivement la longueur du rectangle équivalent, la fraction en pour-cent de la surface comprise entre deux lignes de niveaux, les altitudes délimitant la surface B_i .

L'indice de pente global I_g sert à caractériser la pente d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications. Il est déterminé à partir de la connaissance de la répartition hypsométrique du bassin. Il est donné par la formule:

$$I_g = \frac{H_{95\%} - H_{5\%}}{L_{Re}} \quad 3.5$$

Dans cette formule, $H_{95\%}$ et $H_{5\%}$ représentent les altitudes qui correspondent respectivement à 95% et à 5% de la surface totale du bassin. Elles sont toutes les deux tirées de la courbe hypsométrique. L_{Re} , qui est la longueur du rectangle équivalent, est exprimé en kilomètre.

L'indice de pente moyen I_m est utilisé dans les mêmes conditions que le précédent. Il est donné par :

$$I_m = \frac{D_{\max}}{L} \quad 3.6$$

D_{\max} étant la différence entre les niveaux extrêmes du bassin versant.

Les valeurs des indices de pente après calcul sont comme suit :

Tableau 3.2 : Valeurs des indices de pente.

Indice de pente (I_p)	Indice de pente global(I_g)	Indice de pente moyen (I_m)
0.35 %	0.89 m/Km	1.17 m/Km

4) Dénivelée spécifique

Le dénivelé spécifique sert à classer les bassins en fonction de leurs reliefs. Cette dénivelée est donnée par :

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{A} \quad 3.7$$

Les paramètres de la formule ont été définis auparavant.

$$D_s = 124.99 \text{ m}$$

On se réfère généralement à la classification dressée par l'O.R.S.T.O.M. pour classer les bassins en fonction de leurs reliefs. Cette classification est donnée par le tableau 3.3.

Tableau.3.3. Classification de l'O.R.S.T.O.M

Relief	Valeur de I_g		Valeur de D_s
1	Relief très faible	$I_g < 0,002$	$D_s < 10$
2	Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$	$10 < D_s < 25$
3	Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$	$25 < D_s < 50$
4	Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$	$50 < D_s < 100$
5	Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$	$100 < D_s < 250$
6	Relief fort	$0,05 < I_g < 0,5$	$250 < D_s < 500$
7	Relief très fort	$0,5 < I_g$	$500 > D_s$

En général, on classe les bassins versant relativement à leur surface (Tableau 3.4)

Selon la classification de l'O.R.S.T.O.M (illustrée sur le tableau 3.3), le relief de notre bassin versant est assez fort.

Tableau 3.4 : Classification des bassins versants selon leur superficie

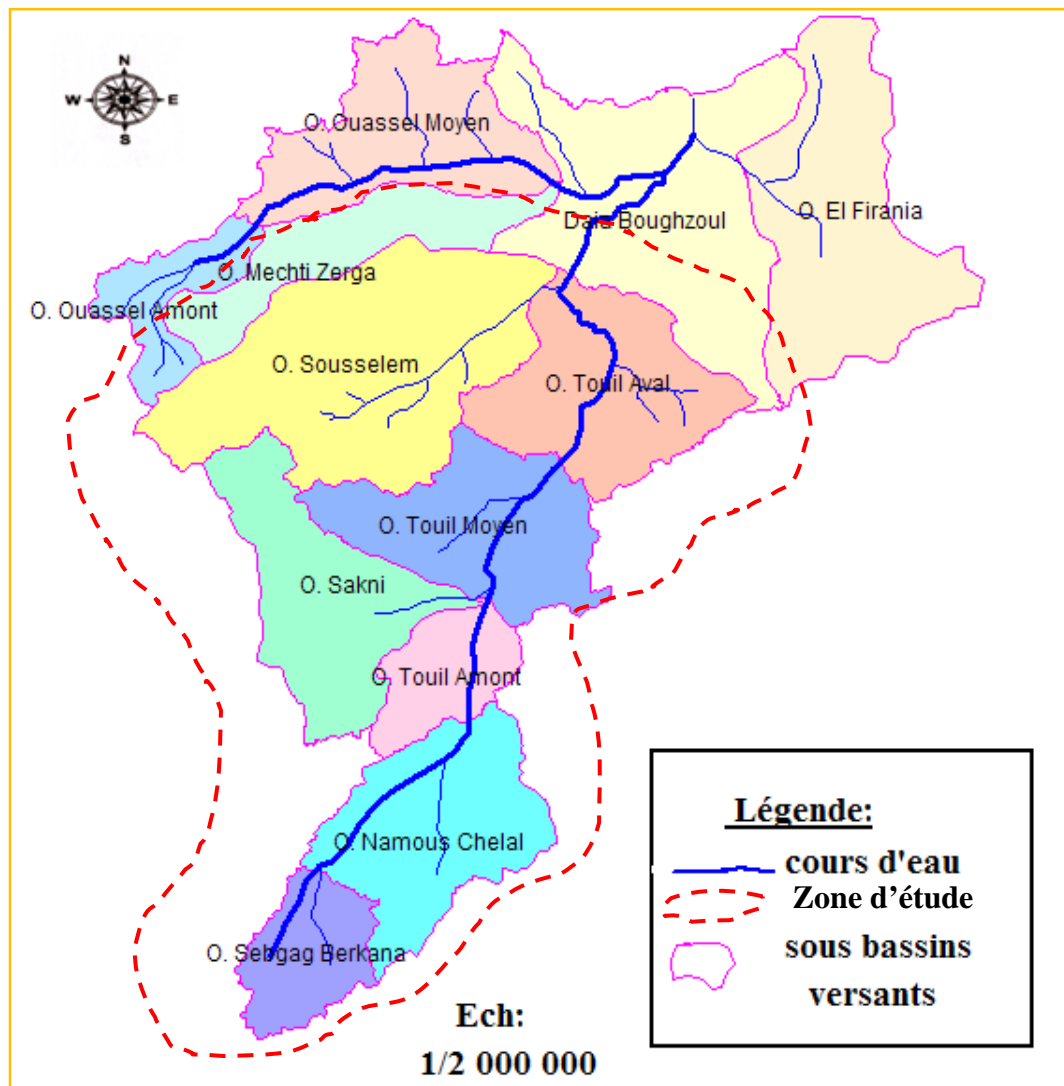
Très petit bassin versant	Petit bassin versant	Grand bassin versant	Très grand bassin versant
$0 \leq A \leq 10 \text{ km}^2$	$10 \leq A \leq 200 \text{ km}^2$	$200 \leq A \leq 2000 \text{ km}^2$	$A > 2000 \text{ km}^2$

D'après cette classification, notre bassin est de type très grand.

3.3 Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est l'ensemble des cours d'eau, affluents et sous affluents permanents ou temporaires, par lesquels s'écoulent toutes les eaux de ruissellement et convergent vers un seul point de vidange du bassin versant (exutoire)

Le bassin du Cheliff à l'amont du barrage de Boughzoul regroupe douze (12) sous bassins versants du 101 au 112. Il représente un chevelu hydrographique faible, avec un réseau de l'ordre de 1468 km d'oueds permanents et 8395 km d'oueds temporaires. Le principal cours d'eau est Oued Touil qui draine une superficie de 16338 km², orienté du Sud au Nord jusqu'à sa confluence avec Nahr Ouassel, qui coule de l'Ouest à l'Est, dont la confluence donne naissance à l'Oued Cheliff. La densité de drainage permanent dans l'ensemble du bassin reste faible, mais elle est relativement élevée dans la partie Nord aux sous bassins : Mechti Zerga (32%), Oued Ouassel Amont (35%) et Oued Ouassel Moyen (34%). Figure (3.5).



Source : ABHCZ

Figure 3.5. Carte des sous bassins versants du bassin Cheliff amont de Boughzoul.

3.3.1 Oued Touil

La superficie totale du bassin versant de L'Oued Touil est de 11460 km² dont 8255 km², surface active contrôlée par le poste hydrométrique de Sidi Bouabdallah. Sa longueur étant de 288 km, et son altitude moyenne est de 1020m.

Les principaux affluents de l'Oued Touil sont Oued Sebgag et Chellal qui prennent naissance sur les versants nord des monts Djebel Amor de l'Atlas Saharien.

Dans son parcours l'Oued Touil traverse les hauts plateaux qui représentent une zone semi-désertique recouverte d'Alfa et d'Absinthe avec de nombreuses dépressions fermées, dont le nom local est Daïa ou l'eau s'accumule lors des pluies favorisant l'écoulement endoréique.

Le bassin de Touil est asymétrique, la rive gauche est plus développée que la rive droite, de l'aval vers l'amont on rencontre les affluents suivants : oued Sakni, Zalech, Bouchouat, Ernets et Ouerk.

Marécageuse et couverte d'herbe, la plaine inondable est assez large et décrite par endroits de nombreux méandres en formant ici et là plusieurs bras et petits cours d'eau. Le régime de l'Oued Touil est caractérisé par l'absence de l'écoulement d'eau durant la plus grande partie de l'année. Le débit de Touil n'est formé que par les pluies torrentielles ou prolongées.

Dans le cours inférieur du Touil on constate le rabattement des débits d'eau dans la plaine inondable et les pertes de l'écoulement allant au remplissage des dépressions et des micros cavités de la terre submersible (Ladjel 2013).

3.3.2 Oued Ouassel

L'Oued Nahr Ouassel est en fait constitué de deux branches principales, l'Oued Nahr Ouassel proprement dit, originaire de la région de Tiaret et l'Oued Bou Skif qui prend sa source plus au sud vers Sougheur. Il coule dans une vaste plaine d'altitude 950 m environ bordé au nord par les monts de Tiaret (culminant à 1225m) et au sud par le plateau de Sersou d'altitude proche de 1000m.

Le plateau est parsemé de dépressions ou Daïa dont la surface totale peut être estimée à 125 km². Une partie du bassin versant de l'Oued Bou Skif est donc endoréique, c'est-à-dire que les ruissellements de surface n'atteignent pas l'Oued mais sont piégés dans le centre de ces dépressions.

Les deux Oueds ont un lit mineur à faible capacité d'écoulement méandrant dans une plaine sans lit majeur marqué. Les crues s'épandent largement dans cette plaine, arrivé au niveau de Tissemsilt, l'oued rencontre son deuxième affluent principal oued Boukaala qui draine un bassin versant de 244km², ayant une forme ramassée.

Le réseau hydrographique de ce dernier semble beaucoup plus efficace que celui du reste du bassin de l'Oued Nahr Ouassel ; les terrains semblent plus imperméables, les lits mineurs sont bien marqués, le relief est plus accusé.

Toutes les caractéristiques morphométriques du bassin Cheliff amont Boughzoul sont illustrés dans le tableau récapitulatif 3.5.

Tableau 3.5 : Principales caractéristiques du bassin versant

Désignation	Symbole	Unité	Quantité
Superficie du bassin versant	S	Km ²	19724.76
Périmètre du bassin versant	P	Km	946.29
Indice de compacité de Gravellius	K_G	-	1.88
Longueur du rectangle équivalent	L_{Re}	Km	425.09
Largeur du rectangle équivalent	l_{Re}	Km	46.40
Altitude à 5%	$H_{5\%}$	m	1585
Altitude médiane	$H_{50\%}$	m	1285
Altitude à 95%	$H_{95\%}$	m	935
Altitude moyenne	H_{moy}	m	1106
Dénivelée simple	D	m	905
Indice de pente de roche	I_p	%	0.35
Indice de pente globale	I_g	m/Km	0.89
Indice de pente moyenne	I_m	m/Km	1.17
Dénivelée spécifique	D_s	m	124.99
Densité de drainage	D_d	Km/ Km ²	0.58
Temps de concentration	T_c	h	66.84
Vitesse de ruissellement	V_R	Km/h	3.9

3.4 Conclusion

L'étude morphologique de la région nous a permis de déterminer les caractéristiques physiographiques du bassin versant à l'amont de Boughzoul qui fait partie du bassin hydrographique Cheliff Zahrez.. Celui-ci est de forme allongée ce qui favorise des faibles débits de pointe dont le temps de leur acheminement vers l'exutoire est plus important.

Les altitudes qui sont dans l'ensemble assez importantes, comprises entre 650 m à 1700 m reflètent un relief assez fort ($D_s = 125m$); ce qui encourage le déclenchement de tous les processus d'abrasion.

De par ces propriétés géologiques, ce bassin est perméable, et a une bonne capacité de rétention grâce à leurs qualités de porosité et perméabilité, les formations gréseuses du Crétacé inférieur représentent le meilleur réservoir hydraulique de la région.

La discontinuité de la couverture végétale favorise l'écoulement superficiel, l'irrégularité des débits et à la genèse de fortes crues, surtout sur les terrains à fortes pentes et là où les sols sont très sensibles au ruissellement direct.

Le réseau hydrographique du bassin versant à l'amont de Boughzoul présente un chevelu hydrographique faible avec un réseau linéaire de 1468 km d'Oueds permanents et 8395 km

d'oueds temporaires, le principal cours d'eau est Oued Touil qui draine une superficie de 11460 km², orienté du sud jusqu'à sa confluence avec Nahr Ouassel, qui coule de d'Ouest en Est, pour donner naissance au niveau du barrage de Boughzoul de l'Oued Cheliff.

Dans les chapitres qui viennent, nous allons consacrer notre étude de modélisation sur le bassin versant d'Oued Touil, qui comprend sept sous bassins versant (figure 3.4), dont leurs caractéristiques morphométriques sont représentées sur le tableau ci-dessous.

Tableau 3.6 : Sous bassins 01 à 07 et leurs caractéristiques morphométriques

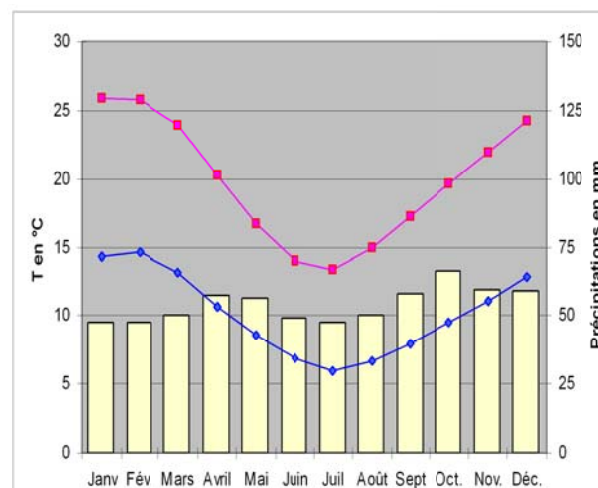
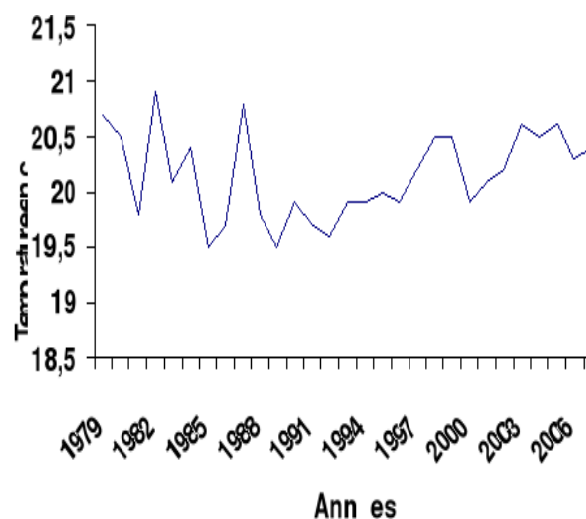
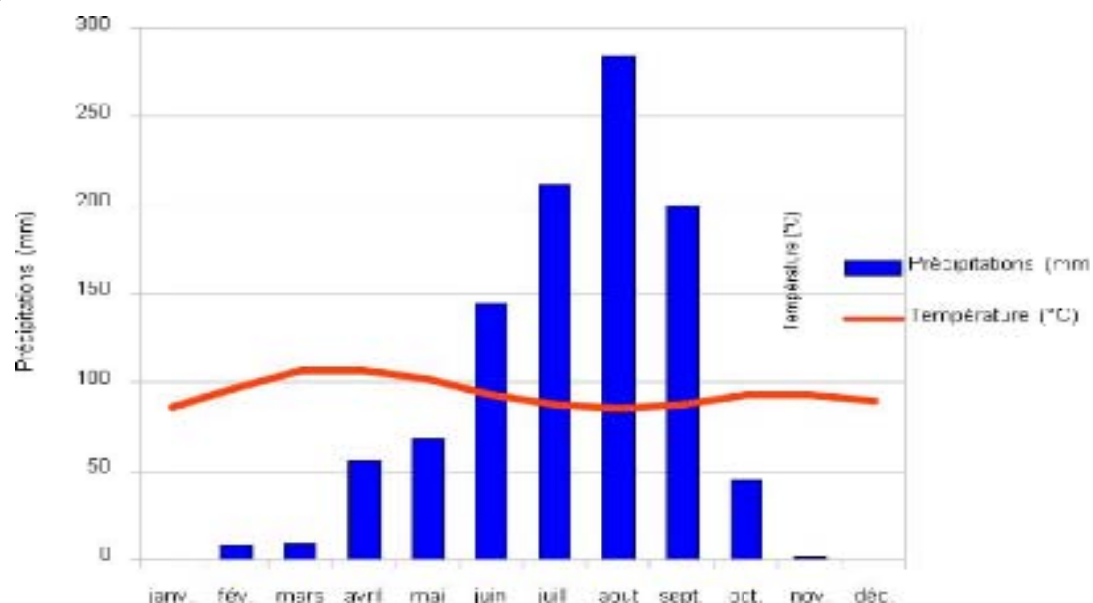
Code SBV	Sous Bassins	Surface	Périmètre	Long Chev	Kc	L	l	Dd	Hmin	Hmax	Hmoy
101	O. Sebgag Berkana	777.73	129.61	544.27	1.30	48.90	15.90	0.70	1150.00	1700.00	1425.00
102	O. Namous Chelal	1734.30	210.15	1446.43	1.41	84.57	20.51	0.83	1000.00	1700.00	1350.00
103	O. Touil Amont	689.58	123.09	646.13	1.31	46.82	14.73	0.94	900.00	1250.00	1075.00
104	O. Sakni	1675.14	245.10	563.46	1.68	106.88	15.67	0.34	900.00	1450.00	1175.00
105	O. Touil Moyen	1604.32	213.82	854.25	1.49	88.85	18.06	0.53	800.00	1300.00	1050.00
106	O. Touil Aval	1750.85	202.00	1105.65	1.35	78.77	22.23	0.63	700.00	1300.00	1000.00
107	O. Sousselem	3005.10	280.66	1748.41	1.43	113.96	26.37	0.58	700.00	1500.00	1100.00

Source : ANRH.2005

CHAPITRE IV

ETUDE DES PARAMETRES

HYDROLOGIQUES



4.1 Etude Climatique Du Bassin Versant d'Oued Touil

4.1.1 Introduction

Les conditions climatiques jouent un rôle déterminant sur le régime d'un cours d'eau, ce sont les précipitations surtout liquides, qui constituent le facteur essentiel intervenant par :

- ❖ leur hauteur totale annuelle qui détermine l'abondance pluviale.
- ❖ Leur répartition mensuelle et saisonnière qui distingue les régimes hydrologiques.
- ❖ Leur hauteur journalière maximale et surtout les averses génératrices des crues.

Ces différents aspects des précipitations sont plus ou moins modifiés selon un effet combiné des autres paramètres physiques (altitude et exposition) et climatiques : la température l'évaporation l'évapotranspiration, les vents et l'humidité aussi ; des facteurs qui influent sur l'écoulement et le régime hydrologique du bassin.

Toute étude climatique est basée sur la collecte des données. La quantité et la qualité de ces dernières conditionnent les résultats obtenus. Pour mener notre travail nous avons étudié les paramètres climatiques de trois stations: deux stations pluviométriques : Ksar Chellala, Sidi Bouabdallah et une station hydrométrique Sidi Bouabdallah qui vont faire l'objet de notre étude.

Tableau 4.1 :

Tableau 4.1 : Caractéristiques des stations pluviométriques et hydrométriques.

Stations	Code	Altitude X(m)	Longitude Y(m)	Latitude Z(m)	Période d'observation
Stations pluviométrique Ksar Chellala	10704	465.4	212.800	850	1984 - 2012
Stations pluviométrique Sidi Bouabdallah	011210	483.1	245.8	667	1984 – 2012
Stations hydrométrique Sidi Bouabdallah	011210	483.1	245.8	667	1984 - 2007

4.1.2 Exploitation des données

Les données pluviométriques (P), et hydrométriques (Q) ont été recueillies auprès de l'agence nationale des ressources hydriques ANRH de Blida, mais selon la disponibilité des données, la méthode utilisée est différente. Nous allons exposer les principales méthodes dans les différents cas rencontrés.

Après l'analyse des données pluviométriques, nous avons pris deux stations présentant une série plus au moins complète d'une période de 28 ans, allant de 1984 à 2012

La première station est Ksar Chellala qui se trouve à l'amont du bassin d'Oued Touil, et la seconde est celle de Sidi Bouabdallah qui se trouve à l'aval (figure 4.1)

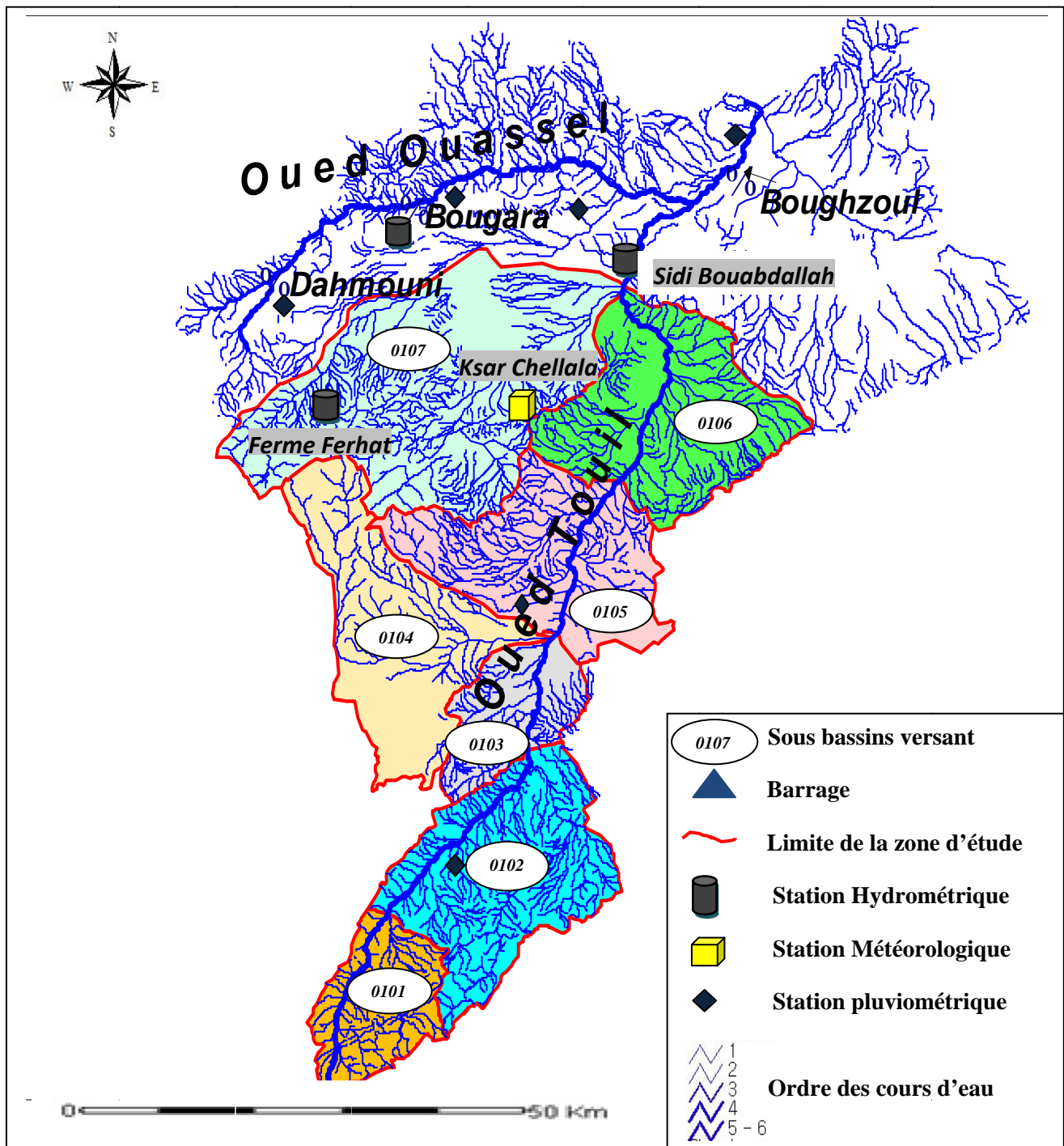


Figure 4.1 : Localisation des stations hydrométriques retenue pour l'étude

4.2 Etude des précipitations

On entend par précipitations, la hauteur de la lame d'eau recueillie par le pluviomètre, quelque soit l'origine de cette eau, pluie, neige, grêle, ou autres formes de condensation.

Nous intéresserons dans ce chapitre à l'étude des précipitations, qui constituent le facteur primordial dans le comportement hydrologique de la région.

4.2.1 Variation de la pluviométrie annuelle

Les figures 4.2, 4.3 visualisent l'évolution de la pluviométrie annuelle sur une période de 28 ans 1984/2012 où l'on remarque que les hauteurs maximales des précipitations atteignent 354.86 mm au niveau de la station de Ksar Chellala au cours de l'année 2008/2009 et 348.3 mm en 2003/2004 au niveau de la station de Sidi Bouabdallah, tandis que les hauteurs minimales de l'ordre de 51.6 mm ont été enregistrées à la station de Ksar Chellala en 1984/85, et 54.5 mm à la station de Sidi Bouabdallah en 1992/1993. Les hauteurs moyennes de l'ordre de 223.5 mm et 173.2 mm correspondant successivement à Ksar Chellala et Sidi Bouabdallah.

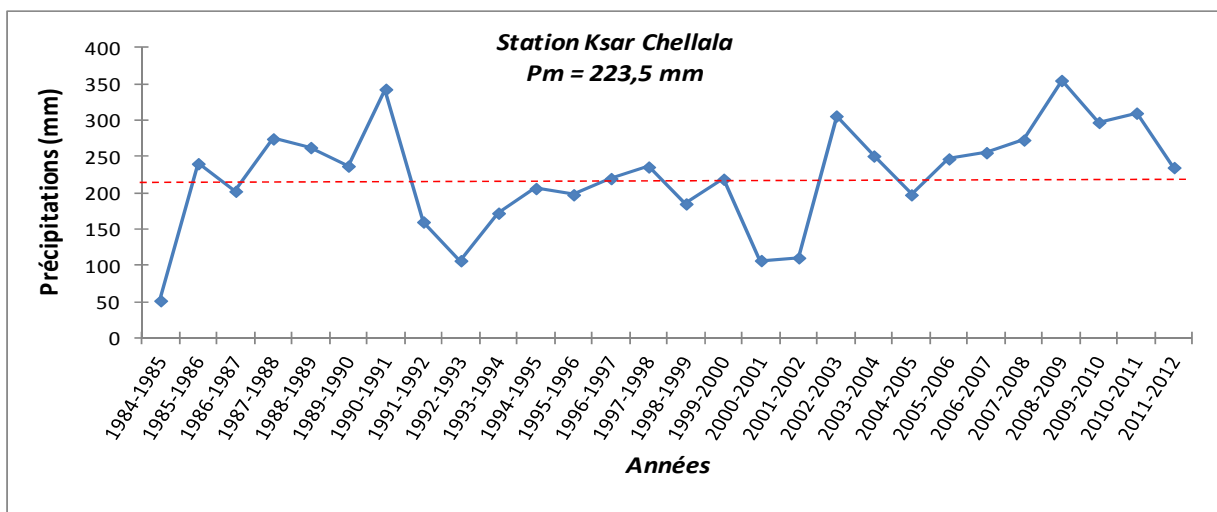


Figure 4.2: Evolution annuelle des précipitations (1984/1985-2011/2012) à la station de Ksar Chellala.

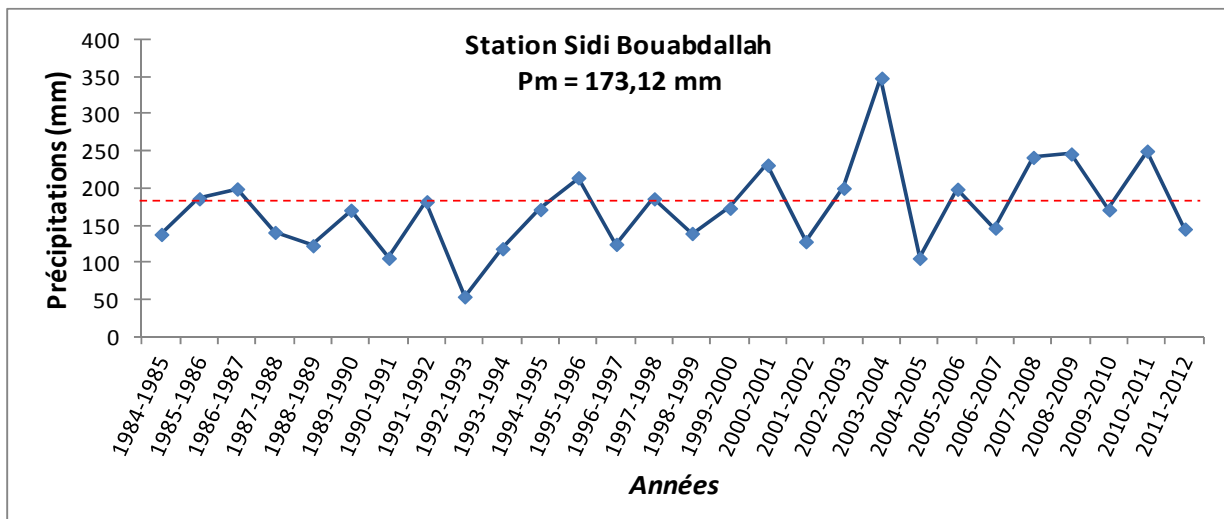


Figure 4.3: Evolution annuelle des précipitations (1984/1985-2011/2012) à la station de Sidi Bouabdallah.

L'analyse de la variabilité interannuelle des précipitations mérite d'être complétée par une étude fréquentielle, c'est-à-dire l'estimation des valeurs limites atteintes ou dépassées pendant une période donnée. Ceci suppose de rechercher au préalable la loi d'ajustement.

4.2.2 Etude Statistique des précipitations

Une série chronologique est dite homogène si elle présente le caractère aléatoire simple ce qui suppose l'absence de toute organisation à l'intérieur de la série ou si la propriété statistique de l'erreur de mesure affectant ces mesures est restée invariable au cours de la période d'observation.

A cette fin, il existe de nombreux tests statistiques parmi lesquels on a employé le test graphique (loi normale et log – normale) et le test de Khi 2, qui nous permettront de déceler une estimation des paramètres d'ajustement.

Afin de découvrir la structure des variations des précipitations annuelles, et pour faire une analyse détaillée de ces données, l'ajustement statistique a été réalisé grâce au logiciel Statistica10. Ce dernier propose les ajustements statistiques et détermine le modèle d'une loi ou plus qui ajustent au mieux l'ensemble des données. La méthode de calcul choisie pour l'estimation des paramètres du modèle est la méthode du maximum de vraisemblance

L'ajustement graphique permet de vérifier si la forme de la loi retenue, ayant une valeur de test la plus petite, corrèle bien avec la distribution de la variable étudiée et représentent mieux l'échantillon. Le calcul des différents paramètres de la loi ou les lois choisies permet enfin de déduire les variations futures de la variable pour une probabilité donnée.

Test de normalité :

Pour tester la normalité des séries, il existe deux méthodes :

- **Test graphique** : Consiste à tracer sur un papier de Gauss les courbes théorique et empirique et de les comparer.
- **Test analytique** : Parmi les tests utilisés nous avons le test du Khi 2, le test de Kolmogorov, et on peut aussi utiliser un test qui considère les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement. Le test de Khi 2 mesure l'écart entre les fréquences observées et les fréquences théoriques, il est donné par la statistique du χ^2 .

Il est utilisé pour déterminer si une distribution théorique comme la distribution normale, peut ajuster une distribution empirique, c'est-à-dire une distribution calculée à partir des données observées.

La loi normale est la loi statistique la plus répandue et la plus adéquate pour nos séries pluviométriques annuelles. De plus, de nombreuses autres lois statistiques peuvent être approchées par la loi normale. Pour notre cas, nous allons appliquer les tests graphiques et le test du χ^2 sur les données de notre bassin versant.

a) Ajustement des précipitations annuelles

- **Test Graphique**

Le tableau 4.2 résume les paramètres de dispersion des séries des deux stations pour la loi normale et log normale.

