

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

جامعة حسيبة بن بوعلي بالشلف

UNIVERSITE HASSIBA BEN BOUALI. CHLEF

كلية العلوم و علوم الهندسة

FACULTE DES SCIENCES ET DES SCIENCES DE L'INGENIEUR

قسم الري

DEPARTEMENT D'HYDRAULIQUE



MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de

MAGISTER

Spécialité : Hydraulique

Option : Hydraulique urbaine

Présenté par: ZEKOUA Naima

Modélisation des crues de oued
Ouahrane pour la gestion intégrée
des risques d'inondation

Soutenu publiquement:

06 juillet 2009

Devant le jury composé de :

Pr : Saaed Hamoudi. A.
Pr : Remini. B.
Mr : Benaouda .H.
Dr : Ezziane. K.
Dr : Remaoun .M.

Professeur UHB Chlef
Professeur USD Blida
Maître assistant A UHB Chlef
Maître de conférences UHB Chlef
Maître de conférences UHB Chlef

Président
Examinateur
Examinateur
encadreur
Co- encadreur

Résumé	
Sommaire	
Remerciement	
Liste des figures	
Liste des tableaux	
Introduction générale et problématique.....	1

Chapitre I :

Processus hydrologiques et genèse des crues

1-1- Introduction.....	5
1-1-1-Processus hydrologique	5
1-2-1-Ecoulement souterrain	6
1-2-2-Ecoulement de surface	7
1-2-3-Ecoulement sub-surface	8
1-2-4-Ecoulement direct sur cours d'eau	8
1-3-Déffinition d'une crues	8
1-3-1- Evolution d'une formation des crues	9
1-3-2- Genèse des crues.....	9
1-3-3 -Réponse hydrologique et formation des crues.....	12
1-4- Origine des crues	14
1-4-1- Aspect météorologiques.....	14
1-4-2-Aspect hydrologique et hydrique du bassin versant.....	15
1-5-Hydrogramme de crue	15
1-5-1- Transformation de la pluie en hydrogramme de crue.....	15
1-5-2 -Séparation des écoulements sur l'hydrogramme de crue.....	18
1-6-Régimes hydrologiques	20
1-6-1-Régimes et échelles temporelles.....	20
1-6-2-Régime hydrologique a l'échelle spatiale	21
1-6-3-Impact de l'homme sur la variation de régime hydrologique	22
1-6-4-Influence de Réchauffement climatique sur le régime hydrologique.....	22
1-7-Conclusion	23

Chapitre II :

Modélisation hydrologiques et modèles pluie-débit

2-1-Introduction.....	26
2-2-Définition des modèles.....	26
2-2-1-Quelques éléments de vocabulaire.....	27
2-2-2-Pourquoi des modèles hydrologiques ?	31
2-3-Typologie des modèles.....	32
2-3-1-Modèle physique	32
2-3-2-modèles mathématiques.....	33
2-3-2-1-Modèles déterminismes et stochastiques.....	34
2-3-2-2-Modèles paramétriques, à base physique.....	35
2-3-2-3-Modèles analytiques (statistique) Modèle empirique Modèle conceptuels	35
2-3-2-4-Modèles globaux, modèles discrétises (distribués)	36
2-3-2-5-modèles conceptuels (globaux, distribués)	37
2-4-Modélisation pluie- débit.....	37
2-4-1-Objet et enjeux de la modélisation pluie-débit.....	38
2-4-2-Choix d'un modèle hydrologue.....	39
2-5-Présentation de quelques modèles	40
2-5-1-Modèle a base physique distribuée (SHE)	40
2-5-2-Modèle conceptuel distribué (TOPMODEL)	41
2-5-3-Modèle conceptuel global de la famille de GR (génie rural)	42

2-5-3-1-Modèle conceptuel global GR1A	42
2-5-3-2-Modèle conceptuel global GR2M	43
2-5-3-3-Modèle conceptuel global (GR4 j), (GR3J)	43
2-6-Conclusion	45

Chapitre III :

Bassin de oued Ouahrane : étude géomorphologique

3-1-Introduction	47
3-2-Présentation générale	48
3-3-situation géographique.....	49
3-4-Géologie de bassin de Oued Ouahrane	50
3-5-Étude géomorphologiques	51
3-5-1-Relief	51
3-5-1-1-Superficie et Périmètre	52
3-5-1-2 -Forme du bassin	52
3-5-1-3 -Altitudes	53
3-5-1-4 Indices de pente et relief	55
3-5-1-5-Classes des pentes	55
3-5-1-6-Profil en long	56
3-5-2-Constitution du réseau hydrographique	57
3-5-3- Morphométrie du réseau hydrographique	58
3-6- Caractères lithologiques du bassin versant et perméabilité.....	58
3-7- Végétation et l'occupation du sol	60
3-8 Paramètres climatiques	60
3-8-1- Températures	61
3-8-2-Evapotranspiration	61
3-8-3 Vents.....	61
3-9-Conclusion	62

Chapitre IV :

Bassin de oued Ouahrane : étude hydropluviométrique

4-1 Introduction	64
4-2 -Équipement hydro pluviométrique du bassin.....	64
4-3 Critique des données hydro-pluviométriques	65
4-4 Précipitations annuelles mensuelle et saisonnière	66
4-4 -1-Estimation de la lame d'eau précipitée (1972/71- 2003/04)	66
4-4-2 Variations annuelles et inters annuels	67
4-4-3 Variation mensuelles et saisonnières	70
4-4-4 Pluies maximales journalières.....	71
4-5-Variations interannuelles des écoulements moyens et extrêmes	73
4 -5-1-Variation des débits annuels.....	73
4-5-2-Variations mensuelles des écoulements moyens et maximaux	76
4-5-3-Variabilité journalière de l'écoulement	77
4-6-Relation écoulement et pluie	78
4-6-1-A l'échelle annuelles	78
4-6-2-Relation mensuelle des pluies et écoulements mensuels, moyens et maximaux.....	80
4-6-3-Relation pluie débit a l'échelle journalière	82
4-7-Conclusion	84

Chapitre V :

Sensibilité de modèle GR4J

5-1-Introduction	87
------------------------	----

5-2-Structure et fonctionnement de modèle GR4J.....	87
5-2-1-Description mathématique.....	89
5-2-2-Fonction de production	90
5-2-2-1-Réservoir de suivi d'humidité du sol (fonction de production).....	90
5-2-3-Fonction de transfert	93
5-2-3-1-Hydrogrammes unitaires	93
5-2-3-2-Fonction d'échange	94
5-2-3-3-Réservoir de routage (Fonction de transfert)	95
5-2-4-Ecoulement total	95
5-3-Optimisation des paramètres de modèle GR4j	95
5-4-Analyse de la réponse du bassin de oued Ouahrane au couple pluie débit	96
5-4-1-Type de crue.....	97
5-4-2-Structure du hyétogrammes de pluie l'hydrogramme de débit.....	98
5-4-3-Décalage temporel entre le pic de pluie et le pic de débit.....	100
5-5-Test de sensibilité des paramètres de GR4J.....	101
5-5-1-Paramètre de la fonction de production X_1	101
5-5-2-Paramètre d'échange souterrain X_2	102
5-5-3-Paramètre de capacité de routage X_3	103
5-5-4-Paramètre de temps de base de l'hydrogramme unitaire X_4	104
5-6-Sensibilité du modèle aux conditions initiales	105
5-6-1- Taux de remplissage initial du réservoir de production (S_0/X_1)	105
5-6-2- Taux de remplissage initial du réservoir routage (R_0/X_3).....	107
5-7-Conclusion	108

Chapitre VI :

Calage de modèle et prédétermination des crues

6-1-Introduction	111
6-2- Procédures de calage	112
6-2-1 Période de mise en route.....	112
6-2-2-Période test	112
6-2-3- Critères d'évaluation du modèle	112
6-3- Application sur le logiciel GR4J.....	113
6-3-1- Calage de modèle	113
6-3-2-Analyse des résultats	114
6-4- Réponse de fonction d'échange souterrain.....	115
6-4-1-Changement du fonctionnement du modèle (fonction d'échange souterrain)	115
6-4-2-Teste de validation de la nouvelle formulation de modèle	116
6-5-Prédétermination des débits de crue	122
6-5-1- Prédétermination de débit par l'approche d'un modèle pluie débit de GR4J	122
6-5-1-1-Prédétermination des débits de points	124
6-5-1-2-Correction de débit simulé	126
6-5-1-3-Vérification des résultats	127
6-5-2- Prédétermination de débit de pointe par l'approche Méthodes sommaires (Méthode rationnelle)	130
6-6-Conclusion	134
Conclusion générale	137
Bibliographie	139

Dédicace

Je dédie ce travail

**A mes parents qui m'ont permis d'améliorer la qualité de ce mémoire par leur encouragement et leur soutien moral, que Dieu leur accorde la santé et le bonheur.*

**A mon frère Mohamed*

**A mes soeurs*

**A tous mes amis de :*

-Hôpital Mustapha Bacha à Alger et spécialement Pr Fodhil

Dr Karach, Aziza et Akila

-Centre universitaire de Khemis Miliana et spécialement Mounia Fethia et Zahia

*-Université de Hassiba Ben Bouali promotion magister
2005/2006.*

Zekouda Naïma

Remerciements

Toute ma reconnaissance et mon respect vont à, Mr EZZIANE Karim, maître de conférences de UHB Chlef, qui a accepté de diriger ce travail et surtout pour la confiance qu'il m'a gracieusement accordée lors de ce travail. Il m'a fait bénéficier de son savoir et de son expérience. Il a su par ses idées, ses conseils, ses explications et ses critiques conduire ce travail à sa fin.

Je tiens à remercier aussi le co-promoteur Mr REMAOUNE Mohamed, maître de conférences de UHB Chlef, pour avoir accepté de suivre ce travail et apporter son aide précieuse. Il n'a jamais hésité à m'aider, non seulement par ses idées scientifiques mais aussi par sa compréhension, ses connaissances surtout les démarches concernant logiciel GR4J.

Je remercie chaleureusement Mr C.Perrin, chercheur au Cemagref d'Antony, Il a contribué à améliorer la qualité de ce travail par ses idées et ses encouragements, ses orientations et sa documentation. Il n'a pas hésité à répondre de mes questions et supporter surtout mes fautes d'orthographe. Je salue chez lui sa modestie et son accessibilité permanente.

SAAD HAMOUDI Abdelamir, Professeur à UHB Chlef, notre enseignant en post-graduation qui a accepté de présider cette soutenance. Je lui exprime ma sincère reconnaissance de son aide documentaire notamment durant l'année théorique.

J'adresse toute ma gratitude à monsieur REMINI Boualem professeur à USD Blida, notre enseignant en post-graduation pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Je tiens à remercier monsieur Hamid BEN AOUDA maître assistant A, à l'université de Hassiba Ben Bouali Chlef d'avoir accepté de faire partie de mon jury .

Notre gratitude à Melle KHELFAOUI Mounia maître assistante à CUKM de son aide surtout la correction des fautes d'orthographe et ses encouragements ; Mr AISSET Djilali magister en hydraulique de son aide et de son orientation surtout concernant les démarches de GR4J, Mr MEHAIGUENE Madgid maître assistant au C.U.K M pour son aide.

Notre devoir aussi de présenter nos remerciements aux services étatiques qui nous ont porté aide pour l'acquisition des données hydro-climatiques sur le bassin de oued Ouahrane. L'agence nationale des ressources hydriques : A.N .R.H (Blida ; Alger).

A tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin, à tous ceux qui m'ont encadré, à tous ceux qui m'ont encouragé, à tous ceux qui m'ont accordé leur confiance, à tous ceux qui m'ont montré leur intérêt, à vous tous MERCI.

Liste des figures :

Figure 1-1 : Répartition des précipitations sur un bassin versant	6
Figure 1-2: Deux situations distinctes où la nappe peut contribuer au débit de la rivière (a) et la nappe peut drainer le cours d'eau (b)	7
Figure 1-3 Types des écoulements de surface.....	8
Figure 1-4 : principaux processus d'écoulement superficiel et souterrain (Amboise 98).....	10
Figure 1- 5 : Réponse hydrologique du bassin versant.....	12
Figure 1-6: Influence de la forme de bassin versant sur Hydrogramme de crue.....	13
Figure 1-7 Représente les cinq cheminements on distinguant par Dunne (1978).....	17
Figure 1-8 : Transformation de la pluie en Hydrogramme de crue.....	17
Figure 1- 9 : Analyse des événements pluies débits, Roche [1963].....	19
Figure 1-10 : Variabilité de régime a l'échelle spatiale (deux Hydrogrammes d'une même crue observée à l'amont et à l'aval)	21
Figure 1-11: Impact de l'homme sur la variation de régime hydrologique	22
Figure 2-1 : Représentation schématique d'un modèle hydrologique.....	27
Figure 2-2 : Classification des modèles propose par Gaume (2007)	34
Figure 2-3 : Intérêt d'un modèle pluie-débit	39
Figure 2-4 : Structure de modèle SHE.....	41
Figure 2-5 : Structure de modèle TOPMODEL.....	42
Figure 2-6 : Structure générale du modèle GR4j.....	44
Figure 3-1 : Image satellite de bassin d'étude	48
Figure 3-2 : Situation géographiques du bassin de oued Ouahrane.....	48
Figure 3-3: Localisation du bassin de oued Ouahrane dans le bassin du moyenne Cheliff (REMAOUN. M 2007).....	49
Figure 3-4 : Carte géologique du bassin de oued Ouahrane.....	51
Figure 3-5 : Reliefs de bassin de oued Ouahrane.....	52
Figure 3-6: Rectangle équivalent à trois dimensions de oued Ouahrane.....	53
Figure 3-7: Carte d'altimétrie du bassin du oued Ouahrane.....	53
Figure 3-8: Courbe Hypsométrique du bassin versant de Oued Ouahrane.....	54
Figure 3-9 : Carte des pentes du bassin de oued Ouahrane.....	56
Figure 3-10 : Profil en long de Oued Ouahrane.....	57
Figure 3-11 : Carte du réseau hydrographique du bassin de oued Ouahrane.....	57
Figure 3-12 : Carte de lithologie de oued Ouahrane.....	59
Figure 3-13 : Carte d'occupation du sol du bassin de oued Ouahrane.....	60
Figure 4-1 : Double cumulée de pluie annuelle entre Bénairia et Oued Farès.....	65
Figure 4-2 : Carte de pluviométrie de bassin de oued Ouahrane.....	67
Figure 4-3: Variation de la pluie annuelle du bassin de oued Ouahrane (72/73 05/06).....	69
Figure 4-4 : Ajustement des précipitation annuelles des deux stations (loi de Gauss).....	70
Figure 4-5 : Variations de la précipitation mensuelle du bassin de oued Ouahrane	71
Figure 4-6 : Ajustement de la loi de Gumbel des pluies Journalières maximale.....	73
Figure 4-7 : Variation des débits interannuelles entre (83/84-02/03) de Ouled Farès.....	73
Figure 4-8: Ajustement de débit moyenne annuelles de station de Ouled farès entre (83/84-02/03).....	75
Figure 4-9 : Variation des débits mensuelles (moyens et maximaux).....	77
Figure 4-10: Variation journalière du débit du bassin de oued Ouahrane	78
Figure 4-11 : Variation des pluies annuelles en fonction des écoulements moyennes Annuelles (station de Ouled Farès et Bénairia).....	79
Figure 4-12 : Écoulement moyen annuel en fonction de la pluie (station de Ouled Farès et de Bénairia).....	80
Figure 4-13 : Les valeurs des pluie et des écoulements mensuelles moy entre (83/03) de station de Ouled farès.....	81
Figure 4-14 : Corrélacion (max et moy) d'écoulement mensuelle	

<i>en fonction de pluie mensuelle(s. de Ouled Farès).....</i>	<i>81</i>
<i>Figure 4-15 : Variation des pluies) et des écoulements journalières maximaux.....</i>	<i>83</i>
<i>Figure 4-19 Corrélations des pluie et écoulement journalières maximaux.....</i>	<i>84</i>
<i>Figure 5-1 : Organigramme du model GR4J.....</i>	<i>89</i>
<i>Figure 5-2 : Fonctionnement de réservoir de vidange</i>	<i>92</i>
<i>Figure 5-3 : Crue provoqué par un succession des pluies intenses (période humide)</i>	<i>97</i>
<i>Figure 5-4 : Crue provoqué pluies intenses et isolées (crue de période sèche).....</i>	<i>97</i>
<i>Figure 5-5 : Hyétogrammes de pluie et de l'hydrogramme de crue sont similaires.....</i>	<i>98</i>
<i>Figure 5-6 : Pic de débit est indépendant de l'intensité de la pluie.....</i>	<i>99</i>
<i>Figure 5-7 : Débit journalier et pluie journalière des deux stations.....</i>	<i>100</i>
<i>Figure 5-8 : Les pics de pluie et les pics de débit sont dans le même jour</i>	<i>100</i>
<i>Figure 5-9 : L'influence du paramètre de capacité de production du sol sur l'hydrogramme de crue.....</i>	<i>102</i>
<i>Figure 5-10 : Influence du paramètre d'échange sur l'hydrogramme de crue</i>	<i>103</i>
<i>Figure 5-11 : Influence du paramètre capacité de routage sur l'hydrogramme de crue</i>	<i>104</i>
<i>Figure 5-12 : Influence du paramètre temps de base de hydrogramme unitaire sur l'hydrogramme de crue.....</i>	<i>105</i>
<i>Figure 5-13 :L'influence de taux de remplissage initiale (S0/X1) sur l'hydrogramme de crue (période entre 1/10/2000 et 31/08/2002 S.ouled Farès).....</i>	<i>106</i>
<i>Figure 5-14 :L'influence de (S0/X1) sur l'hydrogramme de crue (a)début de période entre 1/10/2000 et 31/08/2002 (b) la fin de même période de S.ouled Farès).....</i>	<i>106</i>
<i>Figure 5-15 :L'influence de (R0/X3) sur l'hydrogramme de crue période entre 1/09/2001 et 31/08/2003 station de Bénairia).....</i>	<i>107</i>
<i>Figure 5-16 :L'influence de (R0/X3) sur l'hydrogramme de crue (début de période entre 1/09/2001 et 31/08/2003S.Bénairia).....</i>	<i>108</i>
<i>Figure 6-1: Hydrogrammes de crue de la période entre le 1/8/98 et 31/7/00(crue du 24/10/00)</i>	<i>114</i>
<i>Figure 6-1: Hydrogrammes de crue de la période entre le 1/8/98 et 31/7/00(crue du 24/10/00) ...</i>	<i>114</i>
<i>Figure 6-3: Nash et R² de la nouvelle fonction (1) et l'ancien fonction (2) des deux stations</i>	<i>118</i>
<i>Figure6-4: Variation du paramètre d'échange souterrain X2 avec la version GR4J de Perrin et la version modifier.....</i>	<i>119</i>
<i>Figure 6-5: Crue du 10-11-01 selon la station de Ouled Fares (Coefficient de Nash (Q)=85.1 et R2=0.42)</i>	<i>120</i>
<i>Figure 6-6: Crue du 18-12-99 selon la station de Ouled Farés (Coefficient de Nash (Q)=57.3etR2=0.56)</i>	<i>120</i>
<i>Figure 6-7: Taux de remplissage de S/X₁ de la crue du 5-2-87(X₁=172 mm) et de la crue de 10-11-2001(X₁=181 mm).....</i>	<i>121</i>
<i>Figure 6-8: Taux de remplissage de R/X₃ avec (X₃=2.7mm) pour les deux périodes (85/87et 2000/2001)</i>	<i>121</i>
<i>Figure 6-9:Taux de remplissage avec F=f(R/X3) (a) et F=f(S/X1 (crue de 24-10-00).....</i>	<i>122</i>
<i>Figure 6-10: Corrélation de débits journaliers entre 83et2003 du bassin de oued Ouahrane</i>	<i>124</i>
<i>Figure 6-11: Corrélation des débits de pointe observés et Simulés par le GR4J.</i>	<i>125</i>
<i>Figure 6-12: Corrélation de débit de pointe avec la correction de simulation.....</i>	<i>127</i>
<i>Figure 6-13 : Simulation de débit avec le GR4J de (Perrin et de modifier) période humide.....</i>	<i>128</i>
<i>Figure 6-14 : Simulation de débit avec le GR4J de (Perrin et de modifié) période sèche.....</i>	<i>128</i>
<i>Figure 6-15 Corrélations de débit de pointe par la version de perrin 2003 et perrin modifier.....</i>	<i>129</i>
<i>Figure 6-16: Vérification des résultats sur le bassin de oued Allala.....</i>	<i>129</i>
<i>Figure 6-17: Corrélation de débit de pointe du bassin de oued Allala.....</i>	<i>130</i>
<i>Figure 6-18: Corrélation de débit de pointe observé et celui calculé par la formule rationnelle.....</i>	<i>133</i>
<i>Figure 6-19 : Débit de pointe calculé par méthode rationnelle et modèles pluie-débit</i>	<i>113</i>

Liste des tableaux :

Tableau 3-1 : Répartition des superficies en fonction des tranches d'altitude.....	54
Tableau 3-2 : Calcul indice de pente de (Roche).....	55
Tableau 3-3 : de répartition des différentes formations géologiques du bassin de oued Ouahran	59
Tableau 3-4 : Moy interannuelles des températures entre 1983 et 2003 du bassin de oued Ouahrane (ANRH Alger).....	61
Tableaux 3-5 Moyennes interannuelles des évapotranspirations entre 1983 et 2003 du bassin de oued Ouahrane (ANRH Alger).....	61
Tableau 3-6 Synthétique de deuxième chapitre	62
Tableau 4-1 : Coordonnées des stations pluviométriques et hydrométriques	64
Tableau 4-2 : Estimation de la lame d'eau précipitée (1972/71- 2003/04)	66
Tableau 4-3 : Pluie annuelle de oued Ouahrane	68
Tableau 6-4 : Paramètres statistiques des pluie de oued Ouahrane.....	69
Tableau 4-5 : Estimation des précipitations annuelles pour différentes fréquence.....	70
Tableau 4-6 : Indice saisonnier des pluies sur le bassin de oued Ouahrane	71
Tableau 4-7 : Pluie journalières maximum entre (72/06) des stations de Ouled Farès et Bénairia	72
Tableau 4-8 : Valeurs de variables réduite de Gumbel	72
Tableau 4-9: Variation interannuelle des débits moyens et maximaux de la station de Ouled Farès	74
Tableau 4-10 : les débits Moyens et maximaux mensuels interannuels (Ouled farès83/84).	76
Tableau 4-11 : Variation des écoulement moyenne annuelles en fonctions des pluie annuelles des deux stations (83/03)	79
Tableau 4-12 : Valeurs des pluie et des écoulements mensuelles .max, moy entre (83/03) de station de Ouled farès	80
Tableau 4-13 : Bassin du oued Ouahrane (1983-2003) : répartition des pluies maximales journalières et de l'écoulement maximal journalier.....	84
Tableau 5-1 : Moyenne journaliers de l'évapotranspiration potentielle de chaque mois de la période entre 1983 à 2003 (ANRH Alger).....	101
Tableau 6-1: Résultats du calage pour les différentes crues avec la version de (Perrin et al. 2003)	113
Tableau 6-2 : Résultats de calage pour différentes valeurs de «n»de la nouvelle fonction d'échange souterrain.....	117
Tableau 6-3 : résultats de calage avec la nouvelle fonction d'échange souterrain pour $n = 3.5$	119
Tableau 6-4 : Moyennes, médianes et écart-types des paramètres.	123
Tableau 6-5 : Débit de pointe observé et le simulé par le GR4J	125
Tableau 6-6 : Médianes des paramètres du crue de période sèche	126
Tableau 6-7 : Débit simulé par GR4j de crue de période sèche.....	127
Tableau 6-8 : Valeurs des paramètres (médiane) du bassin de oued Ouahrane. Version de Perrin et Perrin modifier.....	128
Tableau 6-9 : Valeurs de coefficients d'écoulement pour différents types et couvertures de sol.....	131
Tableau 6-10 : Paramètres spécifiques nécessaires à l'application de ces quatre formules	132
Tableau 6-11 : Résultats du temps de concentration calculés par les quatre formules.....	132
Tableau 6-12 : Résultats des débit de pointe calculer par les quatre formules des deux stations Pluviométriques.....	133

الملخص

إن تقديرات التدفق الفيضانات العنيفة تعاني الكثير من الغموض ونقص المعطيات (القياسات الميدانية) تعكس جانباً من هذا الأخير. كل المؤشرات البشرية و المادية تؤكد مدى اهتمامها بالفيضانات العنيفة المفاجئة و القوية خاصة و أن الخسائر الناتجة عن الغمر هي غالباً في ارتفاع مستمر. قمنا باقتراح طريقة النمذجة لأجل التقدير المسبق لتدفق الفيضانات العنيفة و ذلك بعد دراسة مختلف المسالك الهيدرولوجية لاسيما تلك المسؤولة عن تكوين الفيضانات العنيفة متبوع بدراسة مختلف النماذج الهيدرولوجية المستخدمة لتحويل التساقط إلى تدفق. التحليل الزمني والمكاني لظاهرة الفيضانات بين في اغلب الحالات مدى ارتباطها بعنصر التساقط كعامل منشي و متحكم في سعة الفيضانات العنيفة و امتدادها المجالي. و من بين هذه النماذج نجد النموذج التصوري التجريبي الإجمالي الذي يوضح العلاقة ما بين التساقط و التدفق و ذلك بتتابع مختلف الخزانات و هو نموذج يعتمد على أربع معاملات، ميزة و صلابة هذا النموذج تظهر في إمكانية اختبار و تغيير بنيته و ذلك تبعاً للمميزات الحوض و نظام سيالته. كما يمكننا هذا النموذج بتقدير المسبق للتدفق الفيضانات العنيفة للأحواض التي لم يتم بها قياس التدفق.

الكلمات المفتاح: الهيدرولوجيا، النمذجة الرياضية، فيضان عنيف، واد وهران، تدفق فيضي، نموذج GR4J

Résumé

L'estimation des débits de crues souffre de nombreuses indéterminations. Le manque de données explique en partie cette méconnaissance. Les enjeux humains et matériels justifient qu'on s'intéresse aux crues soudaines et violentes avec les dommages dus aux inondations sont en constante augmentation. Nous proposons une méthodologie de modélisation pour la prédétermination de débit de crue. Après une étude des différents processus hydrologiques principalement responsables de la genèse de crues et les différents modèles hydrologiques existant pour la transformation de la pluie en débit l'analyse spatio-temporelle du phénomène des crues a fait ressortir dans la plupart du temps leur étroite liaison avec les pluies, notamment les séquences maximales : facteur générateur et déterminant de l'amplitude et de l'expansion des crues. Parmi ces modèles on trouve le modèle conceptuel ou empirique global qui représente le lien entre la pluie et le débit par des agencements variés de réservoirs, c'est un modèle qui comporte 4 paramètres. L'avantage et la robustesse de notre modèle est de tester et de changer sa structure suivant les caractéristiques du bassin et le régime du bassin, comme on peut envisager de prédéterminer les débits de crue des bassins versants et d'étudier le cas des bassins versants non jaugés.

Mots clés : hydrologie, crue, oued Ouahrane, modélisation mathématique, débit de pointe modèle GR4

Abstract

The estimate of the flows of rising suffers from many indeterminations. The lack of data explains this ignorance partly. The human and material stakes justify that one is interested in the risings sudden and violent as much as the damage due to the floods are in constant increase. We propose a methodology of modeling for the predetermination of flow of rising. After a study of the various hydrological processes mainly responsible for the genesis of raw follow-up by the study of different hydrological models existing for the transformation from rain into flow, the space-time analysis of the phenomenon of the risings emphasized their close connection with the rains, generating factor and determining amplitude and expansion of the risings. Among these models, one finds the conceptual or empirical total model which represents the bond between the rain and the flow by varied fittings of tanks; it is a model comprising 4 parameters. The advantage and the robustness of our model is to test and to change its structure according to the characteristics of the basin and the mode of the basin; one can plan to predetermine the flows of raw basins slopes and to study the case of the basins not measured slopes.

Key Words: *hydrology, flood, oued Ouahrane, modelling mathematic, top of the flow, model GR4J*

Introduction générale et problématique

La gestion de l'eau est d'une importance capitale dans le développement de l'occupation du territoire, elle pose des problèmes d'usage, de pénurie et d'inondation. Nous nous sommes intéressés à ce dernier problème qui constitue le premier risque parmi les autres catastrophes naturelles.

Entre les années 1985 et 2003, les pertes humaines dues aux catastrophes naturelles des inondations (événement brutal entraînant des dégâts humains et socio-économiques) ont augmenté de 60 %, cette augmentation est essentiellement attribuée au réchauffement de la planète et à la mauvaise gestion des espaces urbains.

Entre 1994 et 2004, les catastrophes naturelles ont touché 2,5 milliards de personnes et ont causé le décès de 478100 personnes et des pertes économiques estimées à 690 milliards de dollars. Ces catastrophes des inondations demeurent et dévastatrices, touchant plusieurs pays à travers le monde.

Similairement aux autres pays du monde, le passif de l'Algérie a été marqué par de nombreuses inondations. Au cours de la décennie écoulée, les inondations en Algérie sont les plus meurtrières que celles survenues dans les pays du bassin méditerranéen. On peut citer la pluie diluvienne du 10 novembre 2001 survenue à Bab El Oued entraînant près de 735 victimes et plus de 30000 de sans abris et d'importants dégâts matériels.

La gestion du risque d'inondation demande des méthodes qui conduisent à des modèles de prédétermination des débits essentiellement utilisés lorsque les observations historiques sont absentes ou insuffisamment nombreuses.

Le cours d'eau constitue, dans cette démarche d'appréhension des hydro systèmes, un objet d'intérêt privilégié, en raison de l'accès aisé qu'il offre à la ressource. La connaissance de son débit est aujourd'hui un instrument indispensable à la gestion des systèmes aquatiques notamment pour la prévision de débits, la gestion d'ouvrages de retenue et le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques.

De nombreuses recherches se sont donc attachées, depuis plus d'un siècle, à essayer de comprendre les processus de génération des débits et le fonctionnement du bassin versant qui représente l'entité hydrologique de production et de concentration des écoulements. Le moyen, pour arriver à comprendre la génération des débits et à établir des simulations, est de remonter jusqu'à leurs causes premières qui sont les pluies.

Introduction générale et problématique

Ainsi, on a essayé d'appliquer un modèle permettant d'obtenir une représentation simplifiée et facilement utilisable de ce lien entre pluie et débit. Cependant, comme d'autres disciplines s'attachant à comprendre et à représenter des systèmes naturels, la modélisation pluie-débit et plus généralement l'hydrologie continentale sont confrontées à la difficulté d'appréhension des systèmes étudiés du fait de leur complexité intrinsèque. Leurs caractéristiques spatiales sont très hétérogènes où de nombreux facteurs influencent leur dynamique temporelle et leur observation reste encore aujourd'hui difficile et coûteuse.

Notre travail de recherche s'inscrit comme une vision de gestion du risque lié aux crues. Il a pour vocation de fournir de nouveaux éléments d'analyse aux décideurs au cours de la phase de prévision des inondations dans le domaine de la modélisation de la transformation de pluie en débit et de sa représentation à l'échelle du bassin versant. Son objectif principal est d'améliorer les méthodes de la prédétermination du débit de pointe par une adaptation au bassin versant de oued Ouahrane.

Dans ce mémoire, nous allons fournir quelques éléments de réponse à la problématique de la prédétermination des débits de crues.

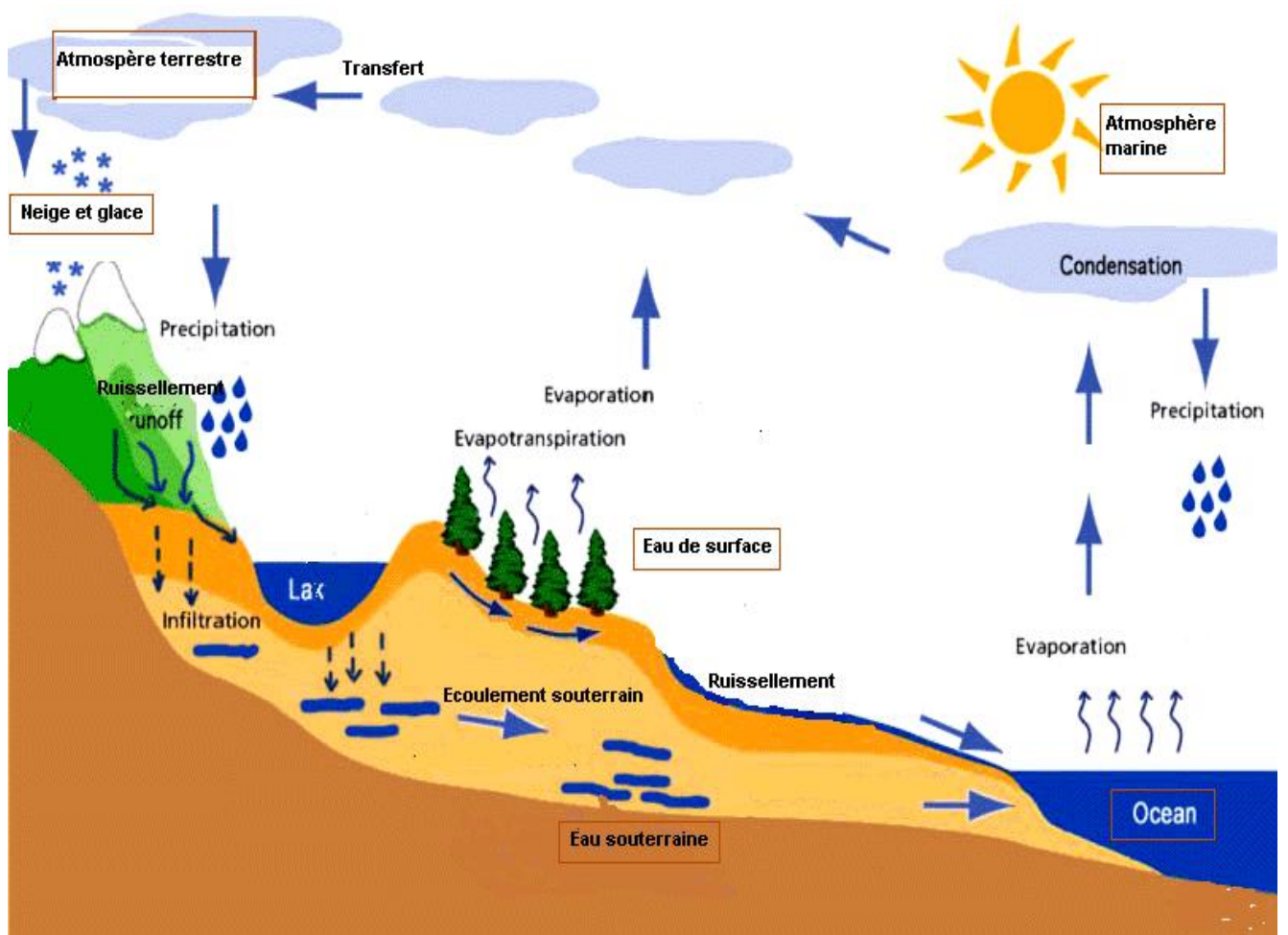
- ❖ Dans un premier temps selon le chapitre 1, nous allons tenter de comprendre quels sont les processus physiques susceptibles d'être responsables de la genèse des crues ainsi que la variation de régime hydrologique à l'échelle temporelle et spatiale.
- ❖ Puis, nous présentons dans le chapitre 2, les différents modèles déjà existants sur la modélisation pluie débit utilisée pour la prédétermination des débits (écoulements) et nous testerons la potentialité de quelques uns de ces modèles
- ❖ Le chapitre 3 examine les principales caractéristiques du bassin versant de oued Ouahrane, qui a été choisi comme bassin d'application de notre travail pour la diversité et la disponibilité des données, malgré l'absence quasi-totale d'études. De plus, on présente les données du milieu physique disponibles et l'interprétation que nous pouvons en faire relativement au fonctionnement hydrologique de ce bassin versant.
- ❖ La présence du chapitre 4, aura pour objectif d'étudier les écoulements extrêmes des crues et leurs places dans les écoulements moyens. On va tenter d'extraire les rapports relatifs et potentiels entre les pluies en tant que facteur fondamental et générateur des crues à des niveaux temporels décroissants; échelle annuelle, mensuelle et journalière, pour essayer de comprendre le mécanisme du phénomène extrême et le comportement hydrologique du bassin versant.