Tableau 4.2 : Paramètres de position des précipitations des stations.

Stations		Moyenne	Ecart type	Coef de variation	Variance
Ksar Chellala	Loi Normale	$\bar{P} = 223.50$	72.14	0.32	5204,67
	Loi Log Normale	$Log\bar{P} = 5.34$	0.42	/	0.17
Sidi Bouabdallah	Loi Normale	$\bar{P} = 173.12$	58.35	0.34	3404,91
	Loi Log Normale	$Log\bar{P} = 5.10$	0.36	/	0.13

Le coefficient de variation est le même pour les deux stations qui est ($Cv < 0.5$), cela nous laisse penser fortement que l'ajustement suit une loi normale, le test χ^2 permettra de vérifier cette adéquation.

Le test graphique (Figures : 4.4), montre que les précipitations relatives à nos stations s'ajustent mieux à une loi normale, dont les équations de la droite d'ajustement sont présentées sur le tableau 4.3.

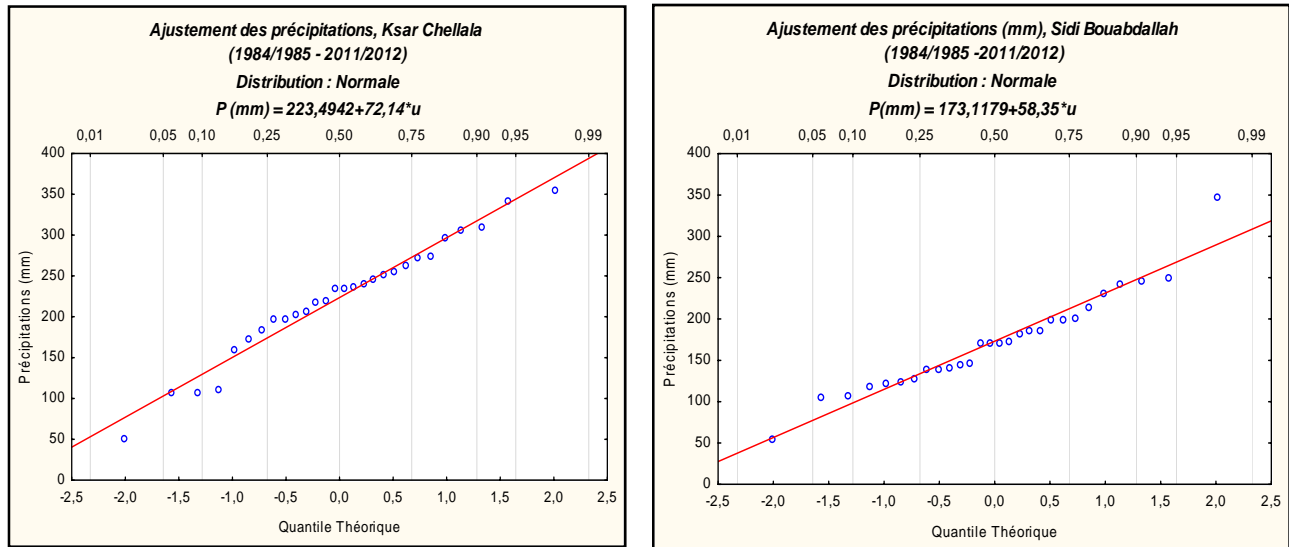


Figure 4.4 : Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi normale.

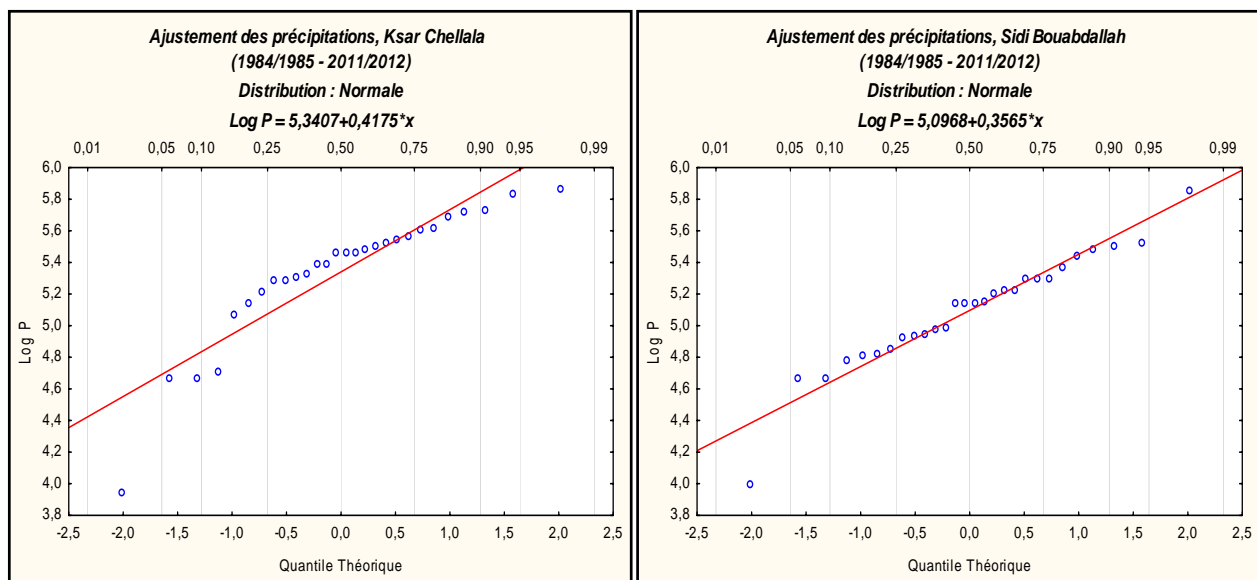


Figure 4.5 : Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi Log normale.

Tableau 4.3 : Résultats de l'ajustement graphique.

Stations	Equations de la droite d'ajustement	
Ksar Chellala	Loi Normale	$P(mm) = 223,49 + 72,14 * u$
	Loi Log Normale	$Log P = 5,34 + 0,39 * u$
Sidi Bouabdallah	Loi Normale	$P(mm) = 173,12 + 58,35 * u$
	Loi Log Normale	$Log P = 5,09 + 0,35 * u$

❖ Test du (khi-deux) χ^2

Le test de Pearson ou encore appelé le test du khi-deux (χ^2), permet de juger de la qualité de l'ajustement d'une distribution théorique à une distribution expérimentale.

On essaye de savoir si une loi normale, s'ajuste à nos séries de précipitations annuelles pour nos deux stations.

Pour cela l'on fait subir le test du χ^2 à nos séries, en utilisant le logiciel Hyfran, on a obtenu les résultats mentionnés sur le tableau 4.4 ci-dessous :

Tableau 4.4 : Résultats du test Khi2.

	Khi 2 Calculé		Khi 2 Tabulé		
Test d'erreurs = 5% ddl = 3	Loi log Normale	Loi Normale	Loi log Normale	Loi Normale	Ajustement probable
Ksar Chellala	3.50	2.54	7,81		La loi normale
Sidi Bouabdallah	3.50	3.50			Les deux lois : Normale et Log Normale

b) Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

Selon les résultats obtenus des ajustements, on peut conclure que l'adéquation la plus satisfaisante est celle donnée par la loi normale et c'est-elle que nous retiendrons pour effectuer les calculs des volumes de pluies correspondants à des récurrences données.

On peut calculer les valeurs des précipitations pour une période de retour des précipitations présentant une valeur connue.

Partant de l'équation de la loi normal : $P = \bar{P} + \sigma \cdot \mathcal{U}$ 4.1

A partir de cette équation, on peut calculer un certain nombre de précipitations types, en remplaçant « \mathcal{U} » par sa valeur. Les résultats sont donnés sur le tableau 4.6.

Tableau 4.5 : Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée.

Stations Précipitations	Ksar Chellala	Sidi Bouabdallah
Précipitations décennales ($\mathcal{U}=1.28$) (mm)	315,83	247,81
Précipitations centennales ($\mathcal{U}=2.32$) (mm)	390,86	308,49
Précipitations millénaires ($\mathcal{U}=3.29$) (mm)	460,84	365,09

4.2.3 Étude de la pluviométrie mensuelle

1) Calcul des valeurs caractéristiques

Afin d'évaluer la variabilité des précipitations mensuelles et annuelles sur la région d'étude, on a défini les différentes caractéristiques descriptives des stations pluviométriques relative à la période d'observation 1983/2009 (Tableau 4.3).

Tableau 4.6 : Valeurs caractéristiques des séries pluviométriques de la série pluviométrique (1984/2012).

Station		Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	An
Ksar Chellala	\bar{P}	27,02	28,15	21,78	18,68	15,33	12,28	19,92	21,84	30,38	10,05	8,93	9,13	223,49
	σ	26,32	25,81	18,82	15,52	15,10	11,97	20,12	17,01	31,20	10,34	9,62	13,74	72,14
	$c.v$	0,97	0,92	0,86	0,83	0,98	0,97	1,01	0,78	1,03	1,03	1,08	1,50	0,32
Sidi Bouabdallah	\bar{P}	17,31	24,61	17,63	15,43	20,15	10,41	14,21	14,41	19,18	9,99	4,37	5,41	173,12
	σ	15,08	22,48	16,18	18,85	20,61	8,83	14,36	14,82	18,52	9,79	5,78	7,37	58,35
	$c.v$	0,87	0,91	0,92	1,22	1,02	0,85	1,01	1,03	0,97	0,98	1,32	1,36	0,34

On remarque qu'aux variations spatiales des précipitations annuelles s'ajoutent des variations temporelles qui restent toutefois moins marquées qu'à l'échelle mensuelle. Le phénomène de variabilité interannuelle des modules pluviométriques est bien exprimé par le coefficient de variation (Cv) traduisant la dispersion relative des pluies. Les valeurs du coefficient de variation relatives à la période 1984/2012 pour les stations Ksar Chellala et Sidi Bouabdallah sont presque les mêmes (0.32, 0.34) et qui est une valeur faible, ce qui implique une très faible variabilité dans l'ensemble, par rapport à la variabilité des précipitations mensuelles.

2) Répartition mensuelle de la pluviométrie

Les histogrammes de la figure 4.4 et 4.5 représentent la répartition des précipitations moyennes mensuelles des stations Ksar Chellala et Sidi Bouabdallah relative à la période 1984/2012.

L'observation de ces histogrammes montre que les mois les plus pluvieux de l'année sont les mois de Septembre, Octobre et Mai et les mois les plus secs sont ceux de Juin, Juillet et Août.

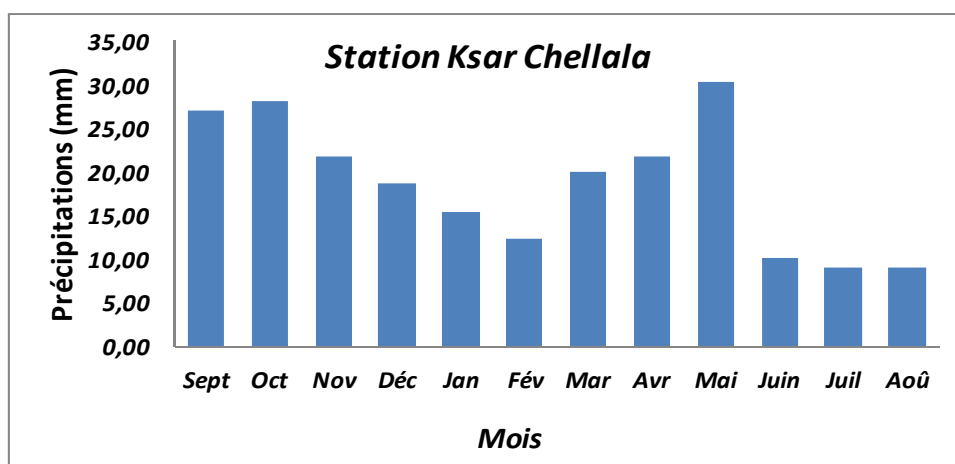


Figure 4.6 : Variation des précipitations moyennes mensuelles à Ksar Chellala (1984/2012).

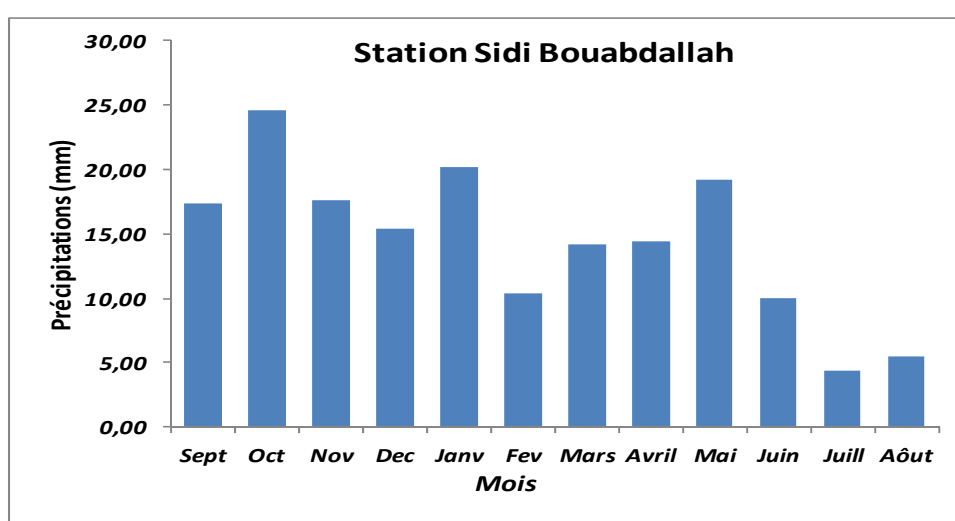


Figure 4.7 : Variation des précipitations moyennes mensuelles à Sidi Bouabdallah (1984/2012).

3) Étude de la pluviométrie saisonnière

Le tableau 4.4 rassemble les données des précipitations saisonnières des deux stations du bassin pour la période 1984/2012.

Tableau 4.7 : Distribution saisonnières des précipitations moyennes.

Stations		Automne	Hiver	Printemps	Été	Annuel
Ksar Chellala	P (mm)	76,96	46,28	72,14	28,12	223,5
	P (%)	34,43	20,71	32,28	12,58	100
Sidi Bouabdallah	P (mm)	59,55	45,99	47,8036	19,77	173,1
	P (%)	34,4	26,57	27,6133	11,42	100

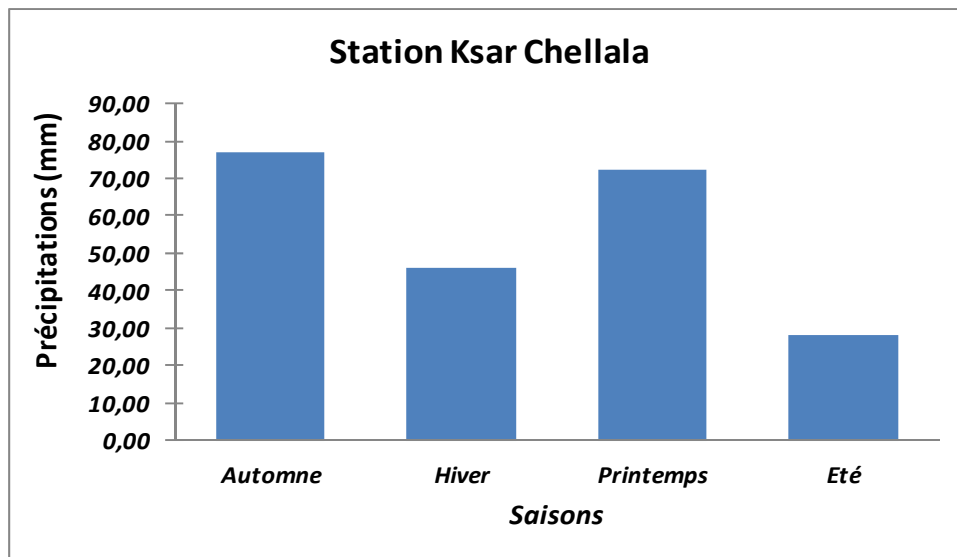


Figure 4.8 : Variations saisonnières des précipitations à Ksar Chellala (1984/2012).

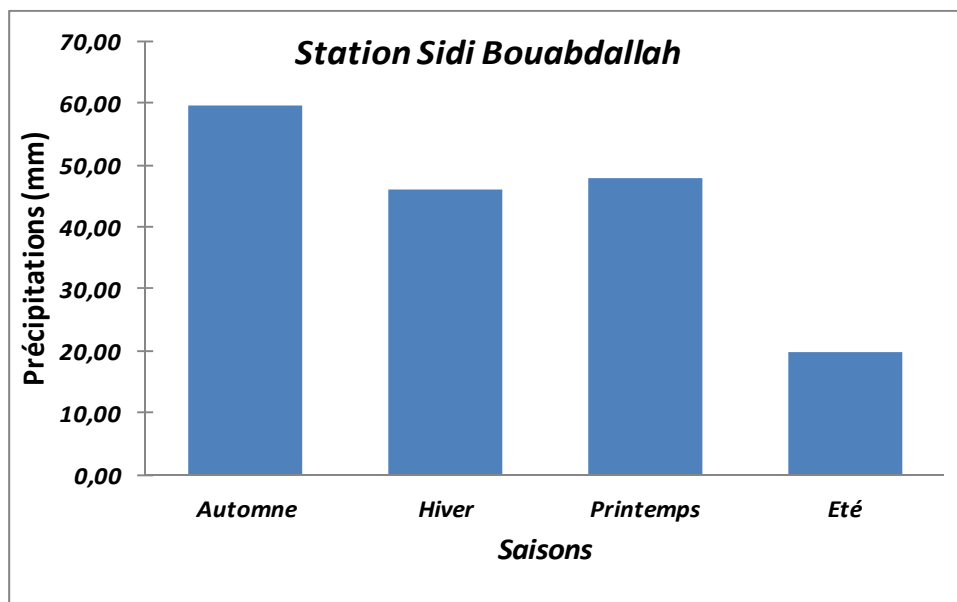


Figure 4.9 : Variations saisonnières des précipitations à Sidi Bouabdallah (1984/2012).

L'étude de la répartition saisonnière de la pluviosité montre que malgré la grande variabilité des précipitations, on remarque que l'automne et le printemps sont les saisons pendant lesquelles sont enregistrées les plus grandes quantités de pluie avec un pourcentage qui varie entre 27.61 % à 34.43 %, par rapport à la saison de l'hiver pendant laquelle le pourcentage de pluies oscille entre 20,71 % et 26,57 %. L'été est la saison la moins pluvieuse période pendant laquelle le pourcentage de pluies varie entre 11.42 % à 12.58 %.



4.3 Etude des débits (les lames d'eau écoulées)

Suite à une pluie tombée sur le bassin versant, tout un mécanisme complexe d'interaction de phénomènes hydrologiques et climatologiques se met en œuvre. Il se traduit par une circulation, directe ou indirecte, de l'eau à travers le sol ou le sous-sol en passant par les cours d'eau secondaires puis principaux, et finissant par l'exutoire du bassin versant. A l'échelle globale du bassin versant, le débit à l'exutoire traduit la réaction de tout le bassin suite à une pluie. Ce débit est exprimé en mètre cube par seconde (m^3/s) (Moulhi, 2003).

A travers cette étude, nous sommes confrontés à un déficit critique de données concernant l'aspect climatique sur le bassin d'Oued Touil, surtout en ce qui concerne les données hydrométriques.

Il n'existe qu'une seule station hydrométrique (Sidi Bouabdallah) qui est à l'aval de ce bassin, la série d'observation n'est pas continue, et comprend des lacunes.

Du fait de la mauvaise qualité des données et pour le but de corriger et combler ces lacunes, la méthode analogique est la plus utilisée en hydrologie.

4.3.1 Test d'homogénéité « corrélation double cumuls »

Toute étude climatique ou hydrologique est basée sur l'exploitation de séries de données recueillies pendant des périodes plus ou moins longues, continues ou discontinues. Les méthodes statistiques d'analyse de ces séries, exigent une homogénéité de leurs composantes, il est donc nécessaire, avant toute utilisation des variables pluviométriques ou hydrométriques, de contrôler leur qualité par l'emploi d'outils statistiques et graphiques, afin de réduire les erreurs systématiques qui pourraient les affecter.

La méthode des "*double cumuls*" est la plus utilisée, et la courbe des doubles cumuls est obtenue en portant en abscisses les totaux annuels cumulés de la station de base, et en ordonnées les totaux annuels cumulés de la station à vérifier (Dubreuil 1974). Si les points sont distribués de façon linéaire, on conclut que la série est homogène, au contraire, s'il apparaît une ou plusieurs cassures dans la distribution des points, la série n'est pas homogène.

Pour rendre les séries homogènes il faut affecter la valeur du rapport correctif, selon le cas, m/m' ou m'/m , aux totaux annuels considérés comme erronés.

A l'échelle de notre bassin, la station de référence représente la moyenne des débits de deux stations : Oued Lili et Ferme Farhat, sur 24 ans (1984/1985 - 2007/2008), ces stations ont été choisies pour la raison de leur continuité, fiabilité et longueur relative des observations.

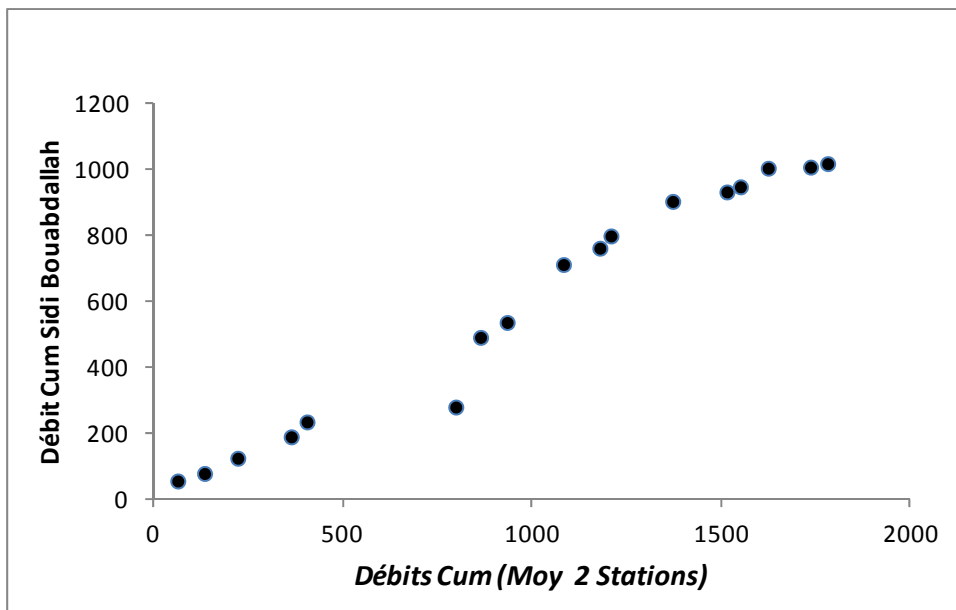


Figure 4.10 : Méthode des doubles cumuls (avant correction)

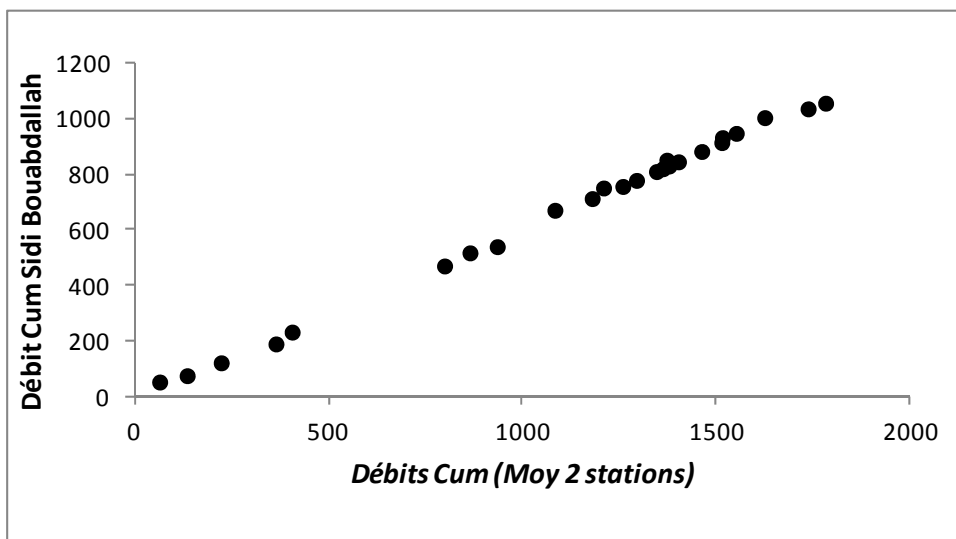


Figure 4.11 : Méthode des doubles cumuls (corrigée)

4.3.2 Comblement des lacunes :

Comme la station de Sidi Bouabdallah représente des lacunes, le comblement a été fait avec la méthode de corrélation et régression linéaire (Figure : 4.12), le tableau : 4.9 résume les paramètres de régression.

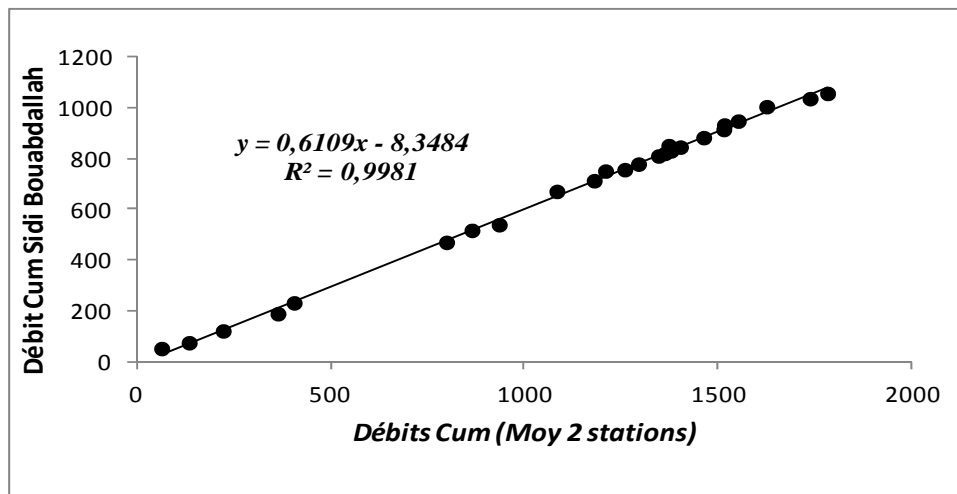


Figure 4.12 : Droite de régression linéaire des débits annuels (Sidi Bouabdallah – Oued Lili et Ferme Ferhat)

Tableau 4.8 : Paramètre de corrélation par régression linéaire.

Stations	Coefficient de corrélation	Equation de la droite de régression
Sidi Bouabdallah – Oued Lili et Ferme Ferhat	0.99	$y = 0,61x - 8,35$

4.3.3 Variation des écoulements annuels

Une fois les lacunes sont comblées, nous disposons de la série de données hydrométriques de la station de Sidi Bouabdallah représentant 24 ans d'observations (1984/1985 – 2007/2008).

Les variations interannuelles de l'écoulement dans le bassin versant d'Oued Touil (figure 4.13), montrent un module annuel moyen de 14.22 mm.

Le module annuel maximal s'est présenté en 1994 /1995 avec 28.07 mm, alors que le module minimal est enregistré en 2004/2005 avec 2.70 mm. Un pic a été enregistré en 1988/1989 avec 66.68 mm et un autre en 1991/1992 avec 38.07 mm.

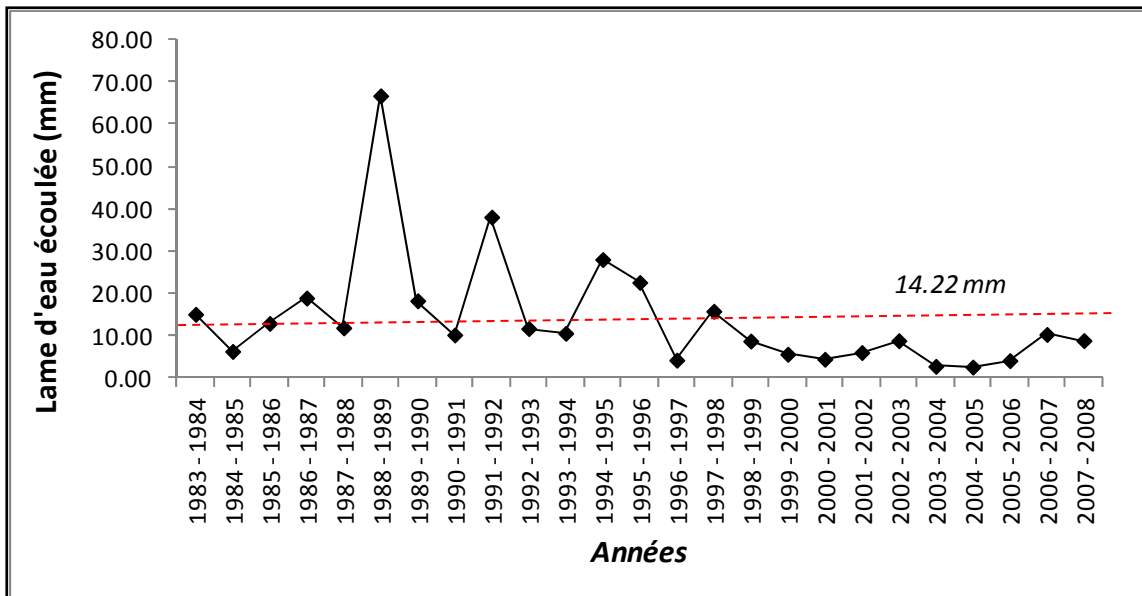


Figure 4.13 : Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1983/1984 – 2007/2008).

4.3.4 Etude statistique des écoulements

L'analyse statistique des données hydrométriques vise à définir les régimes à travers certaines valeurs caractéristiques et représentatives. La distribution des lames d'eau annuelles est donnée au tableau 4.10.

Tableau 4.9 : Paramètres de distribution des lames d'eau écoulées de la station de Sidi Bouabdallah

Paramètres	Valeurs
Moyenne	$\overline{Le} = 14.22 \text{ mm}$
Variance	$\delta^2 = 188.24$
Ecart-type	$\partial = 13.72$
Coefficient de variation	$C_v = 0.96$

La valeur élevée du coefficient de variation montre une forte dispersion des lames d'eau écoulées, ce qui laisse penser à une distribution dissymétrique pour notre série.

Cv > 0.5 on peut supposer qu'une adéquation à une loi log normale est possible.

1) Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles à la loi normale et log normale

$$Le = \overline{Le} + \partial \cdot u$$

- *Test graphique*

Le test graphique (Figures : 4.14 et 4.15), montre que la distribution log normale s'ajuste mieux que les autres types de distributions.

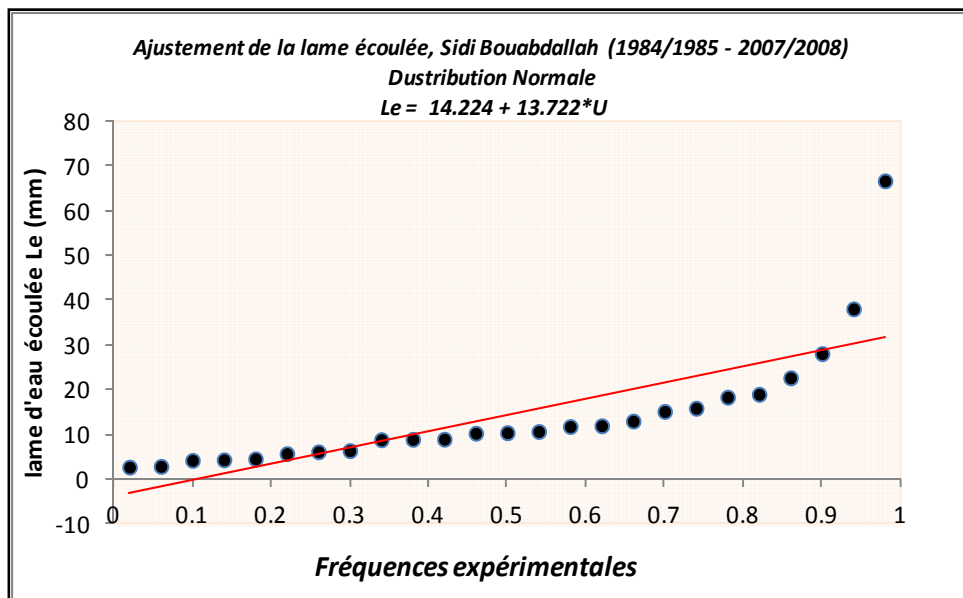


Figure : 4.14 : Ajustement graphique des lames d'eau écoulées annuelles à une loi normale.