Introduction générale et problématique

- ❖ On a essayé dans le chapitre 5 de présenter les formules mathématiques des quatre paramètres du modèle GR4J et leurs influences sur la prévision des crues ainsi que celles engendrées par la variation des conditions initiales. Avant d'étudier la sensibilité des paramètres, il faut d'abord tester le couple pluie-débit observé au moment des fortes crues enregistrées pour comprendre la réponse du bassin versant. Le choix du modèle GR4J définitif dans notre étude a été très délicat, du fait des niveaux de performance assez semblables atteints par plusieurs structures. La version du modèle GR4J nous permet de faire des modifications de la structure où de nombreuses versions ont donné des résultats assez proches.
- ❖ Enfin, dans le dernier chapitre nous développerons une modélisation adaptée à la prédétermination des crues avec une étude comparative avec la méthode rationnelle. Après avoir défini et testé le modèle, nous avons utilisé, après modification de certains paramètres (X_2), le modèle conceptuel à réservoir fonctionnant en continu au pas de temps journalier; le GR4J (modèle du Génie Rural) fondé sur l'hydrogramme unitaire de transformation pluies-débits. Une approche est alors proposée utilisable sur des bassins non jaugés.

Chapitre I

Processus hydrologiques et genèse des crues



1-1- Introduction

Les crues touchent des bassins de petite et moyenne taille durant d'automne. Elles sont caractérisées par un temps de réponse court du bassin versant (quelques heures) et des coefficients de ruissellement très importants qui peuvent atteindre 100 %. Les processus de formation de ces crues sont encore mal connus et peuvent trouver différentes origines.

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

Par une synthèse bibliographique, nous analyserons tout d'abord les différents processus physiques responsables de la genèse et de la propagation des crues et, à partir des définitions des crues nous identifierons quels sont les facteurs influents sur le régime hydrologique à l'échelle temporelle et spatiale.

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.

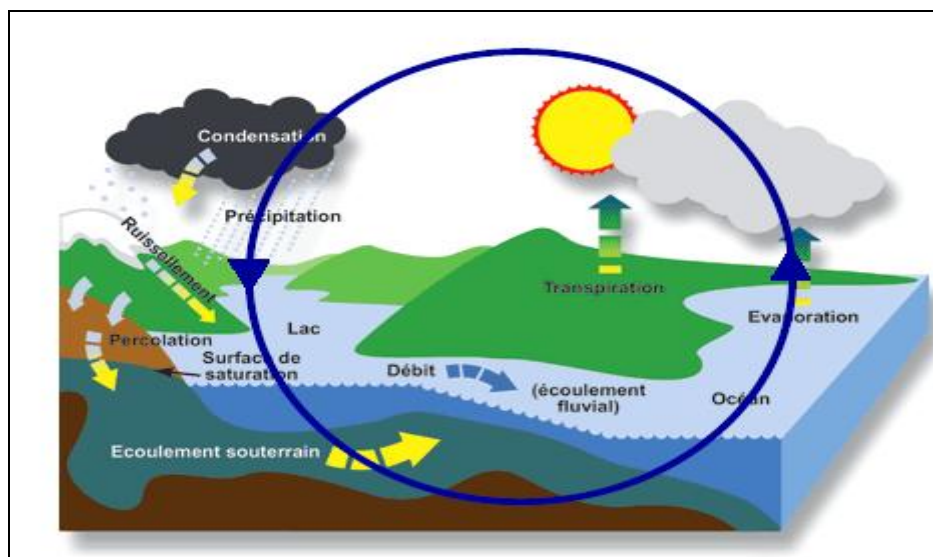


Figure 1-1: Répartition des précipitations sur un bassin versant (http://www.ec.gc.ca/water/fr/nature/grdwtr/f_cyclehtm)

1-2-1- Écoulement souterrain

L'eau souterraine joue un rôle important dans la génération des écoulements, on a pu en effet observer que dans certaines situations la part de ruissellement de surface dans l'écoulement de crue peut être faible voir même négligeable comme nous le verrons ultérieurement. Plusieurs processus ont été invoqués afin de mettre en évidence la contribution de l'eau de 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.B 1998, ANDRE M et CHRISTOPH H 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.

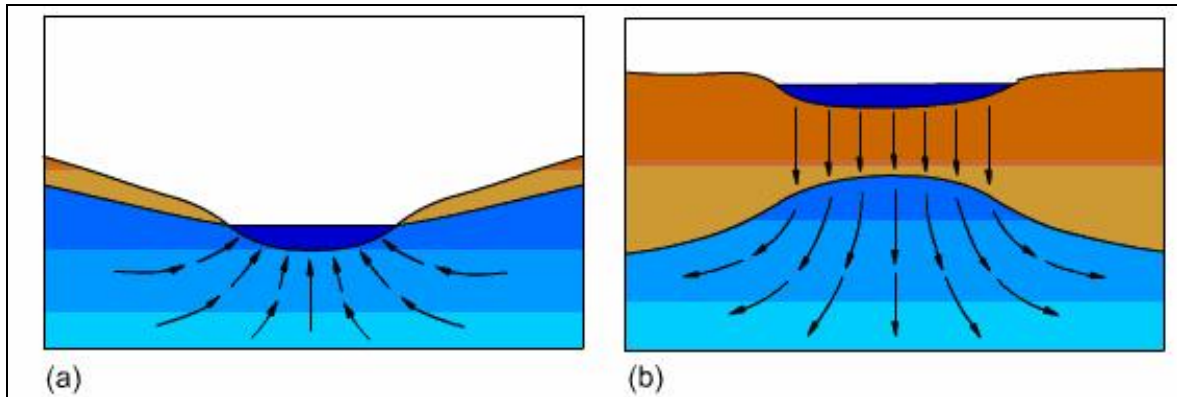


Figure 1-2: Situations distinctes où la nappe peut contribuer au débit de la rivière (a) et où la nappe peut drainer le cour d'eau (b) (<http://hydram.epfl.ch/e-drologie/>)

1-2-2- Ecoulement 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 : Ecoulement 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 : Ecoulement 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).

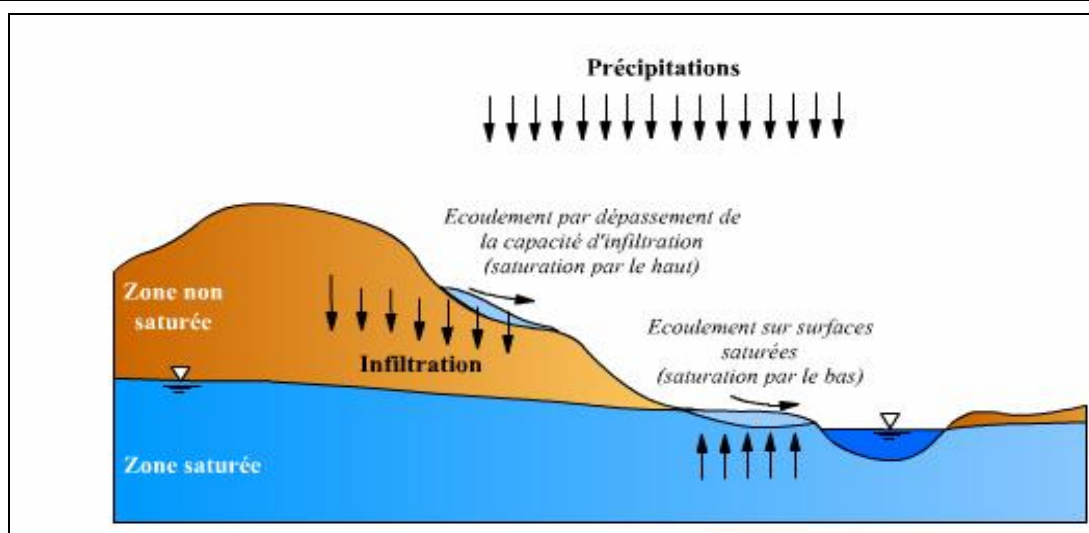


Figure 1-3 : Types des écoulements de surfaces (<http://hydram.epfl.ch/e-drologie/>)

1-2-3- Écoulement 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 CHRISTOPH 1998).

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

1-2-4- Écoulement 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- Définition d'une crue

D'après ROCHE (1963), la notion de crue est liée à celle du temps de concentration des eaux pluviales sur un bassin. Il est relativement aisé d'imaginer la genèse d'une crue à partir de la pluie. L'abattement des pluies ponctuelles fait que la hauteur de pluie disponible pour la création

d'une crue de fréquence donnée est plus faible sur un grand bassin que sur un petit, ce qui tend à diminuer non seulement le débit spécifique de pointe, mais aussi la lame d'eau ruisselée.

Une crue est relative à la période de hautes eaux d'une rivière de durée plus ou moins longue suivant des averses plus ou moins importantes sur un bassin versant. Les crues représentent une quantité d'eau "extraordinaire" au sens étymologique du terme transportée (avec ou sans débordement) par un système hydraulique (lacs ou cours d'eau) (AMBROISE 1998, ANDRE et CHRISTOPH 1998). L'inondation correspond à la submersion rapide ou lente d'une zone avoisinant un cours d'eau à la suite d'une crue.

1-3-1- Evolution d'une formation des crues

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 contribue 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 hydrologique.

1-3-2- Genèse des crues

La figure 1-4 montre que sous certaines conditions, l'écoulement souterrain de l'eau participe directement ou indirectement à la formation des crues. La représentation du ruissellement notamment en milieu tempéré correspond à un cas particulier extrême puisque les

crues sont fréquemment observées pour des intensités de pluie bien inférieures à la capacité d'infiltration des sols. Selon la localisation, l'eau ruisselée pourra participer au débit de crue ou bien s'infiltrer plus en aval sur le versant. De plus, autres types de ruissellement ne peuvent être écartés dans les zones humides ou le sol est saturé jusqu'en surface. La pluie tombant sur ces surfaces ne peut que ruisseler ou libérer un volume d'eau ancienne. L'effet piston repartit alors le ruissellement en une zone de ruissellement d'extension et une zone d'infiltration d'extension. *ROCHE (1963)* parle de l'existence de quelque chose fournie par les nappes ayant un comportement différent du ruissellement et n'appartenant pas au débit de base. Pour lui, c'est un ruissellement sub-surface de très faible hauteur ou en minces filets freiné par la base de la végétation ou les aspérités du sol. L'exfiltration d'eau provenant de l'écoulement souterrain constitue encore un autre type de ruissellement fréquemment observé sur les zones hydromorphes où affleurent les nappes (*AMBROISE 1998, ANDRE et CHRISTOPH 1998, GAUME 2007*).

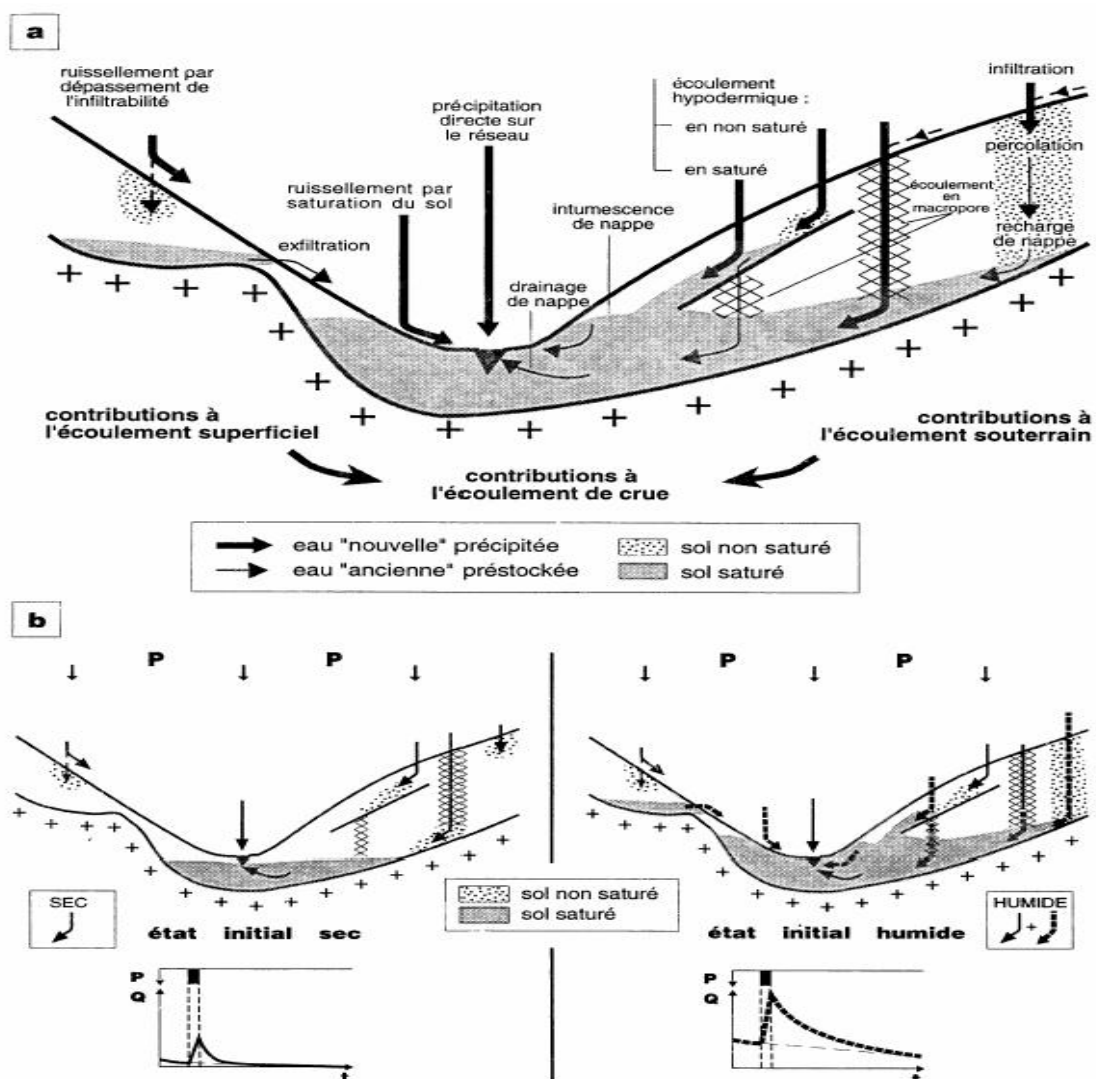


Figure 1-4: Principaux processus d'écoulement superficiel et souterrain (Ambroise 1998)

La part dominante des écoulements est générée sur une surface correspondant à l'extension de la zone saturée. Ce résultat particulièrement observé en zone forestière montre que l'écoulement est majoritairement constitué de l'écoulement sub-superficiel. Le premier processus invoqué, pour expliquer la contribution souterraine, a été celui d'un écoulement hypodermique dans le sol en condition saturées ou non saturée (*AMBROISE 1998, ANDRE et CHRISTOPH 1998*). L'écoulement observé à l'exutoire d'un bassin versant provient des zones d'extension limitées pratiquement assimilables à des nappes d'eau libres avec des coefficients d'écoulement sous voisins de l'unité.

L'eau de surface s'infiltré dans le sol non saturé et percole en profondeur en pesant par l'effet piston l'eau déjà présente. La percolation verticale de l'eau peut être ralentie ou encore bloquée par un niveau moins perméable du sol. L'augmentation des gradients latéraux de potentiel hydraulique procure des conditions plus humides à ce niveau du sol favorisant un écoulement latéral sur le versant. Ce type d'écoulement ne suffit que très exceptionnellement à générer des crues et qui a plus un rôle de soutien du débit de base.

Dans les parties inférieures plus humides, les versants ou encore dans les nappes peu profondes rechargées rapidement à travers la faible épaisseur du sol non saturé, un petit apport d'eau sur une zone de saturation suffit à convertir cette dernière en surface libre pour augmenter rapidement le niveau de la nappe. Les surfaces de contribution aux pieds des versants là où la capacité du sol à transmettre l'écoulement latéral n'est plus suffisante et l'eau retourne par conséquent à la surface. Ce phénomène peut faire contribuer la nappe au soutien des hautes eaux de manière importante. Bien que chaque colonne de sol juxtaposée, pour constituer le massif poreux du bassin, soit identique en terme de matrice poreuse, il se développe à cause de la capillarité, un état initial très différencié au fur et à mesure que l'on s'approche du cours d'eau. Le déficit en volume d'eau à combler pour atteindre la saturation étant de plus en plus réduit aux abords des berges. La progression des eaux vers la nappe est accélérée ; c'est le phénomène d'intumescence de nappe qui montre alors que des eaux anciennes constituent majoritairement les volumes écoulés. Les coefficients auraient plaidé en faveur d'une forte proportion d'eau en provenance directe de l'averse génératrice et la transmission de l'eau vers l'aval jusqu'au ruisseau qui la draine à une vitesse supérieure au déplacement gravitaire de l'eau .

1-3-3- Réponse hydrologique et formation des crues

Le bassin versant c'est une surface élémentaire hydrologiquement close dont les excédents de précipitation s'évaporent ou s'écoulent à l'exutoire. Le bassin versant fonctionne comme un collecteur chargé de recueillir les pluies et de les transformer en écoulement à l'exutoire. Il représente l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses effets et constitue l'ensemble de territoires superficiels et souterrains qui se drainent vers le même exutoire (ROCHE 1963).

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 débit 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.

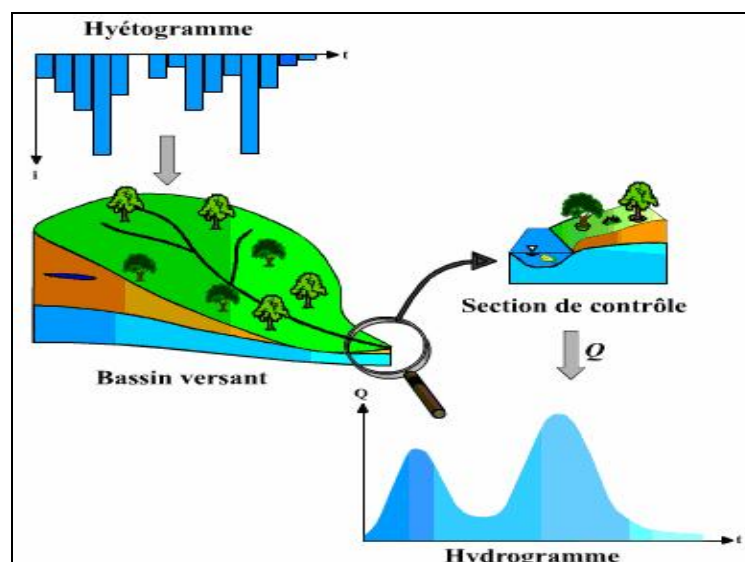


Figure 1-5 : Réponse hydrologique du bassin versant
([Http://hydram.epfl.ch/e-drologie/](http://hydram.epfl.ch/e-drologie/))

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.

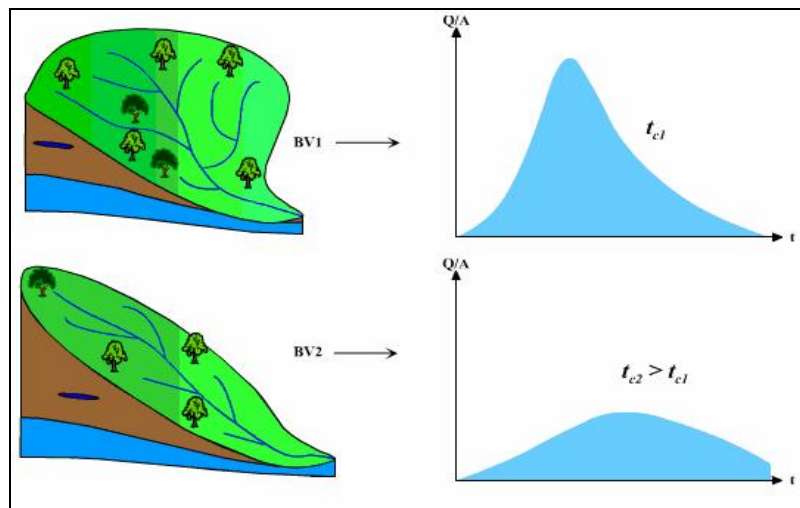


Figure 1-6 : Influence de la forme de bassin versant sur hydrogramme de crue (<http://hydram.epfl.ch/e-drologie>)

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 ?

1-4- Origine des crues

Une crue est le résultat d'une combinaison entre un événement météorologique et une situation hydrologique particulière. Ainsi les phénomènes conduisant aux crues sont de deux natures : météorologiques et hydrologiques et il est impératif de tenir compte de ces deux aspects si l'on veut comprendre la formation des crues :

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 (dues 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).

1-4-1- 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. La quantité d'eau collectée puis transportée par la rivière résultera des précipitations directes à la surface même du cours d'eau et des écoulements de surface et souterrains parvenant à son exutoire. La proportion entre ces deux types d'écoulements est définie par la quantité d'eau infiltrée dans le sol; cette dernière permet de définir la fraction de pluie participant à l'écoulement de surface et celle contribuant à l'écoulement souterrain. Globalement les processus régissant la génération des écoulements sont encore mal connus. Cette méconnaissance provient en partie au moins du fait que les réponses à deux questions essentielles sont multiples. En effet, la question est de savoir quel est le devenir de l'eau des pluies ainsi de celle de l'eau de rivière. On peut d'abord distinguer quatre cheminements principaux de l'eau de rivière comme les a proposé *EMBROISE (1998)* :

- Précipitation directe à la surface libre du cours d'eau
- Ecoulement souterrain
- Ecoulement de sub-surface
- Ecoulement de surface

Selon Dunne (1978), on peut décomposer l'écoulement de surface en :

- (a) Ecoulement de ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration ou ruissellement Hortonien
- (b) Ecoulement par saturation constitué par l'écoulement de surface des précipitations directes tombées sur les surfaces saturées essentielles sont respectivement :
 - Ecoulement de surface type Hortonien (écoulement par le dépassement de la capacité d'infiltration)
 - Ecoulement de base souterrain
 - Ecoulement de sub-surface
 - Ecoulement sur surface saturée (ruissellement par saturation)
 - Précipitation directe à la surface libre du cours d'eau (voir figure 1-7).

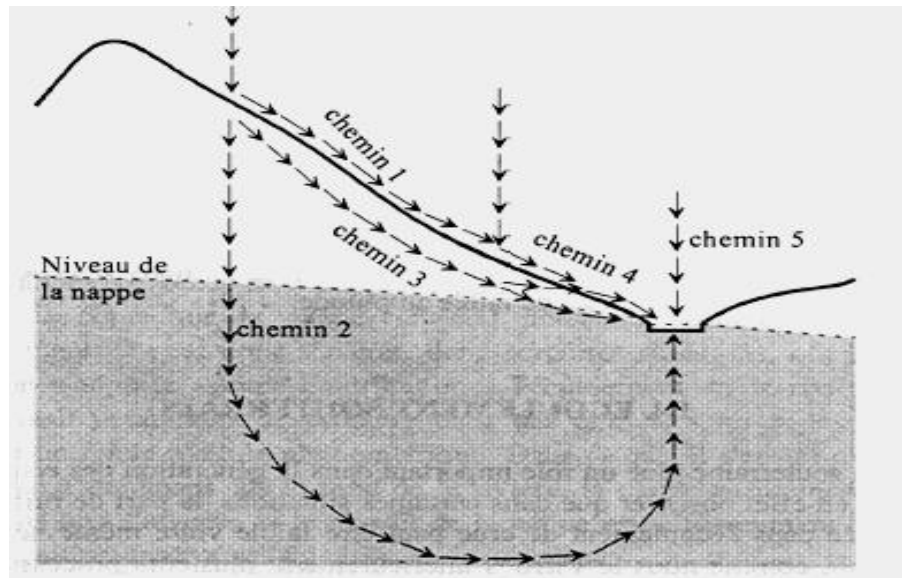


Figure 1-7 : Représentation des cinq cheminements distingués par Dunne (1978)

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).

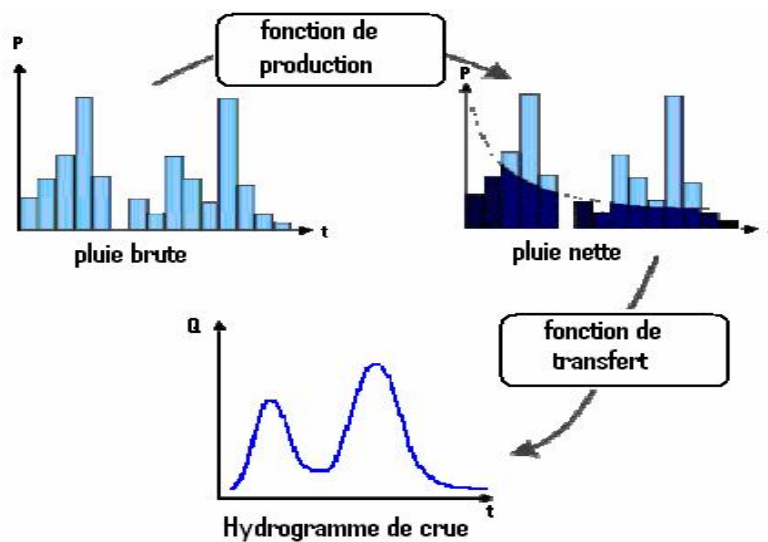


Figure 1-8 : Transformation de la pluie en hydrogramme de crue

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 hétérogramme 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 **tc** 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.

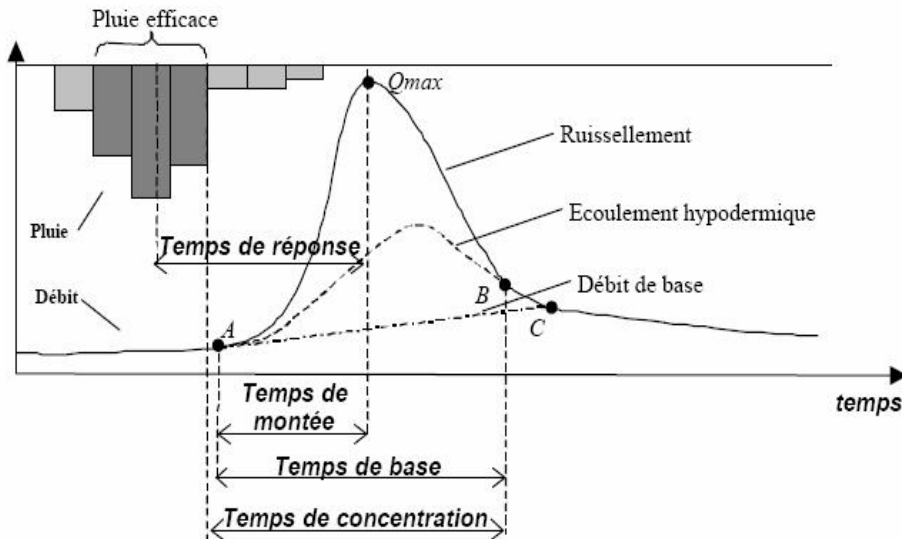


Figure 1-9 : Analyse des événements pluies débits, (ROCHE 1963)

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

Cette description est issue d'une interprétation simplifiée des mécanismes conduisant à la transformation de la pluie en débit. On suppose que l'essentiel de la crue est provoqué par le ruissellement de la pluie efficace, c'est à dire la pluie tombée sur le bassin, et qui n'a pas été infiltrée, évaporée ou interceptée. Le début de la crue correspond à l'arrivée des eaux de ruissellement à l'exutoire du bassin. Parallèlement à cet écoulement par ruissellement, un second type d'écoulement est défini ; il s'agit de l'écoulement hypodermique (ou écoulement sub-surface, ou encore écoulement retardé). Il s'agit d'un écoulement freiné par la base de la végétation ou les aspérités du sol. Le débit de base correspond à l'écoulement, à plus long terme, généré par la recharge des nappes.

Dans la pratique, la distinction entre l'écoulement par ruissellement pur, et l'écoulement hypodermique n'est pas toujours faite. En effet, la définition de l'écoulement hypodermique

reste très imprécise. Souvent, on se contente simplement de faire la distinction entre le ruissellement et le débit de base (*ROCHE 1963*).

1-6- Régimes hydrologiques

Le régime hydrologique est la variation du débit d'un fleuve. Les relevés de débit d'une rivière pendant une longue série d'années montrent des variations saisonnières systématiques (position des hautes et basses eaux) en fonction des principaux facteurs influençant l'écoulement ; le régime des précipitations, la nature du bassin versant, sa situation géographique, l'infiltration, etc.

Ces variations saisonnières sont le reflet de l'intégration spatio-temporelle des paramètres du bassin versant. 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). Il est possible de caractériser un bassin versant et son écoulement en adoptant une classification du régime des cours d'eau basée d'une part sur l'allure de la fluctuation saisonnière systématique des débits qu'il présente, et d'autre part sur son mode d'alimentation, c'est-à-dire, la nature et l'origine des hautes eaux (pluviale, nivale ou glaciaire). La répartition mensuelle des débits est alors utilisée pour classer le régime d'écoulement d'un cours d'eau appelé le régime hydrologique (*ROCHE 1987*)

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 (*ANDRY1998, 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).

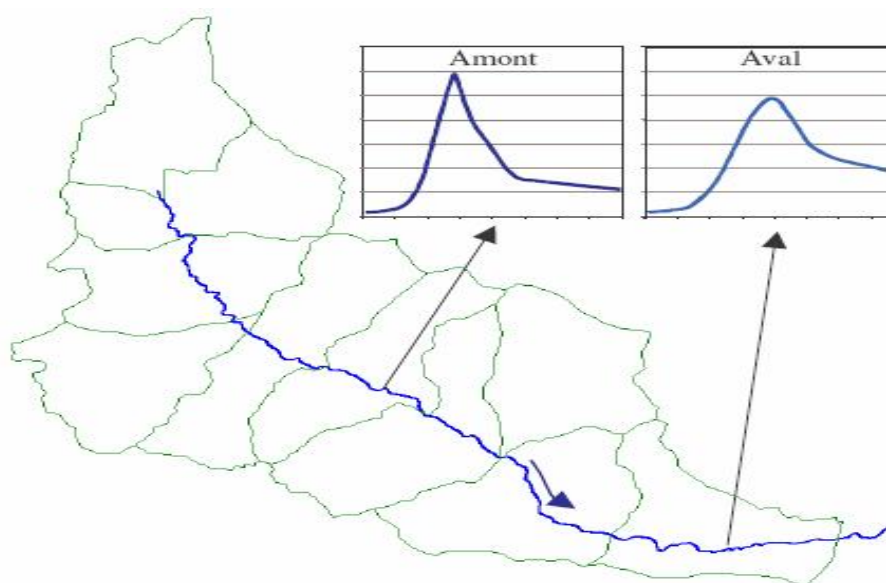


Figure 1-10: Variabilité du régime à l'échelle spatiale (deux hydrogrammes d'une même crue observée à l'amont et à l'aval)

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'eau libre tels 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 barrage et les bassin de rétention) (ANDRY 1998).

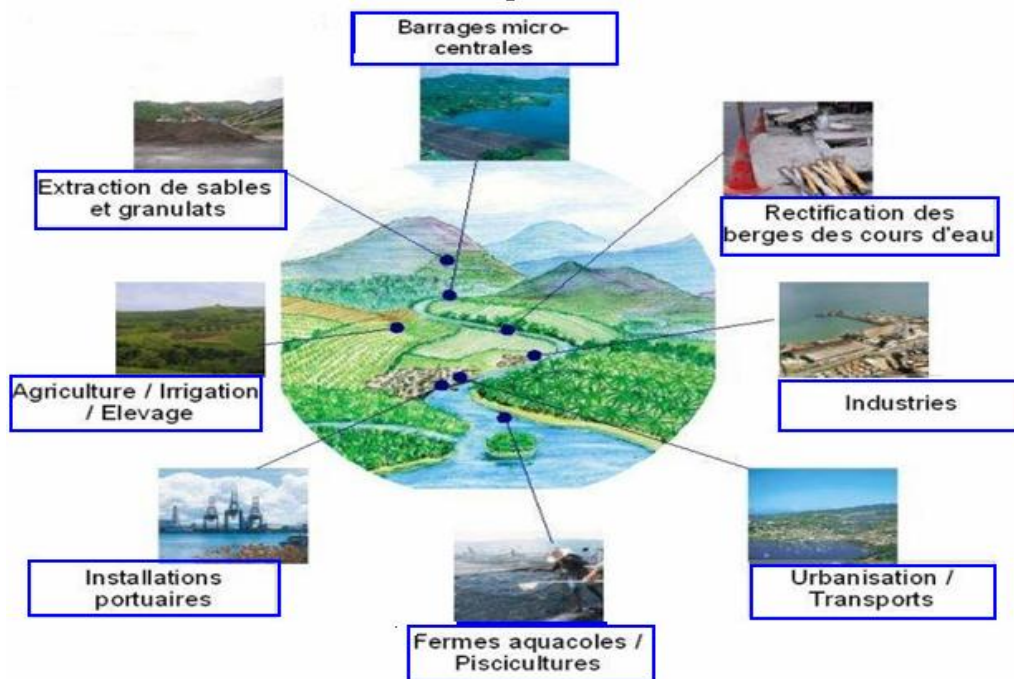


Figure 1-11: Impact de l'homme sur la variation de régime hydrologique (www.martinique.ecologie.gouv.fr/gestion_locale.html)

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 (ALI-AGOUMI 2003), le réchauffement climatique la région 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.

Une tentative de quantification de cette vulnérabilité des ressources en eau de la région. Il s'agit de la diminution probable des ruissellements en relation avec les changements climatiques prévus pour la région des pays du Maghreb

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 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

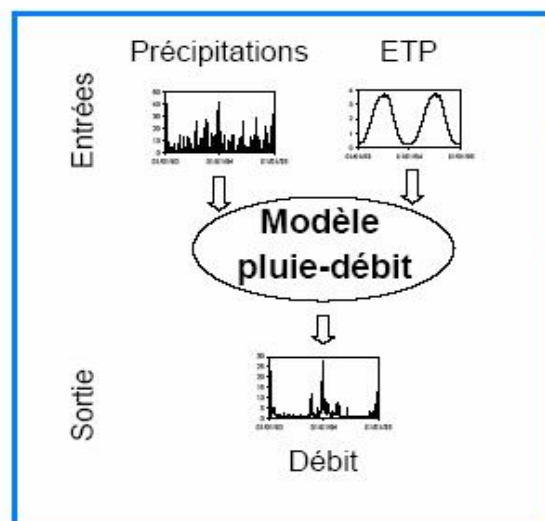
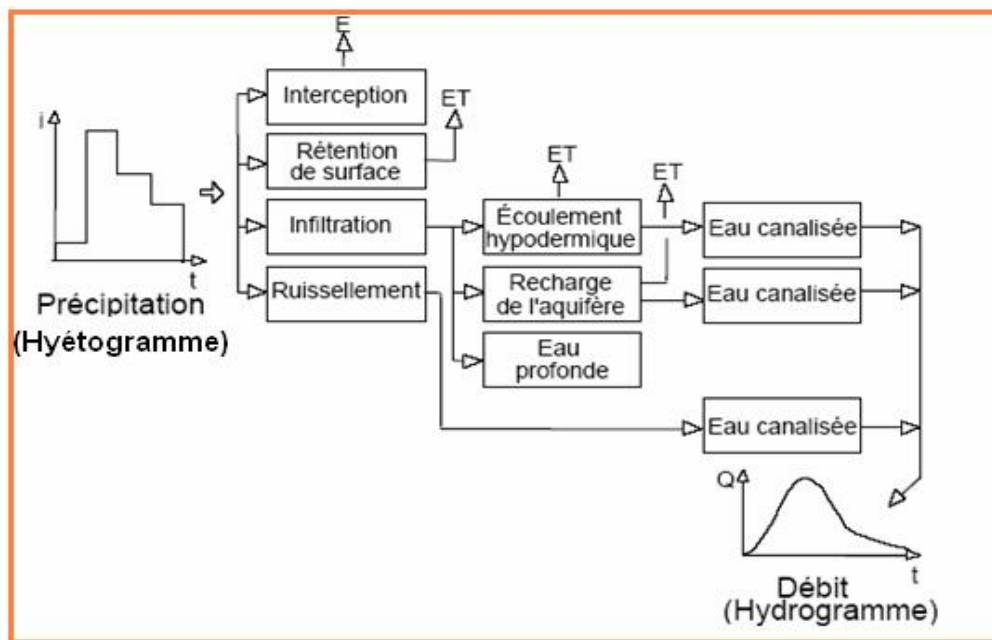
Dans la description des processus dits "Hortonniens", la transformation de la pluie en hydrogramme de crue se traduit par l'application successive de deux fonctions, nommées respectivement fonction de production ou fonction d'infiltration et fonction de transfert. La fonction de production permet de 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. Nous chercherons à répondre à cette question présentée aux chapitres suivants.

Chapitre II

Modélisation hydrologique et modèles pluie-débit



2-1- Introduction

L'hydrologie est la science concernant l'ensemble des questions liées à l'eau et à son comportement. La recherche en hydrologie s'attache à améliorer la connaissance du système hydrique de la petite échelle par exemple analyse de la variation de la conductivité hydraulique en fonction de taux de saturation à l'échelle planétaire et l'analyse du bilan hydrologique et du processus de désertification.

La recherche sur les crues catastrophiques, l'étude des modifications du bassin versant et la pollution des nappes et des cours d'eau sont autant d'exemples de domaines de recherche hydrologiques. Sous leur aspect opérationnel, les résultats de ces analyses mènent souvent, par exemple, à l'aménagement des cours d'eau, à déterminer des plaines inondables, à calculer des réseaux de drainage ou à des installations d'irrigation.

Cette nécessité de recherche est confrontée aux multiples complexités du milieu naturel. Il est constaté que certains phénomènes identifiés (les crues, la saturation des sols, l'augmentation de la salinité des nappes ect...) sont souvent difficilement explicables. Cet aspect devient crucial lorsqu'il s'agit de déterminer l'état du système soumis à des contraintes nouvelles non encore observées. Toute tentative d'extrapolation des observations doit ainsi se conjuguer avec des hypothèses et des simplifications dans le but de représenter le bassin versant et son comportement.

Les hypothèses doivent être en rapport avec les processus à considérer et les objectifs de l'étude et les possibilités d'identifier les paramètres pertinents. Ceci implique qu'il existe plusieurs types de méthodes qui font intervenir la notion de modèle où le choix de l'un d'entre eux repose ainsi sur la connaissance de toutes les gammes de modèles et sur leur critères de sélection.

2-2- Définition des modèles

Un modèle est une représentation schématique d'un phénomène physique réalisé dans le but de mieux étudier ou d'analyser l'influence qu'il exerce. Une très grande complexité caractérise les processus impliqués dans le cycle de l'eau, les hydrologues conviennent aujourd'hui de leurs connaissances partielles. En effet, la représentation de tout ou partie de ce cycle (démarche de modélisation), à des fins variées, se heurte à la difficulté d'appréhension, de description ou de compréhension des phénomènes et des systèmes étudiés. Par conséquent, les représentations de ces systèmes, c'est-à-dire les modèles, sont nécessairement simplificatrices, réductrices de la complexité naturelle, et donc grossièrement inexactes. Le modélisateur opère

des choix de représentation du système en ne retenant que les aspects qui lui semblent les plus pertinents, pour tendre vers une solution la moins inexacte possible.

La représentation peut être mathématique ou physique, dans le premier cas le modèle est le résultat d'expressions analytiques de la complexité observée ou supposée et se représente généralement sous la forme d'ensemble d'équations, dans le second cas le modèle est une maquette reproduite à une échelle adéquate (ANDRE et CHRISTOPHE 1998)

2-2-1- Quelques éléments de vocabulaire

La figure 2-1 montre que la modélisation hydrologique, comme la modélisation mathématique d'une manière générale, a son vocabulaire propre que nous présentons succinctement ici (ANDRY et CHRISTOPHE 1998, GAUME 2006-2007).

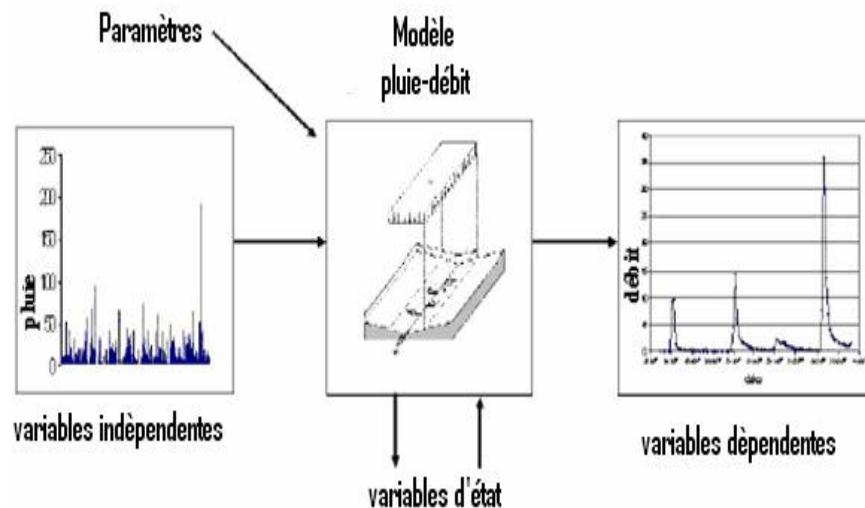


Figure 2-1: Représentation schématique d'un modèle hydrologique

Variables indépendantes, variables d'entrée ou fonctions de forçage: Elles sont des données d'entrée du modèle. Dans le cas des modèles hydrologiques, il s'agit essentiellement des mesures de pluie et d'ETP. Les modèles hydrologiques sont des modèles dynamiques, les données d'entrée fluctuent en fonction du temps. Certains modèles utilisent des données d'entrée spatialement distribuées.

Variables dépendantes ou variables de sortie: il s'agit essentiellement des débits mais aussi des flux ou concentrations en polluants et matériaux érodés simulés à l'exutoire du bassin versant. Cette présentation se limitera aux modèles de simulation pluie - débits.

Variables d'état: Ces variables permettant de caractériser l'état du système modélisé et qui peuvent évoluer en fonction du temps dans un modèle dynamique. Il s'agit, par exemple, du

niveau de remplissage des différents réservoirs d'eau du bassin versant, du taux de saturation des sols, mais aussi de la profondeur des sols, des pentes. Certaines variables d'état sont mesurables.

Paramètres : La notion de paramètre est intimement liée à celle des modèles conceptuels ou empiriques. Dans de nombreux cas, il n'est pas possible de représenter dans un modèle le processus physique parce que l'échelle de ce processus est trop petite et que les variables d'état contrôlant le processus ne sont pas accessibles à la mesure. Un modèle plus global est alors utilisé pour décrire le processus, mais certaines de ses variables d'état n'ont plus de sens physique, et ne peuvent plus être reliées à des variables mesurables. Ces variables, dont la valeur doit être déterminée par calage, sont appelées paramètres. La loi de Darcy est un exemple de modèle empirique global. Le processus sous-jacent - écoulements d'eau dans un réseau complexe de pores ne peut être décrit finement. La conductivité hydraulique d'un sol n'est pas accessible directement à la mesure et doit être évaluée à partir de tests d'infiltration.

Erreur de modélisation : C'est une mesure de l'écart entre les valeurs simulées à l'aide du modèle et les valeurs mesurées. Les critères d'évaluation de la qualité d'une simulation peuvent être utilisés à la fois comme fonction objective lors du calage du modèle, ou comme mesure d'évaluation de ses performances en contrôle.

Il n'existe pas de critère d'évaluation universel et le choix d'un critère est donc avant tout l'affaire de l'utilisateur du modèle et dépend essentiellement de l'utilisation qui en est faite (GAUME 2006-2007).

Deux grandes catégories peuvent être distinguées, à savoir les critères numériques et les critères graphiques. Les premiers se basent sur le calcul de l'erreur du modèle, c'est-à-dire la distance (évaluée de différentes manières) entre les débits observés et simulés. Les seconds conduisent généralement à des évaluations plus subjectives que les premiers.

a) Critères en moindres carrés

Les critères en moindres carrés (F^2) sont parmi les plus utilisés. Ils se basent sur la somme des erreurs quadratiques du modèle définie par :

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

Où $Q_{obs,i}$ et $Q_{calc,i}$ sont respectivement les débits observés et simulés au pas de temps i et n le nombre total de pas de temps de la période d'étude. F^2 est analogue à la variance résiduelle d'une régression linéaire.

Il est cependant difficile en utilisant F^2 , de pouvoir comparer les performances du modèle d'une période à l'autre ou d'un bassin à l'autre, la valeur de cette fonction étant généralement d'autant plus élevée que le niveau des débits est fort (les erreurs absolues(F_0) étant en moyenne plus élevées). Nash et Sutcliffe (1970) proposent donc de normaliser la fonction en effectuant une comparaison de F^2 à une fonction de référence, celle-ci étant choisie comme la variance initiale des débits définie par (PERRIN 2000):

$$F_0^2 = \sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2$$

Où Q_{obs} est la moyenne des débits observés. Nash & Sutcliffe (1970) construisent ainsi un critère d'efficacité R défini comme la proportion de la variance initiale des débits expliquée par le modèle. Il est défini par:

$$R = 1 - \frac{F^2}{F_0^2} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2}$$

Ce critère (que nous appellerons critère de Nash-Sutcliffe), variant dans l'intervalle $]-\infty; 1]$, a l'avantage d'être d'interprétation facile. Il estime l'amélioration d'ajustement que l'on obtient en utilisant le modèle pour simuler les débits par rapport à un modèle de référence qui donnerait sur toute la période considérée un débit constant égal au débit moyen. Un critère de valeur 1 signifie que l'erreur du modèle est nulle (modèle parfait). Une valeur de R inférieure à zéro signifie que le modèle n'explique pas mieux le comportement du bassin que le modèle de débit constant. Ce critère d'évaluation des modèles est très largement utilisé en hydrologie, probablement en raison de sa simplicité et de son lien intrinsèque avec la régression linéaire.

b) Autres critères:

Erreur absolue :

L'erreur moyenne absolue(A) d'un modèle peut être définie par :

$$A = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Q_{obs,i} - Q_{calc,i}|$$

Elle représente la déviation absolue (AD) du débit simulé par rapport à l'observer en moyenne à chaque pas de temps. Ce critère peut être intéressant dans le contexte de la prévision de débit, où l'on veut être aussi proche que possible de la valeur observée à chaque pas de temps. définie par:

$$AD = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |Q_{obs,i} - Q_{calc,i}|}{\sum_{i=1}^n |Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}}|}$$

AD varie ainsi également entre $]-\infty; 1]$ et permet de réaliser des moyennes sur les performances des modèles sur un échantillon de bassins.

Erreur cumulée :

L'erreur moyenne cumulée EC d'un modèle peut être définie par :

$$EC = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})$$

$$= \overline{Q_{obs,i}} - \overline{Q_{calc,i}}$$

Elle indique, par comparaison des débits moyens observés et calculés, la capacité du modèle à reproduire le volume d'eau écoulé sur la période. Egalement appelée erreur de bilan ou biais du modèle, cette erreur peut être positive ou négative. A la différence des deux erreurs précédentes, celle-ci ne fait plus référence à une adéquation temporelle à chaque pas de temps entre le débit calculé et le débit observé. Cette erreur peut aussi être écrite sous forme relative, par :

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

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

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*).

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*).

2-2-2 Pourquoi des modèles hydrologiques ?

Les modèles hydrologiques, comme nous les avons vus plus haut, sont nés bien avant l'avènement de l'informatique. A quel besoin répondaient et répondent encore ces modèles ? La littérature scientifique présente une très grande diversité de modèles dont très peu ont trouvé une utilisation opérationnelle. La question de l'utilisation de modèles en hydrologie, pour effectuer des prévisions, dimensionner des ouvrages d'art, délimiter des zones inondables, se pose en particulier pour les bassins versants pour lesquels on dispose de séries de débits mesurés. Nous aurons l'occasion de l'aborder dans le cadre du travail dirigé consacré à la modélisation hydrologique. Ceci dit, on peut distinguer trois types d'utilisation des modèles mathématiques en hydrologie. (*AMBOISE 1998, ANDRÉ et CHRISTOPHE 1998*).

La modélisation comme outil de recherche : Cela reste aujourd'hui encore le champ d'application privilégié de la modélisation hydrologique. La modélisation peut être utilisée pour interpréter des données mesurées. Différents scénarios de fonctionnement hydrologique des bassins versants peuvent être confrontés aux mesures. Des crues simulées avec différentes hypothèses sur le coefficient d'apport sont confrontées à un hydrogramme mesuré (*GAUME 2007*).

La modélisation comme outil de prévision : C'est l'anticipation des évolutions futures du débit d'un cours d'eau. Il s'agit de l'utilisation opérationnelle la plus courante des modèles hydrologiques. Cependant, dans la plupart des cas, les modèles développés sont basés sur des régressions linéaires entre les variables indépendantes (pluie, débits amont) et les variables dépendantes (débits aval), et font peu appel aux connaissances sur les processus hydrologiques (*ROCHE 1987*).

La modélisation comme outil d'extrapolation : C'est la reconstitution de séries de débits plausibles. Dans certains cas, comme par exemple le dimensionnement de déversoirs de sécurité de barrages ou encore la délimitation de zones inondables dans le cadre d'un plan de prévention

des risques, il est nécessaire de proposer des scénarios de crues, ou éventuellement d'étiages, de période de retour nettement supérieure à la durée d'observation des débits sur le site étudié. L'utilisation de longues séries de pluies éventuellement générées à l'aide d'un modèle stochastique de pluies - couplées à un modèle hydrologique permet de reconstituer des scénarios rares (*PERRIN 2000*).

2-3- Typologie des modèles

D'après *ANDRE et CHRISTOPHE (1998), AMBOISE 1998 et ROCHE 1987*, entre les différents types de modèles apparaissant, la distinction des modèles physiques et des modèles mathématiques est immédiate. Il est également facile de distinguer dans les modèles mathématiques ; les modèles mécanistes, qui se basent sur les équations et simulent le comportement précis du système étudié, exemple de la loi de Darcy et les modèles fonctionnels qui simulent le fonctionnement global du système.

2-3-1- Modèle physique :

Il y'a trois types de modèles physique ; les modèles à maquette, les modèles physiques analogiques et les modèles physiques hybrides (analogique et numérique).

- Modèle physique à type maquette : Ils permettent de quantifier l'influence des ouvrages tels que les canaux de rejets des évacuateurs ou des bassins de rétention simples là où la résolution d'équations mathématiques est trop complexe ou impossible. Les principales difficultés d'application et d'interprétation de ces modèles résident dans le problème d'échelle et dans la transposition des résultats sur le terrain (*AMBROISE 1998, ANDRE et CHRISTOPHE 1998*).

- Modèle physique analogique : Notons pour être complets, qu'il existe des modèles physiques analogiques qui utilisent les similitudes existantes entre le phénomène à étudier (typiquement des mouvements de l'eau dans un réseau de canalisation) et un autre phénomène physique. L'exemple classique est un réseau de conducteurs électriques qui simule les mouvements de l'eau dans le sol. Il est facile de montrer que les équipotentiels électriques et inversement (analogie entre le courant hydraulique et le flux, entre la tension électrique et la pression et entre la résistance et la perte de charge), il suffit alors de construire un réseau électrique à l'image du réseau hydraulique (*AMBROISE 1998, ANDRE et CHRISTOPHE 1998*).

- Modèle physique hybride : Notons enfin, la possibilité de simuler un comportement hydrologique avec des modèles hybrides (analogique et numérique) ou certaines solutions d'équations différentielles complexes s'effectuent par analogie et dont les résultats à chaque pas de simulation sont intégrés dans les développements des schémas numériques de résolutions (*AMBROISE 1998 et ANDRE M et CHRISTOPHE 1998*).

2-3-2- Modèles mathématiques

Ils occupent la place prépondérante dans le domaine de la modélisation hydrologique. Il se compose d'une ou de plusieurs équations dont l'origine et le degré de complexité et de réalisme multiplient les possibilités de construction. On a deux grands types de modèles mathématiques, modèle déterministe et stochastique, les différences entre ces types de modèles relèvent tant de la philosophie que des mathématiques.

Il est presque impossible de distinguer des catégories de modèles nettement distinctes, et ce d'autant plus que la terminologie employée est encore fluctuante. *MAKHLOUF 1994 et AMBROISE 1998* ont proposé quelques clés de différenciation des modèles. Pour caractériser et comparer les modèles afin de choisir aux mieux pour chaque application, il est utile de les classer selon plusieurs critères complémentaires :

- Modèles déterministe ou stochastique selon la nature de leurs variables, de leurs paramètres et de leurs relations.
- Modèle empirique ou physique selon la nature des relations utilisées, la classe intermédiaire des modèles conceptuels (paramétriques) reposant sur une certaine conceptualisation du fonctionnement du système mais faisant intervenir des relations empiriques pour le décrire.
- Modèles globaux ou spatialisé (discrétisés) selon l'unité spatiale de base dans les équations est l'ensemble du bassin ou chacun de ses points avec la classe intermédiaire des modèles semi -spatialisés ou le bassin découpé en sous unités supposées homogènes et considérées chacune globalement
- Modèles cinématiques ou dynamiques selon l'évolution temporelles est simplement décrite au mise aussi en relation avec les forces qui la causent.

GAUME (2007) a proposé les critères pour classer les modèles hydrologiques qui sont des processus l'échelle spatiotemporelle et la méthode utilisée pour résoudre les équations. Selon la description des processus, on peut avoir plusieurs niveaux de classification ; modèle globales

ou distribuées déterministe, stochastiques (figure 2-2). La méthode de résolution employée peut également différencier les méthodes entre empiriques ou conceptuelle (HENINE 2004).

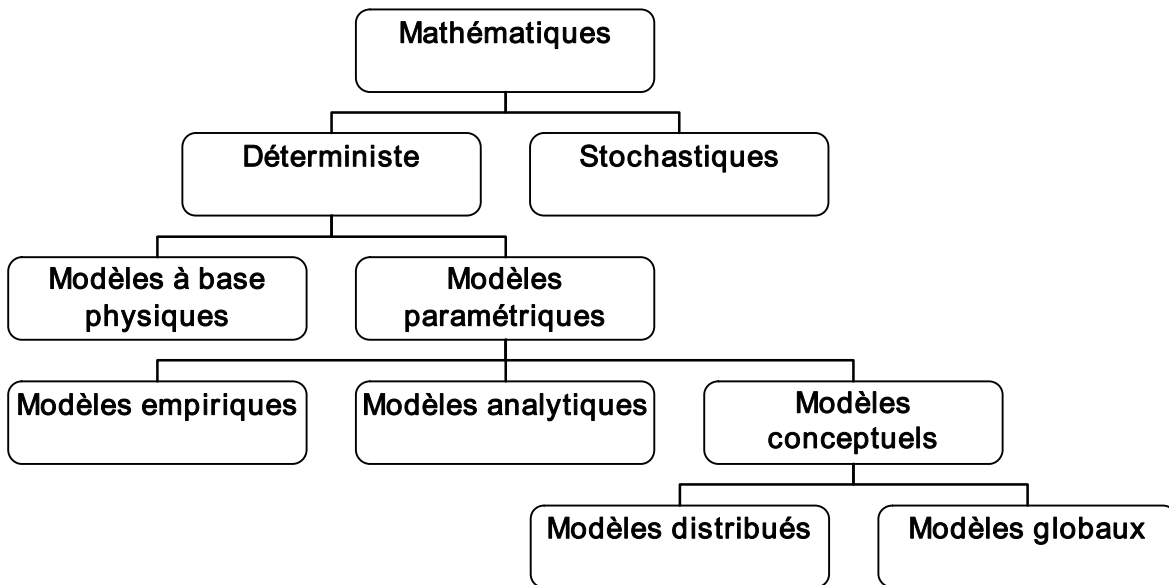


Figure 2-2 : Classification des modèles proposée par Gaume (2007)

2-3-2-1- Modèles déterministes et stochastiques:

a) Modèles stochastiques :

L'aspect stochastique (GAUME 2002, BOUDHRAA 2007) prend en compte les phénomènes à caractère aléatoire prédominant et les incertitudes incohérentes à l'estimation. Les modèles stochastiques simulent des processus qui dépendent en partie totalement du hasard, ces modèles sont utilisés pour simuler des phénomènes physiques si complexes qu'ils semblent relever pour une grande partie entre eux de l'aléatoire. Les exemples de modèles stochastiques les plus simples sont les séries temporelles où la variable à un instant donné est fonction de ses valeurs aux instants précédents et d'une erreur aléatoire. Dans ce cas la fonction qui relie les valeurs de la variable aux différents temps est déterministe et l'erreur est stochastique par exemple le modèle Neymann-scott qui permet de simuler des séries des précipitations dont les caractéristiques sont les intensités maximales et le volume sur différentes séries

b) Modèles déterministes :

D'après (ANDRE et CHRISTOPHE 1998, GAUME 2007) L'aspect déterministe permet de simuler les phénomènes physiques identifiables. Le modèle déterminisme est l'état d'un système au temps t_1 peut il déterminer son état au temps t_2 , transporté dans le milieu hydrologique. La grande majorité des modèles hydrologiques sont déterministes, il existe une et une seule sortie pour chaque entrée et pour une même entrée la sortie sera calculée, c'est le cas de la méthode rationnelles, de hydrogramme unitaire, des modèles à base physique et les modèles statistiques sont aussi des modèles déterminisme (loi Gumbel).

2-3-2-2- Modèles paramétriques, à base physique

Ces différentes distinctions permettent d'identifier les différents modèles déterministes des plus simples (modèle paramétriques) aux plus complexes (modèle à base physique dit aussi modèle mécanistes) (AMBOISE et CHRISTOPHE 1998).

- a) Modèle à base physique: Les modèles à base physique appelés aussi modèles mécanistes résolvent une forme aussi complète que possible des équations de continuité et de quantité de mouvement liées au transport d'eau et de substance ou d'énergie. Ces systèmes d'équations censés à décrire les divers phénomènes rencontrés sont par exemple de Barré de Saint Venant pour l'écoulement en surface libre ou de Darcy Richard pour l'écoulement souterrains.
- b) Modèle paramétrique : Le modèle incluant des paramètres dont la valeur doit être estimée par calage.

2-4-2-3- Modèles analytiques (statistique) Modèle empirique Modèle conceptuels

- a) Modèles analytiques (statistique): D'après ANDRE et CHRISTOPHE (1998), GAUME (2007) et BOUDHRAA (2007) les modèles statistiques tentent d'évaluer, ou de prédire un comportement observé (les débits de points maximaux annuels), en utilisant une fonction de distribution à l'exemple de la loi normale, ou de la loi de Gumbel. Ils permettent l'analyse des variables en tant qu'échantillon d'une population statistique soit dans le but de régionalisation, soit en vue de la prédiction de certaines grandeurs (analyse fréquentielle). Les modèles statistiques sont des modèles inductifs qui utilisent les observations pour déterminer la loi adéquate.

- b) Modèle empirique: Les modèles empiriques sont représentés par les formules et les équations qui calculent à titre d'exemple un débit de pointe, en utilisant une information minimale du bassin versant, les formules empiriques sur les observations et sur un jugement des deux exemples les plus usités. En hydrologie on trouve la formule rationnelle et les courbes enveloppes. La formule rationnelle s'écrit sous la forme $Q=C.I.A$ (Q est le débit, I est l'intensité de pluie, A est la surface du bassin versant, C est le coefficient de ruissellement). Dans une représentation géométrique des points les plus extérieurs au graphiques, l'exemple de l'évolution de débit spécifique de temps de retour 100 ans, Q_s en fonction de la surface du bassin versant, la courbe enveloppe est modélisée par une équation du type : $Q_s=\alpha.A^n$, avec α et n étant des paramètres déterminés à l'aide des observations.
- c) Modèle conceptuels: Un modèle conceptuel essaie de produire la réponse d'un bassin versant en remplaçant la réalité de l'écoulement par une idéalisation forte simplifiée de la situation réelle tant de la géométrie de bassin versant que de l'écoulement lui-même. Les données hydrométéorologiques servent dans ce cas à l'estimation des paramètres seulement, ces modèles conceptuels sont en conséquence déductifs et sont principalement basés sur un aspect perceptuel du comportement de l'eau dans le bassin versant. Les deux concepts de modélisation en hydrologie de surface sont la représentation de la géométrie des surfaces d'écoulement et la représentation de l'écoulement lui-même (modèle GR3).

2-3-2-4- Modèles globaux, modèles discrétisés (distribués)

- a) Modèles globaux: Cette différenciation se réfère à la prise en compte de dimension spatiale du bassin versant. Un modèle global se contente d'une information générale sur la taille du bassin versant ; éventuellement sur sa pente moyenne et sa longueur caractéristique. Les modèles globaux offrent à l'utilisateur un choix très attractif, car ils présentent une structure très simplifiée, ils ne demandent pas trop de données, faciles à utiliser et à calibrer. La représentation du processus hydrologique est très simplifiée (ROCHE 1987, MAKHLOUF 1994, AMBROISE 1998).
- b) Modèles discrétises: À l'opposer, les modèles à base physique qui contiennent des équations aux dérivées partielles spatio-temporelles sont nécessairement discrétisés ou distribués dans l'espace et dans le temps, la résolution des équations s'effectue en maillage irrégulier. Cette option présente l'avantage de pouvoir tenir compte des caractéristiques locales du bassin versant ayant une influence sur le comportement hydrologique ; couverture des sol,

géométrie, dépressions, sont autant d'éléments qui ne peuvent pas être pris en compte dans un modèle globale (ROCHE 1987, MAKHLOUF 1994, AMBROISE 1998).

2-3-2-5 Modèles conceptuels (globaux, distribués)

a) Modèles conceptuels globaux: Ces modèles considèrent le bassin comme un système complexe, les précipitations se répartissent entre plusieurs niveaux de stockage, évapotranspiration et ruissellement. Cette représentation d'un bassin comme un assemblage de réservoirs interconnectés, chaque réservoir est décrit par une variable (le niveau d'eau) et deux types des paramètres (les niveaux et les coefficients de vidange des orifices). Son fonctionnement par deux types d'équations ; équation de bilan assurant la conservation de l'eau dans le réservoir en reliant ses variations de niveau aux flux entrants et sortants et une loi de vidange pour chaque orifice (MAKHLOUF 1994, AMBROISE 1998).

b) Modèles conceptuels distribués: Dans les modèles conceptuels spatialisés, il s'agit d'analyser le fonctionnement interne d'un bassin. Le bassin versant est discrétisé en unités spatiales (mailles ou sous-bassins) considérées comme homogènes, qui se vident les unes dans les autres de l'amont vers aval. Ainsi, on a la possibilité de tenir compte de la répartition spatiale des facteurs et de suivre la genèse et la propagation des débits à l'intérieur du bassin. L'hydrologie du bassin versant, la couverture des sols, la géométrie, les dépressions, sont autant d'éléments qui ne peuvent pas être pris en compte dans un modèle global (MAKHLOUF 1994, AMBROISE.B 1998).

2-4- Modélisation pluie débit

Aujourd'hui, la nécessité de quantifier les phénomènes de types extrêmes comme les crues exceptionnelles est un des domaines les plus connus du grand public, mais la connaissance des débits moins exceptionnels reste fondamentale dans le cadre de la gestion de la ressource en eau, en relation directe avec la demande en eau des populations. 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, on peut arriver 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.

2-4-1- Objet et enjeux de la modélisation pluie-débit

La figure 2-3 montre que l'étude de la transformation de la pluie en débit est une des nombreuses disciplines hydrologiques. La modélisation pluie-débit peut réussir à répondre à de nombreuses questions centrées sur l'eau, sur la connaissance de notre environnement, sur son fonctionnement, sur le comportement du bassin versant, sur la gestion des risques ainsi que sur la ressource. MICHEL (1989) et REFSGAARD et ABBOTT (1996) répertorient l'essentiel de ces problématiques. Si des aspects de qualité des eaux peuvent être étroitement liés à des aspects de quantité, nous nous intéresserons ici uniquement à une modélisation pluie-débit quantitative. Par l'occasion, nous donnons quelques unes de ces problématiques (PERRIN 2000) :

- 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.

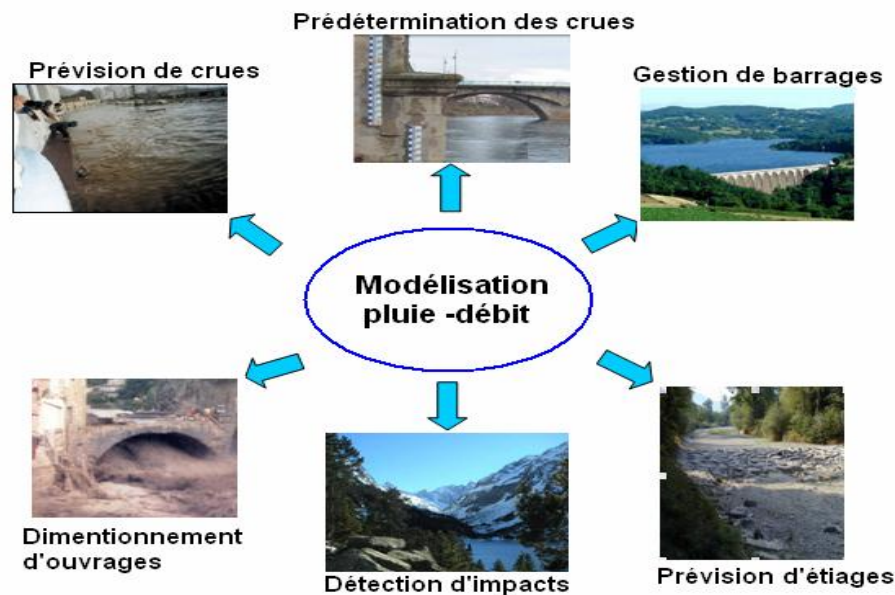


Figure 2-3 : Intérêt d'un modèle pluie-débit

2-4-2- Choix d'un modèle hydrologique

La grande diversité des modèles hydrologiques complique le choix d'un tel outil pour une application donnée. Afin d'éviter certains inconvénients ou de réduire certains erreurs, il est nécessaire de se baser sur quelques critères avant d'opter pour un modèle. Le choix d'un modèle doit s'effectuer en règle générale en fonction de l'objectif de l'étude hydrologique. De manière pratique le choix entre un modèle physique et un modèle mathématique est immédiat et ne pose pas de problème. De même, le choix entre un modèle stochastique et un modèle déterministe est souvent imposé par le temps, par les données disponibles et par l'objectif du projet bien qu'il soit souvent souhaitable de coupler ces deux types d'approches.