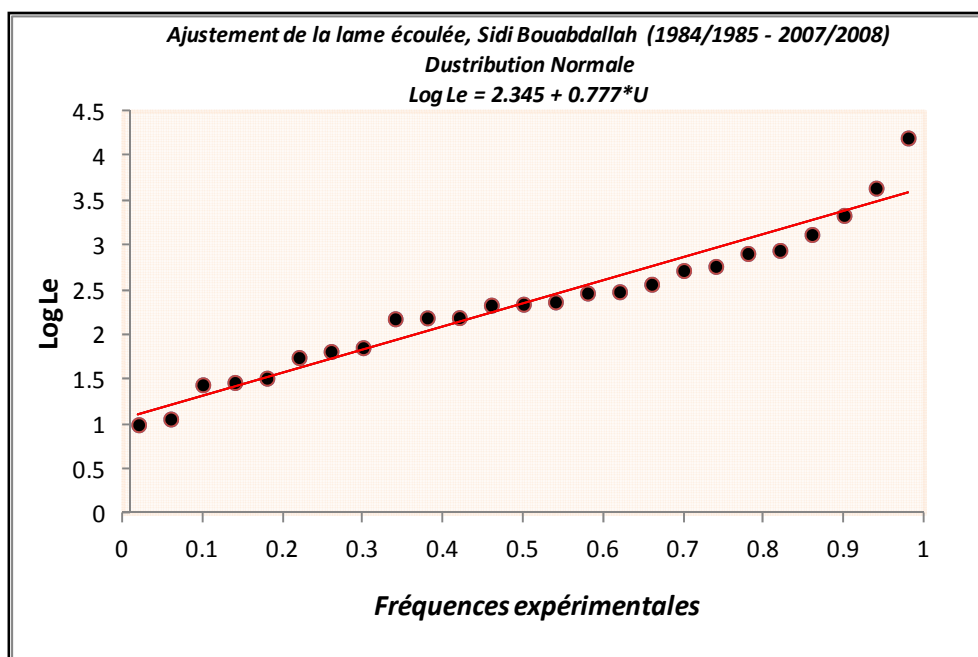


Figure : 4.15 : Ajustement graphique des lames d'eau écoulées annuelles à une loi log normale.

Tableau 4.10 : Résultats de l'ajustement graphique.

Station	Equations de la droite d'ajustement	
Sidi Bouabdallah	Loi Normale	$Le = 14.22 + 13.72 * U$
	Loi Log Normale	$Log Le = 2.35 + 0.78 * U$

- *Test du Khi-deux*

Les résultats de calcul du Khi 2 sont figurés sur le tableau suivant :

Tableau 4.11 : Résultats du test Khi 2.

Test d'erreurs = 5% ddl = 3	<i>Khi 2 Calculé</i>		<i>Khi 2 Tabulé</i>		Ajustement probable
	Loi log Normale	Loi Normale	Loi log Normale	Loi Normale	
Sidi Bouabdallah	3.84	10.00	7,82		La loi Log Normale

4.3.5 Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée

A partir des résultats obtenus des ajustements nous constatons que l'adéquation la plus satisfaisante est celle donnée par la loi log normale, et c'est elle que nous retiendrons pour effectuer les calculs des volumes des lames d'eau écoulées correspondants à des récurrences données.

Partant de l'équation de la loi log normal : $\text{Log } Le = 2.35 + 0.78.U$ 4.2

A partir de cette équation, on peut calculer un certain nombre de précipitations types, en remplaçant « U » par sa valeur. Les résultats sont donnés au tableau : 4.12.

Tableau 4.12 : Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée.

Stations Lame d'eau écoulée	Sidi Bouabdallah
Lame d'eau écoulée décennale ($U=1.28$) (mm)	28.21
Lame d'eau écoulée centenaire ($U=2.32$) (mm)	63.28
Lame d'eau écoulée millénaire ($U=3.29$) (mm)	134.47

4.3.6 Variations mensuelles des lames d'eau écoulées

Tableau 4.13 : Valeurs moyennes mensuelles de la lame d'eau écoulée.

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Août
Le mm)	2,56	1,34	1,77	0,63	0,86	0,50	2,56	1,00	1,00	1,12	0,45	0,41

L'évolution des débits (lames d'eau écoulée) mensuels (Figure. 4.16), montre un minimum qui varie entre 0.41 mm et 0.45 mm en Juillet et Août; il atteint son maximum en Septembre et Mars avec 2.56 mm.

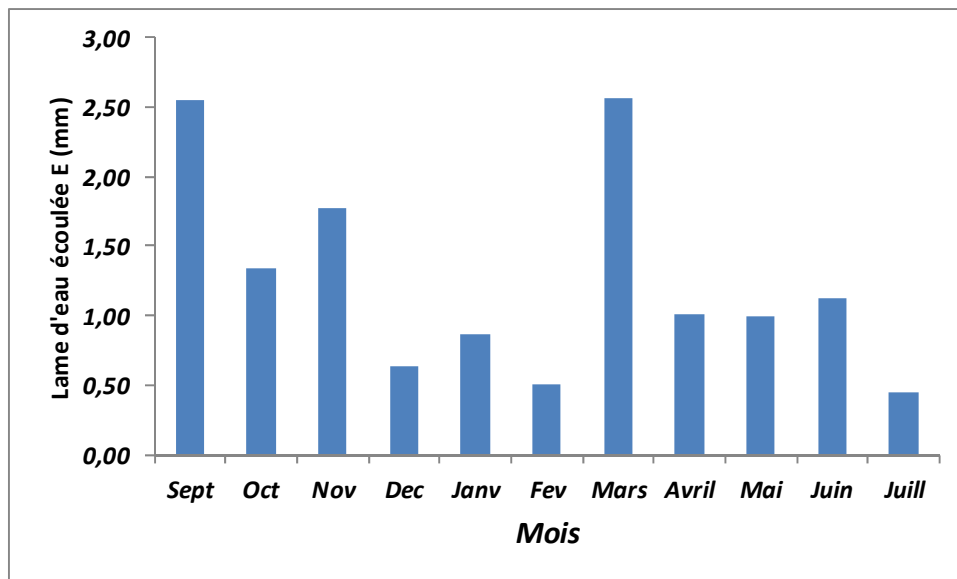


Figure 4.16 : Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1984 - 2007).

4.3.7 Variations saisonnières des lames d'eau écoulées

Tableau 4.14 : Répartition des lames d'eau écoulées saisonnière.

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Août
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté		
	5.67			2.00			4.57			1.98		

La distribution saisonnière des débits (Figure. 4.17) montre, que c'est à l'automne que s'effectuent des écoulements importants dont le maximum atteint 5.67 mm, cela explique la présence de fortes pluies et de crues durant cette saison.

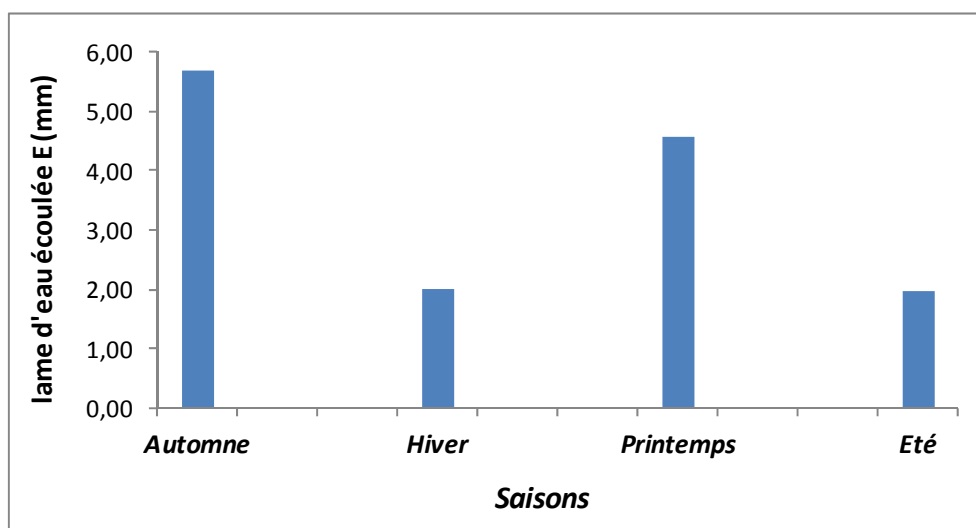


Figure 4.17 : Variations saisonnières des lames d'eau écoulées (1984 - 2007).

4.4 Etude de la Température

La température est un facteur très important régissant les facteurs climatiques et intervenant dans de nombreux calculs d'évapotranspiration.

Pour notre étude nous disposons de données de températures annuelles et mensuelles de la station de Ksar Chellala pour une période de 28 ans (1984/2012).

3.4.1 Températures annuelles

La moyenne interannuelle des températures est de 17.48 °C, la température maximale atteint 19.26 °C en 2012, en revanche une température minimale de 16.79°C a été enregistrée en 2004.

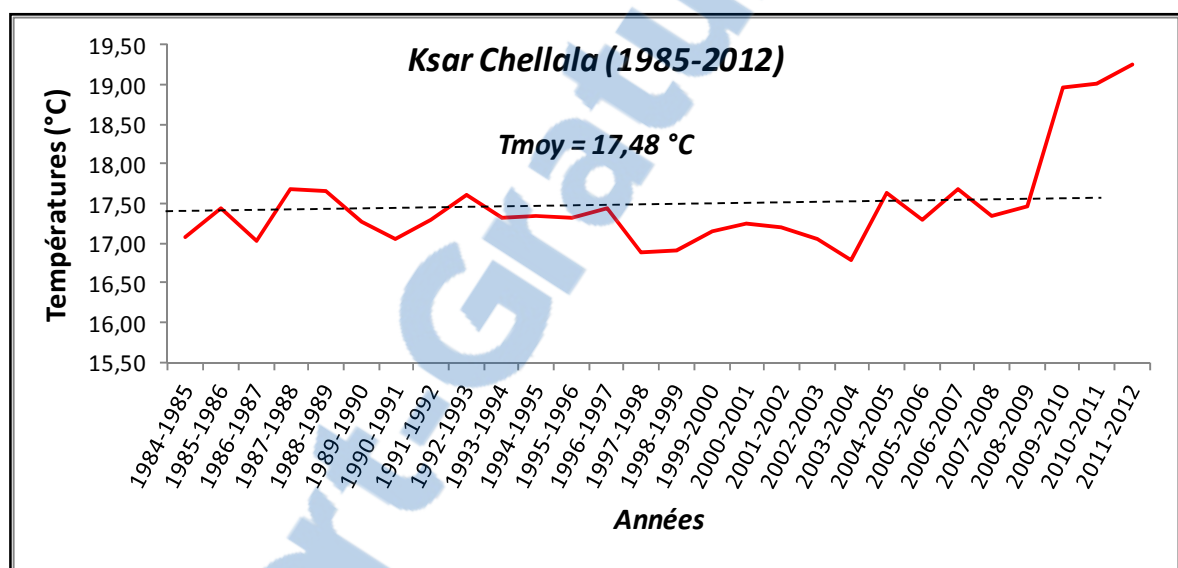


Figure 4.18 : Températures moyennes annuelles à Ksar Chellala (1984-2012).

Selon la figure 4.8, une augmentation importante et rapide de la température est enregistrée au-delà de l'année 2008-2009, on passe de 17.47 °C à 19.26 °C, soit une différence de 2°C. Cette hausse à l'échelle de notre zone d'étude influence directement sur les autres paramètres climatiques, notamment l'évapotranspiration.

3.4.2 Températures mensuelles

Les températures mensuelles et annuelles sont mentionnées dans le tableau 4.5, pour une période de 28 ans (1984 – 2012).

Tableau 4.15 : Températures moyennes mensuelles et annuelles à la station de Ksar Chellala. (1984-2012)

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Annuel
T° Max	30,12	24,83	17,38	12,98	13,07	13,78	18,16	21,64	26,86	33,56	38,36	37,29	24,00
T° Moy	23,33	18,33	12,13	8,74	7,92	8,85	12,22	14,82	19,87	25,50	29,36	28,72	17,48
T° Min	16,60	12,71	7,06	4,08	2,79	3,62	6,21	9,03	13,20	17,93	21,58	21,07	11,32

Le tableau ci-dessus, montre que les températures moyennes minimales s'observent au mois de Janvier (2.79°C) et les maximales de 37.29 °C en Août, la température moyenne annuelle, étant de 17.48 °C pour la période (1984/2012).

La saison chaude s'étend de Mai à Octobre, mois pendant lesquels les températures mensuelles sont supérieures à la moyenne annuelle, alors que la saison froide correspond à la période allant de Novembre à Avril.

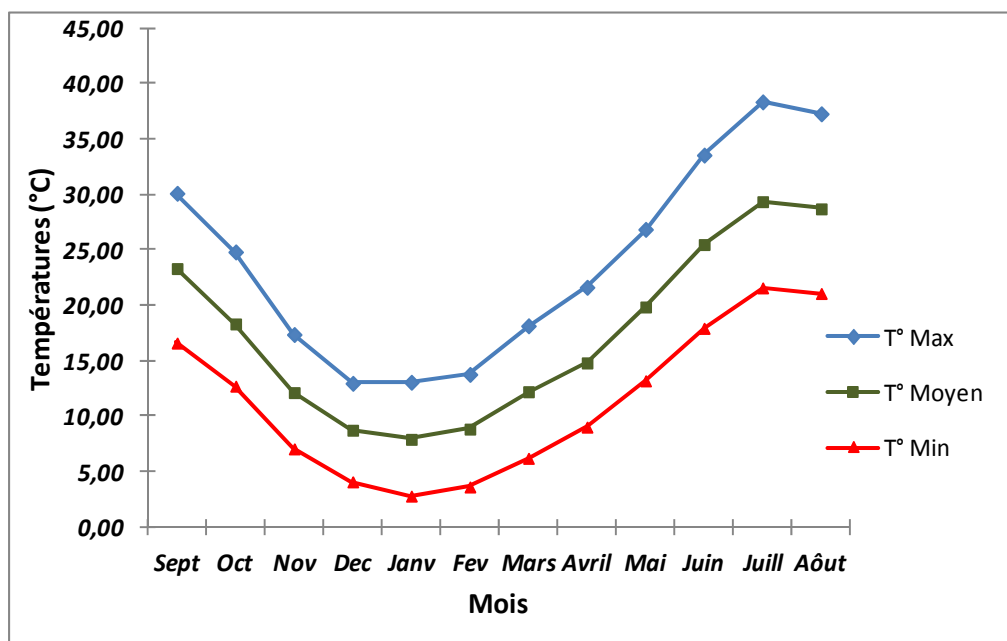


Figure 4.19 : Températures moyennes mensuelles à Ksar Chellala (1984-2012).

4.5 Humidité relative

L'humidité relative est le rapport de la tension de vapeur à la tension maximum correspondant à la température mesurée au thermomètre sec, exprimée en %.

A la station de Ksar Chellala (1990/2009), les moyennes mensuelles varient de 75 % en hiver au mois de Décembre à 32 % en été au mois de Juillet. La moyenne annuelle étant de 54.83% (Tableau 4.6).

Tableau 4.16 : Humidité relative moyenne mensuelle à la station de Ksar Chellala (1990/2009)

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Annuel
H (%)	50	59	66	75	71	64	67	52	49	38	32	35	54,83

4.6 Le vent

Il représente l'un des facteurs les plus déterminants du régime pluvieux, de l'évaporation et par conséquent du climat.

Sur la région d'étude dominant des vents de direction nord-ouest dont la force est assez remarquable, au cours de l'année avec une vitesse moyenne maximale de 5.10 m/s en Août.

Le Sirocco se manifeste particulièrement aux mois de Juillet et Août. Ce vent chaud et sec au pouvoir desséchant, provoque une augmentation brutale de la température et l'abaissement simultané de l'humidité de l'air, et par conséquent une augmentation de l'évapotranspiration.

Tableau 4.17 : Vitesse moyenne mensuelle du vent à la station de Ksar Chellala (1990/2009)

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Annuel
Vent (m/s)	2,90	2,90	3,70	3,60	3,20	3,10	4,60	4,30	3,60	3,70	3,50	5,10	3,68

4.7 L'Evapotranspiration

Le phénomène de l'évapotranspiration se compose, d'une part, de l'évaporation directe qui s'effectue à partir des sols humides et des différents plans d'eau, mais aussi de la transpiration des végétaux.

L'évapotranspiration 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.

L'unité de l'évapotranspiration est le millimètre sur le pas de temps désiré (jour, mois, an...).

On distingue :

- **Une évapotranspiration potentielle (ETP)** qui correspond à la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant.
- **Une évapotranspiration réelle (ETR)** qui est la quantité d'eau qui serait évaporée ou transpirée, en termes de vapeur d'eau, d'un milieu donné à la demande exercée par l'évapotranspiration potentielle, compte tenu de la quantité d'eau disponible.

4.7.1 Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Pour estimer l'évapotranspiration potentielle, on utilise des méthodes basées sur des variables climatiques. Cependant le choix dépend principalement du type de données climatiques disponibles et du type de climat de la région. Les formules empiriques qu'on utilise sont : THORNTHWAIT et TURC

a) La formule de THORNTHWAITE

Cette formule a été établie en 1948 et tient compte de l'indice thermique et de la température moyenne mensuelle.

La formule de l'ETP est la suivante:

$$ETP = 1.6 \cdot K \left(\frac{10 \cdot t}{I} \right)^a \quad (\text{mm}) \quad 4.3$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad \text{Où} \quad i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$$

T : Température moyenne annuelle en °C.

I : Indice thermique annuel.

i : Indice thermique mensuel.

K : Facteur de correction, qui dépend de la latitude.

a : Coefficient calculé par la formule suivante:

$$a = 1.6 \cdot \left(\frac{I}{100} \right) + 0.5$$

b) Formule de TURC

Cette méthode fait intervenir la température moyenne mensuelle, la radiation globale du mois considéré et l'insolation relative. Dans ce cas, l'ETP est exprimée en mm/mois selon les formules suivantes :

- Si (Humidité relative) $Hr > 50 \%$, on a :

$$ETP = k \left(\frac{T}{T+15} \right) (Ig + 50) \quad (\text{en mm/mois}) \quad 4.4$$

T : température mensuelle moyenne.

Ig : radiation solaire globale.

$k = 0,37$ pour février $k = 0,40$ pour les autres mois.

- Si $Hr < 50 \%$, on a :

$$ETP = k \left(\frac{T}{T+15} \right) (Ig + 50) \left(1 + \frac{50Hr}{70} \right) \quad 4.5$$

Dans le cas où la radiation globale Ig n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation h par la formule suivante :

$$Ig = Ig_A \left(0.18 + 0.62 \cdot \frac{h}{H} \right) \quad (\text{cal/cm}^2/\text{jour}) \quad 4.6$$

Avec :

Ig_A : radiation globale théorique (en cal/cm²/jour) ;

H : durées théoriques des jours du mois.

Les résultats du calcul de l'ETP sont représentés sur la Figure 4.8 ci-dessous :

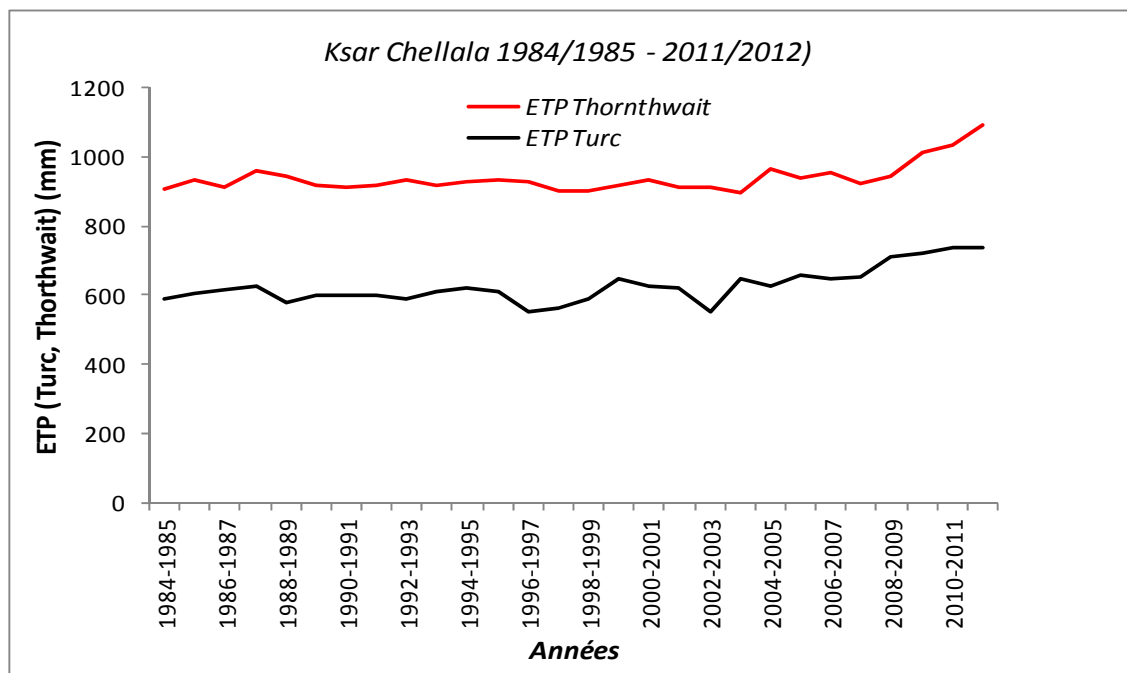


Figure 4.20 : Variation interannuelles de l'ETP (Turc et Thornthwaite).

La figure 4.8 montre que les valeurs annuelles de l'ETP de Thornthwaite sont supérieures à celles de Turc, en revanche une certaine stabilité de l'ETP a été enregistrée durant une période de 20 ans (1984 à 2003). Au-delà de cette période, une augmentation remarquable de l'ETP calculée par les deux méthodes est enregistrée ; conséquence directe de l'élévation de la température (voir figure 4.8).

Selon la carte établie par l'ANRH, les valeurs moyennes annuelles de l'ETP dans notre zone d'étude, varient généralement entre 1000 et 1550 mm/an. En comparant ces valeurs avec celles obtenues par les méthodes de Turc et de Thornthwaite, on remarque que l'écart est assez important. Toutefois la formule de Thornthwaite donne des valeurs proches de celles de L'ANRH(*).

Le succès de la formule de Thornthwaite réside dans le fait qu'elle ne requiert que les données les plus disponibles dans les stations météorologiques, à savoir uniquement les températures ; De ce fait elle rend de grands services pour l'estimation de l'ETP dans les régions d'équipement météorologiques modeste.

* La carte d'évaporations potentielles moyennes annuelles sur la figure 4.11, est dressée par les ingénieurs de l'ANRH avec la collaboration scientifique de Jean Pierre Laborde (UMR6012 du CNRS).

Sur la base des données de 45 postes climatiques ayant permis d'estimer l'ETP, Penman en ces points et de 142 postes thermométriques, une relation entre l'ETP, et la température a été établie en fonction de la saison, l'altitude et de la position de la station.

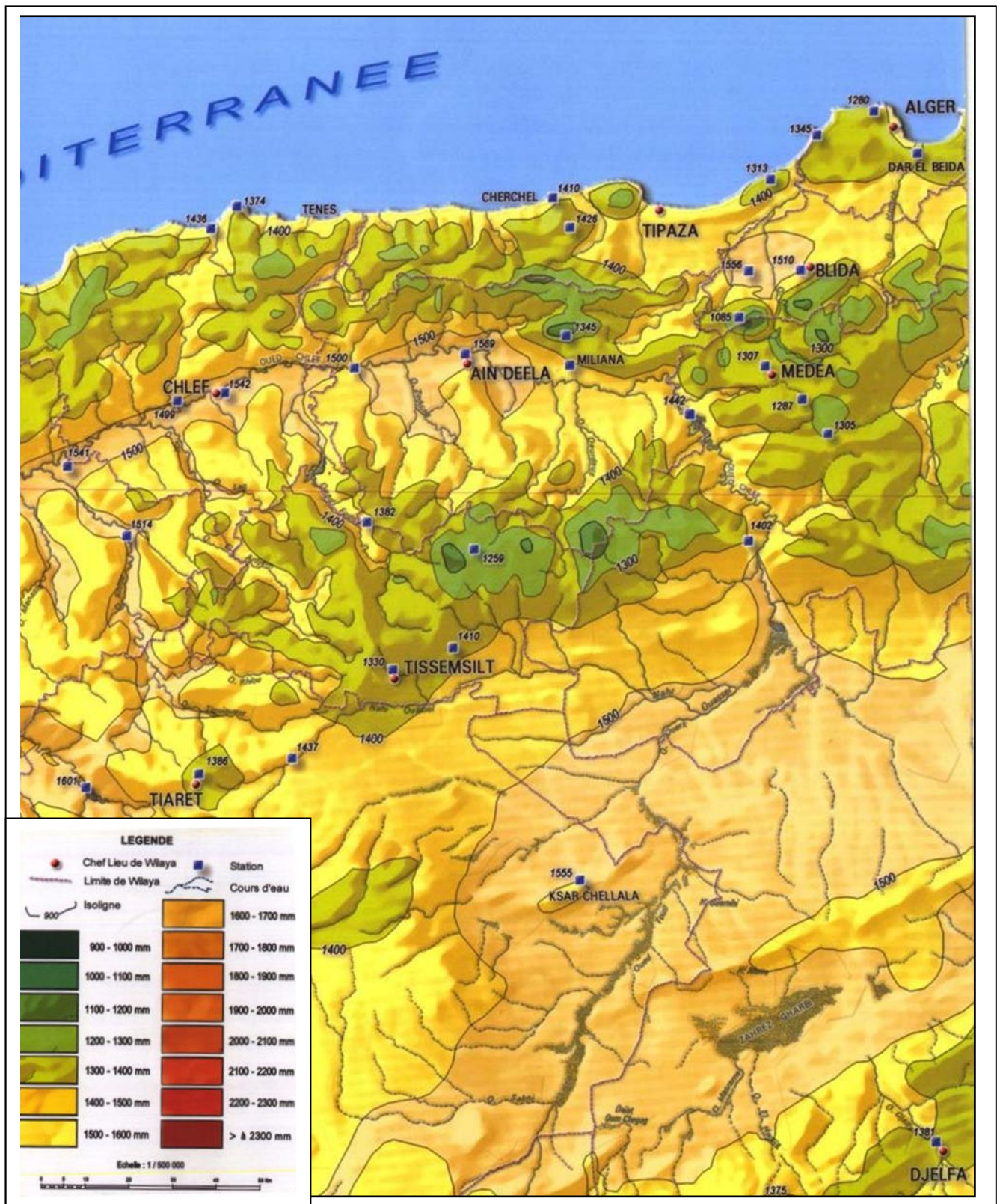


Figure 4.21: Carte d'évaporations potentielles moyennes annuelles (ANRH).

c) Formule d'Oudin

Dans le but d'améliorer la performance des modèles hydrologiques (Oudin et al., 2004) ont fait plusieurs tests sur les différentes méthodes d'ETP par la simulation des débits.

Après classement des différents résultats, il s'est avéré que la méthode Mc Guinness est la meilleure méthode (Oudin, Hervieu et al., 2004 in Mahzoum, 2009). Ils se sont donc basés sur cette formule en ajustant les paramètres pour proposer la formule suivante :

$$PE = \frac{R_e}{\lambda \rho} \frac{T_a + K_2}{K_1} \quad 4.7$$

Si $T_a + K_2 > 0$

Sinon $PE = 0$

Avec :

PE : Evapotranspiration potentielle (mm/jour) ;

Re : Radiation extra-terrestre (MJ m-2/jour) calculée en fonction de la latitude et du jour ;

Ta : Température journalière en °C ;

λ : Flux de chaleur latente (2.48 MJ/Kg) ;

ρ : Densité de l'eau (Kg/m3).

4.8 Conclusion

L'étude climatique a montré que le bassin d'Oued Touil est caractérisé par un climat semi-aride avec un hiver froid sec et un été chaud et sec.

L'examen de la série des précipitations pour la période (1983/1984 – 2011/2012) a révélé une pluviométrie moyenne qui peut atteindre 200 mm.

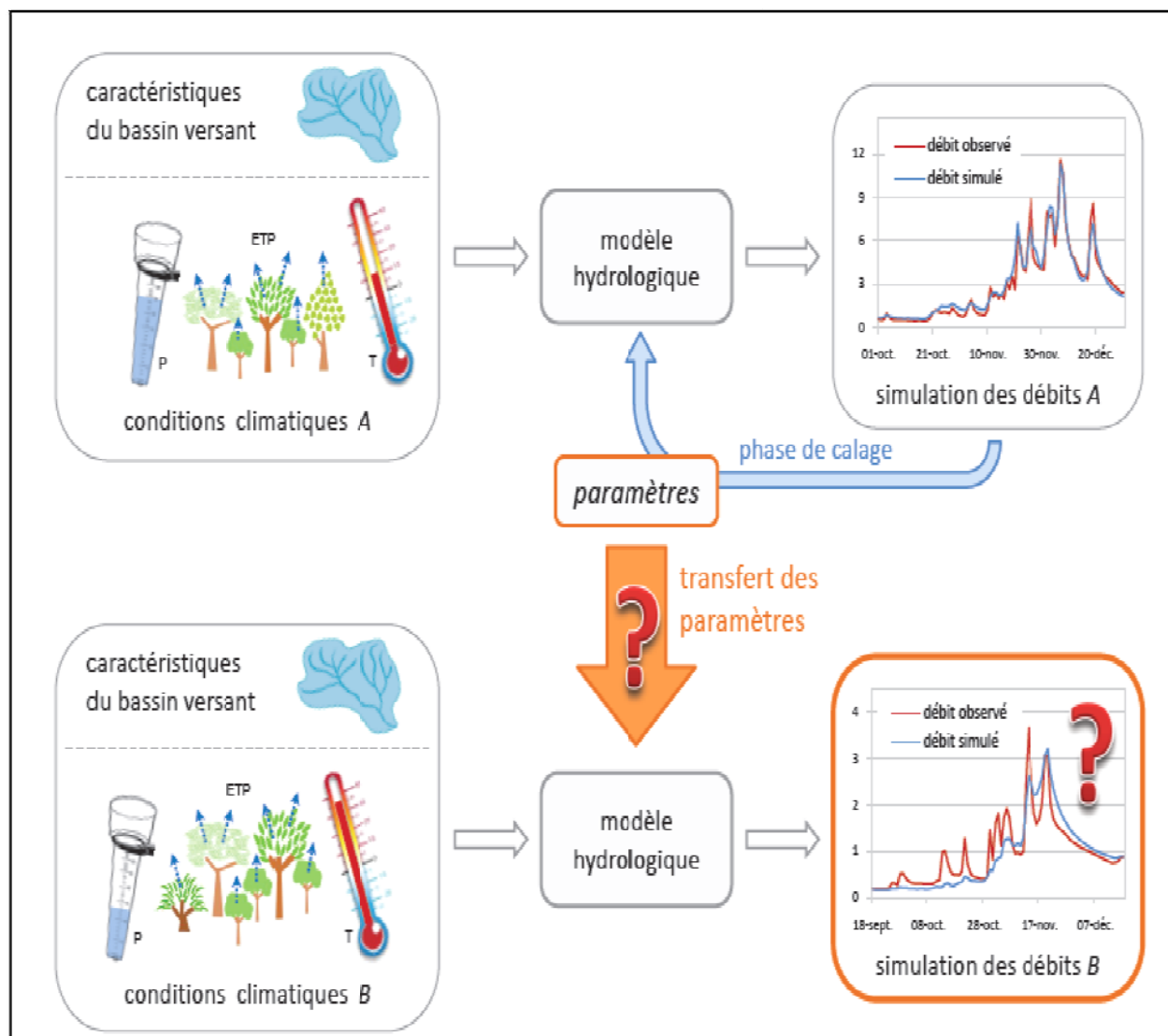
Les précipitations saisonnières sont concentrées essentiellement en automne et au printemps, et la saison sèche s'étend sur le restant de l'année.

La lame d'eau moyenne écoulée sur l'ensemble du bassin versant a été estimée à 14.22 mm/an et la température moyenne annuelle est de 17.48 °C et ce pour la période 1984/2012.

La détermination de l'évapotranspiration moyenne annuelle par la méthode de Turc et celle de Thornthwaite sont successivement 625.93 mm et 938.12 mm, alors que celle donnée par la carte établie par l'ANRH est comprise entre 1000 et 1500 mm.