Parmi les nombreuses applications de l'hydrologie, les plus couramment rencontrées sont liées aux problèmes d'aménagement (cours d'eau d'ouvrage hydrauliques) et aux problèmes de sécurité (dimensionnement d'ouvrage de sécurité évacuation des eaux des routes pollutions ponctuelles). Le problème se pose pour le choix du modèle déterministe, la sélection peut se faire sur les principes suivants (ROCHE 1987, ANDRY et CHRISTOPHE 1998, GAUME 2007).

- Possibilité de déterminer les paramètres : Cette contrainte se reporte sur deux aspects : les données hydrométéorologiques d'une part et la complexité et la taille du bassin versant d'autre part. La plupart des modèles conceptuels simples nécessitent quelques événements concomitants de pluie et de débit pour en assurer le calage. Un autre point à considérer porte sur la possibilité d'estimer les paramètres du modèle par régionalisation, c'est-à-dire en utilisant des techniques d'interpolation ou d'autres règles qui permettent de transposer les

paramètres estimés sur un bassin versant jaugé vers des bassins sans mesure. La préférence devait être donnée aux modèles qui offrent cette possibilité en vue d'applications futures.

- Possibilité de simulation : Il devient de plus en plus normal de proposer des analyses de sensibilité aux paramètres ou aux valeurs hydrométéorologiques retenues, ce qui implique une utilisation répétée du modèle.
- Facile d'utilisation : Il faut relever que les difficultés hydrologiques restent évidemment les mêmes mais sont dans ce cas camouflées sous la facilité d'usage. Il ne faudrait pas utiliser de modèles dont les modules ne peuvent pas être entièrement compris et maîtrisés, de plus le coût d'un modèle ou de sa licence d'utilisation peuvent influencer également ce dernier (en fonction du coût de l'étude à réaliser).

2-5- Présentation de quelques modèles

Dans cette section, on présente une petite description des différents modèles disponibles dans le domaine hydrologique à analyser. L'objectif de cette analyse est de ressortir, vers la fin, avec un modèle hydrologique qui satisfait l'ensemble des critères de sélection définis par les partenaires d'un projet. L'ensemble des ses modèles ne satisfait pas tous les critères imposés, mais ils sont attractifs, car ils peuvent résoudre, même partiellement, les différentes tâches d'un projet.

2-5-1- 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.

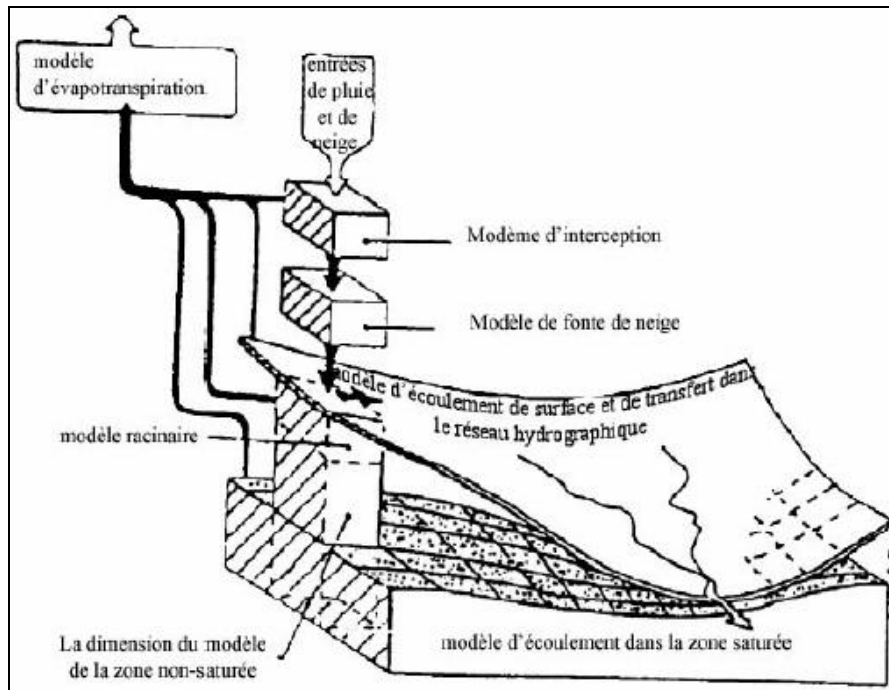


Figure 2-4 : Structure du modèle SHE

2-5-2- 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

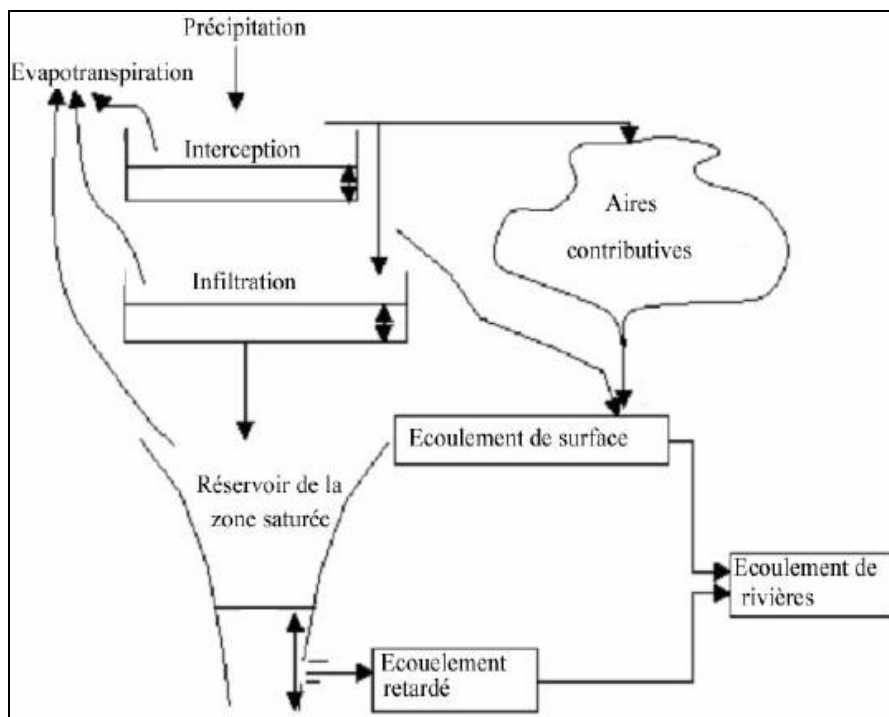


Figure 2-5: Structure du modèle TOPMODEL

2-5-3- Modèle conceptuel global de la famille de GR (génie rural)

D'après *MAKHLOUF (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.

2-5-3-1- 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 (MAKHLOUF 1994, PERRIN 2003).

2-5-3-2- 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. (MAKHLOUF 1994, PERRIN 2003).

2-5-3-3- 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.

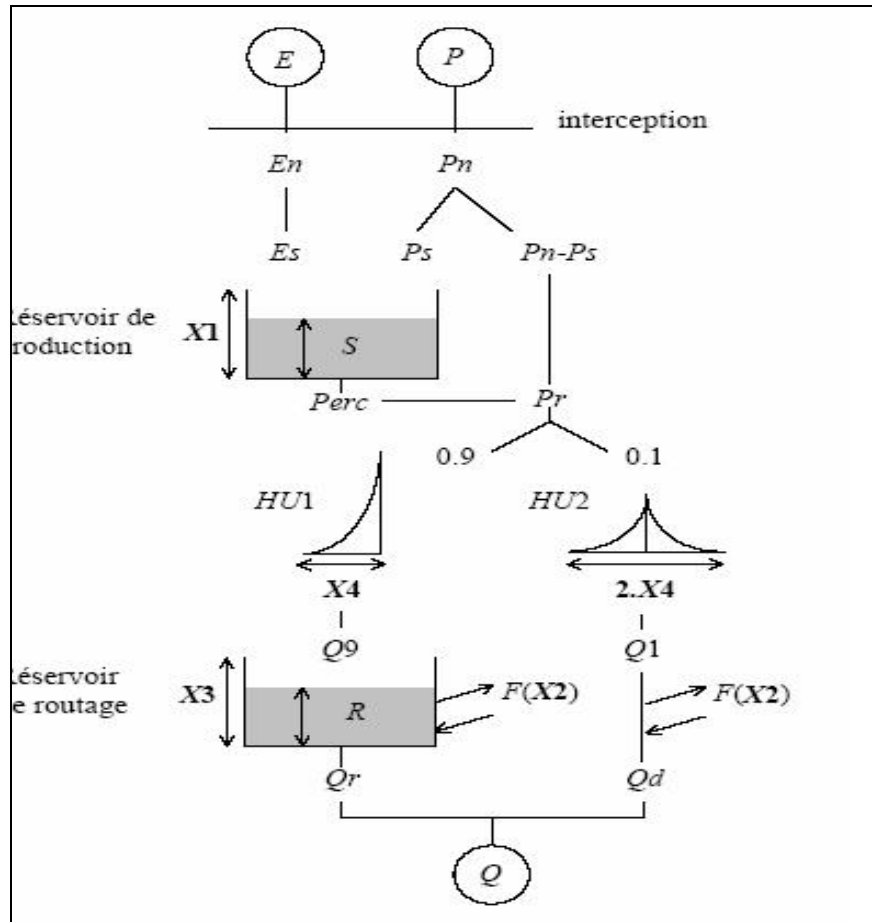


Figure 2-6: Structure générale du modèle GR4j

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.

2-6- Conclusion

Compte tenu de cette étude des modèles analysés, notre choix s'est porté sur un modèle hydrologique qui traite la modélisation des écoulements dans les régions arides et semi-aride (méditerranéens). Il faut cependant noter qu'il n'existe pas de modèle universel ; chaque modèle est adapté à certains types de climats ou de bassins versants avec un intérêt particulier sur la gestion et l'exploitation rationnelle des ressources en eau. Il s'agit du modèle hydrologique GR4j qui a été choisi pour simuler le comportement hydrologique du bassin versant de oued Ouahrane. Par ailleurs, il n'a pas été possible jusqu'à présent de relier les valeurs optimales des paramètres de ces modèles aux caractéristiques physiques des bassins versants, ce qui limite les possibilités d'utilisation de ces modèles sur des bassins versants où des données mesurées ne sont pas disponibles.

Chapitre III

Bassin de Oued Ouahrane étude géomorphologiques



3-1- Introduction

L'hydrologue ne s'intéresse pas qu'au volume total évacué à un 'exutoire (*problème du bilan*), mais aussi à la manière dont ce volume, se répartit dans le temps (*problème de l'hydrogramme*). Dans cette dernière partie les caractéristiques du bassin interviennent considérablement. Dans cet ordre d'idées, le bassin versant peut être caractérisé par sa morphologie, (forme, relief, réseau de drainage), la nature du sol et la couverture végétale. On peut facilement se faire une idée qualitative du mode d'action de ces différents facteurs sur la transformation des pluies en écoulement. La difficulté est d'exprimer cette influence par des paramètres valables qui soient bien représentatifs de ce mode d'action. On peut établir un certain nombre d'indices susceptibles de servir au moins de points de repère dans la classification des bassins et de faciliter les études par analogie.

Le bassin versant de oued Ouahran a été choisi comme bassin d'application de notre travail pour la diversité des données qui sont disponibles est malgré l'absence quasi-total d'études. Nous présentons ici les principales caractéristiques du bassin, les données du milieu physique dont nous disposons et l'interprétation que nous pouvant en faire sur le fonctionnement hydrologique de notre site d'étude.

Tout régime hydrologique ne peut être catégoriquement perçu, sans avoir besoin d'effectuer une étude minutieuse des circonstances physico-géographiques du bassin versant, dont l'interaction et la complémentarité de ses éléments déterminent la variabilité et l'intensité du comportement des phénomènes hydrologiques dans le temps et dans l'espace. De ce fait, la présente partie du travail aura pour but de montrer les caractéristiques du milieu physique, et l'importance relative de chaque facteur sur l'écoulement :

- L'étude du contexte morphostructural du bassin permettra d'appréhender le cadre de réception des eaux précipitées.
- La lithologie du bassin versant sera abordée afin de déterminer les possibilités de l'écoulement de surface en fonction de la perméabilité.
- Enfin, la végétation sera également prise en considération car elle peut directement agir sur l'écoulement de surface

3-2- présentation générale

Le bassin versant est de forme allongé dans l'axe du cours d'eau principal et orienté nord-nord-ouest. Les figures 3-1 et 3-2 représentent oued Ouahrane comme un affluent de oued Cheliff avec un exutoire se trouvant à 13 km au nord ouest de la ville de chlef.



Figure 3-1: Image satellite de bassin d'étude



Figure 3-2: Oued Ouahrane est un affluent de oued Cheliff

3-3- Situation géographique

Le bassin de oued Ouahrane s'étend sur 270.7 km² au sud de Ténès et se situe au nord de l'ensemble hydrographique Cheliff-Zahraz comme le montre la figure 3-3. Ce bassin est limité au nord par bassin de l'oued Allala au sud par le bassin de oued Sly , à l'est par le bassin de oued Fodda et à l'ouest par le bassin de oued Ras. Il s'étend entre les longitudes 1° et 1°3 E et entre les latitudes 36° et 36°24'N. Il représente une zone relativement large limitée par l'embouchure du Cheliff et le massif de Zeccar, il forme une unité géophysiquement homogène et appartient à la chaîne de l'atlas Tallien méridional.

Les affleurements appartiennent au pliocène et au miocène d'altitude modérée ne dépassant pas 900m. Cette région est soumise à un climat méditerranéen tempéré.

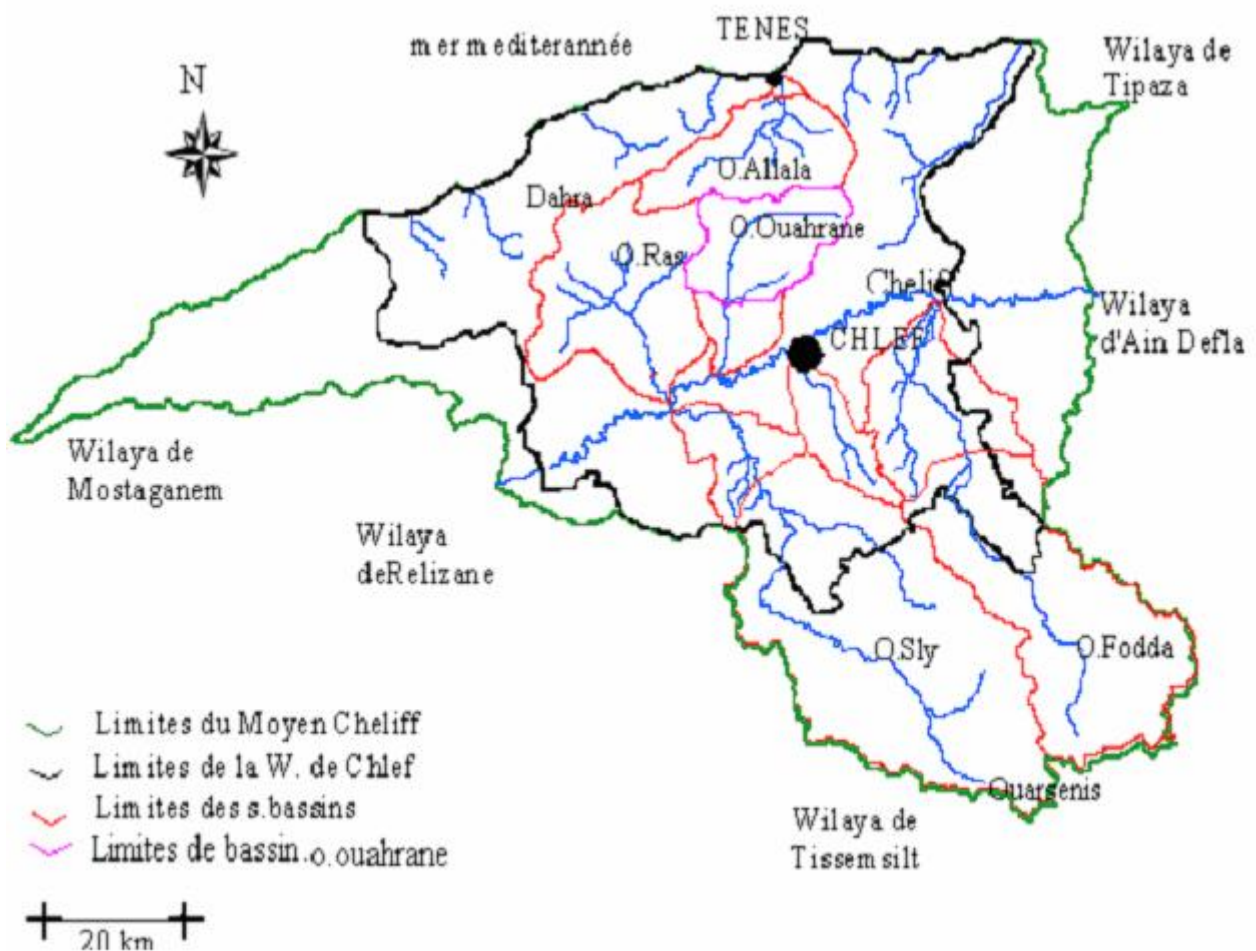


Figure 3-3: localisation du Bassin de oued Ouahrane dans le bassin du moyenne Cheliff (REMAOUN 2007)

3-4- Géologie de bassin de Oued Ouahrane

Il existe dans ce bassin des formations géologiques Autochtones. Les sédiments plus âgés que le post-miocène se trouvent dans la partie (N-E) du bassin, le reste est couvert par des sédiments moins âgés représentés par des couches du post-miocène (sable, argile, gravier) (BENKHALED 2006)

Selon les affleurements naturels et forges, les formations qui existent sous les couches du post-miocène sont des formations Autochtones ; les sédiments du jurassique et du crétacé inférieur sont du point de vue lithologique très variables comme le montre la figure 3-4. Ceux du jurassique sont formés par les calcaires purs. Ces formations Autochtones sont partiellement superposées par les sédiments du numidien où prédominent les grès.

Vers le Nord-Est, le miocène inférieur diminue légèrement d'épaisseur tout en évaluant vers des faciès à tendances. La série détritique de base fait respectivement une centaine de mètre de Oued Ouahrane où elle est par ailleurs moins grossière et est de 350 m à oued Tsighout où elle prend un faciès continental bien qu'elle débute par un calcaire conglomératique franchement marin.

La série marneuse suit la même évolution (600m) dans la vallée de l'oued Ouahrane où elle revêtue localement de teintes brunes et violacées et s'enrichit en lame de gypse et fait 1000m au sud de la ville de chlef, où se développent des marnes sableuses bigarrées à intercalation de sables et de graviers.

A la base de cette série deux bancs de cinérites bien consolidés renfermant des feldspaths suggèrent un milieu de dépôt lagunaire. La série déterminée ici par quelques 600m de conglomérats rouges entrecoupés de lits de sable et de marnes bariolées.

Plus à l'est, dans l'extrémité du bassin le miocène inférieur est représenté par une série limoneuse plus ou moins détritique de teinte en général grise rosée à violacée, indiquant l'envahissement de cette région par des faciès saumâtres au cours du miocène inférieur.

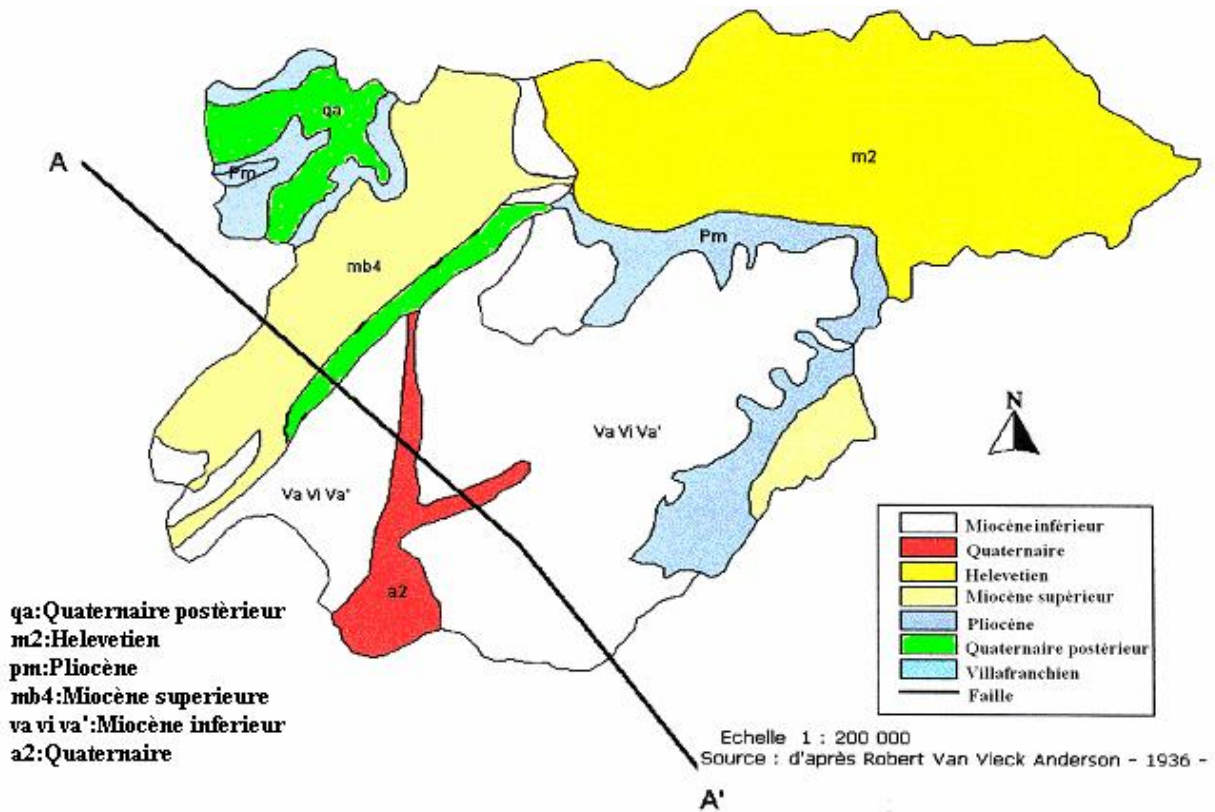


Figure 3-4 : Carte géologique du bassin de oued Ouahrane

3-5- Étude géomorphologiques

Les divers paramètres morphométriques d'un bassin versant (*forme, altitude, pente, relief etc.*) interviennent le plus souvent de façon combinée, en agissant sur les modalités de l'écoulement. Ils offrent la possibilité de réaliser une analyse quantitative et une comparaison des différentes unités hydrologiques. Cependant, pour assurer la fiabilité de l'aspect morphométrique, il est nécessaire que cette quantification soit appliquée à des bassins versants de taille réduite et de géologie homogène.

3-5-1- Relief

L'influence du relief sur l'hydrogramme est encore plus évidente. Une pente plus forte correspond à une plus faible durée de concentration des eaux de ruissellement dans les canaux de drainage et delà dans les affluents et le cours d'eau principal. La figure 3-5, représente les reliefs de bassin de oued Ouahrane qui sont indiqués par les courbes de niveau joignant les points d'égale altitude.



Figure 3-5: Reliefs du bassin de oued Ouahrane

3-5-1-1- Superficie et périmètre

Le bassin versant du oued Ouahrane occupe une superficie planimétrique de 270.7 km², cette superficie est délimitée par une ligne de partage des eaux représentant le périmètre du bassin évalué à 88 km (BENKHALED 2006).

3-5-1-2- Forme du bassin

Cet élément peut être traduit par le paramètre K_c appelé indice de compacité de *Gravelius* et ayant une influence certaine sur l'écoulement. La forme du bassin détermine l'allure de l'hydrogramme de crue, où un bassin allongé ne réagira pas de la même manière qu'un bassin de forme ramassée. Pour le bassin de oued Ouahrane, l'indice K_c a été estimé à 1,49, traduisant une compacité faible (bassin allongé) et c'est ce que les dimensions du rectangle équivalent confirment. La longueur et la largeur du rectangle équivalent étant respectivement de 36.65 Km et 7.37 km (figure 3-6).

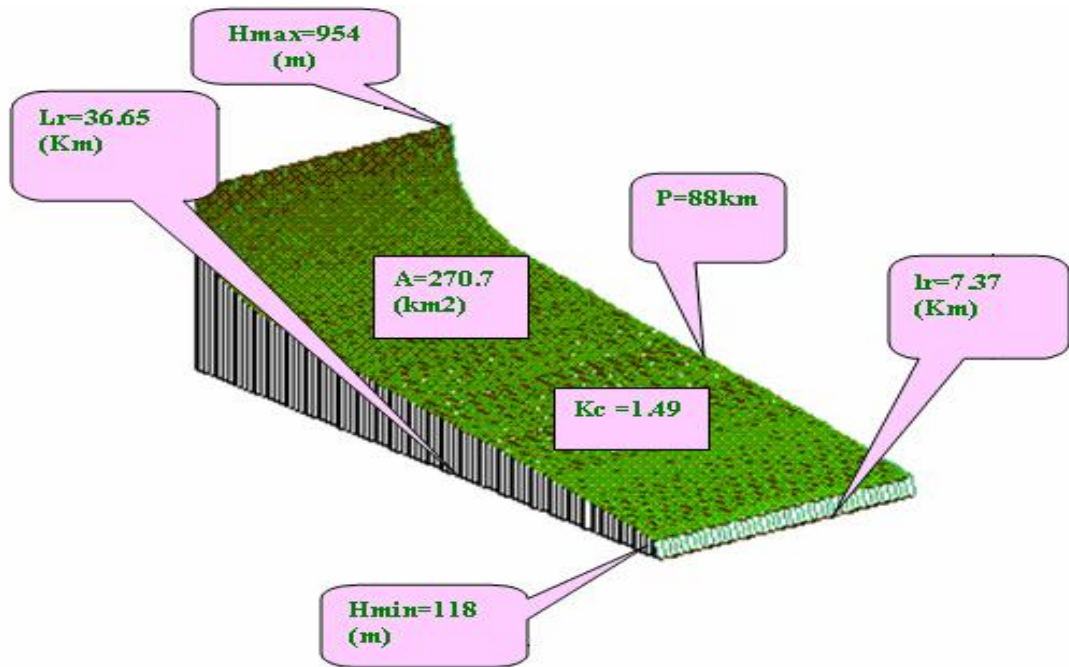


Figure 3-6 : Rectangle équivalent à trois dimensions de oued Ouahrane (REMAOUN.M 2007)

3-5-1-3- Altitudes

À partir de la carte topographique du bassin d'une échelle 1/200 000 illustrée sur la figure 3-7, on a pu réaliser la répartition des altitudes récapitulées sur le tableau 3-1:

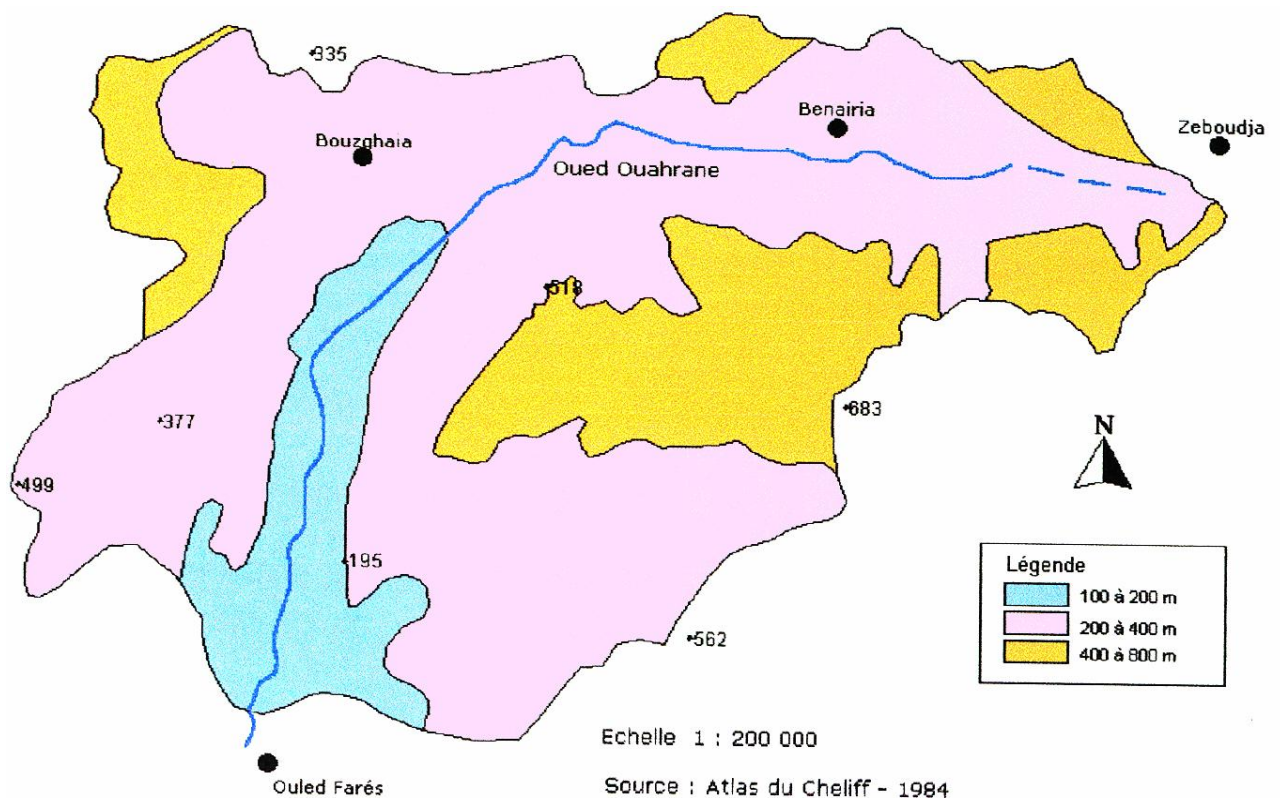


Figure 3-7: Carte d'altimétrie du bassin de oued Ouahrane

Tableau 3-1: Répartition des superficies en fonction des tranches d'altitude.

Tranche d'altitude	Superficie en (km2)	Hi (m)	Si*Hi
100-200	31.75	150	4767
200-400	176.53	300	52959
400-1000	62.4	700	43666
Σ	$\Sigma = 270.7$		$\Sigma 101392$

L'altitude moyenne du bassin de Oued Ouahrane, calculée à partir de la courbe hypsométrique réalisée à partir du tableau 3-1 et représentée sur la figure 3-8, est de l'ordre de 374.75 m.

$$\text{Avec } H_{\text{moy}} = \frac{\sum Hi * Si}{\sum Si} = \frac{101392}{270.7} = 374.75 \text{ m}$$

Cette valeur traduit une faiblesse relative de l'altitude, où le diagramme des fréquences altimétriques fait ressortir la répartition par tranche d'altitude de la superficie du bassin.

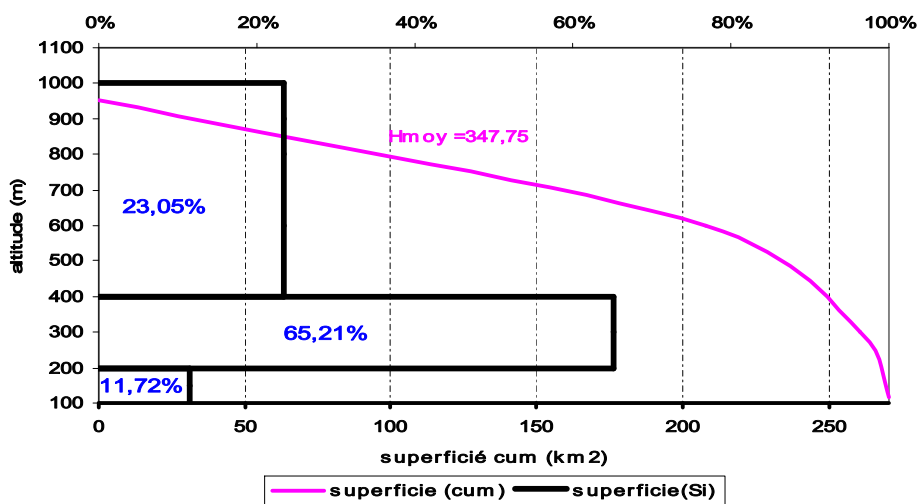


Figure 3-8: Courbe Hypsométrique du bassin versant de Oued Ouahrane

Les secteurs d'altitude dépassant les 600 m sont peu étendus dans le bassin avec une superficie de 62.4 km², soit environ 23.05%, et correspondent aux montagnes situées au nord du bassin (Dahra –Zaccar). Les zones d'altitudes comprises entre 600 et 200 m couvrent 176.53 km², soit environ 65.21 % de la superficie totale. Par contre, les zones d'altitude allant de 200 à 100 m couvrent une superficie de 31.73 Km², soit 11.72 % de la superficie totale et concerne largement la vallée du oued Ouahrane et ses principaux affluents.

3-5-1-4- Indices de pente et relief

Le relief joue un rôle primordial dans la plus ou moins grande aptitude au ruissellement. Il peut être quantifié à l'aide de quelques indices comme l'indice de pente de Roche évalué dans le tableau 2-2.

Tableau 2-2: Calcul de l'indice de pente de Roche

Altitude (m)	D dénivelé (di)	superficie Si (km ²)	Si (fréquence)	Ai*Si	$(Ai * Si)^{\frac{1}{2}}$	Lr (km)	$Lr^{\frac{1}{2}}$	Indice de pente de (Roche) $(Ai * Si)^{\frac{1}{2}} / Lr^{\frac{1}{2}}$
954-400	554	63,6	0,235	130,160	11,409	36,65	6,05	4.28
400-200	200	176,53	0,652	130,424	11,420			
200-118	82	31,15	0,115	9,436	3,072			
					$\Sigma=25,90$			

L'indice de pente global "Ig" est estimé à 4.28 m/km, cela implique que le relief du bassin du Oued Ouahrane est faible ($10 < Ig < 20$) selon la classification de l'*O.R.S.T.O.M* (Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer).

Mais pour classer le relief du bassin du Oued Ouahrane, il semble plus fiable de se baser sur la dénivelée spécifique (Ds) au lieu de la pente globale (Ig), car ce dernier ne peut être significatif qu'en cas des bassins de plus de 25 km² de superficie. La valeur de Ds estimée à 242.41m traduit bien l'importance du volume montagneux, et de même les importantes dénivelées, et donne au relief du bassin du Oued Ouahrane la qualification de Relief assez fort ($100m < Ds < 250m$) Selon la même classification de l'*O.R.S.T.O.M*.

3-5-1-5- Classes des pentes

La pente topographique exprime l'inclinaison des versants par rapport à l'horizontal. C'est un facteur essentiel de l'écoulement de surface, car en effet ce dernier a tendance à avoir plus d'énergie cinétique en présence des fortes pentes et dénivelées. Et par conséquent, elle assure une réponse hydrologique rapide et une dynamique érosive agressive. Selon *J. TRICART*, l'intensité de l'écoulement en fonction de la pente est décrite comme suit :

- Écoulement faible : pente inférieure à 10 %.
- Écoulement fort : pente égale à 10 %.
- Écoulement très fort : pente supérieur à 20 %.

La figure 3-9 indique que dans le bassin de Oued Ouahrane, on a pu faire ressortir deux classes de pente.

a) Les pentes moyennes (3÷12 %): les plaines et terrasses et qui concernent la zone alluviale et celles des bas piedmonts.

b) Les pentes fortes (12÷25 %): fréquentes et couvrent la plus grande surface du bassin représentées par les collines et concernent la zone argilo marneuse (BENKHALED 2006).

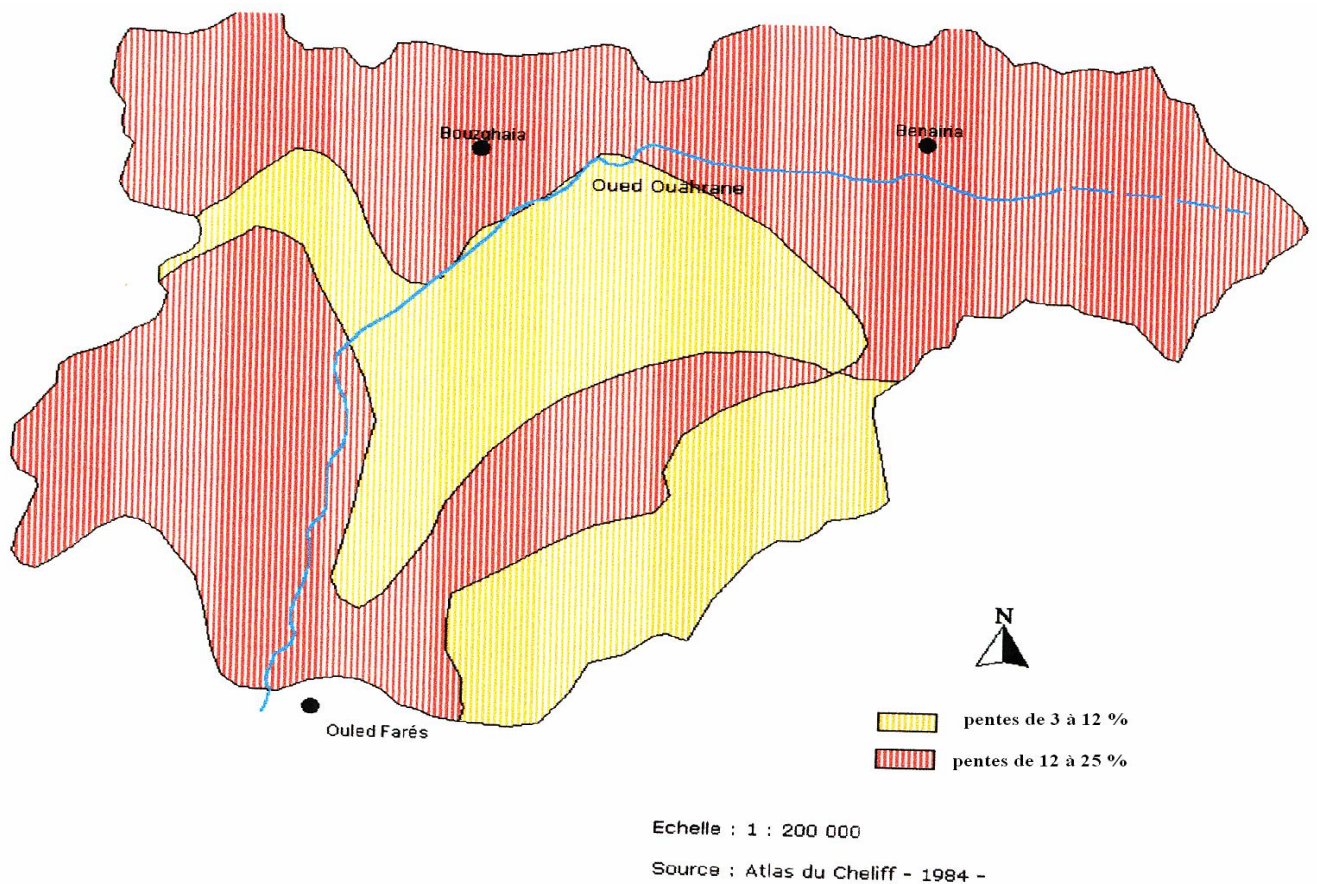


Figure 3-9 : Carte des pentes du bassin de oued Ouahrane

3-5-1-6- Profil en long

Les études des profils en long permettent d'apporter des éléments complémentaires de la densité de drainage en vue du rôle déterminant des pentes des thalwegs sur le ruissellement superficiel. En revanche, oued Ouahrane présente un profil en long avec des pentes importantes de 13.36 % entre 390 et 360m d'altitude et de 12.8% entre 150 et 118m comme c'est représenté sur la figure 3-10.

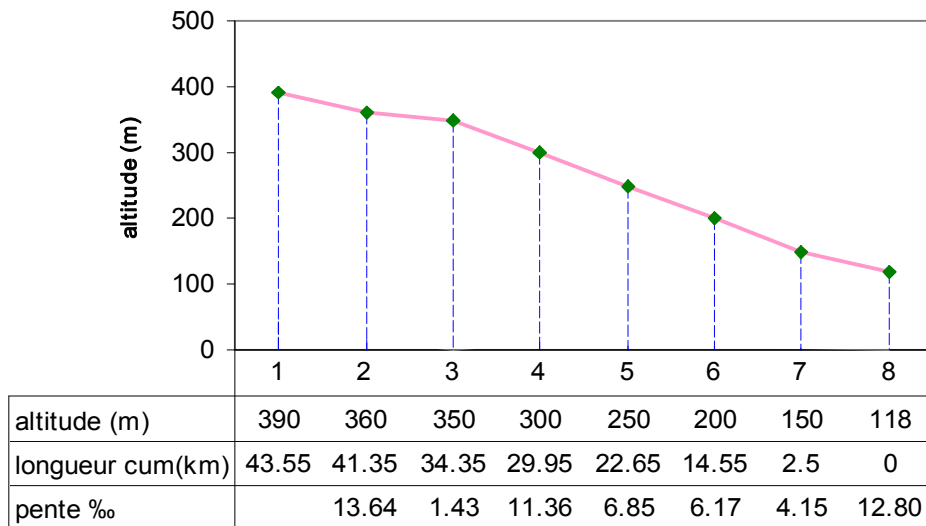


Figure 3-10 : Profil en long de Oued Ouahrane

3-5-2- Constitution du réseau hydrographique

Le drainage du bassin est assuré par oued Ouahrane qui appartient au grand système *Chellif-Zahrez*. Il reçoit en rive gauche un petit affluent relativement important représenté sur la figure 3-11, qui draine la zone des conglomérats et des sables. (BENKHALED 2006).

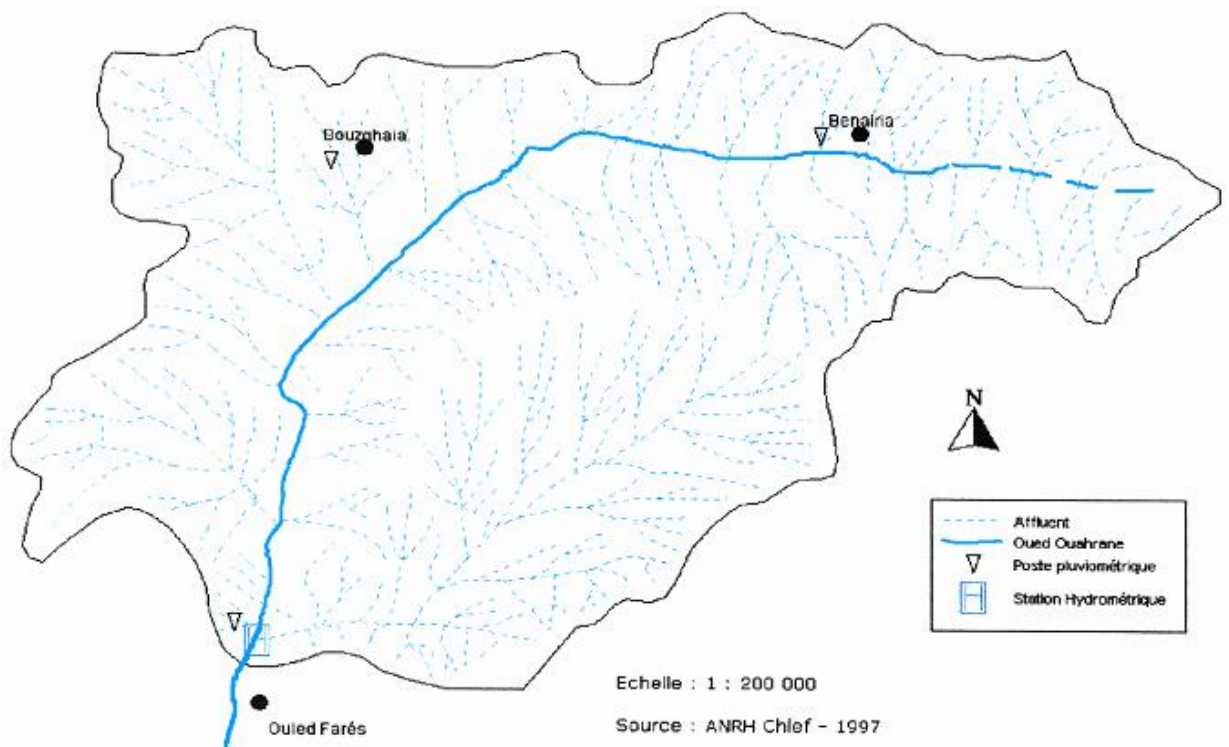


Figure 3-11: Carte du réseau hydrographique du bassin de oued Ouahrane

3-5-3- Morphométrie du réseau hydrographique

L'interaction du climat, la lithologie et le relief du bassin versant ont généré un chevelu hydrographique particulièrement dense. Cela est traduit par une densité de drainage D_d estimée à $0,13 \text{ km/km}^2$. Certes, cette importante densité de drainage n'a rien d'étonnant quand on sait que le temps de concentration du bassin, calculé par la loi de Giandotti ne dépasse pas les 10 heures. Ces valeurs indiquent que les pluies précipitées vont être transformées en écoulement, et atteindront l'exutoire (plaine et ville chlef) au bout d'environ 9.12 heures. Et vu que la surface étendue du bassin est de 270.7 km^2 , cette vitesse de mobilisation hydrique paraît assez rapide, et cela est dû aux caractères physiques du bassin précédemment discutés qui favorisent la réponse hydrologique par un écoulement important.

3-6- Caractères lithologiques du bassin versant et perméabilité

La lithologie influe sur l'écoulement de surface ainsi que sur l'écoulement souterrain, où la nature des formations superficielles et des sols déterminent l'importance du premier et les capacités de stockage déterminent le deuxième. En matière de crues, il est important de connaître et de classer les niveaux de perméabilité des formations lithologiques du bassin, afin de mieux comprendre le mécanisme aboutissant à la genèse des crues. La lithologie du bassin de Oued Ouahrane est résumée comme suit :

- a) Le quaternaire, le villafranchien (V_c): Ces formations sont essentiellement constituées de calcaire et présentent une bonne perméabilité et favorisent une bonne infiltration des eaux de pluies, leurs superficies est de 48.15 km^2 c'est-à-dire 18% de la superficie du bassin.
- c) Le villafranchien rouge (V_a) le pliocène (P_m) le miocène (m_2) et le madjanien: Ils sont essentiellement marneux et argileux et qui correspondent aux formations imperméables. Ces sols représentent une superficie d'environ 222 Km^2 soit près de 82% du bassin versant de sols imperméables. Il ressort de l'examen du tableau 3-3 que la majorité des sols de ce bassin sont constitués de marnes et d'argiles imperméables qui implique un ruissellement assez fort. La figure 3-12 illustre la répartition des différents sols constituant le bassin de oued Ouahrane (BENKHALED 2006)

Tableau 3-3: Répartition des différentes formations géologiques du bassin de oued Ouahrane

couches	Superficie (Km2)	Superficie (%)	Perméabilité des formations
alluvions	39.75	14.76	Perméable
Conglomérats et sables rouges	49.48	18.53	Perméable moyenne
Gypse	0.85	0.31	Très perméable
Grés	10.73	3.98	Perméable moyenne
Calcaires	4.65	1.73	Très perméable
Argiles	44	16.34	Imperméable
Marnes	110.1	40.90	Imperméable
Grés et carténien	6.97	2.59	Perméable moyenne
Marnes a bancs de calcaires	-	-	Imperméable
Argiles et grès	2.32	0.86	Perméable faible

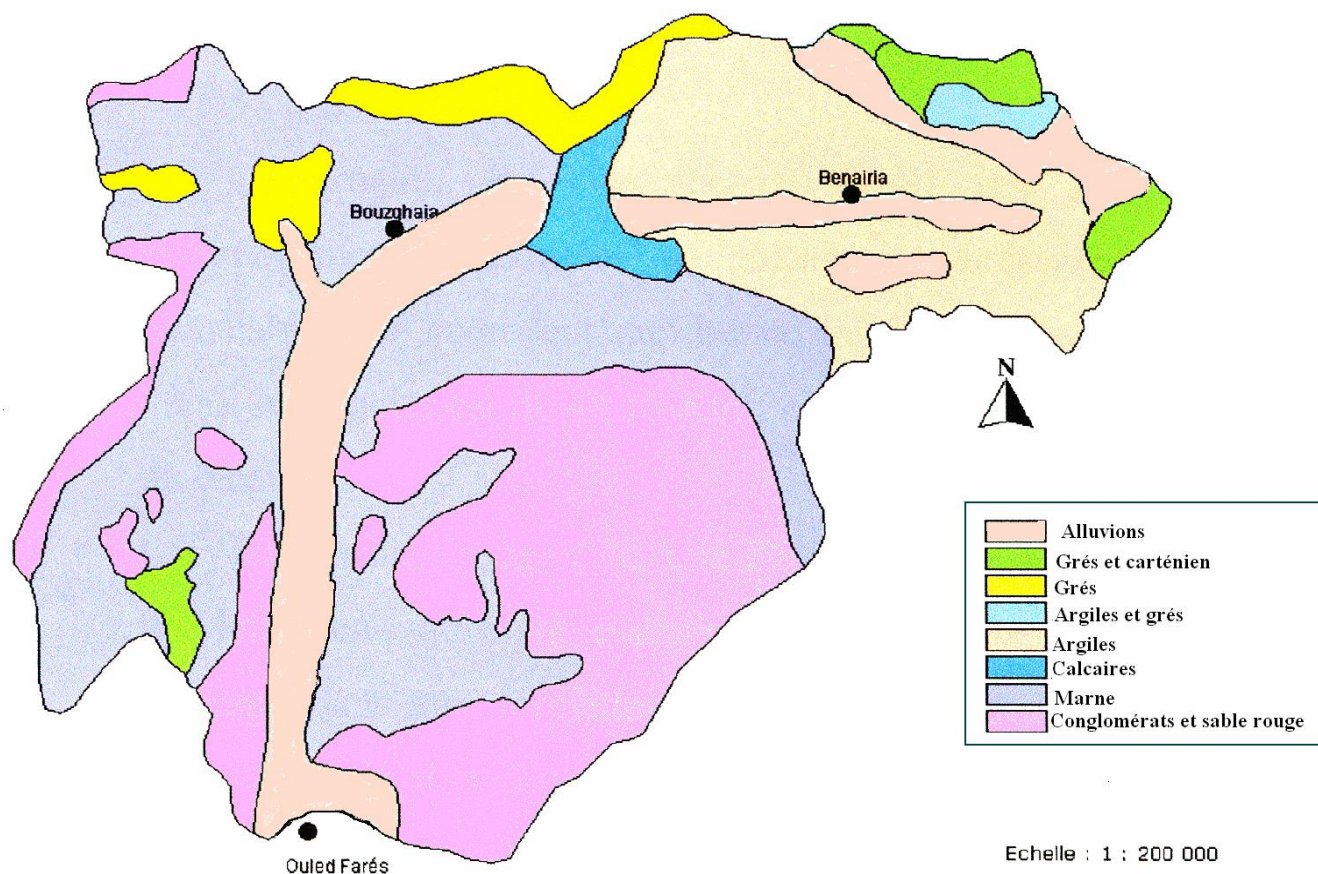


Figure 3-12: Carte de lithologie de oued Ouahrane

3-7- Végétation et occupation du sol

Le rôle de la végétation dans le bilan hydrique des sols a fait l'objet d'études aussi nombreuses et variées. Pour l'hydrologue, l'influence de la végétation sur l'évapotranspiration se manifeste à l'échelle macroscopique, en rapport avec les surfaces étendues sur lesquelles poussent un grand nombre de variétés. Une végétation dense, surtout herbacée, a une influence mécanique sur l'écoulement en offrant une résistance au ruissellement d'autant plus grande que le tapis est plus dense (ROCH 1962).

Le diagramme d'occupation du sol fait ressortir d'emblée deux zones déférentes représentées sur la figure 3-13.

- ✓ Au niveau des secteurs de faible pente (2 à 5 %), on observe une prédominance des cultures céréalières et maraîchères limitées au niveau des affleurements miocène des plaines des terrasses alluviales.
- ✓ Au niveau des parties amant du bassin, où les pentes sont relativement fortes (10 à 18 %), les cultures sont installées essentiellement sur les marnes sénoniens et les argiles médjaniennes (BENKHALED 2006).

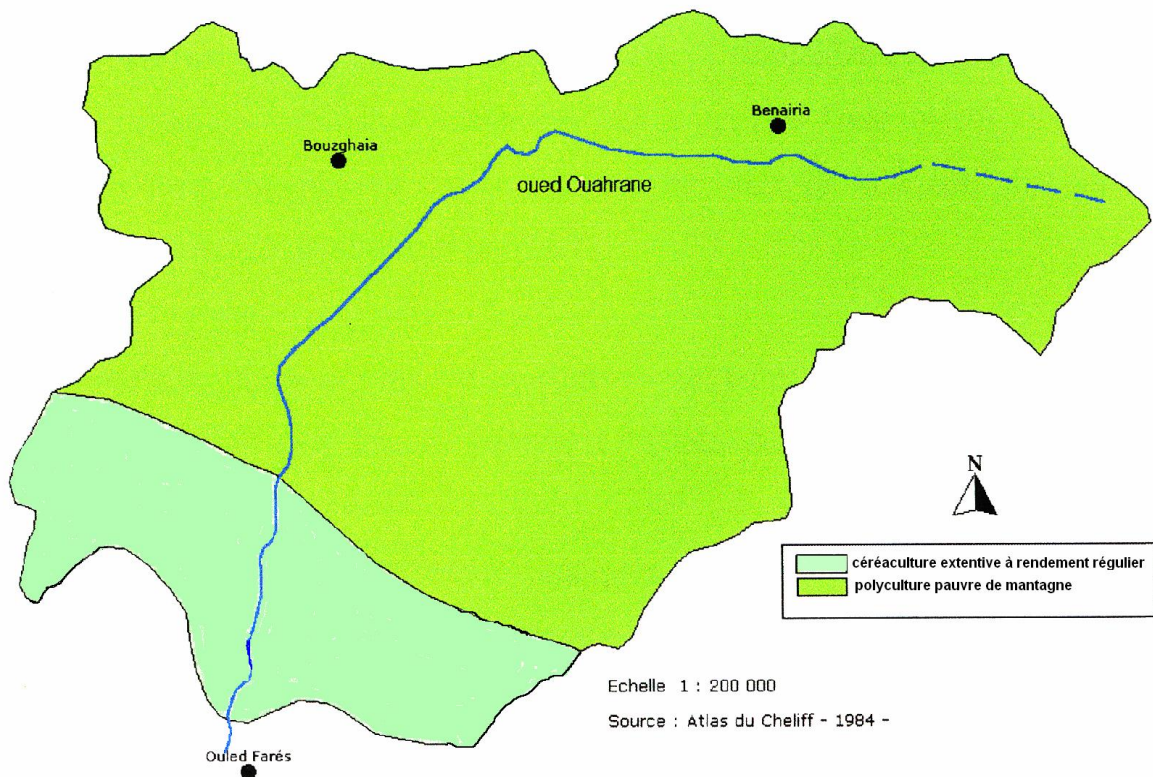


Figure 3-13: Carte d'occupation du sol du bassin de oued Ouahrane

3-8- Paramètres climatiques

Le climat de chellif se caractérise par des étés chauds et secs et des hivers doux et humides et peut être appelé méditerranéen semi aride. Nous présentons quelques paramètres climatiques définis sur des bases statistiques opérées sur les données de terrain. La pluviométrie

sera analysée de manière plus détaillée à part du fait que c'est un paramètre clé du domaine des écoulements et spécialement des crues.

3-8-1- Températures

Le tableau 3-4 récapitule les observations des températures sur deux stations du bassin. Il fait ressortir l'existence de deux saisons bien marquées ; la première froide correspondant à la période pluvieuse s'étalant entre le mois d'octobre et avril et la seconde chaude qui s'étale entre mai et septembre et qui coïncide avec la période sèche. Leur influence se manifeste particulièrement sur le bilan hydrique c'est-à-dire sur les valeurs d'évapotranspiration potentielles (BENKHALED 2006, REMAOUN 2007). Pour les deux stations la variation des températures est différente d'un mois à l'autre avec un maximum au mois d'août et juillet environ de 30 °C et un minimum au mois de janvier égal à 9.5 °C.

Tableau 3-4: Moyennes interannuelles des températures entre 1983 et 2003 du bassin de oued Ouahrane (ANRH Alger)

Station	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Annuelle
CHLEF	25,3	19,4	13,9	10,1	9,6	10,9	13,4	16,4	20,8	25,6	29,6	29,8	19,5
CHLEF ONM	25,4	19,8	13,8	10,1	9,4	10,7	12,9	15,4	20,1	24	28,9	29,4	18,9

3-8-2- Evapotranspiration

L'aridité du climat et l'irrégularité spatio-temporelle des précipitations du bassin de Oued Ouahrane font que l'évapotranspiration est très fluctuante dans l'année. Elle passe de 40 mm au mois de janvier à 240 mm au mois de juillet (tableau 3-5).

Tableau 3-5 : Moyennes interannuelles des évapotranspirations entre 1983 et 2003 du bassin de oued Ouahrane (ANRH Alger)

Station	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc	Annuelle
CHLEF	43	58	99	139	181	214	245	222	154	97	53	37	1542
CHLEF ONM	42	57	95	130	174	207	237	217	153	98	52	37	1499

3-8-3- Vents

Les vents prédominants dans la région sont le Nord-Ouest qui sont relativement pluvieux. En été les vents de sud sec et froids en hiver deviennent très desséchants (sirocco). La fréquence du nombre de sirocco est environ de 17 jours par an.

3-9- Conclusion

Sur le tableau 3-6, on peut conclure que l'étude des paramètres physico géographiques du bassin versant du oued Ouahrane a permis de faire ressortir quelques particularités. Le bassin de oued Ouahrane est bien encadré par un relief accidenté d'une altitude assez considérable, et qualifié de assez fort ($D_s = 242.41$ m). La dominance des formations lithologiques de très faible perméabilité (40.90 % marnes et 16.34% argiles), favorise l'écoulement de surface compte tenu de la faible couverture végétale. En outre l'importance des terrains de fortes pentes dépassant 12 % et qui concernent la zone argilo marneuse favorisent l'écoulement. Tout cela a engendré la genèse d'un réseau hydrographique dense ($D_d = 4.28$ km / km²) et surtout d'une grande capacité de mobilisation des eaux ruisselées ($T_c = 9.12$ h). Donc, le bassin de oued Ouahrane présente des conditions favorables à la formation des écoulements superficiels et des crues

Tableau 3-6: Synthétique des caractéristiques géomorphologiques du bassin versant de oued Ouahrane.

Paramètre	Symbole	Unité	Formule	Valeur
Superficie	A	Km ²	/	270.7
Périmètre	P	Km	/	88
Indice de compacité	Kc	/	$0.28 * \frac{P}{\sqrt{A}}$	1.49
Longueur de rectangle équivalent	Lr	km	$\frac{KC \sqrt{A}}{1.128} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.128}{KC} \right)^2} \right]$	36.55
Largeur de rectangle équivalent	Ir	km	$\frac{A}{Lr}$	7.37
Indice de pente de roche	Ip	%	$Lr^{\frac{1}{2}} * (Ai * di)^{\frac{1}{2}}$	4.28
Indice de pente globale	Ig	%	$\frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{Lr}$	0.1
Dénivelé spécifique	Ds	/	$Ig * \sqrt{A}$	242.41
Altitude moyenne	Hmoy	m	/	376.42
Altitude maximale	Hmax	m	/	954
Altitude minimale	Hmin	m	/	118
Longueur des telwegs totale	Lpt	km	/	1393.5
Longueur des telwegs permanent	Lp	km	/	43.55
Longueur des telwegs temporaire	Lt	km	/	1350
Densité de drainage total	Dd	Km.km-2	$\frac{Lpt}{A}$	5.15
Densité de drainage permanente	Dd	Km.km-2	$\frac{Lp}{A}$	0.16
Densité de drainage temporaire	Dd	Km.km-2	$\frac{Lt}{A}$	4.99
Indice de pente globale oued Ouahran	Ig	%	$\frac{D}{L}$	5.8
Temps de concentration (Giandotti)	Tc	Heure	$\frac{4 A^{0.5} - 1.5 Lp}{0.8 (H_{moy} - H_{min})^{0.5}}$	9.12
Relief	/	/	/	assez forte

Chapitre IV

Bassin de oued Ouahrane: étude hydropluviométrique



4-1- Introduction

Outre les facteurs hydrographiques, morphologiques et lithologiques, les conditions climatiques jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique du bassin versant. Les précipitations interviennent 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 ; facteur générateur des crues.

La présente section de ce chapitre aura pour objectif d'étudier les écoulements extrêmes des crues et leurs places dans les écoulements moyens pour une série d'observation requise de 19 ans (83/84-02/03). Afin d'avoir une information historique des plus importantes crues, on va tenter d'extraire les rapports relatifs et potentiels entre les pluies, en tant que facteur fondamental et générateur des crues, et l'écoulement à des niveaux temporels décroissants ; échelle annuelle, mensuelle et journalière, pour essayer de comprendre le mécanisme du phénomène extrême et le comportement hydrologique du bassin versant. Cela sera abordé en mettant plus de lumière sur les valeurs extrêmes que se soient des pluies ou des écoulements de surface.

4-2- Equipement hydro pluviométrique du bassin

Ce bassin est contrôlé par trois postes pluviométriques et une station de jaugeage. Les stations de Ouled Farès et de Benairia ont été opérationnelles à partir de la première moitié des années 1970 et le poste de Bouzghaia ayant démarré tardivement à partir de 1995. Il en résulte qu'en vue d'une meilleure exploitation statistique des données pluviométriques, nous avons considéré uniquement les données des postes de Benairia et de Ouled Farès dont les coordonnées sont représentées sur le tableau 4-1 suivant:

Tableau 4-1 : Ccoordonnées des stations pluviométriques et hydrométriques

Stations	Coordonnées Lambert			Code
	X (m)	Y (m)	Z (m)	
Stations pluviométriques Larabaa ouled Farès	368.10	326.10	118	01-22-01
Stations pluviométriques Benairia	381.30	340.10	390	01-22-05
Stations pluviométriques Bouzghaia	368.95	338.70	240	01-22-04
Station hydrométrique Larabaa Ouled farès	368.10	326.10	118	01-22-01

En général, l'analyse des données disponibles est le premier pas à franchir dans l'étude d'un phénomène complexe tel que les précipitations, les débits et les températures, dont les lois

physiques sont aléatoires ou difficilement prévisibles dans leurs ensembles. En effet, les données hydrologiques constituent, dans la plus part du temps, le seul outil de l'hydrologue pour comprendre le comportement d'un phénomène d'inondation ou de sécheresse. Il est donc très important de connaître les techniques appropriées pour obtenir le maximum d'informations sur les séries d'échantillons, pour évaluer la qualité des conclusions déduites et pour quantifier le risque provenant d'une généralisation à partir des données partielles.

Les séries de données mises à notre disposition présentent des lacunes qui correspondent à des années d'observations incomplètes. Ainsi, pour exploiter au mieux ces informations, il est nécessaire de reconstituer les valeurs manquantes. Le comblement des lacunes est réalisé par la méthode des doubles cumuls.

4-3- Critique des données hydro-pluviométriques

On a établi, par le moyen de la méthode des « Doubles Cumuls », une vérification de l'homogénéité des totaux annuels. A l'échelle du bassin du oued Ouahrane, la station de référence de Larabaa ouled Farès a été choisie au titre d'une série de 34 ans (1972 – 2006) pour la raison de la continuité de ses données, de leur fiabilité ainsi que de leur longueur relative. Chacune des stations servira comme base de comparaison des postes voisins. Les graphiques des doubles cumuls, ont permis de déceler quelques anomalies au niveau de quelques stations. La variation de la pluviométrie dans le poste de Benaria est comparé à celles de Ouled Fares et dont la figure 4-1 montre une bonne corrélation durant les années observées dans les stations.

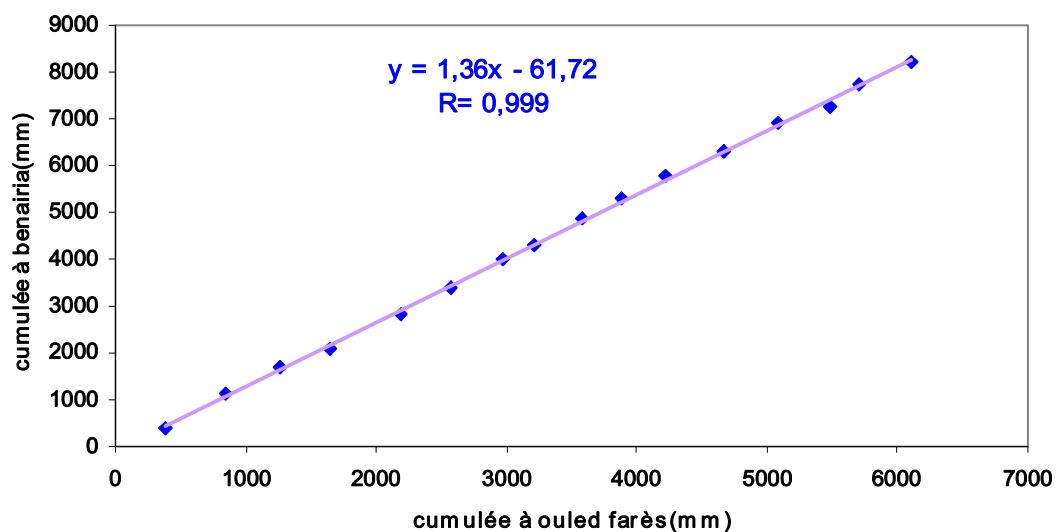


Figure 4-1: Double cumulée de pluie annuelle entre Bénairia et Oued Farès

En estimant les valeurs de pluies ayant recours à des périodes plus longues ou plus récentes. Par exemple, on a estimé les valeurs de pluies pendant la période (1991-2006) en se

basant sur la période 1985-2003 étant la plus longue et la plus récente. Le coefficient correctif de la série du poste de Benairia est montré dans la figure 4-1 et égale à 1.36 (méthode de la régression linéaire) pour la période allant de 1991 à 2006.

4-4- Précipitations annuelles mensuelle et saisonnière

4-4-1- Estimation de la lame d'eau précipitée (1972/71- 2003/04)

L'estimation de la lame d'eau précipitée a été effectuée par la méthode des isoyèthes à partir de la carte pluviométrique représentée sur la figure 4-2, elle est moins rapide mais plus précise que celle de Thiessen. Elle consiste à calculer une moyenne compensée par planimètre des zones comprises entre les diverses isoyèthes (S_m), et affectée de la moyenne arithmétique des valeurs de ces deux isoyèthes (P_n). Il suffit donc d'additionner les volumes d'eaux précipités pour chaque aire et de diviser l'ensemble par la superficie totale du bassin versant (S).

$$P_{\text{moy}} (\text{mm}) = P_m * S_m / S$$

Les résultats des calculs ainsi effectués sont illustrés dans le tableau 4-2 suivant :

Tableau 4-2 : Estimation de la lame d'eau précipitée (72/71- 03/04)

N ° de tranches de Pluie	P_m (mm) (Moyenne arithmétique)	Surfaces partielles		Volumes partiels $P_n \cdot S_m$ (mm * km ²)
		Km ²	%	
500-600	550	217.37	80.43	4290
600-700	650	46.74	17.26	30381
700-800	750	5.72	2.11	119757

$$P_{\text{Moy}} = \frac{\sum pn * sn}{\sum sn} = \frac{114428}{270.7} = 569.75\text{m}$$

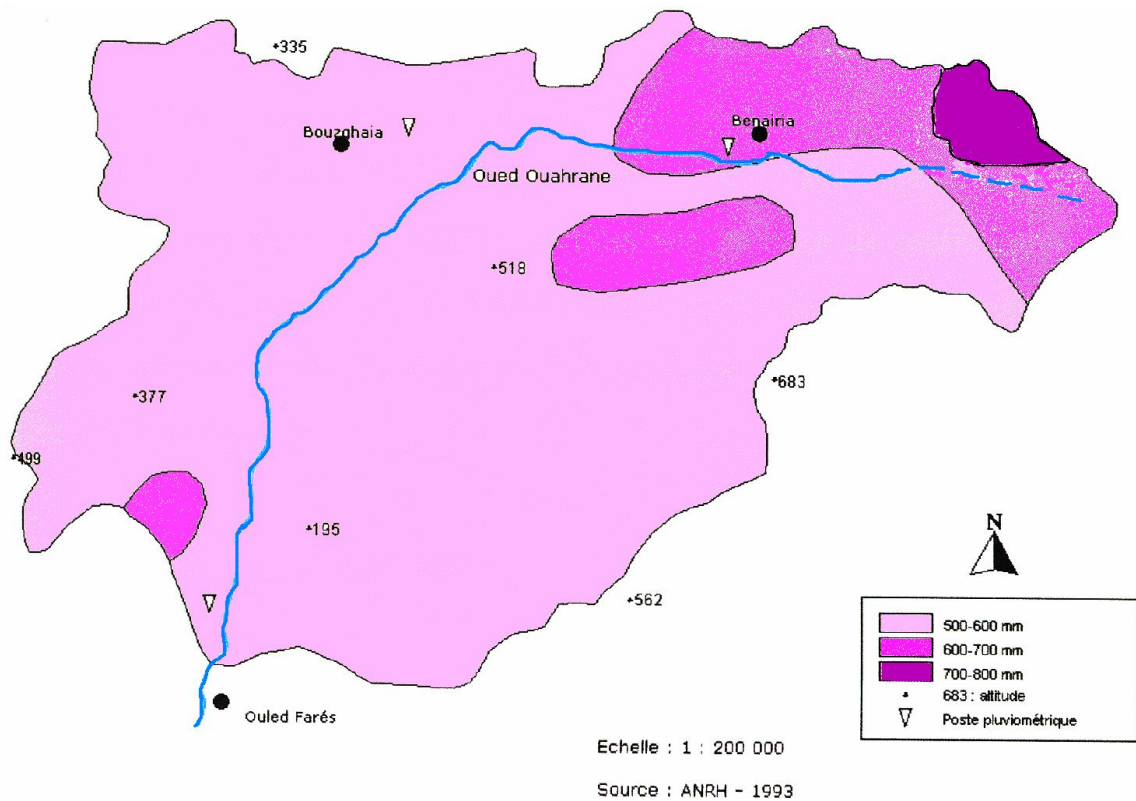


Figure 4-2 : Carte de pluviométrie de bassin de Ouled Farés

Le bassin de oued Ouahrane appartient au bioclimat semi-aride moyennement tempéré avec une température annuelle moyenne de 18°C. La pluviométrie interannuelle moyenne dépasse 300 mm. La saison pluvieuse s'étale sur 9 mois entre le mois de septembre et le mois de mai. La figure 4-2 présente la carte pluviométrique annuelle moyenne établie par L'ARNH (1993) où la répartition spatiale des précipitations indique deux tranches pluviométriques différentes.