CHAPITRE V

MODELISATION PLUIE – DEBIT DANS LE BASSIN D'OUED TOUIL



5.1 Introduction

Le modèle hydrologique est un outil incontournable dans la compréhension de la dynamique d'un bassin versant, dans l'utilisation rationnelle de ses ressources en eau ainsi que dans la lutte contre les catastrophes naturelles liées aux crues.

Grâce aux progrès importants réalisés dans le domaine de l'informatique et des Systèmes d'Informations Géographiques, les modèles hydrologiques distribués utilisent une description de plus en plus complète du bassin versant et des termes du cycle hydrologique. Cependant, du fait du grand nombre de paramètres qui interviennent dans les processus hydrologiques et la complexité de ces bassins, cette approche pointue n'apporte pas forcément des résultats meilleurs. A cet effet, nous avons opté dans cette étude pour un modèle hydrologique global, comportant peu de paramètres et pouvant rendre compte du comportement hydrologique de notre bassin.

Les modèles GR sont des modèles hydrologiques du Génie Rural, élaborés par le Cemagref. Ils ont la réputation d'être des modèles robustes et ont l'avantage de ne pas contenir beaucoup de paramètres de réglage. Ici, seules les données de pluies, de débits, d'ETP ainsi que la superficie du bassin versant sont requises. Nous allons utiliser les modèles : GR1A, GR2M, puis GR4J dont l'objectif est de déterminer les paramètres caractéristiques de chacun de ces modèles pour le bassin versant d'Oued Touil, et voir lequel de ces modèles est le plus adéquat et performant pour notre bassin versant.

5.1.1 Caractéristiques des modèles GR

La division hydrologie du Cemagref Antony développe depuis une vingtaine d'années une série de modèles pluie-débit pour l'hydrologie opérationnelle : les modèles GR pour Génie Rural (Edijatno et Michel 1989; Edijatno et al. 1999). Ces modèles appartiennent à la famille des modèles conceptuels à réservoirs. L'approche est globale. Le pas de temps utilisé est le plus souvent journalier même si des modèles dérivés à pas de temps mensuel, annuel et interannuel ont été construits (Makhlouf et Michel 1994).

Ces modèles privilégient le principe de parcimonie, ils ne nécessitent pas une description fine du bassin versant. Les variables d'entrée sont limitées aux séries de pluies, d'ETP et des débits pour le calage. Le modèle utilise les séries de débits en sorties pour la détermination des paramètres du modèle. On peut distinguer :

- ✓ **Le modèle GR1A** : qui présente un unique paramètre annuel à caler. La principale version, que nous utilisons ici, est celle proposée par Mouelhi (2003) et Mouelhi et al. (2006a). La structure du modèle est très simple puisqu'elle se résume à une simple équation, le débit Q_k de l'année k étant proportionnelle à la pluie P_k de la même année, avec un coefficient d'écoulement dépendant de P_k , de la pluie P_{k-1} de l'année $k-1$ et de l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne E . Le modèle s'écrit :

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{X.E} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad 5.1$$

Où X est l'unique paramètre du modèle.

- ✓ **Le modèle GR2M** qui à deux paramètres mensuels réglables. La version utilisée est celle présentée par Mouelhi (2003) et Mouelhi et al. (2006). C'est un modèle à deux réservoirs : un réservoir sol (réservoir de production) et un réservoir de routage de capacité fixée à 60mm (Figure. 5.1). Les paramètres de réglages sont la capacité maximale du réservoir sol (paramètre libre) ainsi que le paramètre d'échange souterrain représentant une autre perte ou apport que l'évapotranspiration ou la pluie.
- ✓ **Le modèle GR4J** qui est un modèle journalier à 4 paramètres de réglage. La version utilisée a été mise au point par Perrin en 2002 et par Perrin et al. en 2003. Les paramètres de réglages sont les mêmes que pour le modèle mensuel avec en plus deux autres paramètres supplémentaires : la capacité à un jour du réservoir de routage et le délai (temps de base de l'hydrogramme unitaire). Tout comme le modèle GR2M, il contient deux réservoirs, un de routage et un réservoir sol (Figure 5.1).

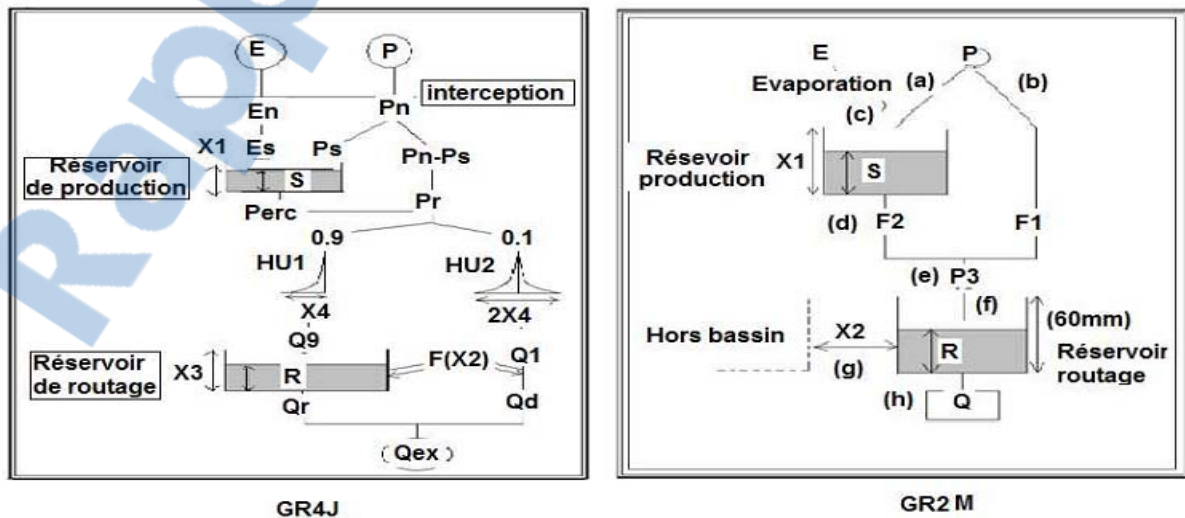


Figure 5.1 : Structure du GR4J et du GR2M.

5.2 Modélisation Par Corrélation (Précipitations - Lames d'eau Ecoules)

5.2.1 Corrélation annuelle

Avant d'entamer l'application du modèle du Génie Rural, nous exposons tout d'abord une corrélation simple entre les précipitations de chaque station avec les lames d'eau écoulées en aval du bassin d'Oued Touil.

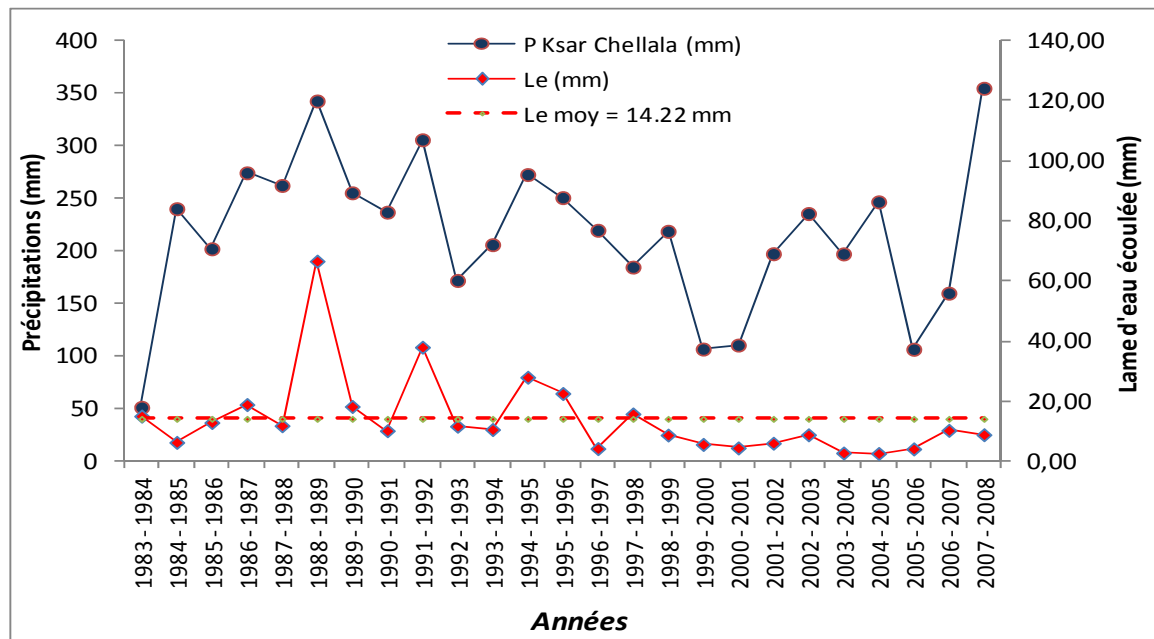


Figure 5.2 : Variation interannuelle des hauteurs des pluies et des lames d'eau écoulées Ksar Chellala (1983/1984 – 2007/2008).

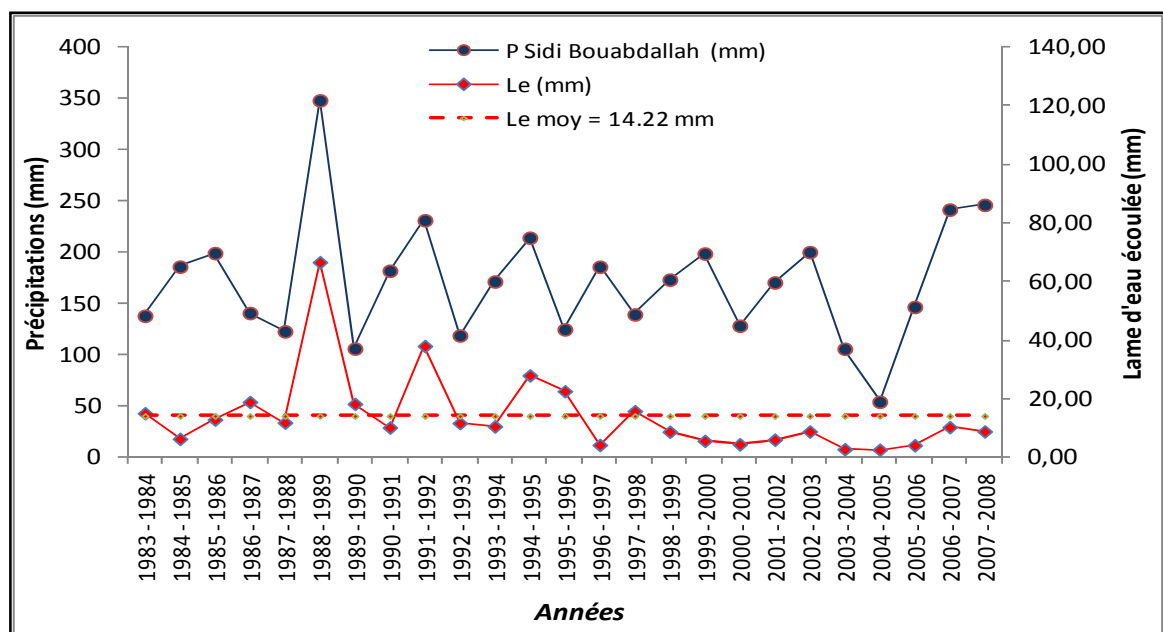


Figure 5.3: Variation interannuelle des hauteurs des pluies et des lames d'eau écoulées Sidi Bouabdallah (1983/1984 – 2007/2008).

Le tableau 5.1, montre les différents résultats du coefficient de détermination et les modèles qui relient les paramètres pluies – débits.

Tableau 5.1 : Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée annuelle.

	Ksar Chellala	Sidi Bouabdallah
Linéaire	$Le = 0.1P - 6.8$ $R^2 = 0.26$	$Le = 0.14P - 9.92$ $R^2 = 0.37$
Exponentielle	$Le = 3.61e^{-0.005P}$ $R^2 = 0.21$	$Le = 3.30e^{0.006P}$ $R^2 = 0.03$
Logarithmique	$Le = 12.30\ln(P) - 51.07$ $R^2 = 0.15$	$Le = 18.17\ln(P) - 78.11$ $R^2 = 0.24$
Polynomial	$Le = 0.0008P^2 - 0.22P + 21.58$ $R^2 = 0.42$	$Le = 0.001P^2 - 0.29P + 28.31$ $R^2 = 0.61$
puissance	$Le = 0.39P^{0.62}$ $R^2 = 0.11$	$Le = 0.05P^{1.03}$ $R^2 = 0.24$

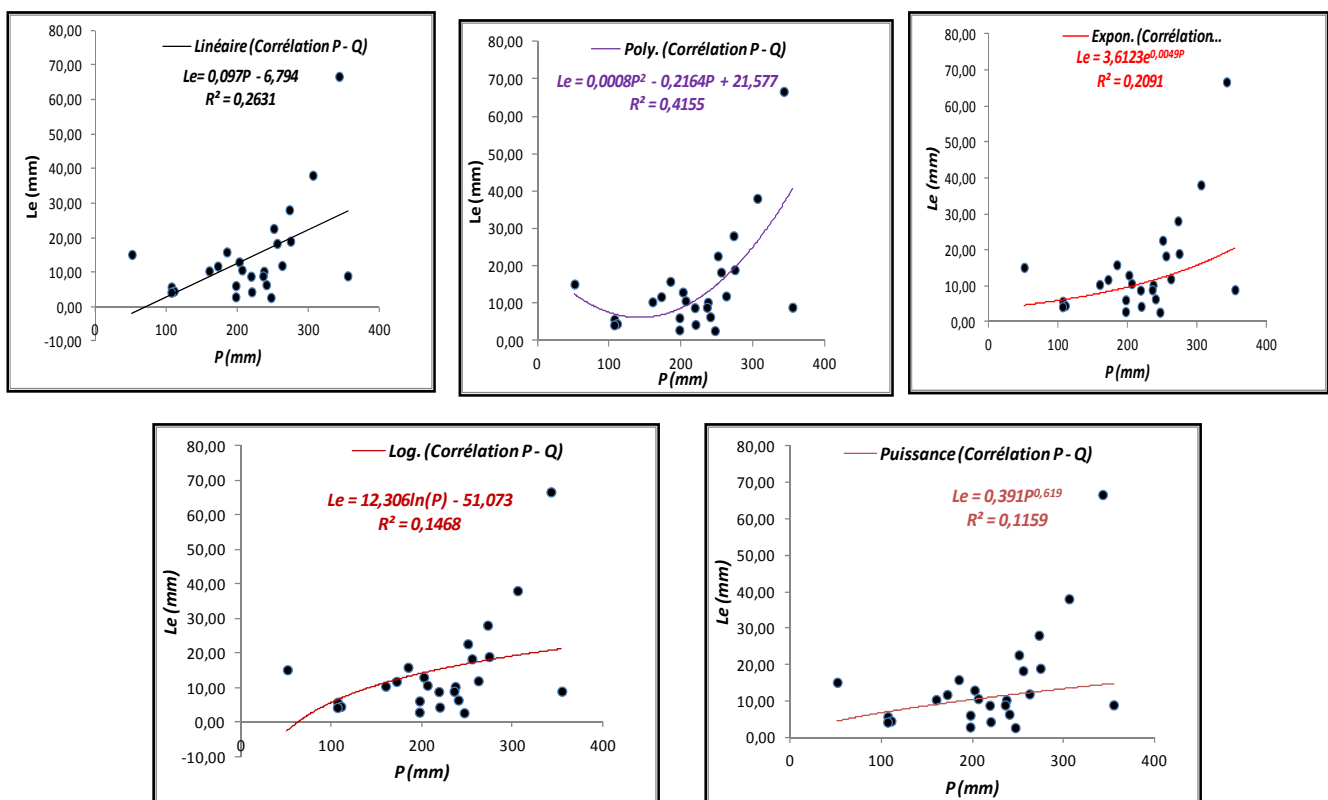


Figure 5.4 : Résultats de corrélations entre les pluies et la lame d'eau écoulée annuelle (précipitations station de Ksar Chellala (1984/1985 – 2007/2008)).

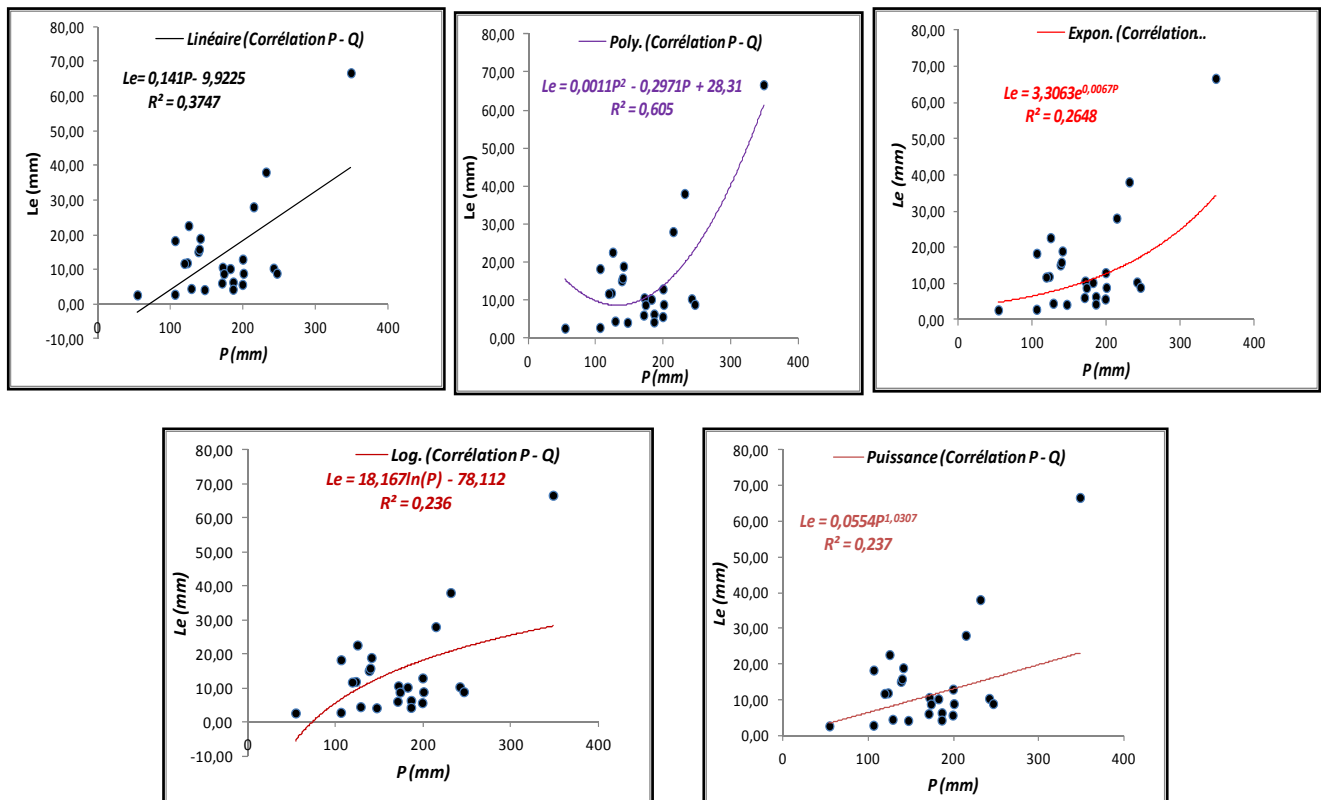


Figure 5.5 : Résultats de corrélations entre les pluies et la lame d'eau écoulee annuelle (précipitations station de Sidi Bouabdallah (1984/1985 – 2007/2008)).

Les figures (5.4 et 5.5) visualisent la modélisation par corrélation des données annuelles, cette dernière donne des coefficients de corrélation très faibles quelque soit le type de relation choisi. Les corrélations qui peuvent être admissibles pour notre cas, sont les tendances linéaires et polynomiales pour les deux stations.

Et si on compare les figures 5.2 et 5.3 avec les valeurs obtenues dans le tableau 5.1, on remarque que la modélisation par corrélation des données annuelles de la station de Sidi Bouabdallah donne de meilleurs résultats que ceux de Ksar Chellala.

5.2.2 Corrélation Mensuelle

Nous avons utilisé des séries des données mensuelles de Septembre 1984 à Août 2008 pour les deux stations.

Tableau 5.2 : Résultats des différentes corrélations entre les pluies et la lame d'eau écoulée mensuelles.

	Ksar Chellala	Sidi Bouabdallah
Linéaire	$Le = -0.006P + 1.3005$ $R^2 = 0.0009$	$Le = 0.009P + 1.07$ $R^2 = 0.0017$
Polynomial	$Le = 0.0002P^2 - 0.18P + 1.3998$ $R^2 = 0.0017$	$Le = -0.0001P^2 + 0.018P + 1.02$ $R^2 = 0.0019$

La corrélation entre les pluies et la lame d'eau écoulée mensuelles (Figure 5.6) montre de mauvaises relations mensuelles pour les deux stations et cela a été prouvé par les faibles valeurs de coefficients de corrélation ($R^2 \ll 0$). Les résultats obtenus, permettent de constater que toutes les corrélations sont non significatives.

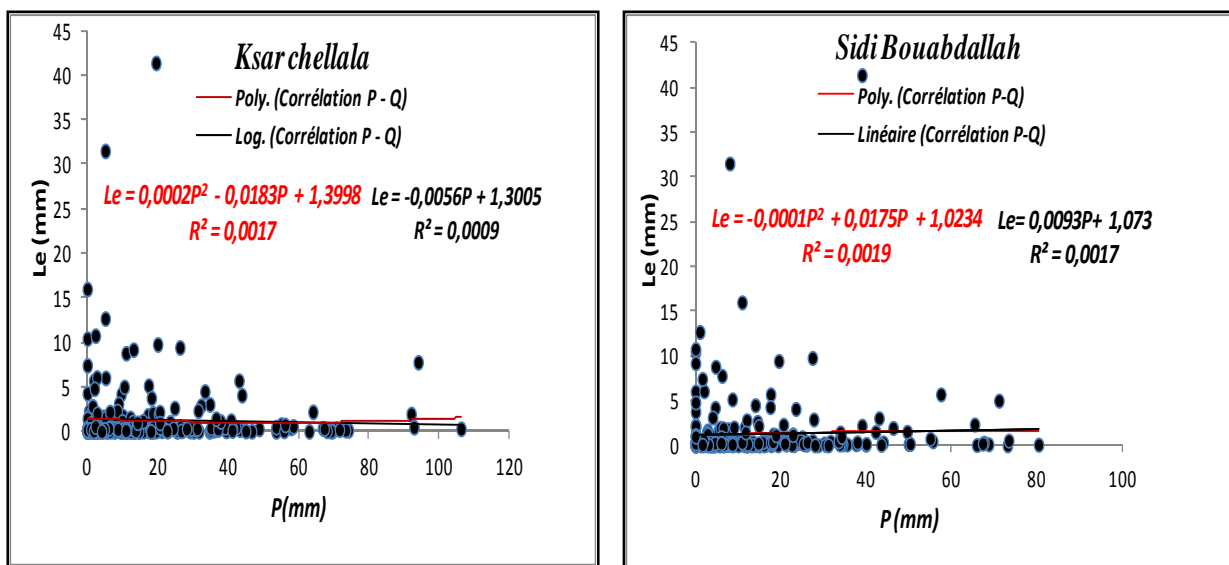


Figure 5.6: Corrélations entre les lames d'eau écoulées et les pluies mensuelles.

5.2.3 Corrélation Journalière

Les données journalières utilisées correspondent à la période allant du 01 janvier 1991 au 31 Décembre 1993 pour les deux stations.

.Tableau 5.3 : Résultats des différentes corrélations entre les pluies et la lame d'eau écoulee Journalières

	Ksar Chellala	Sidi Bouabdallah
Linéaire	$Le = 6E-06P + 0.0019$ $R^2 = 1E-05$	$Le = -3E-05P + 0.0019$ $R^2 = 0.0002$
Polynomial	$Le = 1E-06P^2 - 2E-05P + 0.0019$ $R^2 = 6E-05$	$Le = -2E-06P^2 + 1E-05P + 0.0019$ $R^2 = 0.0002$

Les valeurs de coefficients de corrélation illustrées sur le tableau 5.3, sont très faibles et non significatifs.

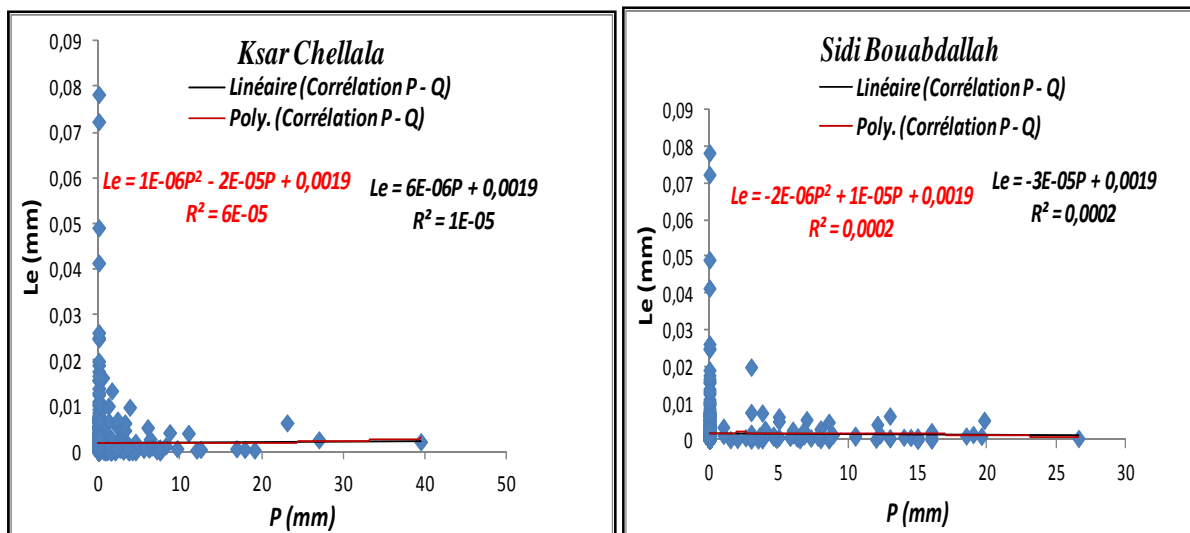


Figure 5.7 : Corrélation Pluie-Débit journalière (01 Janvier 1991-31 Décembre 1993).

Les figures (5.4, 5.5, 5.6 et 5.7) confirment bien que les modèles corrélatifs ne sont pas adaptés pour la modélisation pluie-débits car les coefficients de corrélation sont inférieurs à 0,50 et tendent pour la plupart vers zéro. Cela veut dire que l'écoulement enregistré dans le mois k ne correspond pas forcément aux pluies tombées au même mois.

En outre, et selon les résultats obtenus de la modélisation par la recherche de la relation entre pluie-lame d'eau écoulee à l'aide de corrélations simples semblent mal appropriée, et elles ne peuvent être utilisés pour des fins de prévision d'aménagement (Bouanani, 2010, Bourek 2010).

En effet, ces modèles ne tiennent pas compte des paramètres qui régissent l'écoulement, en particulier les échanges avec l'atmosphère et les réservoirs souterrains.

Les caractéristiques physiques, la taille, la géologie, la structure du bassin, associées à l'intensité et la répartition spatio-temporelle des précipitations constituent les principaux facteurs qui conditionnent le phénomène.

A cette fin, et suite à ses caractéristiques citées précédemment, nous allons opter pour le modèle GR qui tiendra compte aussi bien du pas de temps choisi que d'autres paramètres d'échanges entre le bassin et l'atmosphère d'une part et entre les bassins voisins entre eux d'autre part.

5.3 Application Du Modèle GR

5.3.1 Modèle Annuel GR1A

Dans cette étude, nous avons utilisé la version Excel disponible dans le site du Cemagref. L'application de ce modèle a été effectuée sur les données annuelles : en utilisant à l'entrée des valeurs des pluies annuelles observées en mm, des ETP calculées par la méthode de Turc et celle de Thornthwaite en mm, et des débits annuels (exprimée en lames d'eau écoulées) en mm.

La période choisie pour cette étude est celle allant de 1984/1985 à 2007/2008.

5.3.1.1 Calage du modèle

Le calage du modèle a été effectué avec la série allant 1984/1985 à 2000/2001, après le passage par un certain nombre de simulations.

Nous avons procédé au calage du paramètre X du modèle en appliquant des changements sur ce dernier en commençant par la valeur fixée à 0.13 et la faisant accroître successivement avec un intervalle de 0.01 jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum supérieur ou égale à 70% et un coefficient de corrélation entre les débits simulés et les débits observés significatif proche de 1. Les résultats du calage sont présentés dans le Tableau 5.4.

La validation du calage est effectuée en appliquant le test de performance du modèle de coefficient de détermination R^2 Tableau 5.4.

Tableau 5.4 : Résultat du calage du modèle GR1A.

Données annuelles (1984/1985-2000/2001)	ETP (Turc)				ETP (Thornthwaite)			
Critères	X	Nash %	Bilan %	Coefficient de corrélation (R ²)	X	Nash	Bilan	Coefficient de détermination (R ²)
Ksar Chellala	1.12	92.2	106.8	0.93	1.18	90.7	107.6	0.92
Sidi Bouabdallah	1.15	90.8	107.4	0.91	1.20	93.1	108.9	0.94

X : coefficient de correction de l'ETP (mm).

Selon le tableau 5.4, les valeurs des coefficients de détermination sont supérieures à 90%, les valeurs du critère de Nash obtenues sont très bonnes comprises entre 90.08% et 93.1% et le bilan est assez équilibré variant entre 106 % et 108 %. Aussi, la bonne superposition des courbes (fig. 5.8 et 5.9) des Lames d'eau écoulées calculées et mesurées indique que le modèle GR1A appliquée aux données d'Oued Touil est bien calé.

L'utilisation de l'évapotranspiration résultante de la formule de Thornthwaite et Turc donne presque les mêmes résultats pour les deux stations.

Le paramètre du modèle, coefficient de correction de l'évapotranspiration (X) est supérieur à 1, et varie entre 1.12 et 1.20 pour les deux stations.

La diminution de la valeur de X a été remarquée de l'amont vers l'aval tout au long du bassin d'Oued Touil.

Le paramètre X traduit l'influence d'une ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique et selon les résultats obtenus montre que notre bassin perd de l'eau en profondeur.

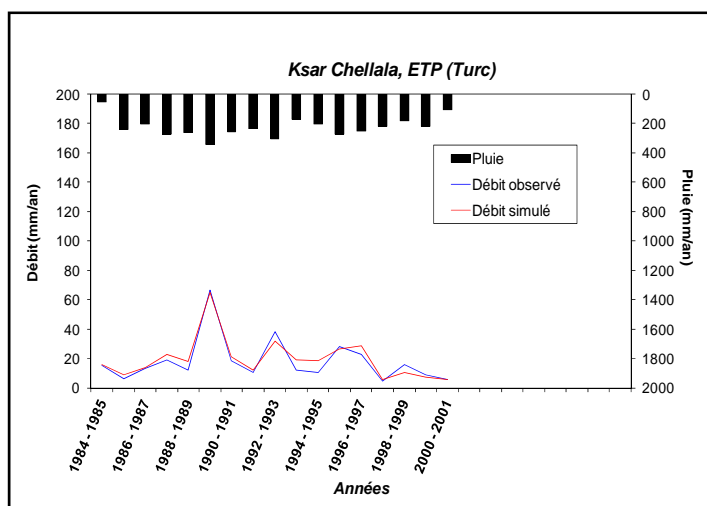


Figure 5.8 : Visualisation de la qualité du calage.

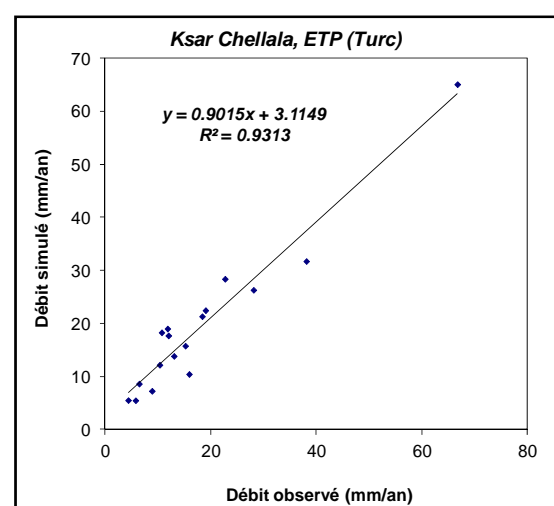


Figure 5.9 : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés.

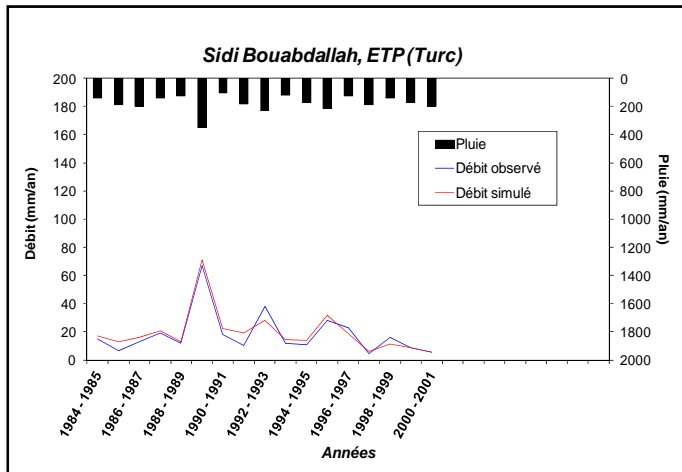


Figure 5.10 : Visualisation de la qualité du calage.

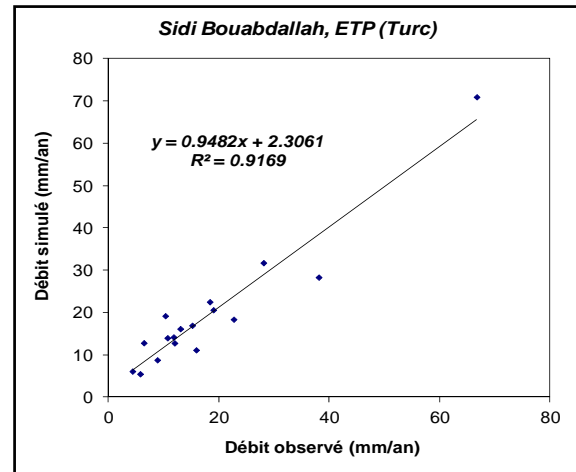


Figure 5.11 : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés.

Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Turc.

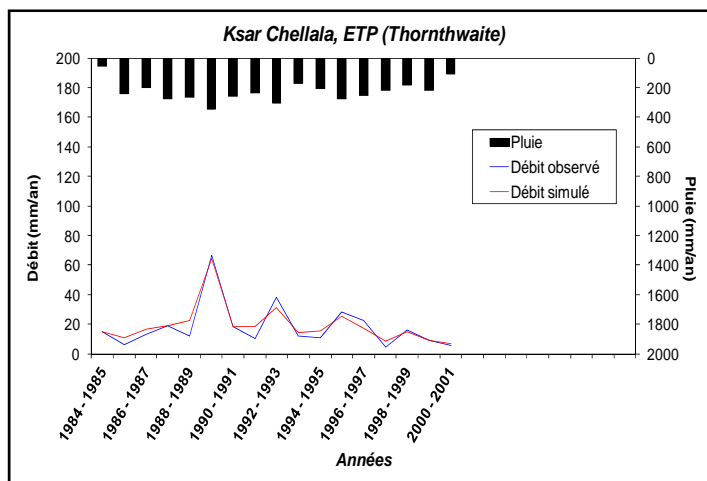


Figure 5.12 : Visualisation de la qualité du calage.

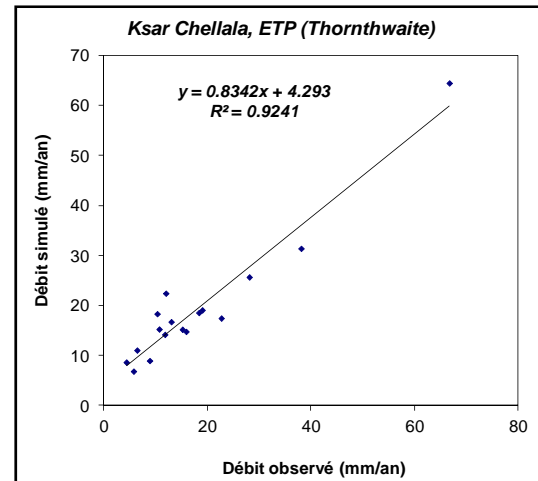


Figure 5.13 : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés.

Figure

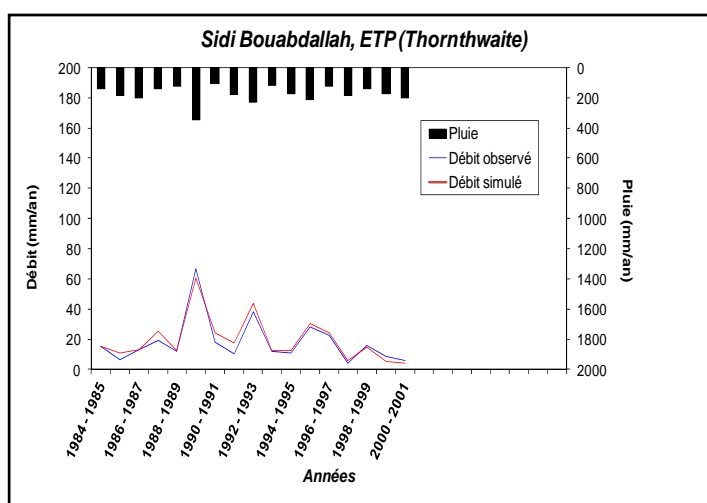


Figure 5.14 : Visualisation de la qualité du calage.

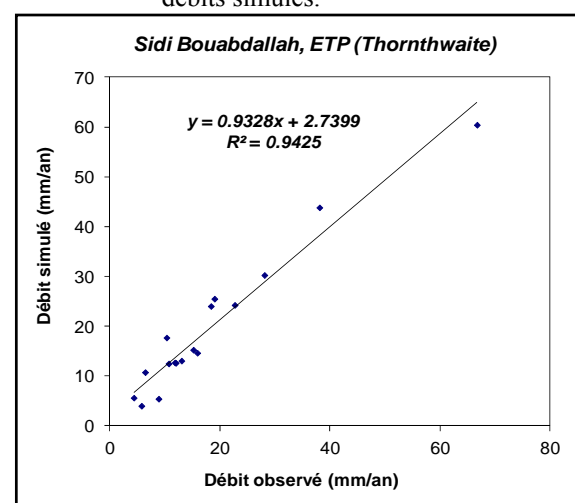


Figure 5.15 : Corrélation entre les débits observés et Les débits simulés.

Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Thornthwaite.

5.3.1.2 Validation du modèle

La validation porte sur l'application du modèle sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage. Nous avons utilisé donc la série allant du 2001 à 2007

Le tableau 5.5 ; donne les variations du coefficient de corrélation Q simulé – Q observé relatifs à l'utilisation des ETP de Turc et Thornthwaite.

Tableau 5.5 : Les variations de coefficients de corrélation.

	Coefficient de détermination (R^2)		Coefficient de corrélation (R)	
	ETP (Thornthwaite)	ETP (Turc)	ETP (Thornthwaite)	ETP (Turc)
Ksar chellala	0,79	0,88	0,89	0.94
Sidi Bouabdallah	0.78	0.80	0.88	0.89

Selon le tableau 5.5 ci-dessus, la validation du modèle GR1A, obtenues par l'utilisation des ETP de Turc et Thornthwaite donne des valeurs de coefficients de corrélation (R) supérieures à 80%, cela traduit la bonne performance du modèle appliquée à Oued Touil.

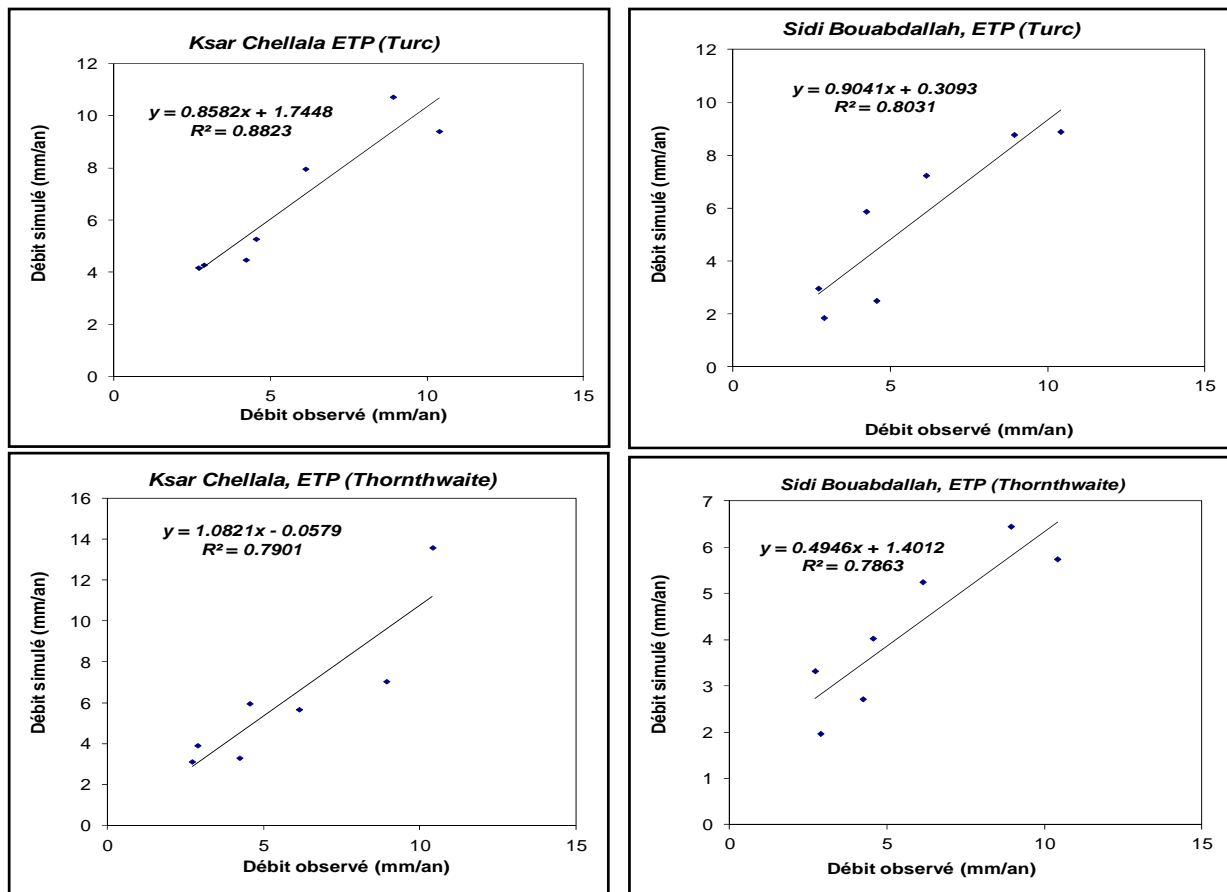


Figure 5.16 : Validation du modèle GR1A pour les précipitations des stations : Ksar Chellala et Sidi Bouabdallah (2001-2007).

5.3.2 Modèle Annuel GR2M

Le modèle GR2M est un modèle à deux paramètres optimisables : **X1**, capacité du réservoir de production (mm) ; **X2**, coefficient d'échanges souterrains (mm).

Le modèle est à pas de temps mensuel. Il fonctionne autours de deux réservoirs, un de production (ou réservoir sol) (Sossou et al., 2011) gère, en fonction de son taux de remplissage, la part de pluie qui se transforme en pluie nette, et un de routage, associé à un hydrogramme unitaire, permet d'étaler le temps de cette pluie nette pour obtenir le débit de sortie (Randrianasolo, 2009) et sur lesquels les ajustements et interception se font différemment sur les entrées.

Pour prédire le débit à un mois donné nous avons utilisé à l'entrée du modèle des valeurs des pluies mensuelles observées (mm), des ETP calculées par la méthode de Turc et Thornthwaite (mm) et des débits mensuels observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm).

Les données utilisées sont relatives aux périodes (Septembre 1984 - Août 2000).

5.3.2.1 Calage du modèle

Le calage du modèle se fait par introduction des données, et la vérification de l'ajustement du modèle par analyse des résultats numériques et graphiques. Afin de quantifier la précision des résultats, deux critères d'ajustement sont retenus, le coefficient de corrélation R et le coefficient de Nash N.

Nous avons procédé aux changements des valeurs des paramètres X1 et X2 du modèle entre les valeurs limites comprises entre 140 et 2640 (mm) pour X1 et 0.21 à 1.31 (mm) pour X2 avec un intervalle de 0.001 jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination, et le critère de Nash (valeur égale ou supérieur à 70%).

Les résultats du calage, coefficient de détermination, et le Nash sont présentés dans le tableau 5.6.

Tableau 5.6 : Résultat du calage du modèle GR2M.

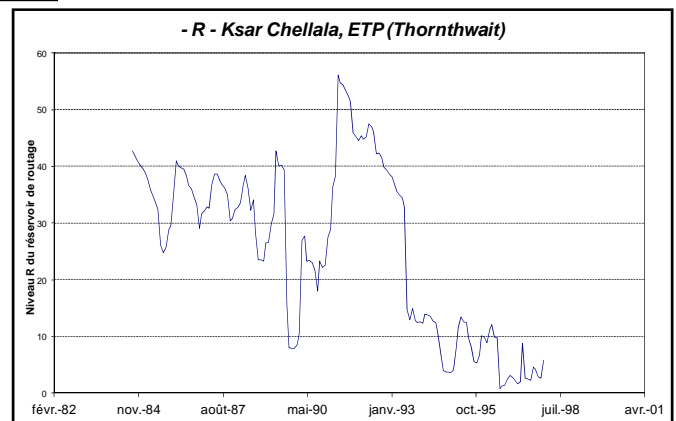
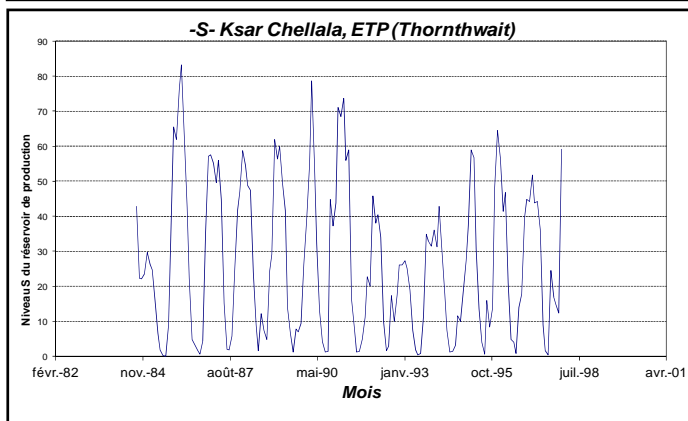
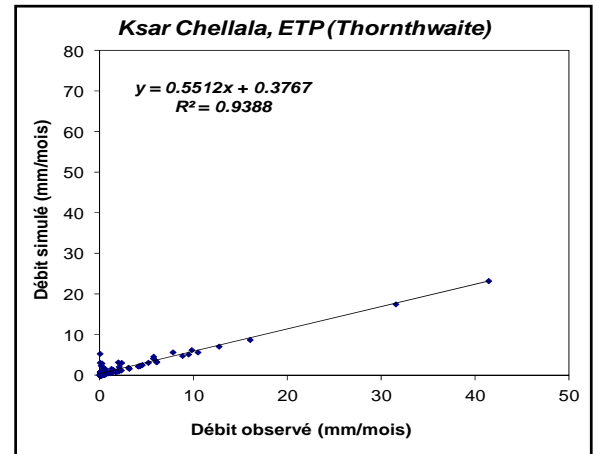
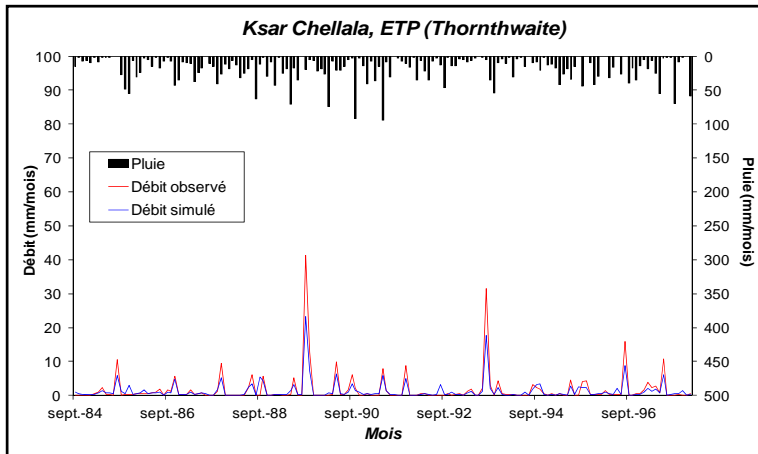
Critères		St• Ksar Chellala	St• Sidi Bouabdallah
ETP (Thornthwaite)	X_1	190.57	210.61
	X_2	0.99	1.00
	Nash	77.9	84.4
	Bilan	74.1	112.2
	R^2	0.94	0.83
ETP (Turc)	X_1	103.54	129.02
	X_2	1.02	1.03
	Nash	87.7	87.1
	Bilan	123.9	93.7
	R^2	0.88	0.92

D'après les valeurs du critère de Nash et les coefficients de détermination obtenus par les deux formules de l'ETP (Turc et Thornthwaite), ainsi que la bonne superposition des courbes des débits observés et les débits simulés (Tableau 5.6 ; et les figures 5.17 et 5.18), le calage paraît correct pour les deux stations.

La variabilité mensuelle de l'écoulement est plus importante que celle annuelle, traduit par l'effet de compensation statistique qui règle la moyenne annuelle. Cette irrégularité des débits mensuels se traduit dans le modèle par le niveau de réservoir de production.

La capacité du réservoir de production est assez modérée. Elle varie selon l'ETP de Thornthwaite, entre 0.05 et 83.22 mm, et entre 0.36 mm et 38.54 mm selon l'ETP de Turc.

De même, la capacité du réservoir de routage est aussi assez modérée pour les deux stations, elle varie entre 3.52 mm et 54.03 mm pour La station de Ksar Chellala et entre 8.38 mm et 59.06 mm pour la station de Sidi Bouabdallah selon l'ETP de Turc (Tableau 5.6).



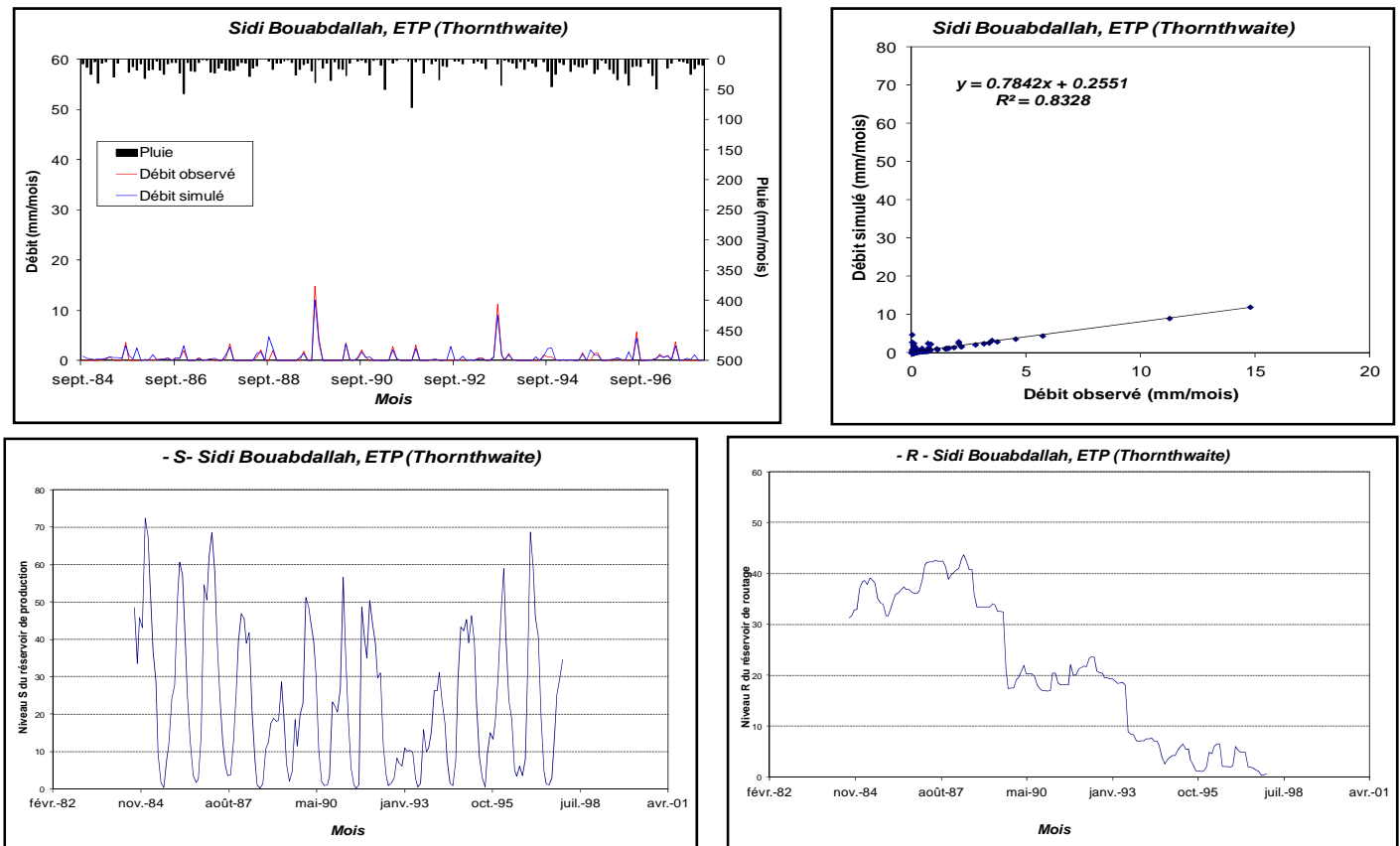
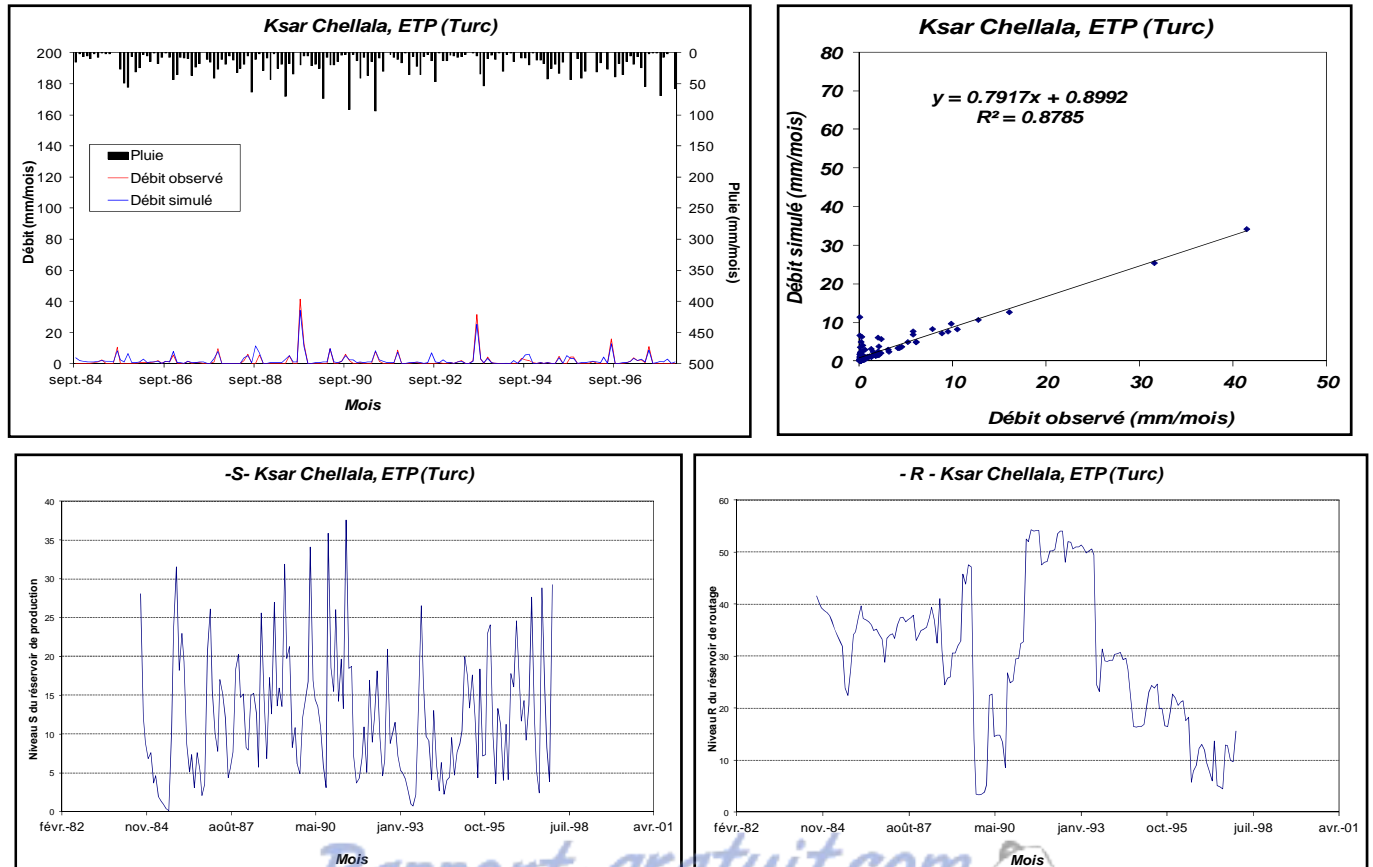


Figure 5.17 : Calage du modèle GR2M avec les précipitations des stations : Ksar Chellala, Sidi Bouabdallah et l'ETP de Thornthwaite.



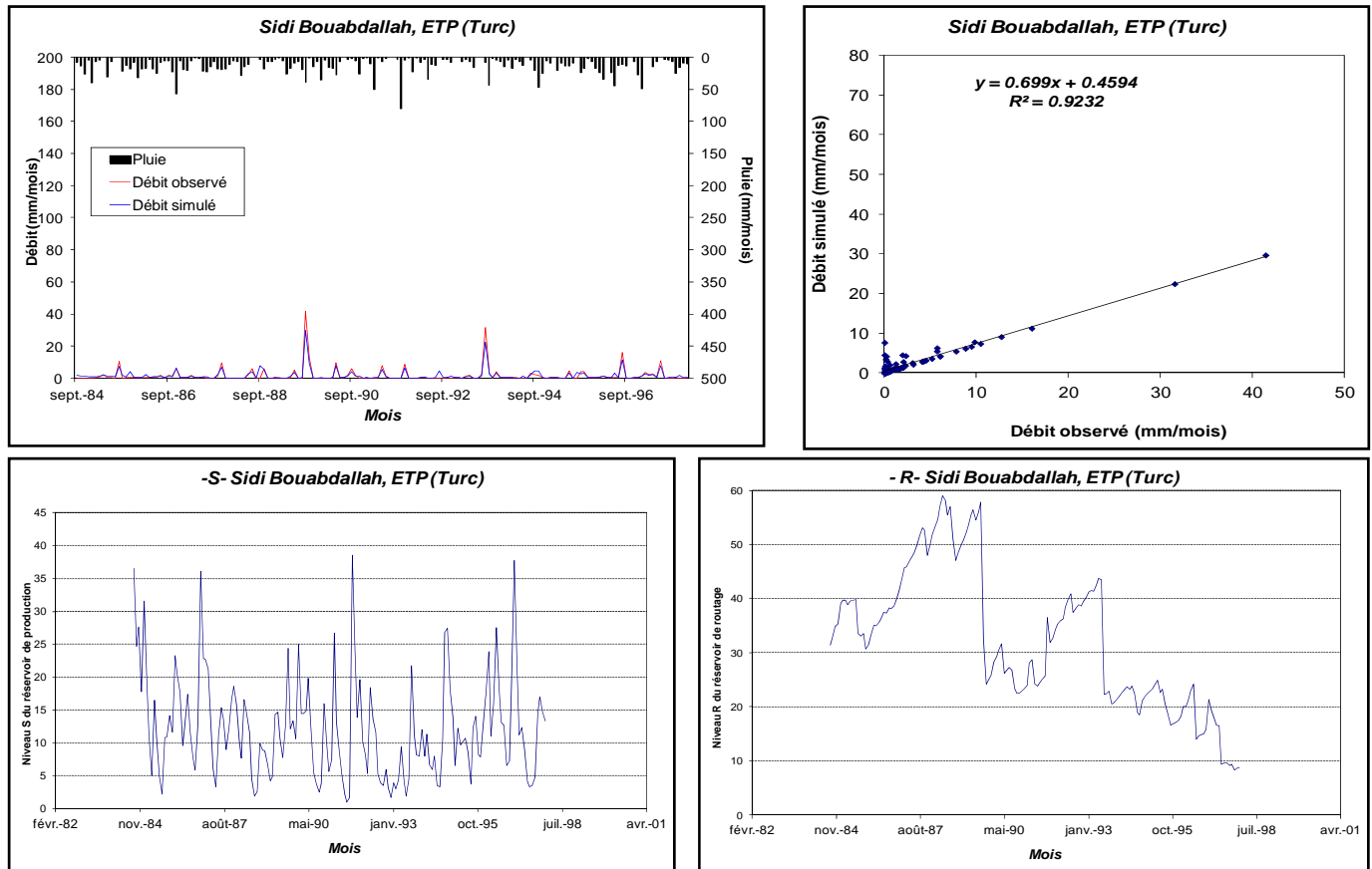


Figure 5.18 : Calage du modèle GR2M avec les précipitations des stations : Ksar Chellala, Sidi Bouabdallah et l'ETP de Turc.

Tableau 5.7 : Valeurs des paramètres après calibration et performances du modèle.

Stations	ETP (Thornthwaite)		ETP (Turc)	
	S	R	S	R
Ksar Chellala	(0.05 – 83.22)	(0.82 – 56.04)	(0.36 – 37.59)	(3.52 – 54.03)
Sidi Bouabdallah	(0.22 – 72.42)	(0.27 – 43.69)	(0.98 – 38.54)	(8.38 – 59.06)

5.3.2.2 Validation du modèle GR2M

Pour la validation, nous utilisons des séries des données des précipitations et d'évapotranspirations correspondant à la période de Septembre 2000 à Août 2008 et qui n'ont pas été déjà introduites dans le modèle.

Le tableau 5.8, résume les résultats de la validation du modèle GR2M, les coefficients de corrélations (débits simulés /débits observés) sont exprimés selon les données de l'ETP de Thornthwaite et de Turc.

Tableau 5.8 : Les variations de coefficients de corrélation de la validation du modèle GR2M.