- ✓ Le secteur de Ouled Farés recevant moins de 400 mm de pluie qui se situe à l'Ouest du bassin et au dessous de 200 m d'altitude, il occupe près de 40% de l'étendue du bassin versant.
- ✓ Le secteur de Benairia situé dans la partie Est du bassin et à plus de 350 m, La pluviométrie moyenne annuelle varie entre 280 et 740 mm. avec une occupation de 60% de l'étendue du bassin versant.

4-4-2- Variations annuelles et inters annuels

L'analyse de la variation des précipitations vise à obtenir le maximum d'informations sur les séries d'échantillons, à évaluer la qualité des conclusions déduites et à quantifier le risque provenant d'une généralisation à partir des données partielles. La pluviométrie annuelle a

notablement changé au cours de la période d'observation où les résultats illustrés sur le tableau 4-3 témoignent de cette variation.

Tableau 4-3 : Pluie annuelle de oued Ouahrane

stations année	Pluie Ouled Farès(mm)	Pluie Bénairia (mm)	Stations année	Pluie Ouled Farès(mm)	Pluie Bénairia (mm)
72/73	395.6	506.3	89/90	245.2	480.4
73/74	520.5	743.7	90/91	396.8	478.22
74/75	374.2	431.8	91/92	316.6	369.15
75/76	460.2	752.3	92/93	207.5	220.77
76/77	525.3	524.3	93/94	213.3	228.66
77/78	374.8	424.1	94/95	275.6	313.39
78/79	554.1	754.6	95/96	449.4	549.46
79/80	413.7	560	96/97	352.6	418.11
80/81	282.7	603.9	97/98	387.2	465.17
81/82	236.1	298.6	98/99	277.7	316.25
82/83	359.1	545.4	99/2000	251.5	280.61
83/84	304.1	443.1	2000/2001	305.2	353.65
84/85	279.1	469.1	2001/2002	376.8	451.02
85/86	437.3	518.3	2002/2003	330.8	388.46
86/87	283.6	600.4	2003/2004	320.1	373.91
87/88	293.1	369.9	2004/2005	287.6	329.71
88/89	249	455.3	2005/2006	378	452.65

L'analyse de l'évolution des valeurs annuelles de la pluie au cours de la période de 1972/1973-2005/2006 a donné les résultats suivants :

Des années de basse précipitation sont remarquées pour les années 80/81, 91/92, 92/93, 93/94, 97/98 et 98/99 et d'autres de haute précipitation sont remarquées dans les années 72/73, 74/75, 77/78, 78/79, 79/80, 81/82, 85/86, 89/90 et 94/95. Une année extrêmement sèche est observée en 92/93 où la précipitation descend à 207.2 mm pour la station de Ouled Farès et 220.77mm pour la station de Bénairia. D'autre part, une autre extrêmement humide en 78/79 où la précipitation atteint 754.6 et 554.1 mm pour les stations de Benairia et de Ouled Fares avec un écart par rapport à la moyenne de 64.73 et 60.82 % pour les deux stations.

Les conséquences de la période de sécheresse se répercutent en particulier sur le milieu. Les sols desséchés sont facilement emportés par le ruissellement qui se forme dès les premières pluies. L'analyse des paramètres statistiques des deux distributions, représentés sur le tableau 4-4, a permis de remarquer que les coefficients de variations des séries pluviométriques sont faibles.

Tableau 4-4 : paramètres statistiques des pluie de oued Ouahrane

Paramètres statistiques	Station de Ouled Farès	Station Bénairia
Nombre de valeurs	34	34
Minimum	207.5	220.17
Maximum	554.1	741.7
Moyenne	344.54	450.18
Ecart- type	88.08	124.53
Coefficient de variation	0.25	0.27

La figure 4-3 et montre que les précipitations annuelles ont nettement diminué dans ce bassin durant les dernières années de la période d'observation. L'étude des précipitations annuelles des deux stations a montré une grande variabilité spatiale des moyennes pluviométriques où Bénairia reçoit plus de pluie que Ouled Farès. A titre d'exemple, la moyenne annuelle de 77/78 est de 741.7mm à station de Bénairia et 555 à Ouled Fares.

Par ailleurs, il est utile d'aborder l'étude fréquentielle des pluies annuelles, afin d'estimer les hauteurs pluviométriques probables dans ce bassin versant. Pour se faire, on a appliqué la loi d'ajustement de la variable réduite de Gauss à l'échantillon des pluies annuelles enregistrées à la station de Ouled Farès et de Bénairia entre 72/73 et 2005/2006. Les résultats sont représentés sur la figure 4-4 avec l'ajustement correspondant.

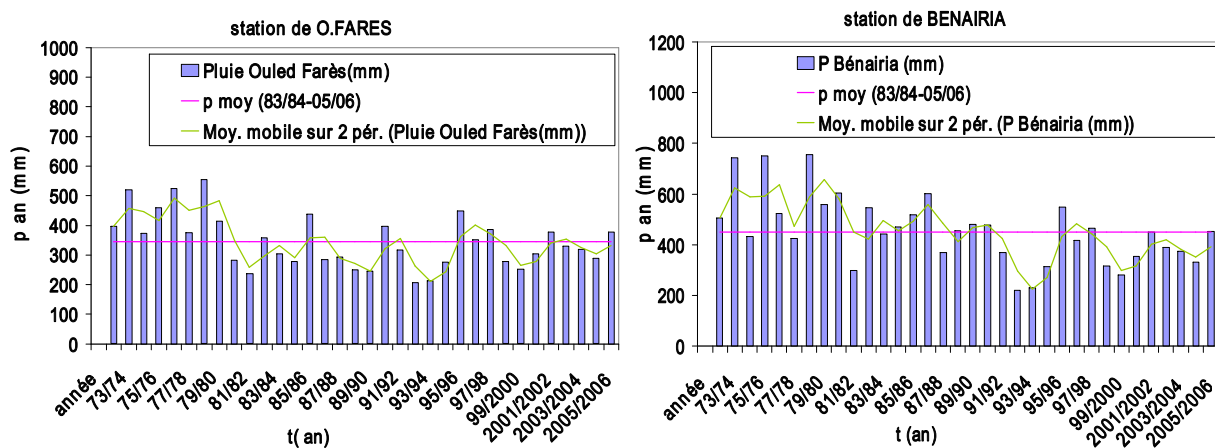


Figure 4-3: Variation de la pluie annuelle de du bassin de oued Ouahrane (1972/1973-2005/2006)

Après avoir calculé les paramètres d'ajustement ; moyenne et écart type, et à partir de l'équation de la droite de Henry représentée sur la figure 4-4, on a estimé les quantités des précipitations pour les récurrences (Médiane, décennale, quinquennale). Les résultats sont regroupés dans le tableau 4-5. On remarque que la fréquence de l'année 78/79 est de 0.014 impliquant une période de retour égale à 68 ans.

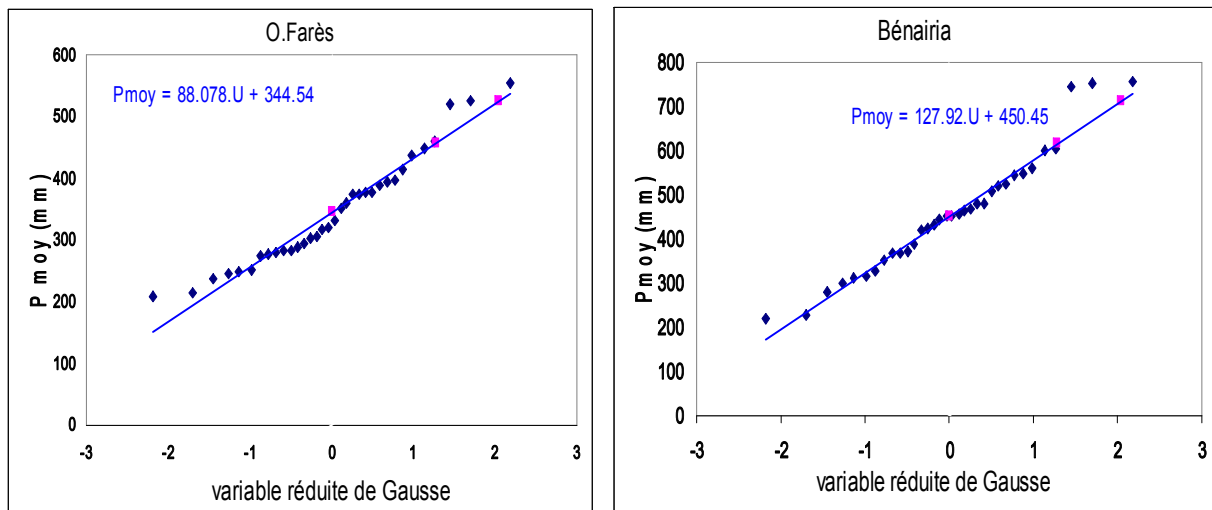


Figure 4-4 : Ajustement des précipitation annuelles des deux stations (loi de Gauss)

Tableau 4-5 : Estimation des précipitations annuelles pour différentes fréquences.

Stations	F	U	Période de retour (an)	P théorique
Ouled farès	0.5	0	2	344.54
	0.1	1.28	10	457.28
	0.02	2.05	50	525.10
Bénairia	0.5	.0	2	450.45
	0.1	1.28	10	614.18
	0.02	2.05	50	712.68

4-4-3- Variation mensuelle et saisonnière

Les pluies moyennes mensuelles représentées par les graphiques de la figure 4-5 traduisent clairement les variations saisonnières et leur distribution à l'échelle annuelle. Les deux stations font ressortir deux périodes distinctes, une saison sèche et une autre humide. Dans le tableau ci dessus, nous remarquons l'existence :

- ✓ D'une saison sèche qui s'étale du mois de juin à septembre avec des pluies moyennes mensuelles inférieures à 10mm.
- ✓ D'une saison humide peut atteindre plus de 50mm au mois de février

La meilleure méthode pour étudier la variation des précipitations saisonnières est la méthode des rapports entre la moyenne des précipitations mensuelles et la moyenne annuelle. Cette méthode permet de mieux apprécier le régime et l'enchaînement des saisons humides (tableau 4-6).

Tableau 4-6: Indice saisonnier des pluies sur le bassin de oued Ouahrane

station		Automne			Hiver			Printemps			Été		
		sep	oct	nov	dé	jan	fév	mar	avr	mai	jun	juil	aou
O.Farès	P(mm)	16,6	33	44	51	47,8	54,9	40,1	33,	26	5,7	1,0	1,4
	Pmen/pan (%)	4,71	9,5	12	15	13,6	15,6	11,4	9,5	7,3	1,6	0,2	0,4
Bénairia	P (mm)	15.6	28.5	49.6	54.	54.85	49.1	50.9	39.	36.	2.2	1.1	0.8
	Pmen/pan (%)	4,0.6	7,42	12,9	14,	14,29	12,79	13,2	10,	9,5	0,5	0.2	0,2

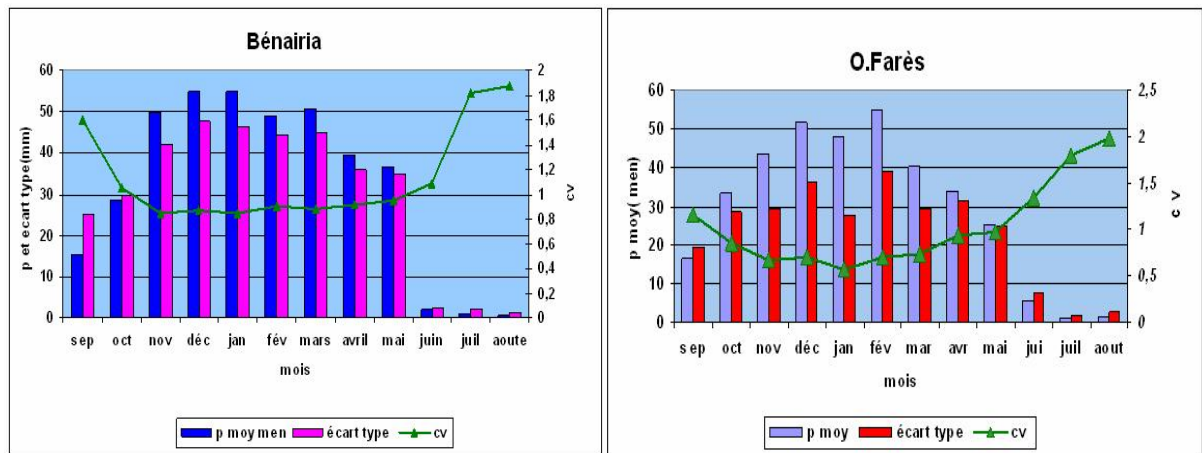


Figure 4-5: Variation des précipitation mensuelles de bassin de oued Ouahrane

Pour les deux stations ; Ouled Farès et Bénairia successivement, la période pluvieuse se situe en hiver (44.2 % ; 41.38%) suivie du printemps (28.29%; 33.14%) puis l'automne (26.7%; 24.41%).

On note également l'occurrence d'une véritable saison sèche qui s'étend entre juin et septembre pendant laquelle l'évaporation potentielle est supérieure à la pluie. Durant cette période aucun mois ne reçoit plus de 200 mm

4-4-4- Pluies maximales journalières

La protection des ouvrages, des populations et de leurs biens contre les dégâts causés par les crues, nécessite de s'intéresser aux phénomènes de pluies journalières extrêmes annuelles et de quantifier leurs valeurs pour différentes périodes de retour.

L'estimation des pluies journalières maximales pour différentes périodes de retour est approchée par l'utilisation de formules empiriques, de la méthode du Gradex ou de modèles pluie-débit. Plus la série prise en compte est longue meilleure sera l'estimation des crues. Une

période allant de 72/73 à 2005/2006 est disponible pour deux stations de Ouled Fares et de Bénairia comme le montre le tableau 4-7.

Tableau 4-7: Pluies journalières maximales entre (72/06) des stations de Ouled Farès et Bénairia

Station Année	O. Farès	Bénairia	Station Année	O. Farès	Bénairia
72/73	29	30	89/90	18.6	31.1
73/74	85	86.5	90/91	28.7	21.2
74/75	34.8	43.6	91/92	21.3	39.3
75/76	31	78.8	92/93	56.2	67
76/77	55	33.1	93/94	20.5	22
77/78	39.2	30	94/95	41.4	30.1
78/79	50.4	101.5	95/96	27.4	45.6
79/80	32.8	75.1	96/97	52.8	65
80/81	37.1	78.2	97/98	49.2	57.7
81/82	27.2	34.5	98/99	57.3	144.4
82/83	31.4	57.4	99/00	28.8	49.5
83/84	19	30.1	00/01	47.4	60
84/85	17.2	29.1	01/02	80.3	147.7
85/86	36.4	35	02/03	21.7	40.3
86/87	39	47.1	03/04	26.3	
87/88	19.2	34.4	04/05	25.2	
88/89	38	40.6	05/06	40.6	

La figure 4-6 représente l'ajustement graphique d'une droite de distribution (loi de Gumbel) moyenne permettant de faire des estimations des précipitations journalières maximales, les résultats trouvés pour différentes fréquences sur le bassin sont enregistrés dans le tableau 4-8. La pluviométrie journalière maximale est caractérisée par une grande intensité dans les hautes altitudes (Station Bénairia) contrairement à la station de O.Farès située à basse altitude.

Tableau 4-8: Valeurs de variables réduite de Gumbel et pluies maximales calculées

Fréquence F(x)	Temps de retour	Variable réduite de Gumbel	Pluies calculées	
			<u>S.O.Farès</u>	<u>S.Bénairia</u>
0.9	10 ans	2.25	58.6	97.36
0.95	20. ans	2.97	67.8	115.17
0.98	50 ans	3.90	79.68	138.18
0.99	100 ans	4.50	87.35	153.03
0.999	1000 ans	6.90	118.02	212.40

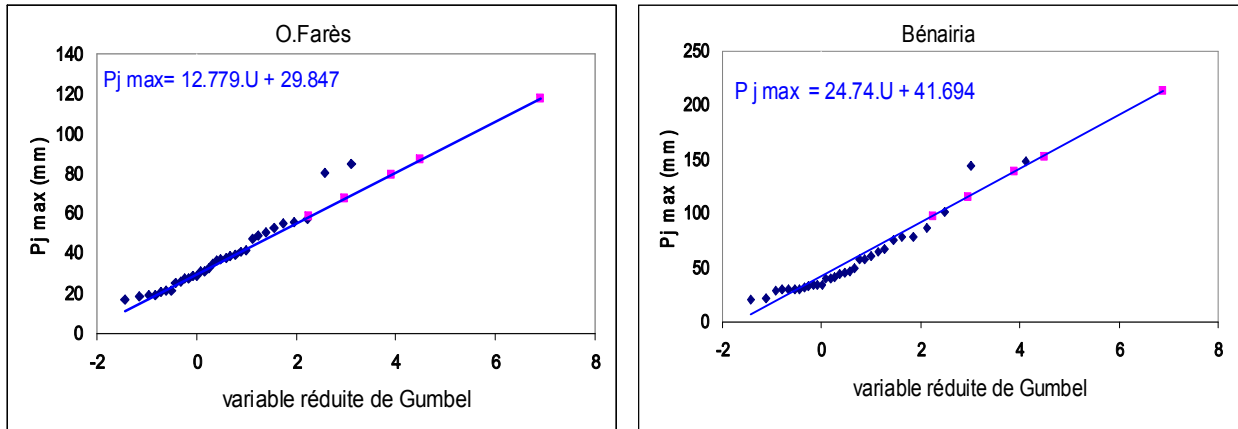


Figure 4-6: Ajustement de la loi de Gumbel des pluies journalières maximales

4-5- Variation interannuelle des écoulements moyens et extrêmes

À partir des données hydrométriques journalières de la station de Ouled Farès pour une période disponible de 20 ans (83/84 – 02/03), nous avons réalisé l’inventaire de toutes les crues annuelles (valeurs des débits maximaux journaliers et instantanés de l’année) afin de détecter les crues exceptionnelles et leur rapport avec les écoulements moyens.

4 -5-1- Variation des débits annuels

a) Fluctuations interannuelles : La figure 4-7 est élaborée à partir du tableau 4-9 elle représente les variations interannuelles des débits annuels : moyens, maximaux journaliers et maximaux instantanés de la station de Ouled Farès.

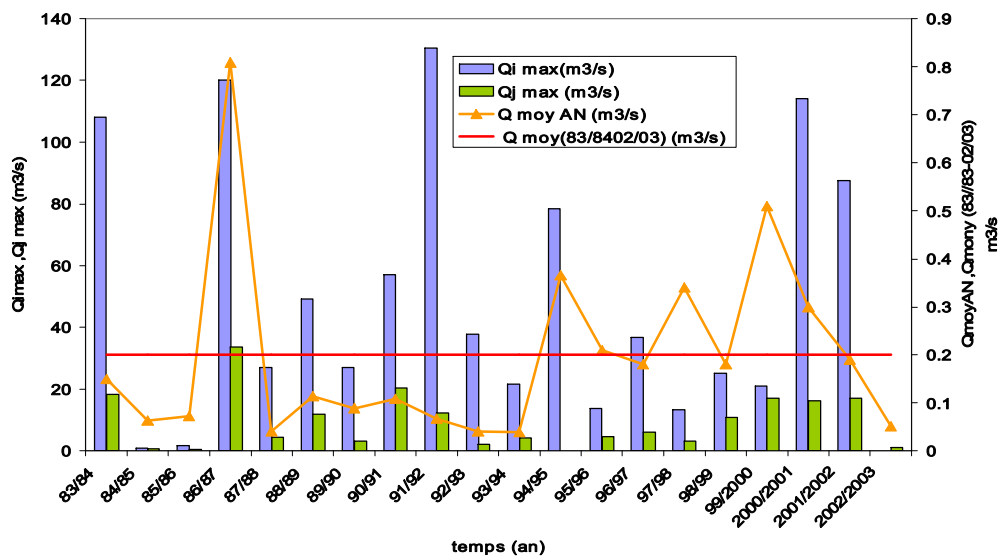


Figure 4-7: Variation des débits interannuels entre (83/84-02/03) de la station de Ouled Farès

Tableau 4-9: Variation interannuelle des débits moyens et maximaux de la station de Ouled Farès

années	Qi max(m3/s)	date	Qj max (m3/s)	date	Q moy (m3/s)
83/84	108	23/11/1983	18,29	23/11/1983	0,15
84/85	1,01	11/03/1985	0,824	02/03/1985	0,063
85/86	1,715	30/01/1986	0,626	01/02/1986	0,073
86/87	120	13/10/1986	33.6	5/02/1987	0,809
87/88	27	04/10/1987	4,41	04/10/1987	0,0409
88/89	49,16	14/12/1988	11,91	14/12/1988	0,114
89/90	27	12/03/1990	3,268	12/03/1990	0,0889
90/91	57,08	03/10/1990	20,45	03/10/1990	0,109
91/92	130,6	07/05/1992	12,26	07/05/1992	0,0678
92/93	37,76	05/05/1993	2,195	01/03/1993	0,0407
93/94	21,6	17/11/1994	4,24	20/12/1994	0,039
94/95	78,5	17/01/1995	22.47	07/01/1995	0.366
95/96	13,65	15/03/1996	4,61	15/03/1996	0,21
96/97	36,7	21/04/1997	6,1	21/04/1997	0,18
97/98	13,3	22/04/1998	3,23	06/12/1997	0,34
98/99	25,2	19/01/1999	10,83	19/01/1999	0,18
99/2000	20,96	19/12/1999	17,14	18/12/1999	0,51
2000/2001	114	24/10/2000	16,28	24/10/2000	0,3
2001/2002	87,59	10/11/2001	16,98	10/11/2001	0,19
2002/2003	2.42	08/03/2002	1,13	12/01/2003	0,0515
Qi max(83/84-02/03)		Qj max(83/84-02/03)		Q moy (83/84-02/03)	
moy	49.26	Moy	9.95	Moy	0.20
Ecart type	41.94	Ecart type	6.68	Ecart type	0.19
Cv	0.85	Cv	0.67	Cv	0.98
Max	130.6	Max	20.45	Ma x	0.809

Avec une nette irrégularité interannuelle des débits moyens absolus ($C_v = 0.98$ le module interannuel est de l'ordre de $0.2 \text{ m}^3/\text{s}$, valeur dépassée seulement 6 fois pendant toute la période. Où l'année 1986 / 1987 a battu le record avec $0.809 \text{ m}^3/\text{s}$ de débit moyen annuel soit un ration $Q(86/87)/ Q(83/03) = 8$.

b) Durées de récurrence :

L'étude de la variabilité interannuelle des débits moyens normaux mérite d'être complétée par l'étude fréquentielle, c'est-à-dire l'estimation des valeurs limites atteintes ou dépassées pendant une période donnée. Ceci exige de rechercher la loi d'ajustement la mieux adéquate à la distribution des débits moyens annuels pour ensuite, estimer les paramètres d'ajustement (moyenne et écart type), ainsi que la variable réduite servant au calcul des quantités.

. En faisant la corrélation débit-fréquence, il apparaît que les débits moyens annuels de la station de Ouled Farès (83/84-2002/2003) s'ajustent à la loi de normale (figure 4-8).

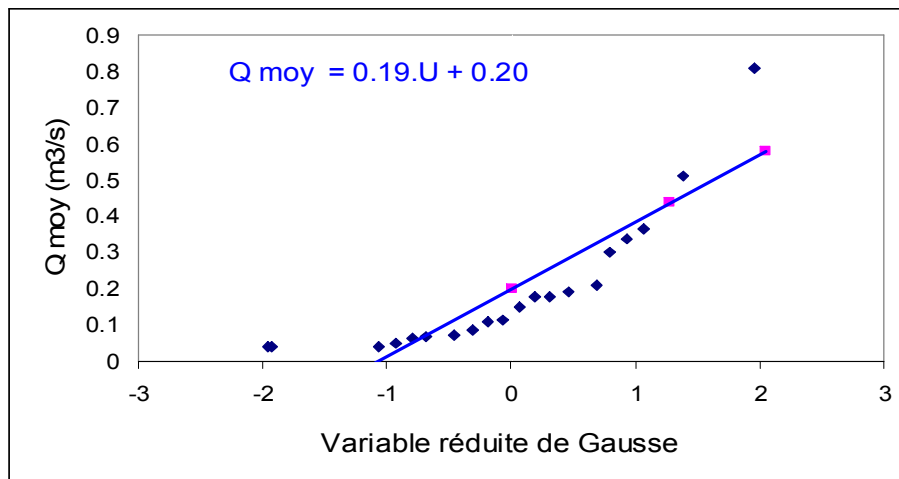


Figure 4-8: Ajustement de débit moyens annuels de station de Ouled Farès entre (83/84-02/03)

L'estimation des débits moyens fréquentiels se fait en appliquant l'équation de la variable réduite de Gauss : $U_f = (Q_{moy} - Q_f) / \sigma Q$ d'où : $Q_f = \sigma Q \cdot U_f + Q_{moy}$ On a obtenu l'équation de la droite de Henry comme suit : $Q_f = U_f \cdot 0.19 + 0.2$

Stations	F	U	Période de retour (an)	Q théorique (m³/s)
Ouled Farès	0.5	0	2	0.2
	0.1	1.28	10	0.44
	0.02	2.05	50	0.58

Pendant la période allant de 83/84 à 02/03, le bassin du oued Ouahrane a été marqué par des crues de grande amplitude. Parmi lesquels nous citons :

• Crue du 23 novembre 1983

L'année 83/84 a été marquée par cette crue qui a pu atteindre respectivement les débits instantané et journalier de 108 et 18.29 m³/s

• Crue du 05 février 1987 :

Lors de cette crue, le débit maximal instantané a été de l'ordre de 120 m³/s ($Q_i 86/87 / Q_i 83/03 = 2$) alors que le débit journalier atteint les 16.67 m³/s. c'est l'année qui a été marquée par le plus grand module de débit moyen annuel par rapport à la série d'étude.

• Crue du 7 mai 1992

Cette crue avait les débits de 130.6 m³/s et 12.26 m³/s c'est la valeur la plus grande par rapport à la série d'étude et un débit journalière maximal de 12.26 m³/s

Crue de 11 novembre 2001

L'année de 01/02 a été marquée par cette crue qui a pu atteindre respectivement le débit instantané et journalier de 114 m³/s et 16.28 m³/s

On remarque que les fortes crues instantanées sont observées pratiquement durant les mois secs comme celle de 7/5/92 avec un débit instantané de 130.6 m³/s et un débit journalier de 12.6 m³/s. Par contre durant les mois humides de la crue du 19/12/99 le débit instantané était de 20.86 m³/s et le débit journalier de 17.14 m³/s. Ceci implique que les sols du bassin desséchés sont facilement emportés par l'écoulement superficiel (ruissellement) qui se forme dès les premières pluies. De plus, la lithologie du bassin est représentée par un sol imperméable (les marnes et les argiles).

4-5-2- Variations mensuelles des écoulements moyens et maximaux

L'analyse des débits mensuels permet de mettre en lumière les régimes des cours d'eau, et leurs variations interannuelles ou intersaisons. Pour répondre au but envisagé, nous essayerons de faire ressortir les mois les plus abondants en écoulement de surface de part leurs valeurs moyennes et maximales (débits de pointe), en vue de comprendre les régimes moyens et maximaux de l'écoulement. La figure 4-9 réalisée à partir du tableau 4-10 représente les variations inter mensuelles des débits ; moyens et maximaux de oued Ouahrane (83/84-2002/2003). On remarque que la saison humide (automne ; hiver et printemps) allant d'octobre à mars est la plus importante en écoulement moyen et maximal.

Tableau 4-10 : Débits mensuels moyens et maximaux (Ouled Farès 83/03).

mois	Sep	oct.	nov.	déc.	jan	fév.	mar	Avr	mai	juin	juil	août
moy Qmoy 83/03	0,07	0,19	0,19	0,37	0,30	0,56	0,26	0,12	0,06	0,02	0,00	0,00
Max Qmoy 83/03	0,41 (99/00)	1,08 (00/01)	1,14 (86/87)	2,77 (94/95)	0,78 (94/95)	5,04 (86/87)	0,81 (99/00)	0,68 (96/97)	0,40 (91/92)	0,40 (94/95)	0,03 (88/89)	0,03 (94/95)
Moy Qmax 83/03	2,96	20,66	7,48	9,10	5,84	6,33	5,40	4,94	9,51	0,35	0,00	0,06
Max QMax 83/03	21,6 (94/95)	120,0 (86/87)	34,9 (94/95)	51,8 (86/87)	37,15 (94/95)	82,60 (86/87)	27,0 (89/90)	36,70 (96/97)	130,6 (91/92)	6,0 (94/95)	0,03 (88/89)	1,22 (94/95)

Le régime annuel moyen du bassin de oued Ouahrane est d'une alimentation essentiellement pluviale présentant un écoulement mensuel maximal durant le mois de février de 0.56 m³/s. Le plus important écoulement enregistré pendant le même mois est de 5.04 m³/s

durant l'année 94/95. Le mois de décembre vient dans la deuxième position avec un écoulement moyen de $0.37 \text{ m}^3/\text{s}$ et un écoulement maximal de $2.77 \text{ m}^3/\text{s}$ enregistré durant l'année 94/95.

Le régime maximum présente une valeur maximale au mois octobre ($120 \text{ m}^3/\text{s}$ en 86) avec une valeur moyenne enregistrée égale à ($20.66 \text{ m}^3/\text{s}$ en 86) suivi par le mois de mai, une valeur maximale de ($130.6 \text{ m}^3/\text{s}$ en 92) et une valeur moyenne égale à ($9.51 \text{ m}^3/\text{s}$ en 92).

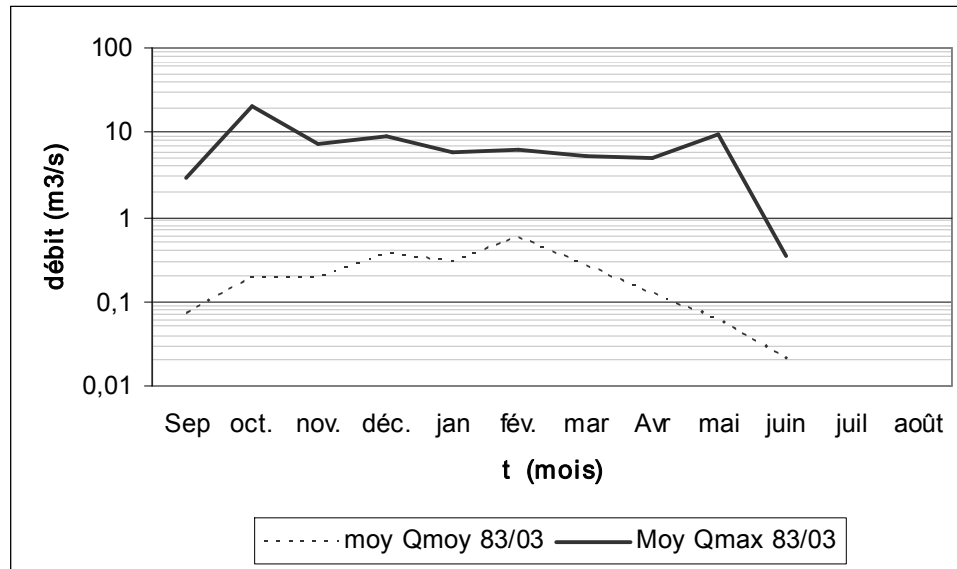


Figure 4-9: Variation des débits mensuelles (moyens et maximaux)

Le tableau 4-9 représente clairement que les écoulements moyens ne correspondent pas forcément aux écoulements maximaux, où on trouve la concentration des écoulements de pointe en deux mois; octobre en premier lieu ($20.66 \text{ m}^3/\text{s}$) avec un maximum interannuel observé en 1986 ($120 \text{ m}^3/\text{s}$), suivi du mois de mai ($9.51 \text{ m}^3/\text{s}$) et son maximum était en 1992 ($130.6 \text{ m}^3/\text{s}$), qui est en revanche le mois le plus abondant en écoulement moyen.