Stations	Coefficient de détermination (R^2)		Coefficient de corrélation (R)	
	ETP (Thornthwaite)	ETP (Turc)	ETP (Thornthwaite)	ETP (Turc)
Ksar Chellala	0,73	0.80	0,85	0,89
Sidi Bouabdallah	0,82	0.79	0,90	0.89

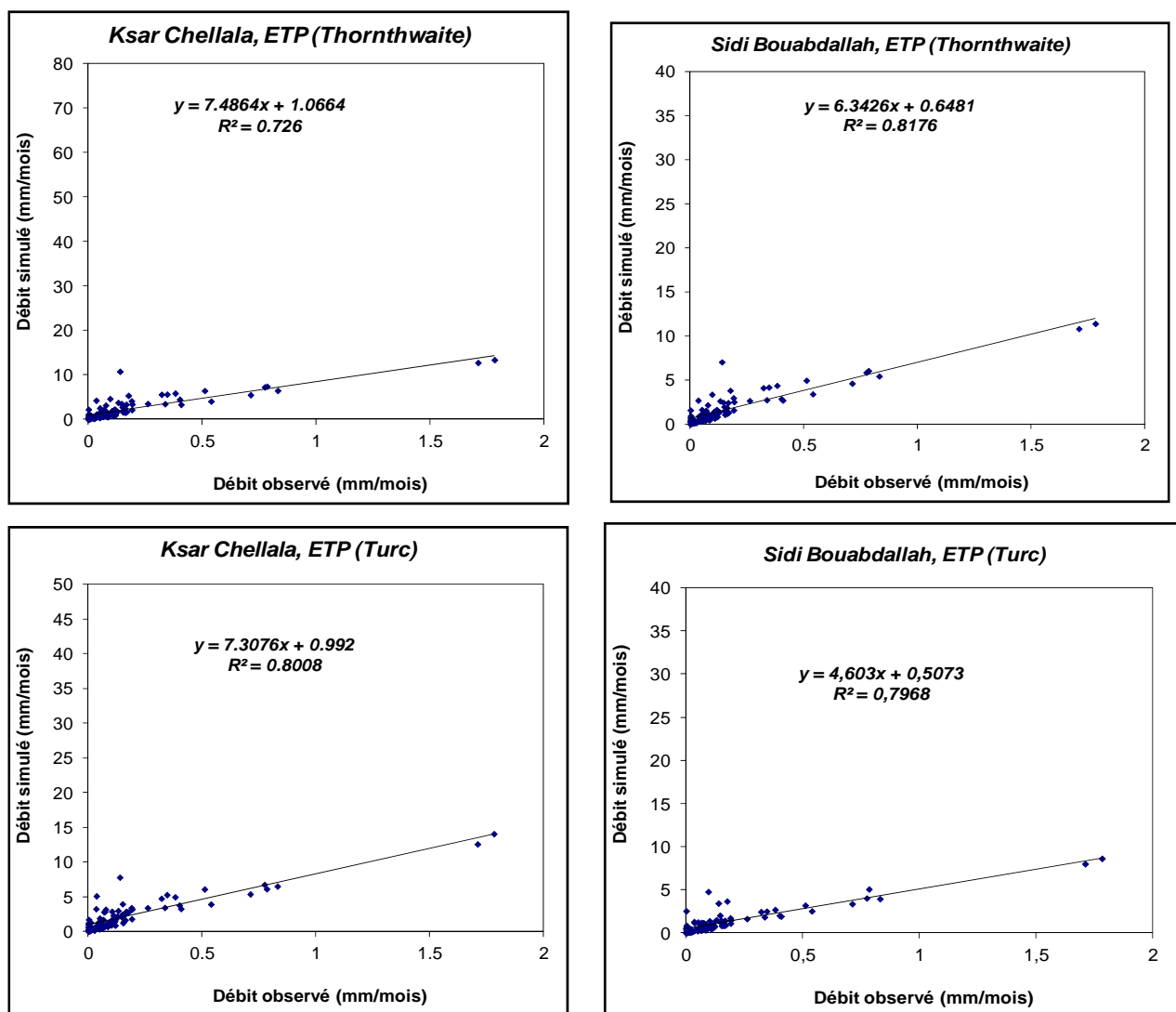


Figure 5.19 : Validation du modèle GR2M pour les stations : Ksar Chellala et Sidi Bouabdallah.

Selon les valeurs de coefficient de corrélation de la fonction débit observée et débit simulé (Tableau 5.7), la validation du GR2M donne de bons résultats dans l'ensemble, avec plus de performance pour l'ETP de Turc.

5.3.3 Modèle journalier GR4J

Le modèle GR4J est un modèle journalier à quatre paramètres optimisables :

1. X_1 , capacité du réservoir de production (mm),
2. X_2 : coefficient d'échanges souterrains (-),
3. X_3 : capacité à un jour du réservoir de routage (mm),
4. X_4 : temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1 (j)

Le modèle utilise en entrée la hauteur de pluie journalières sur le bassin versant P (mm) et l'évapotranspiration potentielle E (mm).

Pour prédire le débit journalier nous avons utilisé à l'entrée du modèle des valeurs des pluies journalières observées (mm), l'ETP calculée par la méthode d'Oudin (mm) et des débits journaliers observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm).

Les données utilisées sont relatives aux périodes (01/01/1991 – 30/12/1992).

5.3.3.1 Calage du modèle

Nous avons procédé aux changements des valeurs des paramètres X_1 , X_2 , X_3 et X_4 du modèle entre les valeurs limites proposés par le Cemagref comprises entre 100 et 1200 (mm) pour X_1 , -5 à 3 (mm) pour X_2 , 20 à 300 (mm) pour X_3 , et 1.1 à 2.9 (j) pour X_4 avec un intervalle de 0.001 jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination, et du critère de Nash (valeur égale ou supérieur à 70%). Les résultats du calage, coefficient de détermination, et le Nash sont présentés dans le Tableau 5.9.

Etant donné qu'au niveau d'Oued Touil, nous sommes en présence à de très faibles valeurs journalières aussi bien de pluies que des écoulements engendrés, et dans un souci d'améliorer le calage, nous avons procédé à agrandir l'échelle du modèle par multiplication des valeurs observées du débit et de pluie par (2 à 10) jusqu'à obtenir le meilleur calage en prenant en considération les valeurs optimum des coefficients de détermination, et du critère de Nash.

Après plusieurs essais, nous avons obtenus le meilleur calage en multipliant les valeurs (pluies et débits) par 2.

Tableau 5.9 : Résultat du calage du modèle GR4J.

<i>Critères</i>		<i>St° Ksar Chellala</i>	<i>St° Sidi Bouabdallah</i>
ETP (Oudin)	X_1	259.82	284.29
	X_2	1.5	1.62
	X_3	54.60	69.63
	X_4	1.40	1.45
	R_0	0.70	0.70
	S_0	0.60	0.60
	<i>Nash</i>	77.8	75.6
	<i>Bilan</i>	89.3	114.9
	R^2	0.86	0.88

D'après les valeurs des coefficients de détermination et du critère de Nash (Tableau 5.9) et la superposition des deux courbes des débits simulés et calculés (Figure : 5.20), nous pouvons dire que le calage est assez persuasif pour les deux stations.

Selon les courbes de l'évolution du taux de remplissage du réservoir de production pour les deux stations pluviométriques étudiées, nous pouvons déduire qu'une partie importante reste sous forme de pertes en profondeur faisant retarder la réponse au niveau des stations hydrométriques. L'évolution du taux de remplissage de routage, montre qu'il n'y a pas un grand échange avec les formations adjacentes.

La variabilité journalière de l'écoulement est plus importante que celle annuelle et mensuelle. Cette variabilité des débits journaliers se traduit dans le modèle par le niveau de réservoir de production qui varie entre 0.03 mm et 0.64 mm pour la station de Ksar Chellala, et entre 0.02 mm et 0.77 mm pour la station de Sidi Bouabdallah (Figure. 5.20).

La capacité du réservoir de routage varie entre 0.35 mm et 0.74 mm pour la station de Ksar Chellala, et entre 0.34 mm et 0.77 mm pour la station de Sidi Bouabdallah. (Tableau 5.9).

Tableau 5.10 : Valeurs des paramètres après calibration du modèle.

Stations	ETP (Oudin)	
	S	R
Ksar Chellala	(0.03 – 0.64)	(0.35 – 0.74)
Sidi Bouabdallah	(0.02 – 0.77)	(0.34 – 0.77)

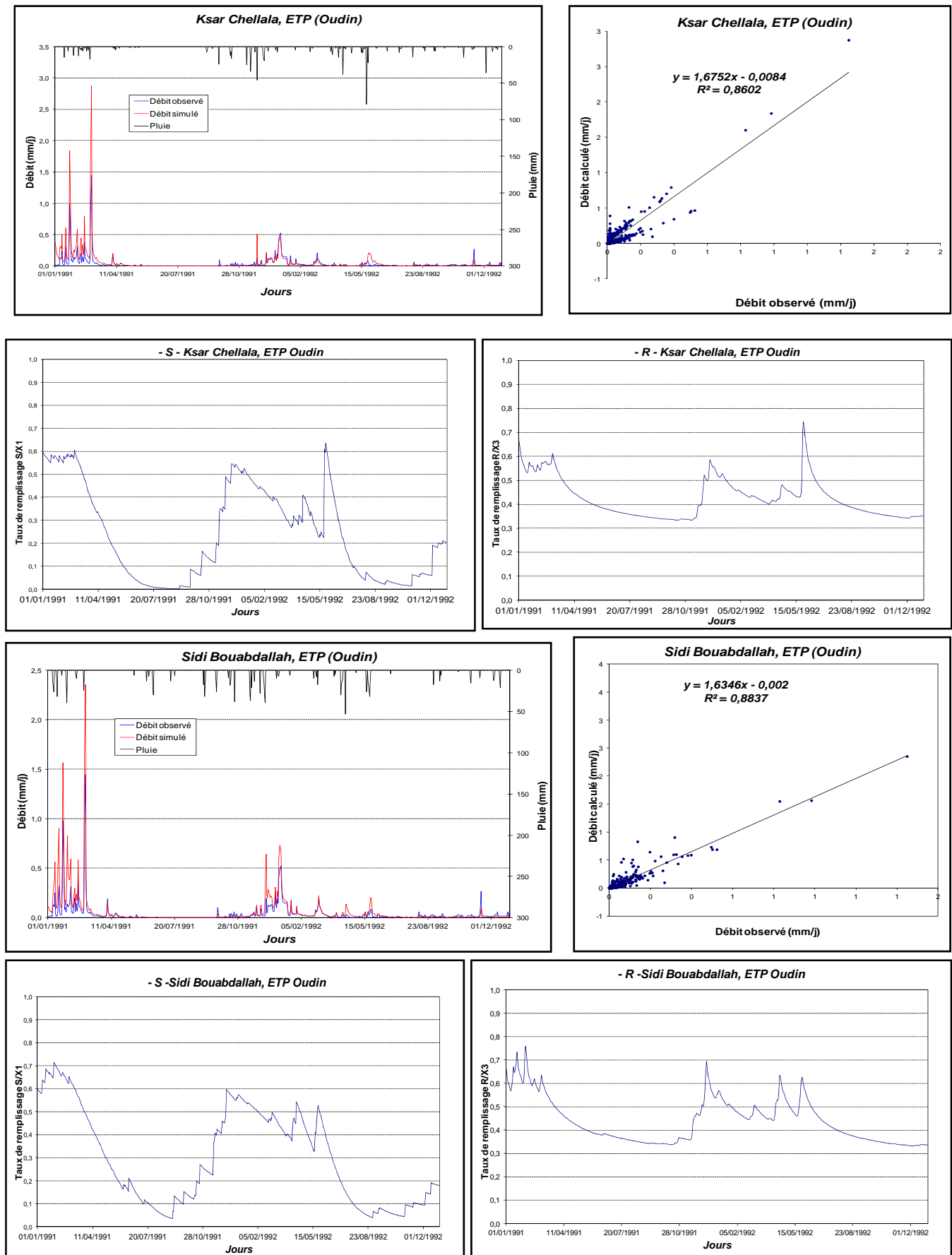


Figure 5.20 : Calage du modèle GR4J pour les stations : Ksar Chellala et Sidi Bouabdallah.

5.3.3.2 Validation du modèle GR4J

Pour la validation, nous avons utilisé des séries de données des précipitations et d'évapotranspirations calculées toujours par la méthode d'Oudin, et qui correspondent à la période du 01 Janvier 1993 au 31 Décembre 1994, et qui n'ont pas été utilisées lors du calage.

Les résultats de la validation exprimés par les coefficients de corrélations (Tableau 5.11) et les droites de la figure 5.20, montrent que les coefficients de détermination obtenus ($R^2 > 70 \%$) pour les précipitations des deux stations (Ksar Chellala et Sidi Bouabdallah) sont identiques, ce qui nous permet de déduire que la modélisation pluie-débit réalisée par l'utilisation du GR4J donne des résultats satisfaisants.

Tableau 5.11 : Les variations de coefficients de corrélation de la validation du modèle GR4J.

	Coefficient de détermination (R^2)	Coefficient de corrélation (R)
Stations	ETP (Oudin)	
Ksar Chellala	0,72	0,85
Sidi Bouabdallah	0.73	0,85

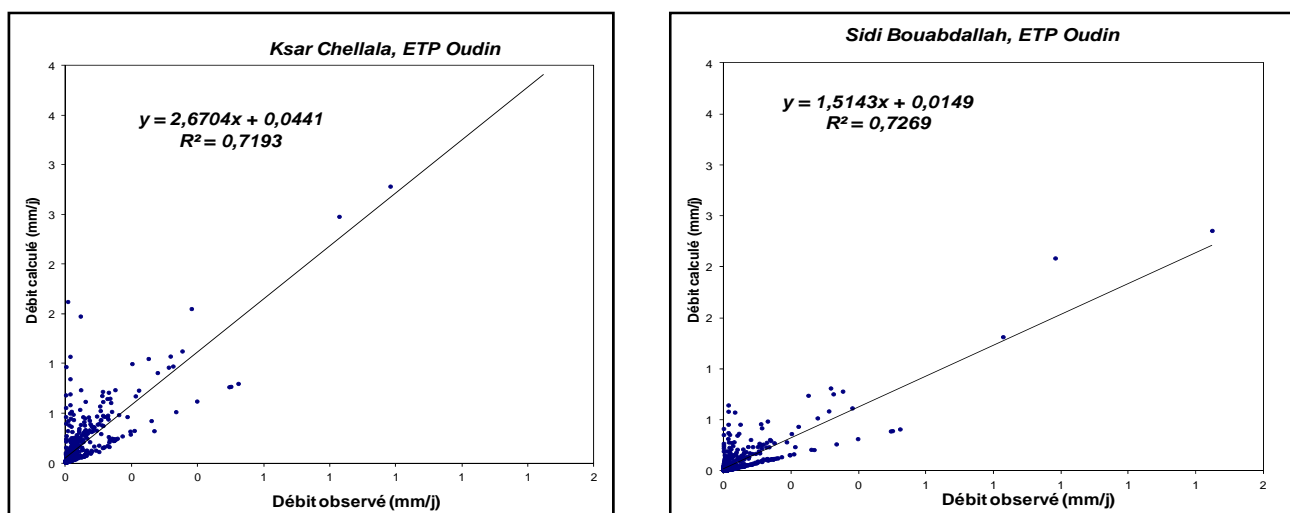


Figure 5.21 : Validation du modèle GR4J selon l'ETP d'Oudin.

5.4 Conclusion

Totalement restructurés en modules distincts et adaptés sur micro-ordinateur, les modèles globaux conceptuels GR, sont d'une utilisation simple pour un non spécialiste tant en hydrologie qu'en informatique. Ils offrent en effet, actuellement, l'avantage :

- ✓ d'une manipulation réduite des fichiers de données,
- ✓ une extrême simplicité des procédures de saisie et de constitution du fichier des paramètres,
- ✓ des possibilités de calages,
- ✓ et un environnement graphique très complet.

La modélisation de la relation pluie-débit par l'utilisation du modèle de GR, présente aux pas de temps annuels, mensuels et journaliers des résultats pleinement satisfaisants pour les deux stations pluviométriques (Ksar Chellala et Sidi Bouanbdallah).

L'observation des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe, ainsi que les valeurs de corrélation pour les différents pas de temps envisagés sont supérieures à 70% en calage comme en validation, ce qui traduit la performance et la robustesse du modèles GR sur le bassin versant d'Oued Touil.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Chaque point d'un cours d'eau permet de définir un bassin versant, et les débits observés en ce point sont directement liés aux précipitations tombées sur ce bassin. A partir des observations faites en quantifiant la pluie tombée, en arrivant à reproduire la réponse en débit du bassin. La simulation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique.

Le passage de la pluie au débit reste un problème complexe mais demande pour une utilisation simple un nombre de paramètres limité. La modélisation conceptuelle permet de limiter le nombre de paramètres entrant en jeu dans le modèle mais renonce à une connaissance minutieuse des différents phénomènes.

L'objectif principal de notre étude étant de simuler la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant pour reproduire au mieux son comportement global face à une série chronologique de données pluviométriques.

Notre étude a été menée sur le bassin versant d'Oued Touil, qui est le principal cours d'eau dans le bassin versant Amont de Boughzoul, qui draine une superficie de 11460 Km², orienté du sud jusqu'à sa confluence avec Nahr Ouassel, qui coule de d'Ouest en Est, pour donner naissance au niveau du barrage de Boughzoul de l'Oued Cheliff.

Du point de vue morphologique, La forme de notre bassin est allongée, avec un relief assez fort ce qui encourage le déclenchement de tous les processus d'abrasion.

De par ces propriétés géologiques, ce bassin est perméable, et a une bonne capacité de rétention. Grâce à leurs qualités de porosité et de perméabilité, les formations gréseuses du Crétacé inférieur représentent le meilleur réservoir hydraulique de la région.

La discontinuité de la couverture végétale favorise l'écoulement superficiel, l'irrégularité des débits et à la genèse de fortes crues, surtout sur les terrains à fortes pentes et là où les sols sont très sensibles au ruissellement direct.

Le régime climatique régnant au niveau du bassin versant d'Oued Touil, est un climat semi aride avec hiver froid et été chaud et sec.

L'étude climatique nous a permis d'évaluer les principaux paramètres climatiques qui constituent les entrées des modèles hydrologiques GR.

L'analyse hydrologique s'appuie sur les données de deux stations pluviométriques : Ksar Chellala à l'amont et Sidi Bouabdallah à l'aval du bassin versant d'Oued Touil.

L'examen de la série des précipitations pour la période (1983/1984 – 2011/2012) a révélé une pluviométrie moyenne est de 198.31 mm.

Les précipitations saisonnières sont concentrées essentiellement en automne et au printemps, et la période sèche s'étend sur le restant de l'année (hivers et été).

La lame d'eau moyenne écoulée sur l'ensemble du bassin versant a été estimée à 14.22 mm et la température moyenne annuelle est de 17.48 °C et ce pour la période 1984/2012.

Les moyennes mensuelles de l'humidité relative varient de 75 % en hiver au mois de Décembre à 32 % en été au mois de Juillet, la moyenne annuelle étant de 54.83%.

Le vent dominant dans notre région d'étude est de direction nord-ouest avec une vitesse moyenne maximale de 5.10 m/s en Août, et le Sirocco se manifeste particulièrement aux mois de Juillet et Août.

La détermination de l'évapotranspiration moyenne annuelle par la méthode de Turc et celle de Thornthwaite sont successivement 625.93 mm et 938.12 mm.

En ce qui concerne la Modélisation par corrélation entre les pluies et lames d'eau écoulées au pas de temps annuel, l'ajustement du nuage de points à partir des essais de régression, a montré qu'il existe une meilleure corrélation entre la pluie annuelle et la lame d'eau écoulée annuelle par rapport aux pas de temps mensuels et journaliers. Toutefois ces corrélations restent non significatives et ne peuvent être utilisées comme modèle de prévision ou de prédiction des écoulements pour l'Oued Touil.

A cet effet, nous avons opté dans cette étude pour le modèle hydrologique GR, comportant peu de paramètres et pouvant rendre compte du comportement hydrologique de notre bassin.

Ce modèle est de type globale, dont les paramètres d'entrées sont les précipitations, d'ETP (calculée par deux méthodes différentes celles de Turc et celle de Thornthwaite) ainsi que la superficie du bassin versant et le paramètre de sortie est constitué par les lames d'eau écoulées.

La modélisation Pluie – Débit par l'application du modèle GR s'avèrent intéressantes et donnent des résultats appréciables comme le montre le tableau récapitulatif ci-dessous.

Les résultats de simulation obtenus par l'application des modèles (GR1A, GR2M et GR4J) sur le bassin versant d'Oued Touil sont satisfaisants.

En effet, les valeurs du critère de Nash-Sutcliffe obtenues ainsi que les valeurs de détermination pour les différents pas de temps envisagés sont supérieures à 70% en calage

comme en validation, ce qui traduit la performance et la robustesse des modèles GR sur le bassin versant d'Oued Touil.

Tableau récapitulatif des résultats obtenus par l'application des modèles GR (GR1A, GR2M et GR4J)

		$NASH_{moy}$	R^2_{moy}	R^2_{moy}	<i>OBS</i>
<i>Application</i>		<i>Calage</i>		<i>Validation</i>	
GR1A	<i>ETP Turc</i>	91.5	0.92	0.84	✓
	<i>ETP Thornthwaite</i>	91.9	0.93	0.78	
GR2M	<i>ETP Turc</i>	87.4	0.90	0.80	✓
	<i>ETP Thornthwaite</i>	81.15	0.88	0.77	
GR4J	<i>Oudin</i>	76.7	0.87	0.73	✓

RECOMMANDATIONS

Pouvoir simuler le comportement hydrologique d'un bassin versant est un enjeu majeur de l'hydrologie, auquel tente de répondre la modélisation pluie-débit. Il s'agit de reproduire la réponse en débit d'un bassin versant à l'aide d'un modèle mathématique en exploitant la connaissance des conditions climatiques environnantes (précipitations tombées sur le bassin, température de l'air,...).

Malgré que les résultats de simulation obtenus par l'application des modèles (GR1A, GR2M et GR4J) sur le bassin versant d'Oued Touil soient satisfaisants, il reste difficile à les appliquer pour une longue série chronologique. En effet l'insuffisance de stations pluviographiques bien réparties sur l'ensemble du bassin influe sur la qualité des données d'entrée au modèle, et par conséquent sur la qualité du calage et de validation. Aussi, la modélisation des phénomènes extrême reste difficile si non impossible.

Pour une poursuite des études hydrologiques approfondies dans cette région, nous suggérons donc :

- ❖ Mettre en place d'un réseau hydrométrique adéquat, où les séries d'observation disponibles seraient longues et bien renseignées pour permettre une estimation aussi précise que possible des flux moyens entrants et sortants du bassin versant.
- ❖ Elaborer des nouvelles voies en matière de valorisation des bases d'information disponibles couvrant le bassin versant Amont de Boughzoul notamment la région d'Oued Touil.
- ❖ Etablir d'autres modèles sur la région d'étude, et faire la comparaison avec les modèles GR déjà appliqués.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

ABH Chellif-Zahrez ; «Cadastre hydraulique du bassin hydrographique du Chellif-amont de Boughzoul»

ABH, Cheliff Zahrez. Mars 2010. « Rapport de synthèse abrégé du plan directeur d'aménagement des ressources en eaux»

ABBOTT et J. C. REFSGAARD (Ed.). Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1-16p.

AGOUMI, A. 2003. Vulnérabilité des pays du Maghreb face aux changements climatiques Besoin réel et urgent d'une stratégie d'adaptation et de moyens pour sa mise en œuvre IISD (International Institute for Sustainable Development) 161, avenue Portage est 6e étage Winnipeg (Manitoba) Canada R3B 0Y ,14 p.

AMBROISE, B. 1998. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles. *H*G*A* (Ed.), Bucarest, 200 p.

ANDREASSIAN, V., 2005. Pourquoi les rivières débordent-elles ? "Les Petites Pommes du Savoir". Editions Le Pommier, 63 p.

ANRH, (Année 84/85) « Annuaire hydrologique de l'Algérie »

ARTHUR, M. 2007. Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques ; thèse de doctorat de l'université Montpellier II, 214 p.

BENJAMIN, G .2004. Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels thèse de doctorat de l'université Montpellier II ; 376p.

BEVEN et KIRKBY, 1979 ; FRANCHINI et al., 1996) BEVEN , K.J. and KIRKBY, M.J., 1979.A physically based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol. Sci. Bull., 24(1), 43-69 p.

BORRELL-E, V., 2004. Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Application à de petits bassins versants du sud de la France, Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, 254 p.

BOUANANI, A. 2010. Modélisation des phénomènes hydrologiques cas du bassin versant de la Tafna ; Thèse de Doctorat d'Etat, Université Aboubeker Belkaid de Tlemcen

BOUDHRAA, H 2007. Modélisation pluie-débit a base Géomorphologique en milieu semi-aride Rural tunisien : association d'approches Directe et inverse ; Thèse de doctorat en sciences agronomiques institut national agronomique de Tunisie 227p.

BOUREK, R. 2010. Modélisation pluie- débit : Application au bassin versant de la Mactaa (NW-Algérie) ; Mémoire de Magister, Université Abou Beker Belkaid Tlemcen 118 p.

BRAVARD J-P., PETIT F. 2000. Les cours d'eau: dynamique du système fluvial. A. Colin, 222 p

CHAMPION, M., 1858. Les inondations en France du VIe à nos jours, 6 Vol., 3000 pp., Paris, Dunod, 1854-1864, rééd. Cemagref, 2001.

COSANDEY C., ROBINSON M. 2000. Hydrologie continentale, "U Géographie". Armand Colin..

COUSTAU, M. 2011. Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez : Modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits ; École Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosiences et Environnement (SIBAGHE), 32- 33 p

De MARSILY, G., 1994. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie (Free Opinion). Revue des Sciences de l'Eau, 7, 219-234.

DUBREUIL, P. 1974. Initiation à l'analyse hydrologique Paris, Masson, Orstom, 216 p

DUMAS, A. 2006. Méthode de maximisation : estimation des crues maximales probables (CMP). La Houille Blanche, n° 5, 74-79.

EDIJATNO, 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEEES, Strasbourg, 242 p.

EDIJATNO et MICHEL C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche, n° 2, 113-121p.

EDIJATNO, NASCIMENTO, N.O., YANG, X., MAKHLOUF, Z. et MICHEL, C. 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. Hydrological Sciences Journal, 44(2), 263-277 p.

FOUCHIER, C., 2010. Développement d'une méthodologie pour la connaissance régionale des crues, Thèse de doctorat de l'université Montpellier II : Sciences Et Techniques du LANGUEDOC, 266 p.

GAUME, E. 2007. Hydrologie de versants et de bassins versants et modélisation pluie-débit (chapitres 2 et 3) école nationale des ponts et chaussées D.E.A science et technique de l'environnement ; 90p.

GRAYSON, R. and BLÖSCHL, G., 2000. Spatial Patterns in Catchment Hydrology. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

GOUBET, A., 1997. Les crues historiques de la Seine à Paris, le risque de crue en région Parisienne. In: Société Hydrotechnique de France (Editor), Colloque d'hydrotechnique -155e session du comité scientifique et technique. Société Hydrotechnique de France, Paris.

KABOUYA, M. 1990. Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay, 347 p.

KLEMEŠ, V., 1982. Empirical and Causal Models in Hydrology. In: National Research Council Geophysics Study Committee (Editor), Scientific Basis of Water-Resource Management. National Academy Press, Washington D.C., pp. 95-104.

KREIS, N. 2004. Modélisation des crues des rivières de moyenne montagne pour la gestion intégrée du risque d'inondation application a la vallée de la Thur (Haut-Rhin) ; thèse de doctorat Spécialité : Sciences de l'Eau à l'Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg, 350p.

LADJEL, R. 2012. Problématique de la mobilisation et de la préservation des ressources hydriques dans le Sersou (Bassin Cheliff amont Boughzoul), Mém. Magister, université Abou Beker Belkaid Tlemcen , 54 p

MAFTEI C.P 2002. Etude concernant les écoulements superficiels, modélisation spatialisée de l'écoulement sur le bassin versant de Voinesti-Roumani, 75 p.

MAKHLOUF, Z., 1994. Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay, 426 p.

MARSILY, G. 1994. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. Revue des Sciences de l'eau, **7**, 219-234 p

MATHEVET, T 2005. Quels modèles pluie-debit globaux Au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de Modèles sur un large échantillon de bassins versants l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts Centre de : Paris, CEMAGREF, 31 p

MATTHIEU, L. 2006. Modélisation Hydrologique dans un contexte de variabilité hydro – climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso – échelle au Bénin, Institut National Polytechnique de Grenoble, 19 - 20p

MICHEL, C.1989. Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux, Cemagref, Antony.

MOUELHI, S .2007. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier ; thèse de doctorats l'école Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, 323p.

MOUELHI, S. 2000. Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel, annuel et interannuel. Rapport interne d'avancement, Cemagref, 58 p.

MOULIN, L. 2007. Prévision des crues rapides avec des modèles hydrologiques globaux : Application aux bassins opérationnels de la Loire supérieure : évaluation des modélisations, prise en compte des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales et utilisation de prévisions météorologiques; Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts (Agro ParisTech), 18- 19 p

MUSY, A. and HIGY, C., 2004. Hydrologie : Tome 1, Une science de la nature. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR), 314 p.

O'CONNELL, P.E., CLARKE, R.T., 1981. Adaptive hydrological forecasting - a review. Hydrological Sciences Bulletin, 26(2), 179-205.

PERRIN, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au trvers d'une approche comparative, Institut National Polytechnique de Grenoble, 287 p.

QUESNEY et al. 2000 ; LOUMAGNE et al., 2001 **QUESNEY, A. et al., 2000.** Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data. Remote Sens. Environ., 72(3): 290-303p.

REFSGAARD, J.C. et Abbott, M.B. 1996. The role of distributed hydrological modelling in water resources management - Chapter 1. In: Distributed Hydrological modelling, M. B.

- ROCHE .P.A 1963.** Hydrologie de surface Gauthier Villars ORSTOM, Paris, 430 p
- ROCHE .P.A 1987.** Guide de prévision des crues ; ministère chargé de l'environnement ; direction des pollutions et des risques, 350p (tome 1).
- ROCHE .P.A 1987.** Guide de prévision des crues ; ministère chargé de l'environnement ; direction des pollutions et des risques, 470p (tome 2).
- TANGARA, M., 2005.** Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global, Ecole pratique des hautes études de Paris, CEMAGREF, 374 p.
- UNESCO, 1992, UNESCO-OMM, 1992.** Glossaire international d'hydrologie. Deuxième édition quadrilingue (EN, ES, FR, RU). UNESCO, 413 p.
- WMO, 1974.** International Glossary of Hydrology. W.M.O. Publication No 38, Geneva, W.M.O., Geneva.
- WMO, 1975.** Intercomparison of Conceptual Models Used in Operational Hydrological Forecasting. Operational Hydrology Report No. 7, W.M.O., Geneva.
- WMO, 1983.** Guide to Hydrological Practice, Vol.II: Analysis, Forecasting and other Applications, WMO-No.168, Geneva.
- YANG, X. 1993.** Mise en point d'une méthode d'utilisation d'un modèle pluie – débit conceptuel pour la prévision des crues en temps réel ; Thèse de Doctorat spécialité science et technique de l'environnement, 22 p

A N N E X E S

GR1A Ksar Chellala

Année	Pluie (mm)	Débit (mm)	Thornthwaite		Turc	
			ETP (mm)	Débit Simulé (mm)	ETP (mm)	Débit Simulé (mm)
1984 - 1985	51,60	15,15	906,61	15,20	586,78	15,77
1985 - 1986	240,40	6,40	931,51	11,04	607,41	8,63
1986 - 1987	202,30	13,00	912,82	16,73	616,94	13,86
1987 - 1988	274,50	18,98	960,78	19,08	624,49	22,47
1988 - 1989	262,50	11,95	945,05	22,42	575,98	17,72
1989 - 1990	342,80	66,69	918,31	64,46	598,73	65,09
1990 - 1991	255,51	18,34	913,83	18,55	599,98	21,34
1991 - 1992	237,10	10,29	914,47	18,32	600,55	12,18
1992 - 1993	305,90	38,07	931,81	31,38	587,96	31,73
1993 - 1994	172,20	11,78	915,55	14,18	610,67	19,02
1994 - 1995	206,20	10,67	929,84	15,25	618,14	18,30
1995 - 1996	272,85	28,07	932,80	25,68	609,74	26,32
1996 - 1997	250,93	22,67	928,65	17,45	553,18	28,40
1997 - 1998	219,90	4,33	900,59	8,65	564,00	5,52
1998 - 1999	184,90	15,87	902,76	14,78	586,63	10,45
1999 - 2000	218,90	8,84	917,72	8,95	648,14	7,27
2000 - 2001	107,00	5,73	932,18	6,84	624,54	5,49

Validation Ksar Chellala

Année	Pluie (mm)	Débit (mm)	Thornthwaite		Turc	
			ETP (mm)	Débit Simulé (mm)	ETP (mm)	Débit Simulé (mm)
2001 - 2002	110,78	4,55	910,87	5,97	379,03	5,29
2002 - 2003	305,90	6,13	911,76	5,68	312,91	7,97
2003 - 2004	250,93	8,93	895,99	7,06	408,24	10,74
2004 - 2005	197,45	2,88	964,07	3,92	384,19	4,29
2005 - 2006	246,92	2,70	937,05	3,13	418,71	4,19
2006 - 2007	255,51	4,22	952,70	3,31	407,71	4,49
2007 - 2008	272,85	10,40	923,59	13,60	415,01	9,42
2007 - 2008	241,8	10,40	923,59	5,75	415,01	8,90

GR2M Ksar Chellala

Année	Pluie (mm)	Débit (mm)	Thornthwaite		Turc	
			ETP (mm)	Débit Simulé (mm)	ETP (mm)	Débit Simulé (mm)
sept-84	15	0,05	105,81	0,95	51,83	3,67
oct-84	1,5	0,02	70,99	0,46	50,41	1,93
nov-84	6,8	0,12	27,32	0,32	41,57	1,41
déc-84	5,7	0,07	17,33	0,21	41,09	1,05

janv-85	9,5	0,08	10,12	0,18	41,24	0,90
févr-85	1,6	0,43	17,33	0,34	49,40	0,94
mars-85	8	1,03	33,72	0,66	49,62	1,33
avr-85	0,4	2,26	44,63	1,32	51,91	2,15
mai-85	1,7	0,21	96,32	0,67	52,61	1,47
juin-85	1,4	0,36	146,83	0,73	52,05	1,49
juil-85	0	0,08	180,86	0,59	52,41	1,26
août-85	0	10,42	155,35	5,75	52,63	8,31
sept-85	27	0,09	108,38	1,10	52,50	2,31
oct-85	48,8	0,28	56,33	0,44	51,30	0,95
nov-85	55,6	0,20	26,53	3,03	50,00	6,35
déc-85	6,4	0,30	14,81	0,33	42,50	0,64
janv-86	31	0,41	14,84	0,54	42,70	0,85
févr-86	24	0,45	13,30	0,71	50,28	0,92
mars-86	2,8	0,55	34,26	1,66	51,40	3,02
avr-86	5	0,49	50,77	0,48	52,60	0,69
mai-86	14,4	0,79	96,85	0,62	53,41	0,96
juin-86	1,2	0,90	154,89	0,65	53,44	1,00
juil-86	17,2	1,80	185,55	1,06	53,82	1,58
août-86	7	0,14	174,99	0,12	53,46	0,24
sept-86	0,4	1,69	111,61	0,97	54,87	1,43
oct-86	7,7	1,22	62,27	0,79	54,37	1,23
nov-86	43,1	5,70	28,47	4,68	45,37	7,78
déc-86	35,2	0,32	18,95	0,25	42,37	0,47
janv-87	8	0,35	11,70	0,27	44,23	0,46
févr-87	9	0,29	18,61	0,25	49,57	0,40
mars-87	10,1	1,72	28,28	1,03	52,37	1,50
avr-87	37,2	0,24	43,90	0,31	54,37	0,42
mai-87	23,4	0,60	59,58	0,53	54,85	0,73
juin-87	17,2	0,81	145,62	0,76	54,85	1,22
juil-87	0	0,03	195,15	0,61	54,87	1,22
août-87	11	0,03	188,67	0,08	54,85	0,16
sept-87	15,5	0,09	106,81	0,10	54,91	0,20
oct-87	40,8	1,21	61,74	1,70	54,41	3,23
nov-87	26,3	9,43	20,16	5,24	44,41	7,72
déc-87	11,1	0,02	11,20	0,08	42,41	0,27
janv-88	18,8	0,01	8,86	0,10	44,41	0,29
févr-88	5,6	0,09	16,54	0,14	50,41	0,29
mars-88	12,4	0,05	32,94	0,12	52,41	0,24
avr-88	31,7	0,01	54,24	0,16	54,41	0,28
mai-88	25,5	0,00	116,46	0,18	54,91	0,34
juin-88	18,6	2,03	155,54	2,19	54,91	3,87
juil-88	5,2	6,01	207,11	3,38	62,00	4,95
août-88	63	0,00	169,18	0,10	54,91	0,49

sept-88	11,1	0,00	114,30	5,41	51,65	11,47
oct-88	1,8	5,69	62,84	4,23	48,10	6,93
nov-88	29,2	0,04	32,58	0,06	41,00	0,36
déc-88	8,6	0,13	12,78	0,11	40,00	0,39
janv-89	43,3	0,19	11,65	0,20	40,21	0,68
févr-89	1,9	0,18	12,78	0,18	42,70	0,52
mars-89	25,2	0,12	29,91	0,21	50,00	0,55
avr-89	18,5	0,14	48,40	0,25	52,00	0,57
mai-89	70,8	0,31	110,24	1,41	52,41	2,69
juin-89	17,4	5,13	147,13	3,19	52,50	5,01
juil-89	34,7	0,00	199,68	0,25	53,00	1,08
août-89	0	0,01	162,75	0,28	52,41	0,90
sept-89	19,5	41,40	95,88	23,33	52,19	34,26
oct-89	5,1	12,67	58,40	7,19	51,10	10,74
nov-89	5,6	0,01	30,08	0,06	47,60	0,32
déc-89	21,1	0,06	14,31	0,08	42,10	0,39
janv-90	18,7	0,10	12,53	0,13	42,23	0,48
févr-90	25,8	0,11	14,93	0,13	49,02	0,50
mars-90	74,2	0,13	43,60	0,78	52,00	1,27
avr-90	7,5	0,22	51,03	0,55	52,20	0,98
mai-90	20	9,77	88,33	6,32	52,50	9,75
juin-90	20,3	0,28	140,65	0,47	52,60	1,11
juil-90	14,7	0,22	183,78	0,25	52,70	0,72
août-90	4,6	1,65	184,79	0,99	52,50	1,68
sept-90	2,7	6,05	99,86	3,38	53,41	5,03
oct-90	92	1,96	74,97	1,30	50,91	2,61
nov-90	2,7	0,09	25,59	1,01	42,91	2,46
déc-90	13,6	0,14	14,06	0,19	40,91	0,71
janv-91	41	0,45	12,57	0,49	42,91	1,27
févr-91	7,6	0,11	12,57	0,28	48,91	0,77
mars-91	36,1	0,15	32,11	0,55	52,91	1,06
avr-91	14,5	0,16	48,68	0,48	52,91	0,92
mai-91	94	7,76	93,52	5,76	53,41	8,38
juin-91	8,4	1,42	147,75	1,42	53,41	2,48
juil-91	30,2	0,01	176,07	0,36	53,91	1,34
août-91	0	0,04	176,07	0,22	53,41	0,80
sept-91	3	0,00	111,83	0,12	53,46	0,50
oct-91	7,4	0,07	57,19	0,15	50,96	0,51
nov-91	11	8,78	33,65	4,89	42,96	7,26
déc-91	16,1	0,06	18,21	0,09	40,96	0,39
janv-92	0,4	0,06	13,64	0,10	42,96	0,34
févr-92	35,5	0,12	18,21	0,12	48,96	0,44
mars-92	6,5	0,45	33,01	0,39	52,96	0,82

avr-92	22	0,56	40,37	0,51	52,96	1,04
mai-92	35	0,12	82,50	0,18	53,46	0,52
juin-92	6,9	0,05	144,91	0,10	53,46	0,34
juil-92	3,1	0,00	200,92	0,22	53,96	0,55
août-92	13,2	0,00	160,03	3,19	53,46	6,72
sept-92	46,7	0,01	106,14	0,31	52,50	0,90
oct-92	0,7	0,44	59,57	0,27	50,00	0,57
nov-92	13,4	0,06	28,24	1,00	42,00	2,21
déc-92	13,5	0,23	16,77	0,19	40,00	0,47
janv-93	4,1	0,44	14,58	0,27	42,00	0,53
févr-93	5,4	0,06	14,25	0,06	46,96	0,20
mars-93	7,8	1,22	33,82	0,71	52,00	1,12
avr-93	6,1	1,89	50,86	1,06	52,00	1,60
mai-93	3,1	0,11	107,18	0,07	52,50	0,15
juin-93	0	0,03	134,95	0,02	52,50	0,07
juil-93	0,9	2,03	182,71	1,12	53,00	1,63
août-93	5,1	31,51	182,76	17,61	52,50	25,48
sept-93	34,8	3,03	114,24	1,98	54,31	3,06
oct-93	53,6	0,01	63,31	0,19	51,81	0,46
nov-93	9,6	4,19	31,25	2,36	43,81	3,49
déc-93	3,9	0,57	15,15	0,34	41,81	0,55
janv-94	10,7	0,18	15,51	0,16	43,81	0,31
févr-94	1,2	0,19	18,09	0,13	49,81	0,24
mars-94	30,2	0,28	36,38	0,23	53,81	0,40
avr-94	3,5	0,17	44,77	0,13	53,81	0,23
mai-94	1,2	0,03	59,24	0,04	54,31	0,08
juin-94	14,6	0,00	145,76	0,87	54,31	1,83
juil-94	0	0,01	176,51	0,03	54,81	0,06
août-94	8,9	3,11	195,31	1,73	54,31	2,50
sept-94	8,5	2,29	110,38	3,17	54,93	5,78
oct-94	20,2	1,94	69,55	3,29	52,43	6,16
nov-94	1,2	0,42	23,93	0,26	44,43	0,40
déc-94	12,2	0,03	16,22	0,05	42,43	0,10
janv-95	12,1	0,49	12,18	0,30	44,43	0,46
févr-95	17,2	0,17	17,20	0,12	50,43	0,20
mars-95	42,2	0,42	27,74	0,42	54,43	0,65
avr-95	25,8	0,14	40,36	0,24	54,43	0,26
mai-95	18,2	0,00	94,53	0,17	54,93	0,17
juin-95	33,4	4,49	158,49	2,63	54,93	3,78
juil-95	15,2	0,15	193,10	0,19	55,43	0,33
août-95	0	0,13	166,15	2,46	54,93	5,04

sept-95	43,9	4,07	104,43	2,30	54,23	3,44
oct-95	0	4,27	63,61	2,39	51,73	3,53
nov-95	9,2	0,28	23,57	0,22	43,73	0,41
déc-95	41,3	0,28	11,72	0,24	41,73	0,54
janv-96	29,5	0,32	15,00	0,41	43,73	0,83
févr-96	0	0,29	14,05	0,52	49,73	1,02
mars-96	0	1,44	33,52	1,03	53,73	1,65
avr-96	31,2	0,30	44,42	0,47	53,73	0,88
mai-96	16,3	0,29	114,86	0,32	54,23	0,56
juin-96	0	0,31	144,32	2,05	54,23	4,14
juil-96	26,2	0,22	199,34	0,17	54,73	0,34
août-96	0	15,99	163,96	8,83	54,23	12,73
sept-96	39,4	0,05	106,75	0,06	50,00	0,23
oct-96	17,4	0,05	57,03	0,08	44,00	0,28
nov-96	35,1	0,39	28,25	0,25	40,80	0,61
déc-96	13,8	0,49	17,10	0,32	40,00	0,70
janv-97	5,2	1,51	11,90	0,90	40,50	1,49
févr-97	18,2	3,75	17,76	2,13	40,96	3,24
mars-97	6,4	2,17	29,92	1,25	44,50	1,93
avr-97	24,8	2,62	44,78	1,87	50,20	3,06
mai-97	55,1	0,76	105,13	0,69	50,50	1,23
juin-97	2,3	10,75	147,31	6,07	50,60	8,90
juil-97	1,3	0,04	178,40	0,12	50,61	0,31
août-97	0,9	0,03	184,33	0,23	50,50	0,51
sept-97	69,6	0,03	107,41	0,60	50,20	1,59
oct-97	7,9	0,33	65,14	0,44	48,00	1,08
nov-97	1,6	0,03	23,46	1,34	41,00	2,96
déc-97	0	0,15	17,78	0,16	40,20	0,40
janv-98	57,9	0,39	13,32	0,32	40,80	0,89
févr-98	8,6	0,15	15,15	0,22	41,20	0,67
mars-98	69,2	0,02	36,45	0,77	48,79	1,30
avr-98	1,5	2,80	44,25	2,01	50,50	3,15
mai-98	9,6	0,11	82,88	0,42	50,80	0,89
juin-98	0	0,02	148,67	0,16	50,81	0,39
juil-98	0	0,00	182,60	0,10	50,90	0,25
août-98	9,9	0,31	163,48	0,23	50,80	0,45
sept-98	32,3	2,89	115,69	1,64	52,00	2,56
oct-98	58,5	0,56	67,48	0,40	51,40	1,08
nov-98	13,1	9,18	25,64	5,13	42,40	7,79
déc-98	53,6	0,48	15,64	0,52	40,40	1,42
janv-99	0	0,20	15,36	0,37	41,00	0,99

févr-99	0	0,40	17,28	0,35	46,00	0,77
mars-99	0	0,40	29,28	1,03	51,60	2,12
avr-99	9,9	1,13	46,93	0,69	52,20	1,15
mai-99	12,2	0,48	60,36	0,32	52,30	0,60
juin-99	0	0,07	157,00	0,08	52,40	0,20
juil-99	0	0,04	180,07	0,05	52,63	0,13
août-99	5,3	0,03	172,03	0,04	52,30	0,10
sept-99	13,4	0,03	110,37	0,04	56,93	0,11
oct-99	15,9	0,03	58,71	0,06	54,93	0,17
nov-99	45	0,03	26,93	0,06	46,93	0,20
déc-99	68,1	0,06	18,72	0,90	44,93	1,53
janv-00	23,5	1,01	12,39	1,15	46,93	1,34
févr-00	25,5	0,15	15,41	0,89	52,93	0,71
mars-00	0	7,42	28,90	4,51	56,93	6,22
avr-00	22,8	0,04	47,06	0,44	57,43	0,41
mai-00	2,7	0,02	82,86	0,25	57,43	0,27
juin-00	0	0,01	146,27	0,15	57,43	0,17
juil-00	0	0,01	181,63	0,09	57,93	0,11
août-00	2	0,01	188,47	0,06	57,43	0,07

Validation GR2M Ksar Chellala

Année	Pluie (mm)	Débit (mm)	Thorntwaite		Turc	
			ETP (mm)	Débit Simulé (mm)	ETP (mm)	Débit Simulé (mm)
sept-00	25,70	0,04	105,41	1,17	54,96	5,13
oct-00	9,50	0,15	64,40	1,87	52,96	3,99
nov-00	7,90	0,07	22,51	1,64	44,96	2,88
déc-00	10,50	1,78	11,78	13,41	42,96	14,08
janv-01	4,30	0,00	12,06	1,26	44,96	1,73
févr-01	2,10	0,00	13,81	0,60	50,96	1,00
mars-01	9,40	0,00	37,76	1,07	54,96	1,20
avr-01	13,20	0,00	51,24	0,42	55,46	0,69
mai-01	0,00	0,00	86,14	0,78	55,46	0,56
juin-01	0,00	0,00	144,47	0,38	55,46	0,19
juil-01	9,80	0,00	195,69	0,40	55,96	0,16
août-01	14,60	0,00	186,90	0,02	55,46	0,13
sept-01	6,10	0,10	105,36	1,63	54,50	0,93
oct-01	13,71	0,16	66,51	1,76	52,50	1,49
nov-01	26,42	0,18	27,00	5,39	44,50	2,81
déc-01	12,19	0,54	17,75	4,10	42,50	3,96
janv-02	6,61	0,19	9,93	2,18	44,50	1,84
févr-02	1,53	0,15	17,75	1,63	50,50	1,28

mars-02	3,06	0,14	34,33	3,55	54,50	2,15
avr-02	6,11	0,06	51,45	0,79	55,00	0,61
mai-02	6,60	0,07	95,75	0,98	55,00	0,77
juin-02	0,25	0,01	149,58	0,21	55,00	0,11
juil-02	9,91	0,03	180,52	0,22	55,50	0,19
août-02	18,29	0,00	154,95	0,03	55,00	0,02
sept-02	19,20	0,05	109,99	0,38	50,00	0,37
oct-02	17,90	0,12	59,20	1,01	44,00	0,91
nov-02	64,10	0,78	27,70	7,45	40,71	6,15
déc-02	26,40	0,17	14,72	3,39	40,00	2,89
janv-03	2,40	0,19	12,62	4,16	40,40	3,42
févr-03	6,70	0,13	14,10	3,79	40,90	3,02
mars-03	12,90	0,38	35,71	5,90	44,50	4,99
avr-03	38,00	0,15	46,36	2,79	50,20	2,46
mai-03	92,80	0,17	98,91	1,76	50,50	2,90
juin-03	5,60	0,05	135,30	0,63	50,60	1,33
juil-03	7,70	0,00	184,38	0,43	50,60	0,70
août-03	12,20	0,00	172,76	0,11	50,50	0,61
sept-03	10,41	0,04	111,94	1,12	57,01	1,28
oct-03	17,80	0,05	66,76	1,71	54,93	1,20
nov-03	7,12	0,06	24,07	1,46	46,93	1,41
déc-03	31,50	0,83	17,96	6,50	44,92	6,54
janv-04	1,01	0,32	12,28	5,63	46,90	4,78
févr-04	2,78	0,71	19,35	5,53	52,91	5,41
mars-04	20,56	0,77	34,18	7,30	57,00	6,77
avr-04	39,10	0,16	45,16	1,57	57,43	1,68
mai-04	106,17	0,10	61,07	1,64	57,43	2,92
juin-04	5,59	0,06	147,93	1,59	57,43	1,73
juil-04	6,35	0,01	195,86	0,16	57,93	0,76
août-04	2,54	0,06	159,44	0,73	57,43	1,01
sept-04	37,08	0,09	106,82	4,68	54,90	1,41
oct-04	66,81	0,13	66,37	1,79	54,40	2,20
nov-04	13,00	0,11	20,17	1,73	44,40	2,33
déc-04	10,18	0,01	13,16	0,85	42,40	1,32
janv-05	8,13	0,11	8,86	1,72	44,40	1,93
févr-05	11,94	0,12	13,16	1,71	50,40	1,87
mars-05	10,41	0,12	27,24	1,86	52,40	1,85
avr-05	3,06	0,11	51,05	1,10	54,40	1,17
mai-05	0,00	0,08	126,51	1,46	54,90	0,76
juin-05	26,68	0,02	154,42	0,42	54,90	0,37
juil-05	10,16	0,06	207,12	0,68	61,79	0,66
août-05	0,00	0,06	169,18	0,65	54,90	0,55
sept-05	55,87	0,02	102,63	0,52	58,38	0,39
oct-05	5,08	0,08	56,53	1,44	56,38	1,25

nov-05	3,05	0,10	33,58	1,11	48,38	1,09
déc-05	28,20	0,10	12,52	1,96	46,38	1,72
janv-06	24,38	0,12	11,95	1,56	48,38	1,50
févr-06	13,73	0,11	12,24	2,22	47,48	1,93
mars-06	1,78	0,11	30,97	2,03	58,38	1,43
avr-06	18,04	0,06	39,73	0,75	58,88	0,59
mai-06	73,40	0,05	111,85	2,57	58,88	1,93
juin-06	13,72	0,03	158,42	0,53	58,88	0,70
juil-06	8,65	0,08	200,52	0,63	59,38	0,84
août-06	1,02	0,09	166,10	0,61	58,88	0,75
sept-06	19,57	0,02	106,16	0,40	57,50	0,47
oct-06	67,31	0,11	56,25	0,92	55,50	1,26
nov-06	21,81	0,08	28,49	1,28	47,50	1,11
déc-06	6,10	0,12	13,84	2,30	45,50	2,16
janv-07	2,79	0,11	11,28	1,09	47,50	1,13
févr-07	15,75	0,41	16,98	3,36	46,18	3,30
mars-07	18,55	0,14	31,64	10,81	57,50	7,82
avr-07	41,15	0,03	45,14	4,29	58,00	3,29
mai-07	37,84	0,40	101,50	4,52	58,00	3,80
juin-07	4,83	0,08	144,68	1,02	58,00	0,96
juil-07	1,78	0,01	220,44	0,36	58,50	0,37
août-07	18,03	0,00	176,30	0,14	58,00	0,24
sept-07	56,15	0,26	110,54	3,56	58,00	3,43
oct-07	71,63	0,07	63,74	2,26	56,00	2,84
nov-07	11,18	0,08	25,62	3,20	48,00	3,21
déc-07	14,23	0,34	17,97	5,66	46,00	5,31
janv-08	2,28	0,19	15,58	3,44	48,00	3,22
févr-08	20,58	0,16	12,06	2,50	48,00	2,52
mars-08	36,57	0,51	29,73	6,48	58,00	6,12
avr-08	2,03	1,71	43,96	12,78	58,50	12,60
mai-08	20,59	0,34	124,82	3,51	58,50	3,46
juin-08	10,93	0,03	136,03	0,64	58,50	0,80
juil-08	22,62	0,02	171,63	0,31	59,00	0,48
août-08	4,06	0,00	171,90	2,26	58,50	0,26

GR4J Ksar Chellala

Année	Pluie (mm)	Débit (mm)	Oudin	
			ETP (mm)	Débit Simulé (mm)
01/01/1991	0,00	0,014	0,93	0,392
02/01/1991	0,00	0,014	1,08	0,282
03/01/1991	0,00	0,014	0,82	0,218
04/01/1991	0,00	0,014	1,00	0,178

05/01/1991	0,00	0,013	0,85	0,150
06/01/1991	0,00	0,015	0,75	0,136
07/01/1991	0,00	0,024	0,76	0,141
08/01/1991	0,00	0,017	0,87	0,113
09/01/1991	0,00	0,110	0,73	0,291
10/01/1991	0,00	0,130	0,83	0,315
11/01/1991	0,00	0,113	0,79	0,268
12/01/1991	0,00	0,251	0,82	0,508
13/01/1991	0,00	0,040	0,94	0,117
14/01/1991	0,00	0,023	0,93	0,082
15/01/1991	0,00	0,019	1,03	0,072
16/01/1991	15,00	0,018	0,95	0,067
17/01/1991	0,00	0,057	0,84	0,136
18/01/1991	0,00	0,317	0,71	0,608
19/01/1991	0,00	0,080	0,89	0,212
20/01/1991	0,00	0,037	0,84	0,150
21/01/1991	0,00	0,029	0,99	0,123
22/01/1991	6,00	0,027	1,05	0,108
23/01/1991	1,00	0,036	1,01	0,118
24/01/1991	1,00	0,325	1,31	0,639
25/01/1991	0,00	0,983	1,03	1,840
26/01/1991	0,00	0,353	1,29	0,704
27/01/1991	0,00	0,086	1,36	0,202
28/01/1991	0,00	0,106	1,22	0,226
29/01/1991	0,00	0,066	1,21	0,150
30/01/1991	0,00	0,060	1,07	0,133
31/01/1991	12,00	0,107	1,39	0,205
01/02/1991	0,00	0,137	1,26	0,256
02/02/1991	0,00	0,113	1,19	0,228
03/02/1991	0,00	0,117	1,25	0,255
04/02/1991	0,00	0,140	1,33	0,319
05/02/1991	0,00	0,221	1,33	0,455
06/02/1991	0,00	0,312	1,35	0,591
07/02/1991	0,00	0,077	0,96	0,169
08/02/1991	12,60	0,056	1,08	0,127
09/02/1991	0,00	0,046	1,40	0,112
10/02/1991	0,00	0,043	1,81	0,114
11/02/1991	4,40	0,112	1,75	0,253
12/02/1991	2,40	0,201	1,68	0,452
13/02/1991	5,20	0,059	1,77	0,170
14/02/1991	0,00	0,150	1,72	0,338
15/02/1991	6,40	0,126	1,68	0,295
16/02/1991	2,00	0,069	1,38	0,188
17/02/1991	0,00	0,104	1,61	0,258

18/02/1991	0,00	0,381	1,60	0,793
19/02/1991	2,40	0,134	1,36	0,320
20/02/1991	0,00	0,106	1,23	0,253
21/02/1991	6,40	0,094	1,48	0,221
22/02/1991	0,00	0,075	1,41	0,181
23/02/1991	0,00	0,060	1,67	0,155
24/02/1991	5,00	0,055	1,95	0,149
25/02/1991	0,00	0,048	2,27	0,140
26/02/1991	0,00	0,043	1,71	0,128
27/02/1991	17,40	0,085	2,18	0,202
28/02/1991	0,00	0,828	2,17	1,602
01/03/1991	0,00	1,448	2,77	2,874
02/03/1991	0,00	0,278	2,14	0,655
03/03/1991	0,00	0,101	2,28	0,319
04/03/1991	0,00	0,072	2,18	0,235
05/03/1991	0,00	0,060	1,58	0,190
06/03/1991	0,00	0,053	1,48	0,160
07/03/1991	0,00	0,046	1,56	0,134
08/03/1991	0,00	0,041	1,46	0,117
09/03/1991	0,00	0,057	1,60	0,139
10/03/1991	0,00	0,040	1,99	0,105
11/03/1991	0,00	0,033	2,25	0,088
12/03/1991	0,00	0,029	2,71	0,078
13/03/1991	0,00	0,025	2,80	0,069
14/03/1991	0,00	0,021	2,22	0,060
15/03/1991	0,00	0,019	2,14	0,055
16/03/1991	0,00	0,019	2,37	0,052
17/03/1991	0,00	0,018	2,02	0,048
18/03/1991	0,00	0,018	2,49	0,046
19/03/1991	0,00	0,022	2,60	0,050
20/03/1991	0,00	0,025	3,04	0,053
21/03/1991	0,00	0,023	3,14	0,048
22/03/1991	0,00	0,019	3,39	0,042
23/03/1991	0,00	0,017	3,33	0,037
24/03/1991	0,00	0,013	2,77	0,031
25/03/1991	0,00	0,012	2,71	0,030
26/03/1991	0,00	0,011	2,52	0,027
27/03/1991	0,00	0,009	2,75	0,024
28/03/1991	0,00	0,007	2,82	0,021
29/03/1991	0,00	0,007	2,43	0,020
30/03/1991	0,00	0,010	2,63	0,022
31/03/1991	0,00	0,013	2,62	0,025
01/04/1991	0,00	0,011	2,87	0,022
02/04/1991	0,00	0,010	2,98	0,021

03/04/1991	0,00	0,018	2,32	0,029
04/04/1991	0,00	0,107	1,80	0,119
05/04/1991	0,00	0,187	2,33	0,198
06/04/1991	2,40	0,073	3,55	0,081
07/04/1991	0,00	0,049	3,61	0,056
08/04/1991	2,60	0,035	3,19	0,042
09/04/1991	0,00	0,021	3,31	0,027
10/04/1991	5,20	0,016	3,70	0,022
11/04/1991	0,00	0,033	3,14	0,038
12/04/1991	0,00	0,034	2,37	0,038
13/04/1991	0,00	0,012	2,70	0,018
14/04/1991	0,00	0,007	2,51	0,013
15/04/1991	1,60	0,006	3,21	0,012
16/04/1991	2,20	0,022	2,87	0,026
17/04/1991	0,00	0,033	2,91	0,035
18/04/1991	0,00	0,049	3,51	0,048
19/04/1991	0,00	0,040	2,98	0,040
20/04/1991	0,00	0,031	3,29	0,031
21/04/1991	0,00	0,027	3,74	0,028
22/04/1991	0,00	0,016	2,86	0,018
23/04/1991	0,00	0,018	3,11	0,020
24/04/1991	0,00	0,016	3,28	0,018
25/04/1991	0,00	0,017	3,64	0,018
26/04/1991	0,00	0,014	3,37	0,015
27/04/1991	0,00	0,007	3,39	0,009
28/04/1991	0,00	0,002	4,60	0,006
29/04/1991	0,00	0,014	4,77	0,015
30/04/1991	0,00	0,007	4,57	0,009
01/05/1991	0,00	0,002	4,33	0,005
02/05/1991	0,00	0,003	4,18	0,006
03/05/1991	1,40	0,006	3,06	0,007
04/05/1991	0,00	0,002	4,21	0,004
05/05/1991	0,00	0,001	3,39	0,004
06/05/1991	0,00	0,000	3,98	0,003
07/05/1991	0,00	0,000	3,18	0,003
08/05/1991	0,00	0,003	3,50	0,005
09/05/1991	0,00	0,003	3,64	0,005
10/05/1991	0,00	0,013	3,29	0,011
11/05/1991	0,00	0,014	3,27	0,012
12/05/1991	1,60	0,013	3,58	0,011
13/05/1991	0,00	0,010	4,84	0,009
14/05/1991	0,00	0,004	5,23	0,005
15/05/1991	0,00	0,001	4,35	0,003
16/05/1991	0,00	0,000	5,98	0,002

17/05/1991	1,60	0,000	5,81	0,002
18/05/1991	0,00	0,000	4,35	0,002
19/05/1991	0,00	0,000	4,09	0,002
20/05/1991	0,00	0,000	4,89	0,002
21/05/1991	0,00	0,030	5,65	0,021
22/05/1991	0,00	0,024	5,77	0,017
23/05/1991	0,00	0,002	4,43	0,003
24/05/1991	0,00	0,000	4,18	0,002
25/05/1991	0,00	0,000	4,90	0,002
26/05/1991	0,00	0,000	4,45	0,002
27/05/1991	0,00	0,000	4,46	0,002
28/05/1991	0,00	0,000	4,46	0,002
29/05/1991	0,00	0,000	4,47	0,002
30/05/1991	0,00	0,009	4,48	0,007
31/05/1991	0,00	0,003	4,48	0,003
01/06/1991	0,00	0,004	6,05	0,004
02/06/1991	0,00	0,008	6,60	0,006
03/06/1991	0,00	0,004	5,92	0,004
04/06/1991	0,00	0,002	5,19	0,003
05/06/1991	0,00	0,001	5,94	0,002
06/06/1991	0,00	0,005	4,46	0,004
07/06/1991	0,00	0,002	4,28	0,002
08/06/1991	0,00	0,001	4,62	0,002
09/06/1991	0,00	0,001	5,96	0,002
10/06/1991	0,00	0,001	4,96	0,002
11/06/1991	0,00	0,000	5,60	0,001
12/06/1991	0,00	0,000	5,67	0,001
13/06/1991	0,00	0,000	5,95	0,001
14/06/1991	0,00	0,000	6,22	0,001
15/06/1991	0,00	0,000	6,37	0,001
16/06/1991	0,00	0,000	6,22	0,001
17/06/1991	0,00	0,000	6,20	0,001
18/06/1991	0,00	0,000	5,98	0,001
19/06/1991	0,00	0,000	5,98	0,001
20/06/1991	0,00	0,002	5,98	0,002
21/06/1991	0,00	0,003	5,98	0,002
22/06/1991	0,00	0,005	6,53	0,003
23/06/1991	0,00	0,006	6,40	0,004
24/06/1991	0,00	0,002	6,43	0,002
25/06/1991	0,00	0,002	6,18	0,002
26/06/1991	0,00	0,002	6,56	0,002
27/06/1991	0,00	0,002	6,94	0,002
28/06/1991	0,00	0,002	6,96	0,002
29/06/1991	0,00	0,002	6,64	0,002

30/06/1991	0,00	0,002	6,03	0,002
01/07/1991	0,00	0,002	4,87	0,002
02/07/1991	0,00	0,002	5,16	0,002
03/07/1991	0,00	0,001	5,80	0,001
04/07/1991	0,00	0,000	5,83	0,001
05/07/1991	0,00	0,000	6,16	0,001
06/07/1991	0,00	0,000	5,81	0,001
07/07/1991	0,00	0,000	5,81	0,001
08/07/1991	0,00	0,001	6,51	0,001
09/07/1991	0,00	0,001	5,80	0,001
10/07/1991	0,00	0,001	6,05	0,001
11/07/1991	0,00	0,001	6,67	0,001
12/07/1991	0,00	0,001	6,05	0,001
13/07/1991	0,00	0,001	6,23	0,001
14/07/1991	0,00	0,001	4,92	0,001
15/07/1991	0,00	0,001	5,75	0,001
16/07/1991	0,00	0,000	5,42	0,001
17/07/1991	0,00	0,000	5,92	0,001
18/07/1991	0,00	0,000	5,72	0,001
19/07/1991	0,00	0,000	5,71	0,001
20/07/1991	0,00	0,000	5,70	0,001
21/07/1991	0,00	0,000	5,69	0,001
22/07/1991	0,00	0,000	5,68	0,001
23/07/1991	0,00	0,000	5,66	0,001
24/07/1991	0,00	0,000	5,65	0,001
25/07/1991	0,00	0,000	5,26	0,001
26/07/1991	0,00	0,000	5,74	0,001
27/07/1991	0,00	0,000	5,55	0,001
28/07/1991	0,00	0,000	5,71	0,001
29/07/1991	0,00	0,000	5,58	0,001
30/07/1991	0,00	0,000	5,57	0,001
31/07/1991	0,00	0,000	5,56	0,001
01/08/1991	0,00	0,000	5,74	0,001
02/08/1991	0,00	0,003	6,16	0,002
03/08/1991	0,00	0,003	5,69	0,002
04/08/1991	0,00	0,001	6,61	0,001
05/08/1991	0,00	0,000	5,36	0,001
06/08/1991	0,00	0,000	5,35	0,001
07/08/1991	0,00	0,000	5,30	0,001
08/08/1991	0,00	0,000	5,31	0,000
09/08/1991	0,00	0,000	5,21	0,000
10/08/1991	0,00	0,000	5,40	0,000
11/08/1991	0,00	0,000	4,65	0,000
12/08/1991	0,00	0,000	4,79	0,000