4-5-3-Variabilité journalière de l'écoulement

Pour exprimer les variations journalières de débits, nous avons établi les graphes représentés dans la figure 4-10 qui montre une comparaison entre le débit journalier moyen et le débit journalier pour deux années, une année humide (86/87) et une année sèche (93/94).

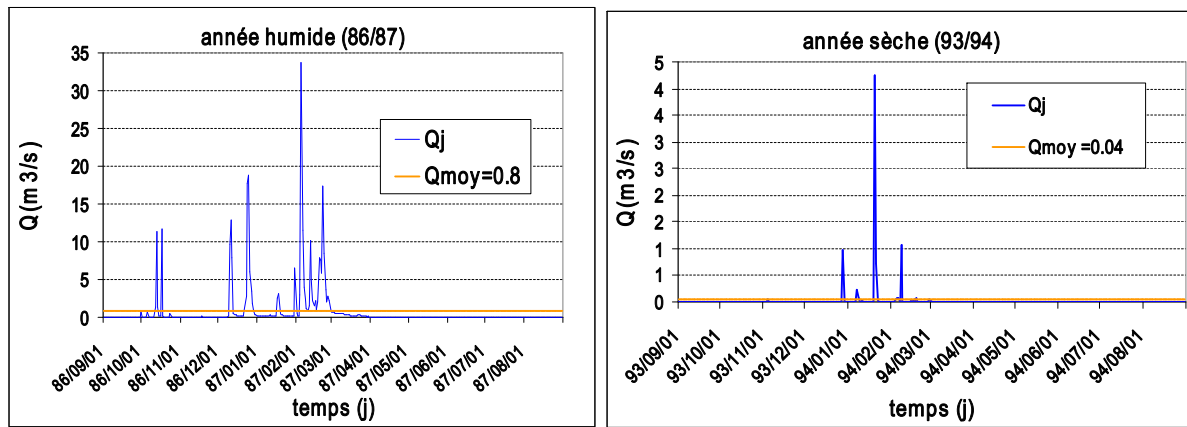


Figure 4-10: Variation journalière du débit du bassin de oued Ouahrane

Le débit maximal passe de $33.6 \text{ m}^3/\text{s}$ pour l'année hydrologique de 86/87 à 4.24 pour l'année hydrologique 93/94. La variation journalière est très irrégulière ce qui donne une moyenne journalière de 0.8 avec un maximum de 33.6 . Ce débit maximal fait 42 fois la valeur moyenne de l'année et le débit moyen reste supérieur à tous les débits du mois de février et mars.

Pour l'année hydrologique 86/87, le débit maximal égal à 4.24 fait 212 fois le débit moyen journalier et le débit journalier moyen reste supérieur au débit journalier pendant quelques jours de la période humide. La comparaison entre les deux années hydrologique indique une variation interannuelle de l'écoulement relativement importante .

4-6- Relation écoulement et pluie

4-6-1- à l'échelle annuelles

La figure 4-11 illustre l'évolution interannuelle des lames d'eaux annuelles moyennes écoulées pour la superficie de 270.7 km^2 (aire contrôlée par la station de Ouled Farès), en fonction des pluies annuelles respectivement observées à Ouled Farès et Bénairia. Généralement, l'écoulement est en fonction des pluies où les années les plus pluvieuses sont les plus abondantes en écoulement. Les résultats de calcul du coefficient d'écoulement sont enregistrés dans le tableau 4-11.

Tableau 4-11: Variation des écoulements annuels moyens en fonctions des pluies annuelles des deux stations (83/03)

années	Écoulement éc an (mm)	p an (mm)(O.Farès)	p an (Bénairia)(mm)	c. é (coefficient d'écoulement) (O. Farès)	c. é (coefficient d'écoulement) (Bénairia)
83/84	17,47	304,3	443,1	5,74	3,94
84/85	7,33	279,1	469,1	2,63	1,56
85/86	8,50	437,3	518,3	1,94	1,64
86/87	94,24	283,6	600,4	33,23	15,70
87/88	4,76	293,1	369,9	1,63	1,29
88/89	13,28	249	455,3	5,33	2,92
89/90	10,35	245,21	480,4	4,22	2,16
90/91	12,69	396,8	478,22	3,20	2,66
91/92	7,89	316,6	369,15	2,49	2,14
92/93	4,74	207,5	220,77	2,29	2,15
93/94	4,543	213,3	228,66	2,13	1,99
94/95	42,64	275,6	313,39	15,47	13,60
95/96	24,46	449,4	549,46	5,44	4,45
96/97	20,96	352,6	418,11	5,95	5,02
97/98	45,43	387,2	465,17	11,73	9,77
98/99	20,96	277,7	316,25	7,55	6,63
99/00	59,41	251,5	280,61	23,62	21,17
00/01	34,94	305,2	353,65	11,45	9,88
01/02	22,13	376,8	451,02	5,87	4,91
02/03	5,99	330,8	388,46	1,81	1,54

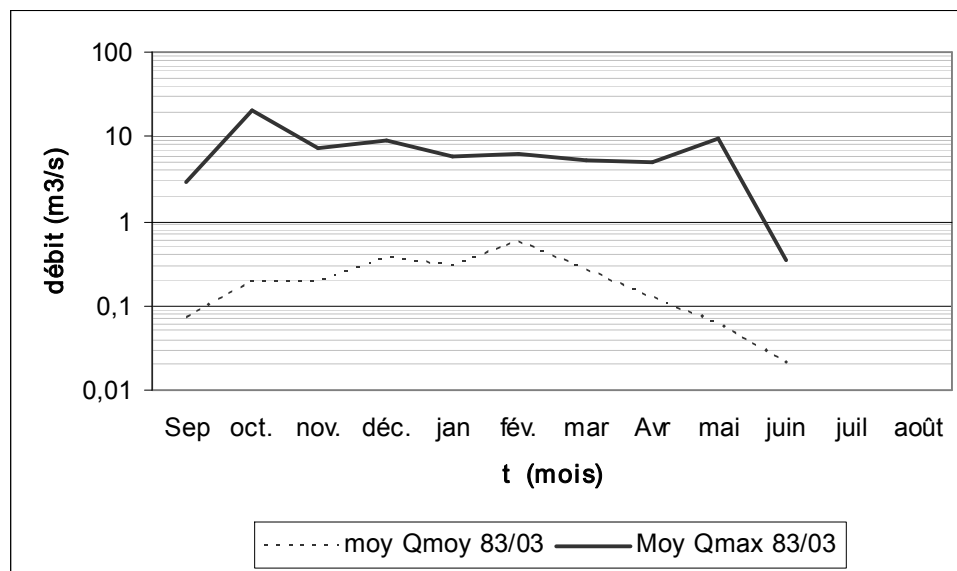


Figure 4-11: Variation des pluies annuelles en fonction des écoulements annuels moyens (station de Ouled Farès et Bénairia)

L'année 86/87 représente une lame écoulee de l'ordre de 94,24 mm représente 33.23 et 15.70 % des pluies selon les deux stations. Toutefois, cette concordance n'est pas évidente, on trouve des années moins pluvieuses et ayant plus d'écoulement annuel que d'autres années de pluviosité supérieure.

A titre d'exemple, l'année de 91/92, malgré sa pluviosité (207.5; 220.77mm) avec a un coefficient d'écoulement égale à 4.74 supérieure à celle de l'année 85/86 qui a été marquée par

un écoulement de 7.33 mm. et une pluie annuelle égale à (437.3 et 518.3 mm) et un coefficient d'écoulement estimé à (1.64 -1.94)%.

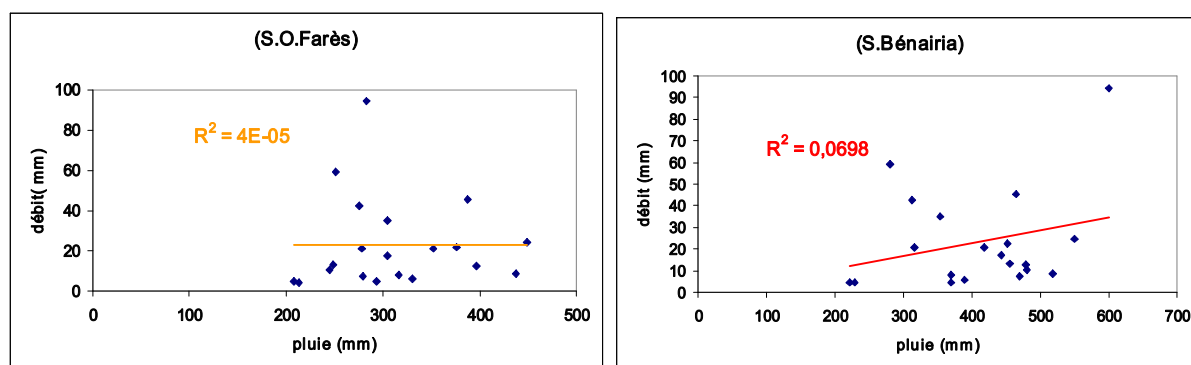


Figure 4-12: Écoulement moyen annuel en fonction de la pluie (station de Ouled Farès et de Bénairia)

Par conséquent, la pluviométrie annuelle n'est pas un facteur suffisant pour expliquer l'écoulement notamment celui de pointe. Cette dépendance relativement faible de l'écoulement moyen annuel des Précipitations annuelles se traduit par les faibles valeurs des coefficients de corrélation R, Exprimant la régression de l'écoulement en fonction des pluies annuelles, à travers les deux postes pluviométriques qui couvrent le bassin versant, il varie de 4.10^{-5} à station de et O.farès 0.068 à station de Bénairia (figures 4-12).

4-6-2 La relation mensuelle des pluies et écoulements mensuels, moyens et maximaux :

La figure 4-13 est élaborée à partir des données pluviométriques mensuelles de la station des Ouled Farès (1983 – 2003), et des données hydrométriques de Ouled Farès pour la même période présentée sur le tableau 4-12

Tableau 4-12: Valeurs des pluies et des écoulements mensuelles maximales et moyennes entre (83/03) de la station de Ouled Farès

mois	sept	oct	nov	déc	janv	fév	mars	avril	mai	juin	juil	aout
Pmoy	18,5	25,81	49,23	43,51	44,02	36,41	37,74	34,04	23,22	5,65	1,63	1,97
P max	58,1	72,8	134,4	139,9	89,6	101,9	90,1	135,8	69,9	27,9	7,9	11,7
Éc moy	1,31	4,07	5,37	6,97	7,95	7,16	5,25	1,68	0,98	1,96	0,03	0,24
Éc max	14,2	49,63	61,70	63,71	74,97	48,25	53,94	13,03	22,40	23,93	0,25	4,47

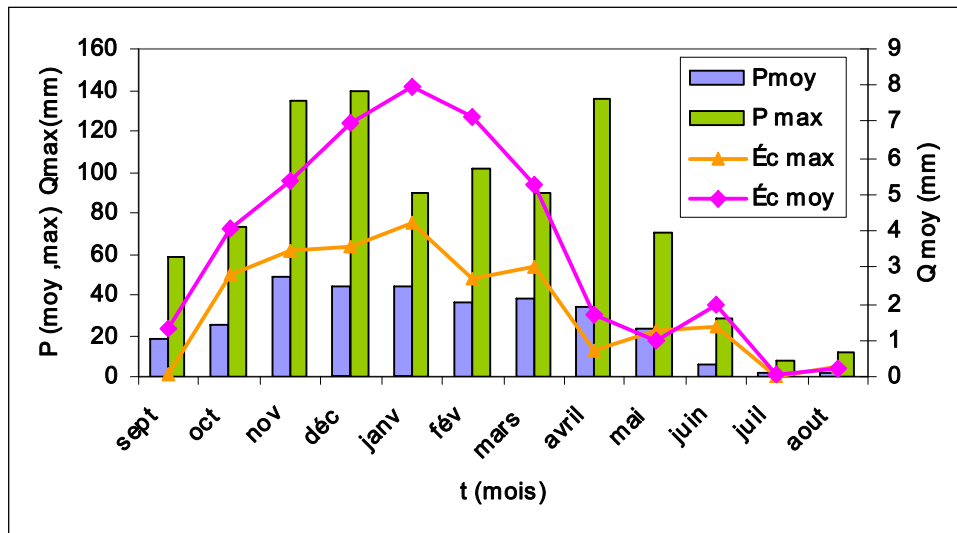


Figure 4-13: Valeurs des pluies et des écoulements mensuelles maximaux et moyens entre (83/03) de station de Ouled farès

Le régime pluviométrique de la station de Ouled Farès (83/03) est marqué un maximum de l'écoulements moyen au mois de janvier suivi respectivement par les mois de février et de décembre. La plus importante valeur mensuelle de pluie moyenne a été observée au mois de novembre suivie respectivement par les mois de janvier et d'octobre. Un maximum de pluie maximale au moi de décembre suivi respectivement par celle d'avril et de novembre.

Néanmoins, les écoulements moyens présentent un décalage tardif par rapport aux pluies où le mois de février a un écoulement moyen de 7.16 mm malgré sa pluviosité 36.41mm amoindrie à celle enregistrée en novembre de 49.23 qui a donné un écoulement juste de 5.37mm.

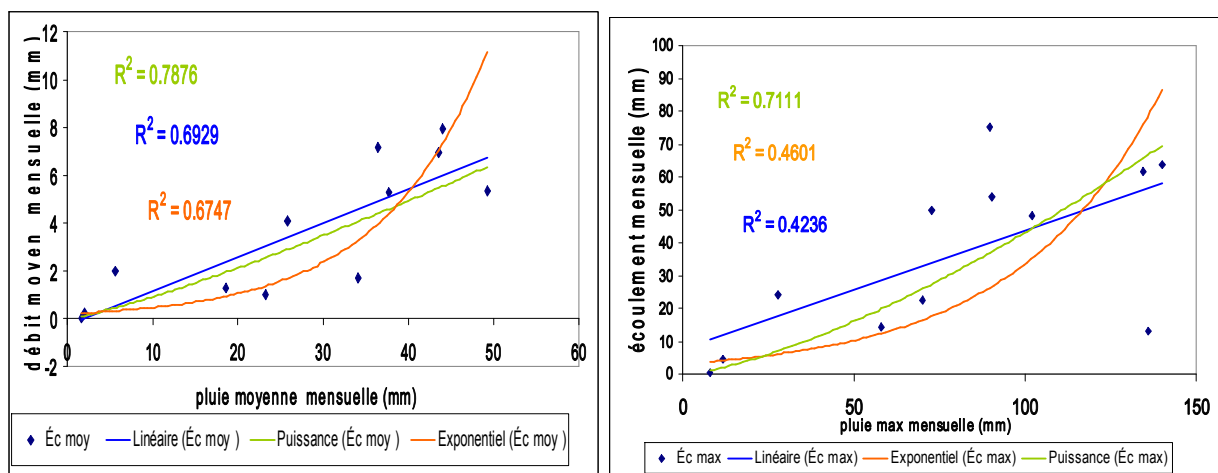


Figure 4-14: Corrélation (max et moy) de l'écoulement mensuel en fonction de la pluie mensuelle (Ouled Farès)

Les différents types de corrélations des valeurs mensuelles moyennes des pluies et des écoulements de la station de Ouled Farès donnent des coefficients de corrélation R^2 variant entre 0.78 et 0.67 comme le montre la figure 4-14. La meilleure valeur enregistrée est celle de la

fonction puissance de 0.78, suivie par la corrélation linéaire puis de exponentielle respectivement de 0.69 et 0.67.

la corrélation des valeurs mensuelles maximales des pluies et des écoulements de la station pluviométrique de Ouled Farès. Les coefficients de corrélation correspondant sont faibles à ceux des valeurs moyennes et varient entre 0.42 (linéaire) et 0.71 (puissance). On remarque que les résultats de la corrélation des valeurs mensuelles moyennes (pluie et écoulement) sont incomparables avec ceux des valeurs maximales. (Figure 4-14)

On déduit que la variation de l'écoulement mensuel maximal ou moyen peut représenter le régime d'écoulement. Du point de vue hydrologique, cela est surtout lié au contenu hydrométrique du sol qui est relativement faible dans les premiers mois correspondant à la saison sèche, mais à partir du mois d'octobre, l'écoulement s'accroît de façon remarquable en raison de la saturation des sols et il devient par conséquent quasi-total. Mais l'étude des crues demande l'analyse des pluies journalières maximales et les écoulements journaliers maximaux.

4-6-3- Relation pluie débit a l'échelle journalière

La genèse des crues est surtout fonction des caractères propres des précipitations (hauteur – intensité – durée). Elle est déterminée par l'interaction complexe et combinée des divers éléments caractérisant le support de l'écoulement de surface ; état lithologique du sols, pentes, densité de drainage et taux de couverture végétale, etc..

Il est bien évident que la pluviométrie demeure le facteur le plus déterminant du processus de genèse des crues. Pour mettre en lumière le mécanisme aboutissant à la formation des crues, on a essayé de retirer le rapport entre l'écoulement journalier maximal avec les pluies journalières maximales

D'après le graphe de figure 4-15 et le tableau 4-13, on constate que la variation des écoulements journaliers maximaux est indépendante des pluies journalières maximales. Dans la plus part des cas, on remarque, surtout dans la période sèche, qu'une faible pluie peut donner lieu à un écoulement important comme le cas de la crue de du 7/05/72. Une pluie respectivement de 21.3 et de 39.3 mm pour la station de Ouled Farés et de Bénairia provoque un écoulement de 3.91mm alors qu'une pluie journalière dans la période humide de 36 mm pour les deux stations correspond à un écoulement plus faible de 0.2mm.

- ❖ On marque le 10/11/01 une crue importante qui marque la pluie journalière maximale la station de Ouled Farès et pour Bénairia respectivement de 80.3 et 147.7 mm peut être en coïncidence avec l'écoulement de pointe égal à 5.42 mm
- ❖ Dans la plus part des crues, on remarque que la pluie maximale peut avoir lieu un jour avant l'écoulement de pointe dont on a enregistré un écoulement maximal de 6.53 mm le 03/10/90 avec une pluie maximale qui ne dépasse pas 30mm. Alors que le 18/01/98 une pluie est enregistrée à la station de Bénairia de 140mm n'a donné que 3.46 mm d'écoulement.
- ❖ Un écoulement maximal se produit le plus souvent suite à une pluie maximale alors qu'une pluie maximale n'aboutit pas forcément à un écoulement de pointe concordant, par exemple ce phénomène est bien clair au niveau des années 84/85, 86/87 et 94/95 où les pluies journalières maximales ont eu lieu consécutivement les jours du 10/10, 09/12 et 22/09, néanmoins les écoulements de pointe ont présenté un décalage de plusieurs mois (mars, février, janvier).
- ❖ Le coefficient R (exprimant la corrélation pluie journalière maximale – écoulement journalier maximal selon une loi de régression exponentielle va de 0,056 à 0,062 et selon une loi de régression puissance entre 0,038 et 0,071 (figure 4-16).

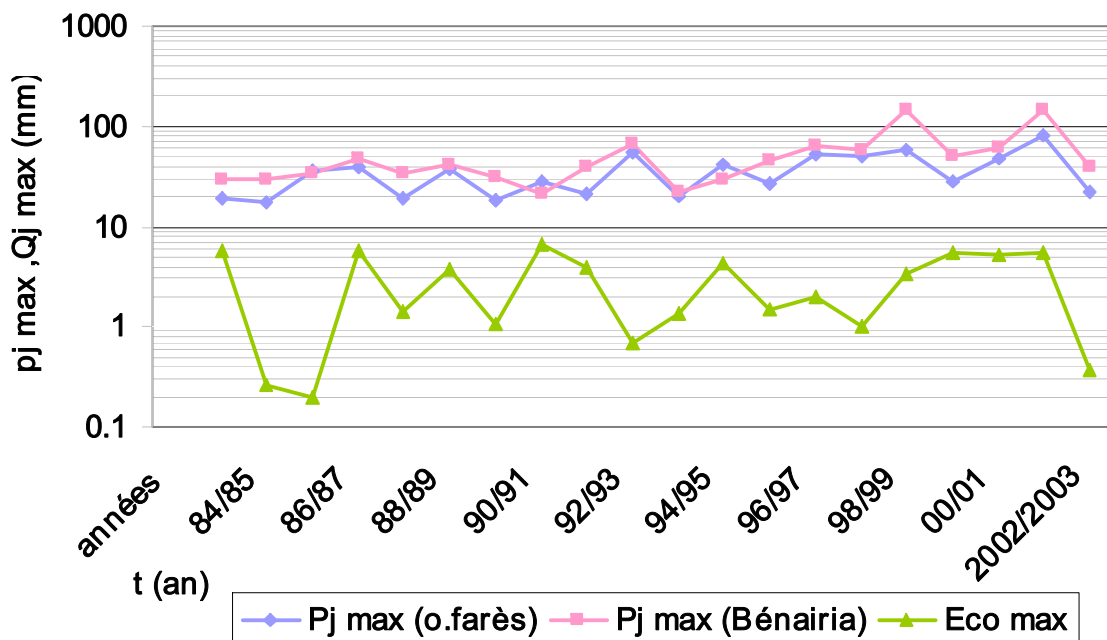


Figure 4-15: Variation des pluies (Ouled Farès et Bénairia) et des écoulements journaliers maximaux

Tableau 4-13: Répartition des pluies journalières maximales et des écoulements journaliers maximaux (Bassin de oued Ouahrane (1983-2003))

Années	Station (o.farès)		Station (Bénairia)		Eco j max	Date	C.é j	
	Pj max	Date	Pj max	Date			o.farès	Bénairia
83/84	19	17/11/83	30.1	4/01/84	5,84	23/11/1983	30,72	19,39
84/85	17.2	10/10/84	29.1	5/03/85	0,26	01/03/1985	1,53	0,90
85/86	36.4	29/01/86	35	29/01/86	0,20	31/01/1986	0,55	0,57
86/87	39	09/12/86	47.1	04/02/87	5,64	05/02/1987	14,46	11,97
87/88	19.2	20/01/88	34.4	05/03/88	1,41	04/10/1987	7,33	4,09
88/89	38	14/12/88	40.6	16/12/88	3,80	14/12/1988	10,00	9,36
89/90	18.6	30/03/90	31.1	09/04/90	1,04	12/03/1990	5,61	3,35
90/91	28.7	02/10/91	21.2	20/02/91	6,53	03/10/1990	22,74	30,93
91/92	21.3	07/05/92	39.3	25/01/92	3,91	07/05/1992	18,37	9,96
92/93	56.2	28/02/93	67	04/10/92	0,70	01/03/1993	1,25	1,05
93/94	20.5	04/02/94	22	26/12/93	1,35	20/01/1994	6,60	6,15
94/95	41.4	22/09/94	30.1	4/11/94	4,27	7/01/1995	10,32	14,19
95/96	27.4	12/10/95	45.6	23/11/95	1,47	15/03/1996	5,37	3,23
96/97	52.8	20/04/97	65	20/04/97	1,95	21/04/1997	3,69	3,00
97/98	49.2	20/04/98	57.7	02/05/98	1,03	06/12/1997	2,10	1,79
98/99	57.3	18/01/98	144.4	18/01/99	3,46	19/01/1999	6,03	2,39
99/00	28.8	26/09/99	49.5	17/12/99	5,47	18/12/1999	19,00	11,05
00/01	47.4	23/10/00	60	23/10/2000	5,20	24/10/2000	10,96	8,66
01/02	80.3	10/11/01	147.7	10/11/2001	5,42	10/11/2001	6,75	3,67
02/03	21.7	25/11/02	40.3	25/11/2002	0.36	12/01/2003	1,66	0,88

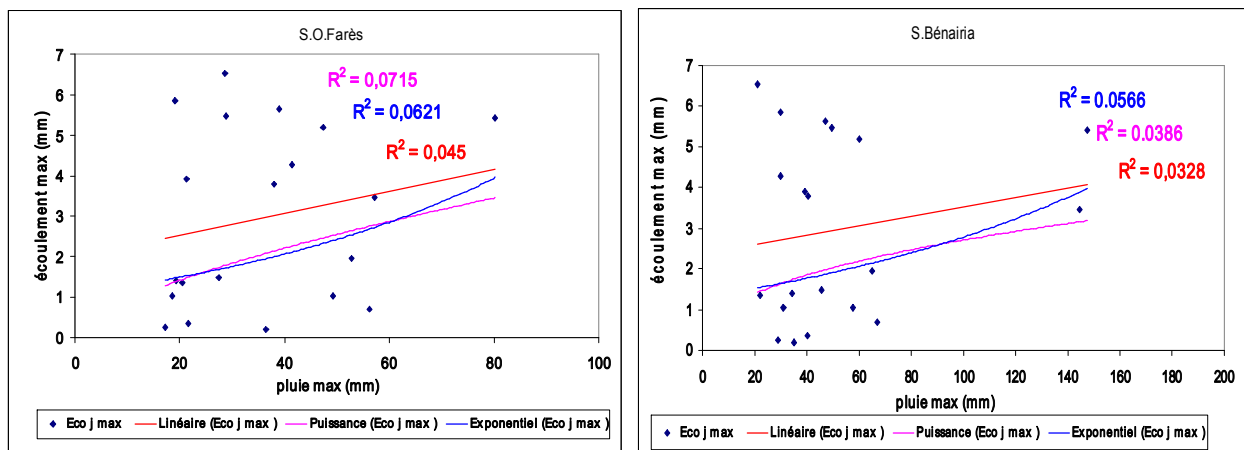


Figure 4-16: Corrélations des pluie et des écoulements journaliers maximaux (Bénairia et Ouled Farès)

4-7- Conclusion

Une tentative de comprendre la relation pluie – débit au bassin du oued Ouahrane, a montré que le pas annuel est insuffisant pour expliquer l’écoulement, et notamment son aspect maximal (le

coefficient de corrélation R exprimant la régression : Pluie annuelle – écoulement annuel n'a pas dépassé dans le meilleur cas la valeur de 0.069. Par ailleurs :

1. Les régimes moyens des pluies et écoulements mensuels ont présenté une concordance temporelle relative, où les mois les plus pluvieux sont – le plus souvent – les mieux abondants en écoulement.

Le rapport pluie mensuelle – écoulement mensuel, effectué selon une loi de régression puissance a présenté des coefficients de corrélation (compris entre 0.71 et 0,78) plus significatifs que ceux effectués selon une loi de régression exponentielle entre (0.46 et 0,67).

De ce fait, l'écoulement à ce niveau est la résultante de la saturation des sols par les pluies des mois précédents.

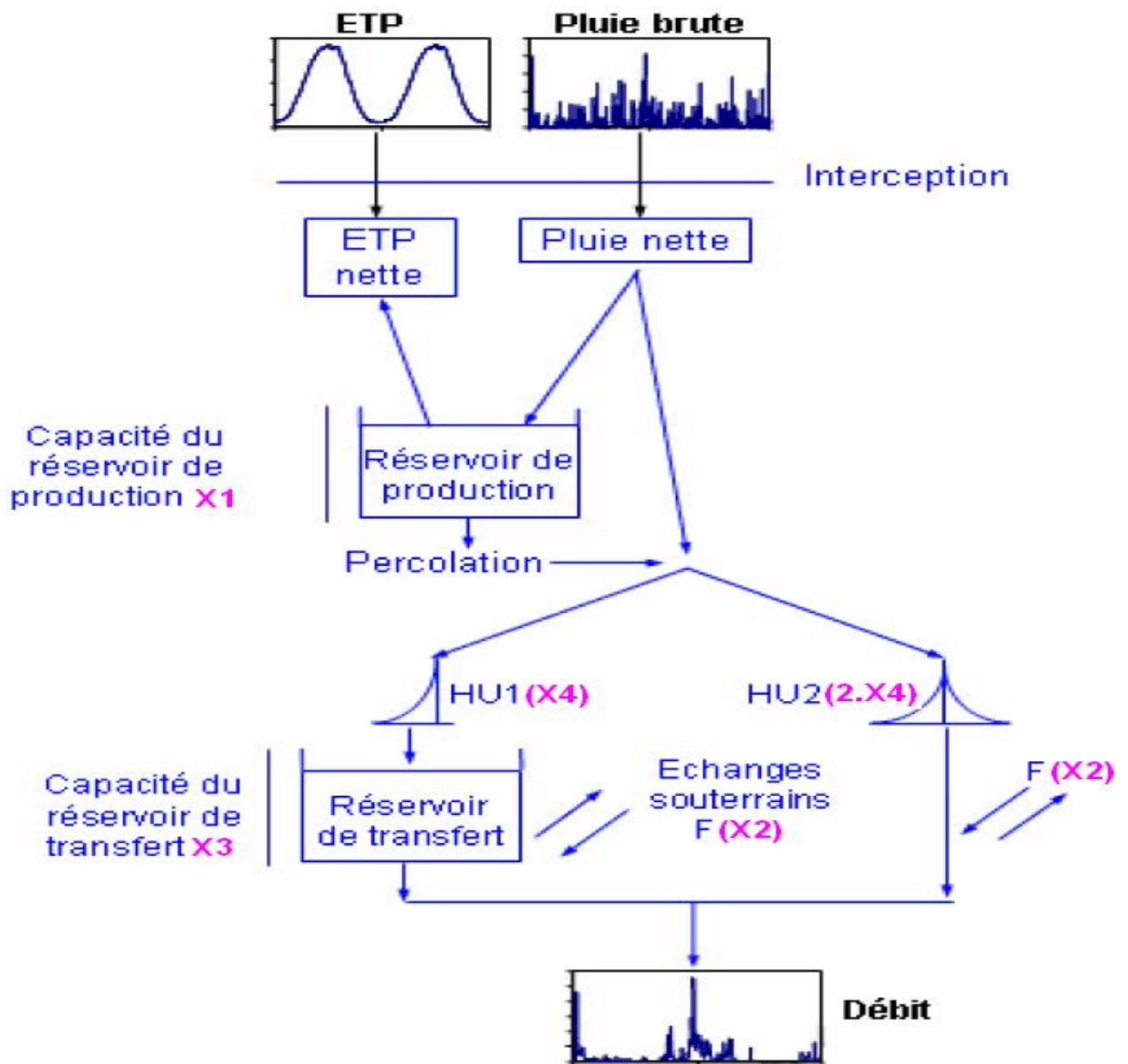
2. les valeurs du régime maximales des écoulements journalières sont aussi indépendant à des pluies journalières mais semblent d'un parfait accord où, les débits de pointe sont ne pas directement engendrés par des pluies journalières maximales.

Ce mauvais rapport se traduit par les valeurs du coefficient R^2 (exprimant la corrélation pluie journalières maximale – écoulement journalières maximal selon une loi de régression exponentielle). Ce dernier va de (0,056 à 0,062) et selon une loi de régression de puissance entre (0,038 à 0,061)

Alors quelle est la relation exacte (quels sont les autres facteurs) influe sur la relation écoulement (débit) journalières et la pluie journalières et comment faire prédétermination de écoulements si on a pas une longue série ou bien un absence d'une station de jaugeage ?

Chapitre V

Sensibilité du modèle GR4J



5-1- Introduction

Le choix du modèle GR4J définitif dans notre étude a été très délicat, du fait des niveaux de performance assez semblables atteints par plusieurs structures. La version de ce modèle GR4J nous permet de faire des modifications de la structure où de nombreuses versions ont donné des résultats assez proches.

Le développement du modèle GR4J (*modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier*) a été initié au Cemagref au début des années 1980, 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 (dimensionnement d'ouvrage, prévision des crues et des étiages, gestion de réservoirs, détection d'impact...). Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par *Edijatno (1989)*; *Edijatno (1991)*, *Nascimento (1995)*, *Edijatno et al, (1999)*, *Perrin (2000)* et *Perrin et al. (2003)*, et qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle

Dans ce chapitre on a essayé de présenter les formules mathématiques des quatre paramètres et leurs influences sur le modèle ainsi que celles engendrées par la variation des conditions initiales. Avant d'étudier la sensibilité des paramètres il faut d'abord tester le couple pluie-débit observé pour comprendre la réponse du bassin versant.

5-2-Structure et fonctionnement de modèle GR4J

Avant d'envisager de tester ce modèle pluie-débit pour la prédétermination des crues, il est indispensable d'en étudier plus précisément son fonctionnement. Nous cherchons donc ici à connaître les caractéristiques du fonctionnement du modèle; expressions analytique et discrétisée des fonctions de production et de transfert, indépendance des paramètres, et la sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres

Les modèles globaux, dont fait partie le modèle GR, existent aujourd'hui en très grand nombre. Dans tout notre travail, le terme de '*structure*' sera utilisé pour désigner l'assemblage des différents composants du modèle, c'est-à-dire l'association de tous les outils mathématiques avec lesquels il est construit (réservoirs d'interception, de suivi d'humidité, de vidange, l'hydrogramme unitaire, etc.)

La structure des modèles étudiés inclut des paramètres qui permettent l'adaptation du modèle aux caractéristiques particulières du bassin. Ces paramètres n'ont généralement pas de

signification physique et ne peuvent pas être, par conséquent, mesurés sur le terrain. Ils doivent être déterminés mathématiquement par un processus d'optimisation

En hydrologie, la modélisation concerne généralement la relation pluie-débit, c'est à dire que les modèles utilisent la pluie comme variable d'entrée et calculent un hydrogramme en sortie du bassin. Le modèle GR4J comme les autres modèles reposent en général sur deux fonctions distinctes :

- Une fonction de production qui sépare la pluie en une partie infiltrée et une partie ruisselée.
- Une fonction de transfert qui achemine la pluie ruisselée à l'exutoire de l'unité hydrologique (le bassin versant)

La version utilisée dans notre étude est un modèle de pluie –débit global à quatre paramètres réalisé par *Perrin et al 2003*.

- ❖ X_1 : capacité maximale du réservoir de production
- ❖ X_2 : paramètres d'échanges souterrains
- ❖ X_3 : capacité à un jour du réservoir de routage.
- ❖ X_4 : temps de base de l'hydrogramme unitaire.

Ce modèle n'a besoin pour fonctionner que de données continues de pluie et d'évapotranspiration potentielle. Les modèles *GR4J* a un faible nombre de paramètres, ce qui permet de limiter les problèmes de sur paramétrage et se rendre plus robuste. Les paramètres doivent être déterminés par calage, en minimisant l'erreur du modèle sur une série de débit observée. Lorsque des données de débit ne sont pas disponibles pour le calage, l'estimation des paramètres peut se faire par des formules régionales liant les valeurs des paramètres à des descripteurs physiques du bassin. Cependant, leur utilisation conduit souvent à des erreurs beaucoup plus fortes que lorsque l'on peut réaliser un véritable calage du modèle.