13/08/1991	0,00	0,000	5,58	0,000
14/08/1991	0,00	0,000	6,00	0,000
15/08/1991	0,00	0,000	5,58	0,001
16/08/1991	0,00	0,000	5,13	0,001
17/08/1991	0,00	0,000	5,14	0,000
18/08/1991	0,00	0,000	5,49	0,000
19/08/1991	0,00	0,000	5,09	0,000
20/08/1991	0,00	0,000	5,65	0,000
21/08/1991	0,00	0,000	5,13	0,000
22/08/1991	0,00	0,000	5,06	0,000
23/08/1991	0,00	0,000	4,69	0,000
24/08/1991	0,00	0,000	4,18	0,000
25/08/1991	0,00	0,000	4,49	0,000
26/08/1991	0,00	0,000	4,38	0,000
27/08/1991	0,00	0,000	4,23	0,000
28/08/1991	0,00	0,000	4,31	0,000
29/08/1991	0,00	0,000	4,54	0,000
30/08/1991	0,00	0,000	4,84	0,000
31/08/1991	0,00	0,000	4,55	0,000
01/09/1991	0,00	0,000	4,38	0,000
02/09/1991	0,00	0,000	4,23	0,000
03/09/1991	0,00	0,000	4,79	0,000
04/09/1991	0,00	0,000	4,36	0,000
05/09/1991	4,00	0,000	4,16	0,000
06/09/1991	7,40	0,000	3,86	0,000
07/09/1991	0,00	0,000	4,50	0,000
08/09/1991	0,00	0,000	4,08	0,000
09/09/1991	0,00	0,000	4,06	0,000
10/09/1991	0,00	0,000	3,88	0,000
11/09/1991	0,00	0,000	4,05	0,000
12/09/1991	0,00	0,000	4,02	0,000
13/09/1991	0,00	0,000	4,52	0,000
14/09/1991	0,00	0,000	3,93	0,000
15/09/1991	3,00	0,000	3,96	0,000
16/09/1991	0,00	0,000	4,62	0,000
17/09/1991	0,00	0,000	4,51	0,000
18/09/1991	0,00	0,001	4,07	0,001
19/09/1991	0,00	0,003	4,32	0,001
20/09/1991	0,00	0,002	4,37	0,001
21/09/1991	0,00	0,002	3,74	0,001
22/09/1991	0,00	0,002	3,31	0,001
23/09/1991	0,00	0,003	3,19	0,001
24/09/1991	0,00	0,007	3,21	0,003
25/09/1991	24,00	0,008	3,49	0,003

26/09/1991	0,00	0,101	3,15	0,034
27/09/1991	0,00	0,063	3,12	0,021
28/09/1991	0,00	0,016	2,99	0,006
29/09/1991	0,00	0,005	2,99	0,002
30/09/1991	0,00	0,003	2,99	0,001
01/10/1991	0,00	0,002	3,36	0,001
02/10/1991	0,00	0,005	3,43	0,002
03/10/1991	0,00	0,008	3,48	0,003
04/10/1991	0,00	0,007	3,24	0,003
05/10/1991	0,00	0,005	2,81	0,002
06/10/1991	0,00	0,005	2,92	0,002
07/10/1991	0,00	0,004	2,76	0,002
08/10/1991	0,00	0,017	2,76	0,006
09/10/1991	0,00	0,015	2,63	0,005
10/10/1991	0,00	0,006	1,67	0,002
11/10/1991	0,00	0,004	2,04	0,002
12/10/1991	0,00	0,008	2,09	0,003
13/10/1991	0,00	0,004	2,50	0,002
14/10/1991	12,40	0,014	2,72	0,005
15/10/1991	7,00	0,037	2,58	0,012
16/10/1991	16,40	0,027	2,85	0,009
17/10/1991	0,00	0,011	2,81	0,004
18/10/1991	0,00	0,043	2,53	0,015
19/10/1991	0,00	0,026	2,76	0,009
20/10/1991	0,00	0,013	2,94	0,005
21/10/1991	0,00	0,025	3,22	0,009
22/10/1991	0,00	0,061	2,39	0,020
23/10/1991	0,00	0,029	2,23	0,010
24/10/1991	0,00	0,013	2,10	0,004
25/10/1991	0,00	0,012	2,32	0,004
26/10/1991	0,00	0,036	2,36	0,011
27/10/1991	0,00	0,023	2,12	0,007
28/10/1991	0,00	0,010	2,29	0,003
29/10/1991	0,00	0,008	2,21	0,003
30/10/1991	0,00	0,012	2,28	0,004
31/10/1991	0,00	0,014	1,98	0,005
01/11/1991	0,00	0,015	1,78	0,005
02/11/1991	0,00	0,039	1,82	0,012
03/11/1991	0,00	0,042	1,93	0,013
04/11/1991	0,00	0,018	1,94	0,006
05/11/1991	0,00	0,010	1,50	0,003
06/11/1991	0,00	0,007	1,40	0,002
07/11/1991	0,00	0,005	1,33	0,002
08/11/1991	0,00	0,006	1,30	0,002

09/11/1991	0,00	0,013	1,61	0,004
10/11/1991	25,00	0,011	1,92	0,004
11/11/1991	0,00	0,011	1,98	0,004
12/11/1991	0,00	0,012	1,69	0,004
13/11/1991	0,00	0,015	1,82	0,005
14/11/1991	0,00	0,011	2,01	0,004
15/11/1991	0,00	0,014	1,70	0,005
16/11/1991	33,80	0,014	1,35	0,005
17/11/1991	13,00	0,021	1,23	0,008
18/11/1991	2,40	0,023	1,22	0,010
19/11/1991	0,00	0,026	1,36	0,014
20/11/1991	0,00	0,021	1,15	0,013
21/11/1991	0,00	0,035	1,53	0,022
22/11/1991	0,00	0,061	1,46	0,033
23/11/1991	7,80	0,021	1,76	0,011
24/11/1991	0,00	0,016	1,65	0,008
25/11/1991	0,00	0,016	1,18	0,007
26/11/1991	0,00	0,079	1,42	0,034
27/11/1991	46,20	0,128	1,30	0,512
28/11/1991	0,00	0,024	1,38	0,014
29/11/1991	0,00	0,021	1,40	0,016
30/11/1991	0,00	0,017	1,05	0,017
01/12/1991	0,00	0,015	1,09	0,020
02/12/1991	0,00	0,015	1,21	0,018
03/12/1991	0,00	0,071	1,05	0,060
04/12/1991	0,00	0,092	1,06	0,067
05/12/1991	0,00	0,032	1,00	0,023
06/12/1991	0,00	0,017	0,78	0,012
07/12/1991	12,20	0,015	0,85	0,010
08/12/1991	19,20	0,015	0,87	0,011
09/12/1991	1,60	0,016	1,07	0,014
10/12/1991	0,00	0,020	0,98	0,022
11/12/1991	0,00	0,068	1,30	0,073
12/12/1991	1,20	0,197	1,15	0,217
13/12/1991	0,00	0,047	0,87	0,056
14/12/1991	0,00	0,058	1,44	0,061
15/12/1991	6,40	0,127	1,06	0,116
16/12/1991	0,00	0,117	0,88	0,103
17/12/1991	0,00	0,114	0,99	0,100
18/12/1991	0,00	0,112	1,05	0,101
19/12/1991	0,00	0,132	1,09	0,122
20/12/1991	0,00	0,130	1,13	0,119
21/12/1991	0,00	0,133	1,09	0,118
22/12/1991	0,00	0,086	1,09	0,076

23/12/1991	0,00	0,064	0,89	0,056
24/12/1991	0,00	0,062	1,05	0,053
25/12/1991	0,00	0,142	1,20	0,116
26/12/1991	0,00	0,260	1,19	0,206
27/12/1991	4,60	0,140	1,27	0,112
28/12/1991	0,00	0,101	1,05	0,082
29/12/1991	0,00	0,137	1,12	0,112
30/12/1991	7,60	0,196	1,00	0,162
31/12/1991	0,00	0,147	1,10	0,128
01/01/1992	0,00	0,398	1,20	0,345
02/01/1992	0,00	0,495	1,34	0,440
03/01/1992	0,00	0,500	1,45	0,460
04/01/1992	0,00	0,523	1,24	0,468
05/01/1992	0,00	0,334	1,27	0,290
06/01/1992	0,00	0,208	1,03	0,177
07/01/1992	0,00	0,172	0,94	0,143
08/01/1992	0,00	0,157	1,00	0,128
09/01/1992	0,00	0,152	1,00	0,123
10/01/1992	0,00	0,150	1,01	0,120
11/01/1992	0,00	0,148	1,01	0,117
12/01/1992	0,00	0,148	1,02	0,116
13/01/1992	0,00	0,148	1,02	0,115
14/01/1992	0,00	0,145	1,03	0,112
15/01/1992	0,00	0,078	1,03	0,061
16/01/1992	0,00	0,027	1,04	0,023
17/01/1992	0,00	0,023	1,05	0,020
18/01/1992	0,00	0,023	0,94	0,020
19/01/1992	0,00	0,063	1,06	0,049
20/01/1992	0,00	0,161	1,07	0,118
21/01/1992	0,00	0,061	1,08	0,046
22/01/1992	0,00	0,038	1,08	0,030
23/01/1992	0,00	0,032	1,09	0,025
24/01/1992	0,00	0,037	0,83	0,028
25/01/1992	0,00	0,033	1,11	0,025
26/01/1992	0,00	0,031	0,80	0,024
27/01/1992	0,00	0,031	0,93	0,023
28/01/1992	4,80	0,034	1,13	0,026
29/01/1992	0,00	0,113	1,23	0,079
30/01/1992	0,00	0,049	0,80	0,036
31/01/1992	0,00	0,038	0,44	0,030
01/02/1992	0,00	0,035	0,41	0,028
02/02/1992	0,00	0,031	0,80	0,025
03/02/1992	1,20	0,031	1,23	0,024
04/02/1992	0,00	0,029	1,46	0,022

05/02/1992	0,00	0,029	1,19	0,022
06/02/1992	0,00	0,023	1,16	0,018
07/02/1992	0,00	0,023	1,14	0,017
08/02/1992	0,00	0,021	1,17	0,016
09/02/1992	0,00	0,021	1,18	0,016
10/02/1992	0,00	0,021	1,19	0,016
11/02/1992	0,00	0,025	1,20	0,018
12/02/1992	0,00	0,021	1,32	0,015
13/02/1992	0,00	0,019	1,23	0,014
14/02/1992	0,00	0,019	1,24	0,014
15/02/1992	1,00	0,018	1,16	0,013
16/02/1992	0,00	0,018	1,13	0,013
17/02/1992	0,00	0,018	0,84	0,013
18/02/1992	0,00	0,017	1,28	0,012
19/02/1992	0,00	0,017	1,17	0,012
20/02/1992	0,00	0,016	1,31	0,011
21/02/1992	6,60	0,017	1,32	0,012
22/02/1992	0,00	0,023	1,33	0,016
23/02/1992	0,00	0,020	1,34	0,014
24/02/1992	0,00	0,017	2,09	0,013
25/02/1992	2,20	0,015	1,73	0,012
26/02/1992	2,40	0,015	1,66	0,012
27/02/1992	0,00	0,030	1,33	0,022
28/02/1992	0,00	0,078	1,52	0,051
29/02/1992	0,00	0,058	1,76	0,038
01/03/1992	0,00	0,072	2,03	0,046
02/03/1992	0,00	0,097	2,08	0,061
03/03/1992	0,00	0,127	2,30	0,078
04/03/1992	0,00	0,212	2,26	0,127
05/03/1992	0,00	0,129	2,38	0,077
06/03/1992	0,00	0,110	1,97	0,066
07/03/1992	1,20	0,093	2,11	0,055
08/03/1992	0,00	0,065	2,16	0,039
09/03/1992	0,00	0,053	2,18	0,032
10/03/1992	0,00	0,039	2,36	0,024
11/03/1992	0,00	0,041	2,56	0,025
12/03/1992	0,00	0,037	2,62	0,022
13/03/1992	0,00	0,033	2,67	0,020
14/03/1992	0,00	0,027	2,44	0,016
15/03/1992	0,00	0,027	1,91	0,016
16/03/1992	0,00	0,023	1,39	0,014
17/03/1992	0,00	0,019	2,24	0,011
18/03/1992	0,00	0,017	1,72	0,011
19/03/1992	0,00	0,008	1,84	0,006

20/03/1992	0,00	0,010	2,40	0,007
21/03/1992	0,00	0,010	2,42	0,007
22/03/1992	0,00	0,007	2,33	0,005
23/03/1992	0,00	0,009	2,51	0,006
24/03/1992	0,00	0,005	2,75	0,004
25/03/1992	0,00	0,003	2,63	0,003
26/03/1992	7,20	0,003	3,08	0,003
27/03/1992	0,00	0,019	2,74	0,011
28/03/1992	6,40	0,021	2,68	0,012
29/03/1992	11,00	0,011	2,56	0,007
30/03/1992	0,00	0,012	2,74	0,008
31/03/1992	0,00	0,020	2,50	0,014
01/04/1992	0,00	0,052	2,62	0,035
02/04/1992	0,00	0,014	1,58	0,011
03/04/1992	2,00	0,008	1,82	0,007
04/04/1992	0,00	0,006	1,90	0,005
05/04/1992	0,00	0,005	2,50	0,004
06/04/1992	0,00	0,002	3,24	0,003
07/04/1992	0,00	0,001	3,13	0,002
08/04/1992	15,00	0,000	3,14	0,001
09/04/1992	0,00	0,001	2,69	0,002
10/04/1992	3,20	0,029	3,24	0,019
11/04/1992	0,00	0,029	3,71	0,020
12/04/1992	0,00	0,009	4,29	0,009
13/04/1992	0,00	0,006	3,30	0,006
14/04/1992	0,00	0,004	2,06	0,004
15/04/1992	38,20	0,008	2,33	0,007
16/04/1992	0,00	0,016	2,73	0,013
17/04/1992	2,20	0,030	3,23	0,026
18/04/1992	0,00	0,017	2,83	0,021
19/04/1992	3,40	0,016	2,91	0,024
20/04/1992	0,00	0,012	3,74	0,019
21/04/1992	0,00	0,007	3,41	0,013
22/04/1992	0,00	0,004	2,68	0,008
23/04/1992	0,00	0,003	3,44	0,006
24/04/1992	0,00	0,003	3,93	0,005
25/04/1992	0,00	0,002	4,43	0,005
26/04/1992	0,00	0,002	4,50	0,004
27/04/1992	0,00	0,001	5,18	0,004
28/04/1992	3,00	0,000	5,47	0,003
29/04/1992	9,00	0,000	3,39	0,003
30/04/1992	0,00	0,001	4,31	0,004
01/05/1992	0,00	0,007	4,33	0,008
02/05/1992	0,00	0,001	5,47	0,004

03/05/1992	0,00	0,001	4,71	0,004
04/05/1992	0,00	0,001	4,63	0,004
05/05/1992	0,00	0,001	2,83	0,004
06/05/1992	0,00	0,007	3,64	0,008
07/05/1992	0,00	0,010	3,80	0,010
08/05/1992	0,00	0,007	2,97	0,007
09/05/1992	0,00	0,002	3,88	0,004
10/05/1992	0,00	0,001	4,32	0,003
11/05/1992	0,00	0,001	4,65	0,003
12/05/1992	0,00	0,011	4,81	0,010
13/05/1992	1,20	0,033	5,13	0,024
14/05/1992	2,00	0,032	5,16	0,023
15/05/1992	8,00	0,018	4,46	0,014
16/05/1992	0,00	0,060	4,24	0,041
17/05/1992	9,00	0,043	4,30	0,030
18/05/1992	5,20	0,011	5,14	0,010
19/05/1992	0,00	0,004	5,19	0,005
20/05/1992	2,00	0,017	4,80	0,014
21/05/1992	3,20	0,053	4,57	0,038
22/05/1992	0,00	0,029	4,58	0,021
23/05/1992	79,00	0,045	4,59	0,033
24/05/1992	54,00	0,053	4,48	0,050
25/05/1992	0,00	0,084	3,94	0,111
26/05/1992	22,00	0,082	4,15	0,168
27/05/1992	0,00	0,048	4,02	0,208
28/05/1992	0,00	0,015	5,08	0,206
29/05/1992	0,00	0,008	5,45	0,187
30/05/1992	0,00	0,013	5,75	0,197
31/05/1992	0,00	0,006	5,10	0,138
01/06/1992	0,00	0,005	5,23	0,104
02/06/1992	0,00	0,007	5,46	0,089
03/06/1992	0,00	0,002	6,09	0,066
04/06/1992	0,00	0,005	5,21	0,062
05/06/1992	0,00	0,022	5,70	0,085
06/06/1992	0,00	0,028	5,57	0,088
07/06/1992	0,00	0,022	5,81	0,073
08/06/1992	2,20	0,004	5,51	0,040
09/06/1992	2,00	0,001	6,01	0,032
10/06/1992	0,00	0,009	5,74	0,040
11/06/1992	1,00	0,009	6,02	0,038
12/06/1992	0,00	0,015	6,02	0,043
13/06/1992	0,00	0,016	6,03	0,042
14/06/1992	0,00	0,008	6,03	0,029
15/06/1992	0,00	0,011	5,67	0,032

16/06/1992	0,00	0,008	5,34	0,027
17/06/1992	0,00	0,008	5,79	0,025
18/06/1992	0,00	0,017	6,15	0,034
19/06/1992	0,00	0,008	5,82	0,023
20/06/1992	0,00	0,006	6,17	0,019
21/06/1992	0,00	0,005	6,31	0,017
22/06/1992	0,00	0,004	6,34	0,015
23/06/1992	0,00	0,003	6,78	0,014
24/06/1992	0,00	0,003	7,19	0,013
25/06/1992	0,00	0,002	6,62	0,011
26/06/1992	6,00	0,004	6,70	0,013
27/06/1992	0,00	0,005	6,56	0,013
28/06/1992	0,00	0,010	6,02	0,017
29/06/1992	0,00	0,004	7,45	0,011
30/06/1992	0,00	0,001	6,44	0,008
01/07/1992	0,00	0,000	6,06	0,007
02/07/1992	0,00	0,000	5,81	0,006
03/07/1992	0,00	0,001	5,88	0,007
04/07/1992	0,00	0,001	6,16	0,007
05/07/1992	0,00	0,006	5,97	0,011
06/07/1992	0,00	0,014	6,43	0,018
07/07/1992	0,00	0,013	6,66	0,016
08/07/1992	0,00	0,012	6,55	0,015
09/07/1992	0,00	0,011	6,66	0,014
10/07/1992	0,00	0,005	6,57	0,008
11/07/1992	0,00	0,006	6,42	0,009
12/07/1992	0,00	0,007	6,57	0,009
13/07/1992	0,00	0,003	5,89	0,006
14/07/1992	0,00	0,001	6,80	0,005
15/07/1992	0,00	0,001	6,40	0,004
16/07/1992	8,20	0,001	6,68	0,004
17/07/1992	0,00	0,001	6,82	0,004
18/07/1992	3,00	0,001	6,64	0,004
19/07/1992	3,00	0,002	6,79	0,005
20/07/1992	0,00	0,011	6,43	0,011
21/07/1992	0,00	0,002	7,07	0,005
22/07/1992	0,00	0,002	6,87	0,004
23/07/1992	0,00	0,002	6,87	0,004
24/07/1992	0,00	0,001	6,49	0,003
25/07/1992	0,00	0,000	6,46	0,003
26/07/1992	0,00	0,002	6,89	0,004
27/07/1992	1,20	0,007	6,48	0,007
28/07/1992	0,00	0,008	6,20	0,008
29/07/1992	0,00	0,003	5,90	0,004

30/07/1992	0,00	0,001	6,43	0,003
31/07/1992	0,00	0,000	6,10	0,002
01/08/1992	0,00	0,000	5,34	0,002
02/08/1992	0,00	0,000	5,39	0,002
03/08/1992	0,00	0,000	5,83	0,002
04/08/1992	0,00	0,000	5,91	0,002
05/08/1992	0,00	0,001	6,30	0,002
06/08/1992	0,00	0,003	5,46	0,004
07/08/1992	14,20	0,005	5,29	0,005
08/08/1992	0,00	0,015	5,04	0,011
09/08/1992	0,00	0,060	5,37	0,038
10/08/1992	0,00	0,023	5,70	0,016
11/08/1992	0,00	0,020	5,68	0,014
12/08/1992	0,00	0,026	5,66	0,017
13/08/1992	0,00	0,014	5,62	0,010
14/08/1992	0,00	0,006	5,63	0,005
15/08/1992	0,00	0,018	5,83	0,012
16/08/1992	0,00	0,012	5,56	0,008
17/08/1992	0,00	0,010	6,00	0,007
18/08/1992	0,00	0,019	5,66	0,012
19/08/1992	0,00	0,027	5,50	0,017
20/08/1992	0,00	0,016	5,72	0,010
21/08/1992	0,00	0,004	5,39	0,004
22/08/1992	0,00	0,003	5,34	0,003
23/08/1992	1,20	0,002	5,52	0,003
24/08/1992	1,00	0,010	5,38	0,007
25/08/1992	2,00	0,010	5,14	0,007
26/08/1992	0,00	0,008	5,33	0,005
27/08/1992	6,00	0,013	5,82	0,008
28/08/1992	0,00	0,022	5,27	0,013
29/08/1992	0,00	0,029	5,60	0,016
30/08/1992	0,00	0,035	5,48	0,019
31/08/1992	0,00	0,028	5,36	0,016
01/09/1992	0,00	0,013	5,35	0,008
02/09/1992	0,00	0,008	5,10	0,005
03/09/1992	0,00	0,024	5,13	0,013
04/09/1992	0,00	0,013	4,99	0,008
05/09/1992	0,00	0,012	4,31	0,007
06/09/1992	0,00	0,009	4,34	0,005
07/09/1992	1,20	0,010	4,22	0,006
08/09/1992	0,00	0,013	4,17	0,007
09/09/1992	0,00	0,007	3,65	0,004
10/09/1992	0,00	0,008	4,12	0,005
11/09/1992	6,20	0,019	4,09	0,010

12/09/1992	0,00	0,015	3,81	0,008
13/09/1992	6,00	0,005	3,38	0,003
14/09/1992	0,00	0,017	4,01	0,009
15/09/1992	0,00	0,042	3,98	0,021
16/09/1992	0,00	0,017	3,96	0,009
17/09/1992	0,00	0,006	3,93	0,004
18/09/1992	0,00	0,011	3,72	0,006
19/09/1992	0,00	0,011	3,87	0,006
20/09/1992	0,00	0,004	3,85	0,003
21/09/1992	0,00	0,003	3,82	0,002
22/09/1992	0,00	0,002	3,51	0,002
23/09/1992	0,00	0,004	3,19	0,002
24/09/1992	0,00	0,005	3,38	0,003
25/09/1992	0,00	0,005	2,98	0,003
26/09/1992	0,00	0,008	3,08	0,004
27/09/1992	0,00	0,007	3,46	0,004
28/09/1992	2,00	0,006	3,51	0,003
29/09/1992	0,00	0,004	3,88	0,003
30/09/1992	0,00	0,007	4,28	0,004
01/10/1992	0,00	0,008	3,96	0,004
02/10/1992	0,00	0,011	3,34	0,006
03/10/1992	0,00	0,012	3,47	0,006
04/10/1992	0,00	0,017	3,08	0,008
05/10/1992	0,00	0,017	2,96	0,008
06/10/1992	0,00	0,017	2,99	0,008
07/10/1992	0,00	0,011	2,79	0,005
08/10/1992	0,00	0,022	2,70	0,010
09/10/1992	0,00	0,027	2,73	0,012
10/10/1992	0,00	0,025	2,92	0,011
11/10/1992	0,00	0,027	3,40	0,012
12/10/1992	0,00	0,024	2,81	0,011
13/10/1992	0,00	0,022	2,62	0,010
14/10/1992	0,00	0,015	2,40	0,007
15/10/1992	0,00	0,014	2,38	0,006
16/10/1992	0,00	0,028	2,11	0,012
17/10/1992	0,00	0,022	2,09	0,009
18/10/1992	0,00	0,007	2,48	0,003
19/10/1992	0,00	0,007	2,72	0,003
20/10/1992	0,00	0,006	2,71	0,003
21/10/1992	1,40	0,008	2,19	0,004
22/10/1992	0,00	0,009	1,99	0,004
23/10/1992	0,00	0,004	1,92	0,002
24/10/1992	0,00	0,010	2,42	0,004
25/10/1992	0,00	0,015	2,28	0,006

26/10/1992	1,00	0,020	2,23	0,008
27/10/1992	0,00	0,022	2,18	0,009
28/10/1992	0,00	0,019	2,06	0,008
29/10/1992	14,60	0,015	1,71	0,006
30/10/1992	0,00	0,016	2,25	0,007
31/10/1992	0,00	0,034	1,47	0,014
01/11/1992	0,00	0,025	1,58	0,010
02/11/1992	0,00	0,017	1,61	0,007
03/11/1992	0,00	0,012	1,63	0,005
04/11/1992	0,00	0,012	1,55	0,005
05/11/1992	0,00	0,011	1,72	0,005
06/11/1992	0,00	0,011	1,88	0,005
07/11/1992	0,00	0,008	1,93	0,004
08/11/1992	0,00	0,008	1,71	0,003
09/11/1992	0,00	0,006	1,70	0,003
10/11/1992	0,00	0,006	1,57	0,003
11/11/1992	0,00	0,016	1,46	0,006
12/11/1992	4,20	0,016	1,45	0,006
13/11/1992	0,00	0,026	1,44	0,010
14/11/1992	0,00	0,132	1,74	0,048
15/11/1992	3,20	0,268	1,38	0,098
16/11/1992	0,00	0,076	1,41	0,028
17/11/1992	0,00	0,025	1,33	0,010
18/11/1992	0,00	0,019	1,26	0,007
19/11/1992	0,00	0,019	1,26	0,007
20/11/1992	0,00	0,017	1,33	0,007
21/11/1992	0,00	0,019	1,36	0,007
22/11/1992	0,00	0,016	1,35	0,006
23/11/1992	0,00	0,016	1,31	0,006
24/11/1992	0,00	0,015	1,21	0,006
25/11/1992	0,00	0,015	1,10	0,006
26/11/1992	0,00	0,013	1,18	0,005
27/11/1992	0,00	0,012	1,08	0,005
28/11/1992	0,00	0,012	1,02	0,005
29/11/1992	0,00	0,012	1,16	0,005
30/11/1992	0,00	0,012	1,32	0,005
01/12/1992	0,00	0,011	0,84	0,004
02/12/1992	0,00	0,012	0,68	0,005
03/12/1992	0,00	0,012	0,86	0,005
04/12/1992	0,00	0,012	1,09	0,004
05/12/1992	35,80	0,011	0,93	0,004
06/12/1992	0,00	0,014	0,97	0,005
07/12/1992	0,00	0,032	1,08	0,012
08/12/1992	0,00	0,025	0,96	0,010

09/12/1992	0,00	0,032	0,84	0,014
10/12/1992	0,00	0,039	0,90	0,016
11/12/1992	0,00	0,060	0,89	0,023
12/12/1992	0,00	0,026	0,96	0,010
13/12/1992	0,00	0,019	1,18	0,007
14/12/1992	0,00	0,017	1,14	0,006
15/12/1992	7,00	0,016	1,01	0,006
16/12/1992	0,00	0,016	0,97	0,006
17/12/1992	0,00	0,016	1,16	0,006
18/12/1992	0,00	0,016	1,06	0,006
19/12/1992	0,00	0,019	1,04	0,007
20/12/1992	0,00	0,016	1,04	0,006
21/12/1992	2,40	0,016	1,09	0,006
22/12/1992	0,00	0,016	0,94	0,006
23/12/1992	4,40	0,016	0,94	0,006
24/12/1992	0,00	0,016	0,94	0,006
25/12/1992	0,00	0,016	0,51	0,006
26/12/1992	0,00	0,030	0,77	0,011
27/12/1992	0,00	0,056	0,84	0,020
28/12/1992	0,00	0,048	0,74	0,017
29/12/1992	0,00	0,021	0,90	0,008
30/12/1992	0,00	0,055	0,95	0,019

RESUME

Chaque point d'un cours d'eau permet de définir un bassin versant, et les débits observés en ce point sont directement liés aux précipitations tombées sur ce bassin. A partir des observations faites en quantifiant la pluie tombée, en arrivant à reproduire la réponse en débit du bassin. La simulation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique. A cet effet, nous avons opté dans cette étude pour le modèle hydrologique global GR, élaboré par le Cemagref, comportant peu de paramètres et pouvant rendre compte du comportement hydrologique de notre bassin.

Notre étude a été menée sur le bassin versant d'Oued Touil, qui est le principal cours d'eau dans le bassin versant Amont de Boughzoul. Nous avons procédé dans un premier temps à une caractérisation de quelques facteurs en particulier physiques, géologiques et climatiques régissant l'écoulement, en traitant les principaux paramètres climatiques qui constituent les entrées du modèle hydrologique GR. Ensuite, une modélisation hydrologique pluie – débit a permis de réaliser le calage et validation des modèles hydrologiques aux pas annuel, mensuel et journalier, par les deux formules de l'évapotranspiration (ETP) Turc, Thornthwaite et Oudin pour le GR4J.

Les résultats de simulation obtenus par l'application des modèles (GR1A, GR2M et GR4J) sur le bassin versant d'Oued Touil sont satisfaisants, les valeurs du critère de Nash-Sutcliffe obtenues ainsi que les valeurs de détermination pour les différents pas de temps envisagés sont supérieures à 70% en calage comme en validation, ce qui traduit la performance et la robustesse des modèles GR sur le bassin versant d'Oued Touil.

Mots clés : Bassin versant, Oued Touil, Modélisation Pluie-Débit, Modèle, GR1A, GR2M, GR4J.

ABSTRACT

Each point of a watercourse used to define a catchment, and flows observed at this point are directly related to rainfall over the catchment. From observations made in quantifying rainfall, arriving to reproduce the response of flow of the catchment. Hydrological simulation of the catchment, described as the transformation of rainfall into runoff password by the use of a hydrological model.

To this end, we decided in this study to the global hydrological model GR, developed by Cemagref, with few parameters and can account for the hydrological behavior of our catchment.

Our study was conducted in the catchment of Oued Touil, which is the main river in the catchment Amont Boughzoul. We conducted a first step to a characterization of some factors in particular the physical, geological and climatic governing the flow, treating the main climatic parameters which constitute the inputs of the hydrological model GR. Then hydrological modeling rainfall - runoff has achieved the calibration and validation of hydrological models to annual, monthly and daily time by the two formulas evapotranspiration (ETP) Turc, Thornthwaite and Oudin for GR4J.

The simulation results obtained by applying models (GR1A, GR2M and GR4J) on the catchment of Oued Touil are satisfactory, the values of the Nash-Sutcliffe obtained and the values of determination for different time envisaged exceed 70% in calibration as well in validation, which reflects the performance and robustness of GR models on the catchment of Oued Touil.

Keywords: Catchment, Oued Touil, Rain-Flow Modeling, Model, GR1A, GR2M, GR4J.

المخلص

كل نقطة من مجرى مائي تستخدم لتحديد الحوض المائي والتدفقات الملاحظة عند هذه النقطة ترتبط مباشرة بتساقط الأمطار على هذا الحوض.

المحاكاة الهيدرولوجية للحوض المائي، وصفت بأنها تحول المطر إلى تدفق من خلال استخدام نموذج هيدرولوجي لهذا الغرض اخترنا في هذه الدراسة نموذج هيدرولوجي شامل للهندسة الريفية، الذي صمم من طرف Cemagref، مع عدد قليل من المعلومات يمكنه حساب سلوك الأحواض الهيدرولوجية.

وقد أجريت دراستنا هذه حول الحوض المائي لواد طويل، والذي يعتبر النهر الرئيسي في الحوض المائي لبغزول. أجرينا الخطوة الأولى بوصف بعض العوامل الفيزيائية، الجيولوجية والمناخية خاصة التي تتحكم في التدفق، ثم عالجت العوامل المناخية الرئيسية التي تشكل مدخل النموذج الهيدرولوجي GR.

بعد ذلك قمنا بالنمذجة الهيدرولوجية "مطر- تدفق" التي حققت معايير وفعالية النماذج الهيدرولوجية للخطوات السنوية، الشهرية واليومية من خلال الصيغ التبخر Turc، Thornthwaite و Oudin للنموذج GR4J.

نتائج المحاكاة التي تم الحصول عليها من خلال تطبيق نماذج GR1A، GR2M و GR4J على الحوض المائي لواد طويل مرضية، وقيم ناش المحصل عليها وقيم تقرير للخطوات الزمنية المدروسة تفوق 70٪ في المعايير و الفعالية، الأمر الذي يعكس فعالية ومثانة نماذج GR على الحوض المائي لواد طويل.

الكلمات المفتاحية : الحوض المائي، النموذج مطر-تدفق، واد الطويل، GR1A، GR2M و GR4J.