Dans la suite, on désignera par P (mm) la hauteur journalière de pluie, par E (mm) l'évapotranspiration potentielle journalière (ETP) et par Q (mm) le débit simulé (mm). P est une estimation de la pluie du bassin calculée à partir de l'information pluviométrique disponible (postes au sol notamment). E n'est pas nécessairement une donnée datée mais peut être issue d'une courbe de régime d'ETP moyenne interannuelle. Toutes les variables internes du modèle sont exprimées en mm.

5-2-1- Description mathématique

D'après MAKHLOUF (1994) et PERRIN (2000), les équations suivantes correspondent aux équations intégrées sur un pas de temps. Un schéma de la structure est donné à la figure 5-1

Neutralisation

La première opération est la neutralisation de P par E pour déterminer une pluie nette P_n et une évapotranspiration nette E_n calculée par :

Si $P \geq E$, alors $P_n = P - E$ et $E_n = 0$

Si $P < E$, alors $P_n = 0$ et $E_n = E - P$

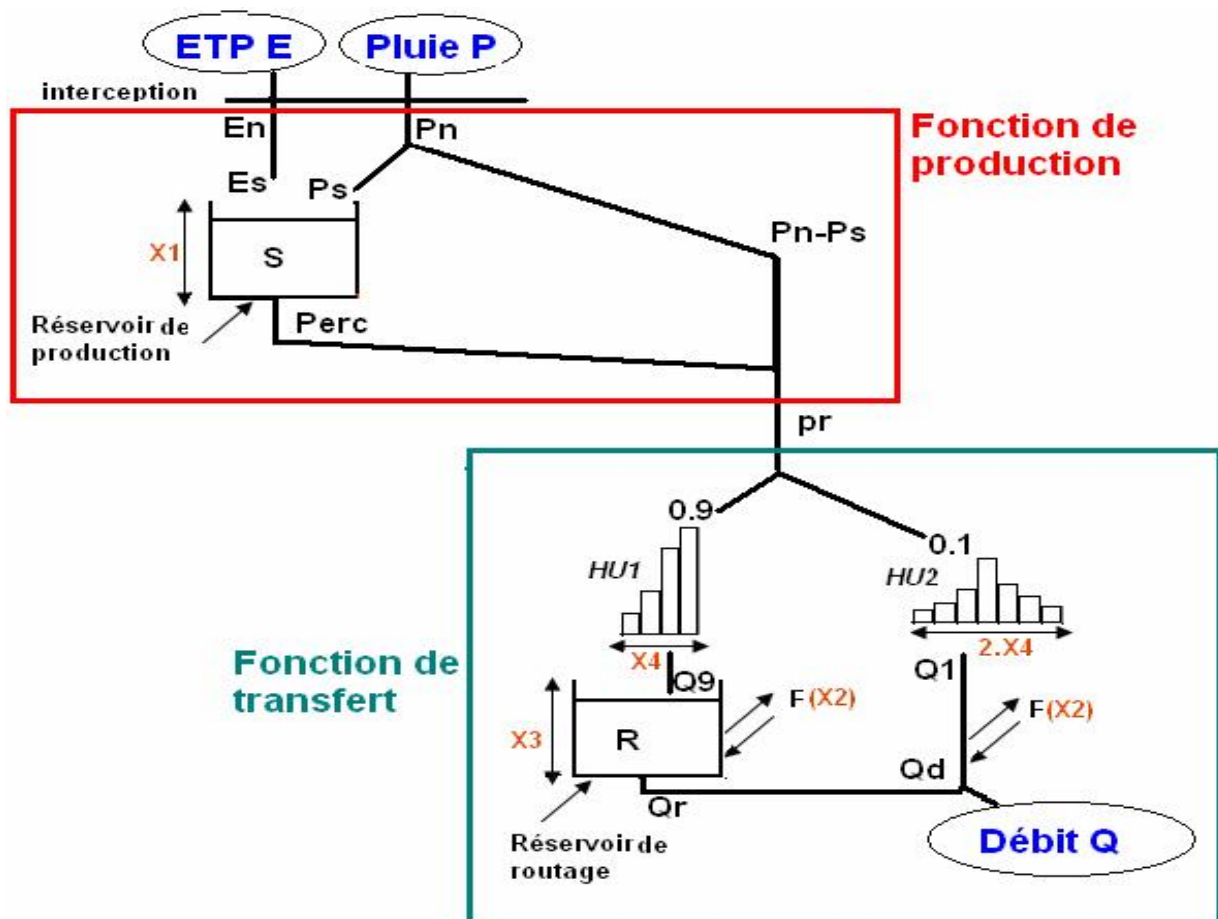


Figure 5-1: Organigramme du modèle GR4J

5-2-2- Fonction de production

5-2-2-1- Réservoir de suivi d'humidité du sol (fonction de production)

Le réservoir de suivi d'humidité des sols est très couramment utilisé pour rendre compte de l'influence de l'état de saturation du sol sur la génération des écoulements et sur la détermination de l'évapotranspiration réelle. Le principe est de faire dépendre la détermination de la pluie efficace P_r et de l'évapotranspiration réelle E_s du contenu du réservoir :

$$P_r = f(S, P)$$

$$E_s = f(S, E)$$

Plus le niveau est élevé plus le réservoir est proche de la saturation, et plus la part de la pluie brute qui donne naissance à la pluie efficace sera grande. De même, plus le niveau est élevé plus la disponibilité en eau est grande, et plus le taux d'évapotranspiration réel sera proche du taux potentiel.

Il existe de nombreuses formulations de réservoirs de suivi d'humidité du sol. Nous présentons ici le fonctionnement du réservoir de suivi d'humidité du sol utilisé dans le modèle GR4J.

a) Evolution du réservoir sous l'action de la pluie

La détermination de la pluie efficace P_r est régie par l'équation différentielle ci-dessous, qui représente la formulation instantanée du fonctionnement du réservoir :

$$dS = \left[1 - \left(\frac{S}{x_1} \right)^2 \right] P dt$$

Où x_1 est la capacité du réservoir. Lorsque S vaut x_1 (c'est-à-dire quand le réservoir est complètement plein), rien ne rentre dans le réservoir. Inversement, quand S est nul, l'intégralité de la pluie va alimenter le réservoir. On trouve alors l'expression suivante du niveau S_2 , enfin du pas de temps en fonction du niveau S_1 au début du pas de temps et en fonction de P .

$$S_2 = x_1 \cdot \frac{S_1 + x_1 \cdot \tanh\left(\frac{P}{x_1}\right)}{x_1 + S_1 \cdot \left(\frac{P}{x_1}\right)}$$

La pluie P_s entrant dans le réservoir, correspondant à la différence ($S_2 - S_1$), est alors donnée par :

$$P_s = \frac{X_1 \cdot \left(1 - \left(\frac{S_1}{X_1}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \frac{S_1}{X_1} \cdot \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}$$

b) Evolution du réservoir sous l'action de l'évapotranspiration potentielle

On part de l'équation différentielle suivante, qui représente la formulation instantanée du réservoir :

$$dS = \left(\frac{S}{X_1}\right) \left[2 - \left(\frac{S}{X_1}\right)\right] E dt$$

On trouve alors l'expression suivante du niveau S_2 enfin du pas de temps en fonction du niveau S_1 au début du pas de temps et en fonction de E :

$$S_2 = S_1 \cdot \frac{1 - \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_1}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)}$$

La quantité d'eau E_s sortant du réservoir par évapotranspiration correspondant à la différence ($S_1 - S_2$), est alors donnée par :

$$E_s = \frac{S_1 \cdot \left(2 - \frac{S_1}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_1}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}$$

Le contenu du réservoir est mis à jour par :

$$S' = S_1 + P_s - E_s$$

5-2-2-2-Percolation

a) Principe de fonctionnement des réservoirs de vidange

Les réservoirs réalisent une liaison indirecte entre le flux entrant et le flux sortant par l'intermédiaire du volume stocké. Si l'entrée est désignée par $I(t)$, le niveau du réservoir par $R(t)$, la sortie Q est alors une fonction de R . (figure 5-2). Cette fonction de R est la spécification du réservoir (PERRIN 2003).

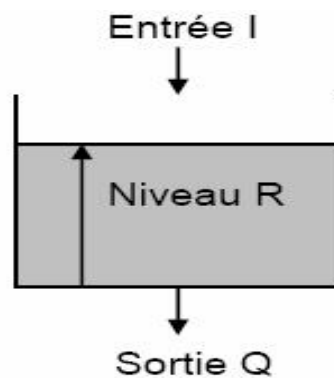


Figure 5-2 : Fonctionnement du réservoir de vidange

L'analyse en continu du fonctionnement du réservoir se fait en introduisant l'équation de continuité :

$$\frac{dR}{dt} = I - Q$$

et en la joignant à l'équation dynamique : $Q = f(R)$, ce qui donne l'équation différentielle

$$\frac{dR}{dt} + f(R) = I$$

Il existe plusieurs types des réservoirs de vidange suivant les formes de la fonction $f(R)$, ils peuvent être linéaires, quadratiques, exponentielles ou de puissance. Le réservoir utilisé en GR4J est un réservoir de puissance avec $\alpha = 6$.

Les réservoirs de puissance sont très intéressants tant pour simuler les formes des crues (Chapitre 4) montre que la meilleure corrélation trouvée est celle de puissance Le réservoir est régi par les équations suivantes :

$$Q(t) = bR(t)^\alpha$$

$$\frac{dR}{dt} = -Q$$

Après simplification et intégration, la percolation $Perc$ issue du réservoir de production est alors calculée par l'équation suivante

$$Perc = S' \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4 S'}{9 X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\}$$

Le contenu du réservoir est mis à jour par :

$$Pr = Perc + (P_n - Ps)$$

5-2-3- Fonction de transfert

5-2-3-1- Hydrogrammes unitaires

L'hydrogramme unitaire s'intercale sur la pluie nette, déterminée par le réservoir sol et le réservoir eau gravitaire, il permet d'étaler cette même pluie nette afin de reproduire correctement les montées de crue. La valeur de Pr est divisée en deux composantes d'écoulement ; 90 % étant

routés par un hydrogramme unitaire $HU1$ et un réservoir de routage et 10 % par un unique hydrogramme unitaire symétrique $HU2$.

$HU1$ et $HU2$ dépendent du même paramètre X_4 et du temps de base de $HU1$ exprimé en jours. Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S notées respectivement $SH1$ et $SH2$.

$SH1$ est définie en fonction du temps par *EDIJATNO (1991)*, *MAKHLOUF (1994)* et *PERRIN (2000)*.

$$\text{Pour } t \leq 0 \quad SH1(t) = 0$$

$$\text{Pour } 0 < t < X_4 \quad SH1(t) = \left(\frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}}$$

$$\text{Pour } t \geq X_4 \quad SH1(t) = 1$$

$SH2$ est définie de façon similaire par :

$$\text{Pour } t \leq 0 \quad SH2(t) = 0$$

$$\text{Pour } 0 < t \leq X_4 \quad SH2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}}$$

$$\text{Pour } X_4 < t < 2.X_4 \quad SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}}$$

$$\text{Pour } t \geq 2.X_4 \quad SH(t) = 1$$

Les ordonnées de $HU1$ et $HU2$ sont alors calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j-1)$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j-1)$$

A chaque pas de temps i , les sorties Q_0 et Q_1 des deux hydrogrammes correspondent à la convolution des pluies antérieures par la clé de répartition donnée par l'hydrogramme discrétisé et sont calculées par :

$$Q_0(i) = 0,9 \cdot \sum_{k=1}^i UH_1(k) \cdot pr(i - k + 1)$$

$$Q_1(i) = 0,1 \cdot \sum_{k=1}^m UH_2(k) \cdot pr(i - k + 1)$$

Où $l = \text{int}(X_4) + 1$ et $m = \text{int}(2 \cdot X_4) + 1$, avec la fonction int qui désigne la partie entière.

5-2-3-2-Fonction d'échange

Un terme F permet de tenir compte des infiltrations profondes ou des échanges d'eau souterrains. Il dépend d'un paramètre X_2 (négatif ou positif).

Un échange souterrain en eau dans la version de *PERRIN et al. (2003)* est calculé par :

$$F = X_2 \cdot \left(\frac{R}{X_3} \right)^{\frac{7}{2}}$$

Où R est le niveau dans le réservoir, X_3 est la capacité à un jour du réservoir et X_2 est le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul. En effet, l'interprétation physique de cette fonction d'échange n'est pas directe.

5-2-3-3-Réservoir de routage (fonction de transfert)

Le réservoir de routage est un réservoir de vidange de puissance avec $\alpha = 6$ qui permet de reproduire les décrues. Le niveau dans le réservoir de routage est mis à jour en ajoutant la sortie Q_0 de l'hydrogramme HU_1 et F :

$$R = \max(0 ; R + Q_0 + F)$$

Il se vidange ensuite en une sortie Qr donnée par :

$$Qr = R \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{R}{X_3} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\}$$

Le niveau dans le réservoir devient :

$$R = R - Qr$$

5-2-4- Ecoulement total

La sortie Q_1 de l'hydrogramme $HU2$ est soumise aux mêmes échanges pour donner la composante d'écoulement Qd :

$$Qd = \max(0 ; Q1+F)$$

Le débit total Q est alors donné par :

$$Q = Qr + Qd$$

5-3-Optimisation des paramètres de modèle GR4j

D'après *MAKHOUF (1994) et PERRIN (2000)*, l'optimisation des différents paramètres d'un modèle consiste à trouver un jeu de paramètres pour maximiser le critère de Nash. Pour cela différentes techniques d'optimisation sont disponibles ; la méthode utilisée dans notre modèle dite pas à pas est utilisée par *MICHEL (1989)*. Cette méthode tire sa rusticité d'une transformation préalable de l'espace des paramètres, en générale par une fonction logarithmique pour les paramètres X_1 , X_3 et X_4 et par une fonction exponentielle pour X_2 .

Les paramètres X_1 , X_2 , X_3 et X_4 sont optimisés dans l'espace des valeurs transformées c'est-à-dire par :

$$A = \ln(X_1)$$

$$B = A \sinh(X_2)$$

$$C = \ln(X_3)$$

$$D = \ln(X_4 - 0.5)$$

La méthode adopte un pas de calcul pouvant varier d'une itération à l'autre. L'amplitude du pas de calcul étant ici le même pour tous les paramètres. Des transformations mathématiques préalables (transformations logarithmiques ou exponentielles par exemple) peuvent être appliquées pour garantir des sensibilités grossièrement équivalentes à ce pas de calcul pour tous les paramètres. Ces transformations sur les paramètres sont choisies en tenant compte de la façon dont les paramètres interviennent dans le modèle, et sont propres à ce dernier.

Soit F la fonction d'objectif et x_0 la valeur initiale d'un paramètre à optimiser, notons $x^{(1)}$, $x^{(i)}$, $x^{(n)}$ les valeurs obtenues successivement et x^* la valeur optimale du paramètre .

Au pas d'optimisation $i+1$, on fait un essai de chaque coté de $x^{(i)}$ d'une valeurs

$$x_1^{(i+1)} = x^{(i)} - \Delta x \text{ conduisant au critère } F_1^{(i+1)}$$

$$x_2^{(i+1)} = x^{(i)} + \Delta x \text{ conduisant au critère } F_2^{(i+1)}$$

$$F^{(i+1)} = \text{Min} [F_1^{(i+1)}, F_2^{(i+1)}]$$

Où $Q_o(j)$ et $Q_c(j)$ sont respectivement le débit observé et le débit calculé par le modèle à pas de temps j , et m le nombre total de pas de temps de données utilisées.

5-4-Analyse de la réponse du bassin de oued Ouahrane au couple pluie débit

Le niveau d'analyse le plus simple, auquel on pense, est celui de l'analyse visuelle des couples pluie-débit à l'échelle journalières. Cette analyse permet de mettre en évidence plusieurs caractéristiques des crues, de proposer une typologie des crues du bassin versant et de voir quelles variables influencent le débit de pointe. Elle permet aussi de comprendre la différence entre les crues du bassin versant de oued Ouahrane.

5-4-1-Type de crue

On retrouve majoritairement deux types de crues sur le bassin versant du oued Ouahrane :

- ✓ celles qui sont provoquées par une succession des pluies intenses, ce type de crues remarquées en période humide par exemple la crue du 18 et 19-12- représentée sur la figure 5-3.
- ✓ celles qui sont provoquées par des pluies intenses et isolées sont surtout remarquées dans la période sèche par exemple la crue du 24/10/2000 représentée sur la figure 5-4.

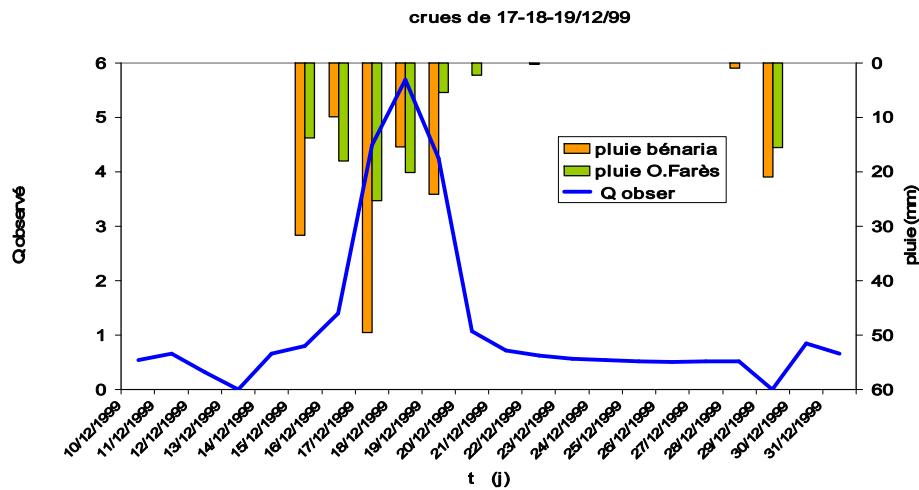


Figure 5-3 : Hydrogramme d'une crue provoquée par un succession des pluies intenses (Cru de période humide)

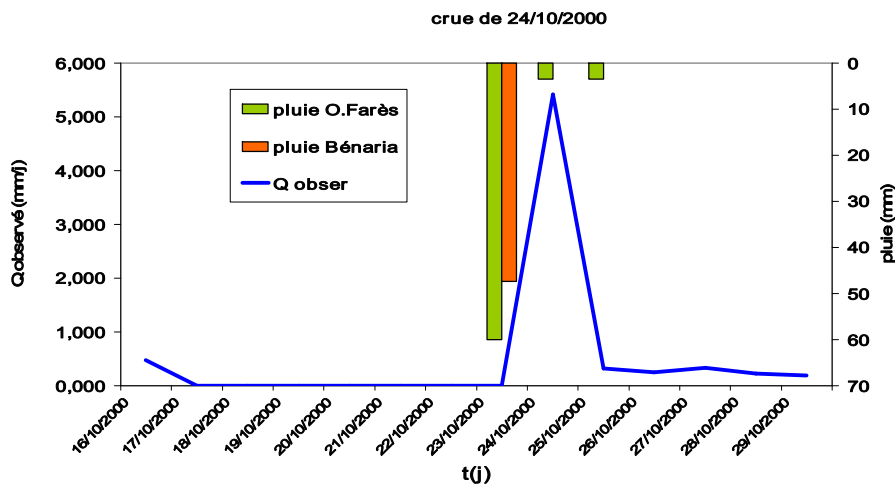


Figure 5-4 : Hydrogramme d'une crue provoquée pluies intenses et isolées (Cru de période sèche)

5-4-2-Structure du hyétogrammes de pluie et de l'hydrogramme de crue

Sur la figure 5-5, on note que les structures du hyétogrammes et de l'hydrogramme de crue sont très similaires. A chaque averse correspond un pic de crue qui dépend toujours de l'intensité de la pluie, du positionnement de l'averse au sein de l'événement et du pic d'intensité de pluie.

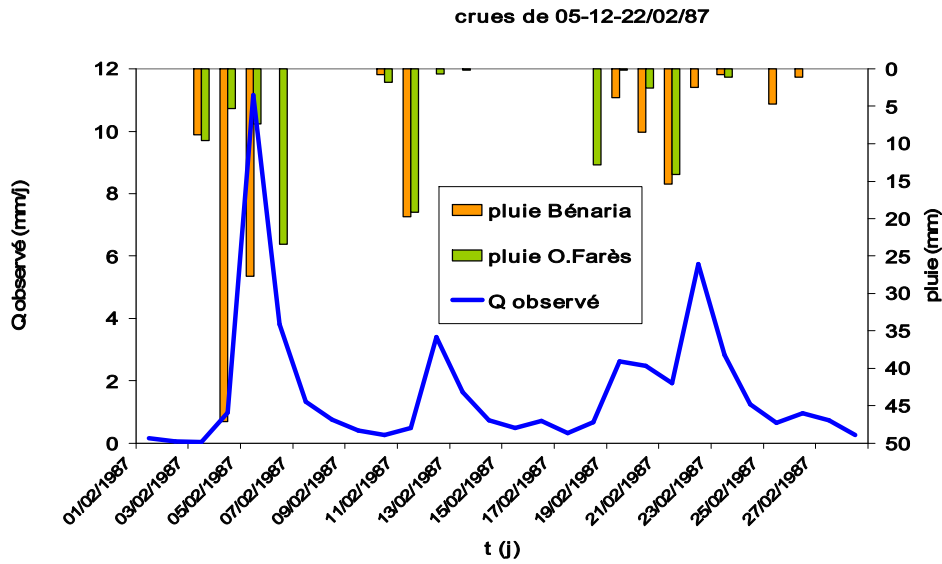


Figure 5-5 : Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue similaires

D'autre part, on note sur la figure 5-6 que les structures du hyétogrammes de pluie et de l'hydrogramme de crue ne sont pas toujours similaires et la valeur du pic de débit est indépendante de l'intensité de la pluie. Par exemple dans la crue de 17/05/92, une pluie journalière maximale de 21.3 mm correspond à un débit 3.92 mm/j, (figure 5-6 a), par contre la crue du 14/05/98 correspondant à un débit égal à 0.31mm/j représente une pluie de 38.9 mm à la station de O.Farès et une pluie dépassant 44 mm dans la station de Bénairia (figure 5-6 b) (13./05/98). Sachant que les deux crues sont provoquées dans le même mois et sont classées sèches.

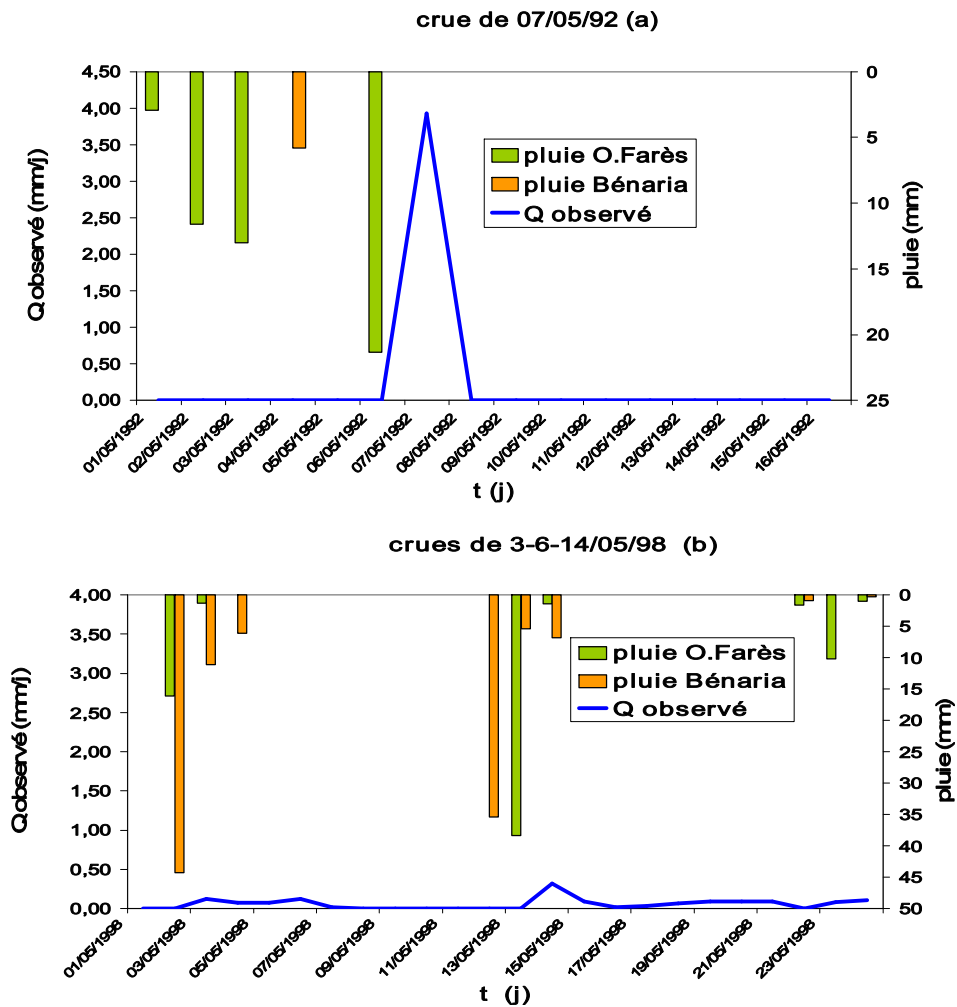


Figure 5-6 : Pic de débit indépendant de l'intensité de la pluie

La figure 5-7 indique que le débit journalier observé dépend de la pluie journalière représentée par les deux stations comme l'indique le tableau ci-dessous:

Date	pluie O.Fares (mm)	Pluie Bénairia (mm)	Débit observé (m ³ /s)
13-12-88	21.6	30.4	0.05
14-12-88	38	0	11.91
15-12-88	0	40.6	10.01

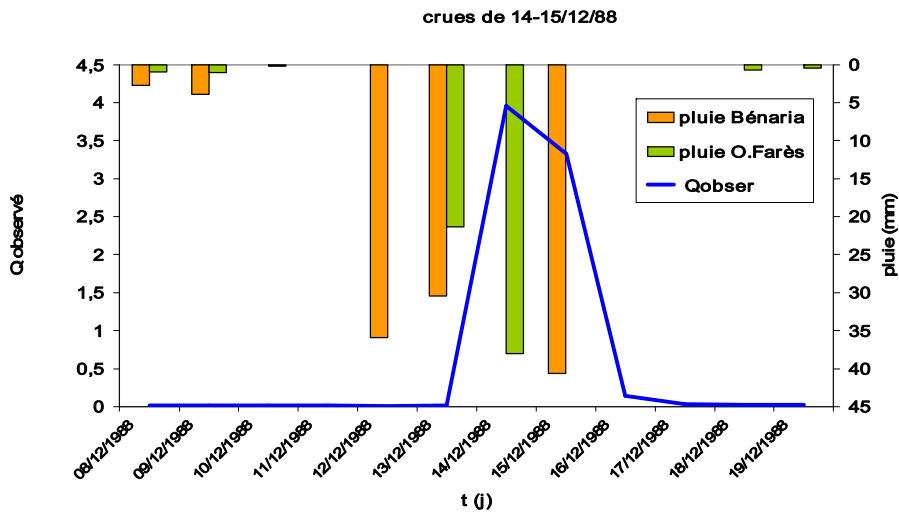


Figure 5-7: Débit journalier et pluie journalière des deux stations

5-4-3- Décalage temporel entre le pic de pluie et le pic de débit

Le décalage temporel entre les pics de pluie et les pics de débit sont de l'ordre de un jour pour la majorité des crues enregistrées comme celles du 18/12/99, du 24/10/2000 et du 5/02/87, voir les figures 5-3, 5-4 et 5-5. Sur un événement comme celui du 10 novembre 2001 (figure 5-8), l'intensité de la pluie est suffisamment forte pour que la réponse du bassin soit importante même si aucune averse particulière n'a été enregistrée auparavant. La majorité des crues enregistrées dans un jour « j » ont été provoquées par une pluie maximale dans le jour « j-1 » puis une décrue commence à partir du jour « j+1 ».

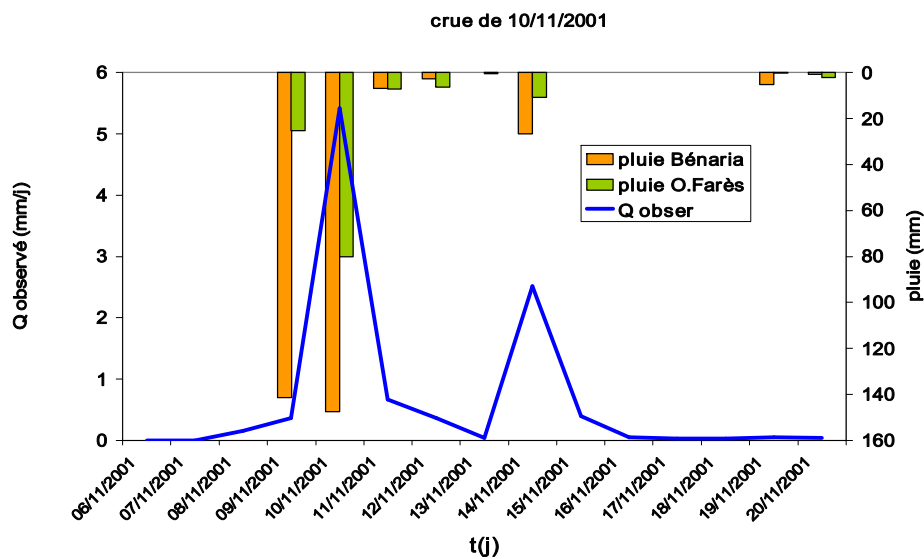


Figure 5-8 : Pics de pluie et Pics de débit observés le même jour

5-5- Test de sensibilité des paramètres de GR4j

Le GR4J est un modèle qui permet de simuler le débit à l'exutoire d'un bassin versant à partir des données de superficie (270.7 km²) et du pluie avec l'évapotranspiration moyenne mensuelle interannuelle (tableau 5-1). On utilise dans notre simulation la moyenne journalière de l'évapotranspiration déduite de la valeur mensuelle enregistrée entre 1983 à 2003.

Tableau 5-1 : Moyenne journalière de l'évapotranspiration potentielle de chaque mois de la période entre 1983 à 2003 (ANRH Alger)

Mois	Janv	Fév	mars	avril	mai	juin	juil	aoûte	sept	oct	nov	dec
ETP	1.38	2.07	3.19	4.63	5.83	7.13	7.9	7.16	5.13	3.12	1.76	1.19

Pour tester la sensibilité du modèle à un paramètre donné, on réalise plusieurs simulations différentes en faisant varier la valeur du paramètre étudié où les autres étant fixés à une valeur donnée. On peut réaliser ce test pour chaque paramètre en balayant une gamme réaliste de valeurs. Alors les paramètres de GR4J ne sont pas directement X_1 , X_2 , X_3 et X_4 , mais $\ln(X_1)$, $\text{Asinh}(X_2)$, $\ln(X_3)$ et $\ln(X_4-0,5)$.

On peut ainsi tester le taux de saturation (réservoir de sol ou de production) S_0/X_1 , et le taux de remplissage du réservoir de routage (gravitaire) R_0/X_3 . Le taux de saturation initiale et le taux de ruissellement peuvent être exprimés en pourcentage.

5-5-1- Paramètre de la fonction de production X_1

Le paramètre de la fonction de production X_1 qui caractérise le réservoir sol représente la capacité de rétention du bassin versant. Pour tester la sensibilité du paramètre X_1 du modèle GR4J, on a fait plusieurs simulations sur les crues de la période entre 1/9/85 et 31/8/87 en fixant les autres paramètres optimisés des deux stations.

$$\begin{aligned} B &= 0 \\ C &= 3 \\ D &= 0, \\ S_0/X_1 &= 0 \\ R_0/X_3 &= 0 \end{aligned}$$

Sur la figure 5-9, on remarque que plus le paramètre optimisé « A » de X_1 à une valeur élevée, plus la réponse de crue est moins élevée. On remarque aussi que les hydrogrammes de crues sont très sensibles pour des petites variations de « A ».

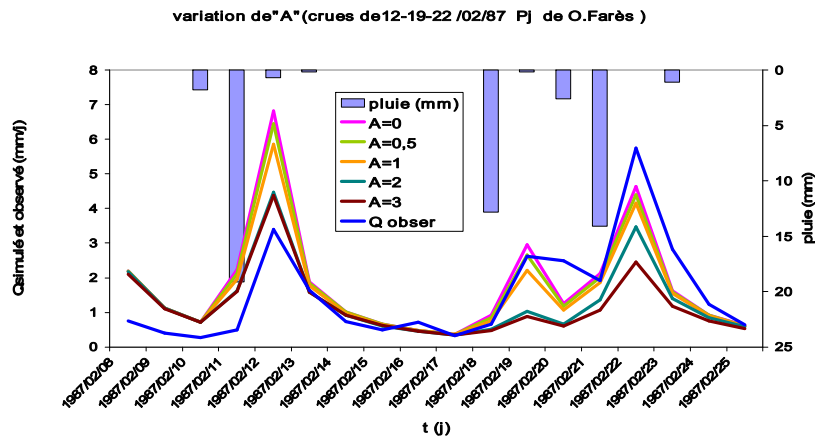


Figure 5-9: Influence du paramètre de capacité de production du sol sur l'hydrogramme de crue

L'augmentation du paramètre du réservoir de production favorise la diminution de pointe de crue à cause de sa rétention efficace au sol.

La crue simulée est donc moins forte lorsque X_1 est grand.

Le modèle est très sensible à la variation du paramètre X_1 d'une crue à l'autre, ce paramètre X_1 contrôle l'amplitude de la crue.

5-5-2- Paramètre d'échange souterrain X_2

Le coefficient d'échange en eau X_2 peut être positif dans le cas d'apports et négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul. L'étude de sa sensibilité dans le modèle est faite par des simulations sur les crues de la période entre 1/08/2000 et 31/7/2002 de la station de ouled Fares, les autres paramètres sont fixés comme suit :

$$\begin{aligned} A &= 4.5 \\ D &= -2 \\ C &= 4 \\ S_0/X_1 &= 0 \\ R_0/X_3 &= 0 \end{aligned}$$

La figure 5-10 représente une variation très nette et que l'augmentation du paramètre optimisé « B » de X_2 provoque l'augmentation des valeurs des courbes des hydrogrammes de crue.

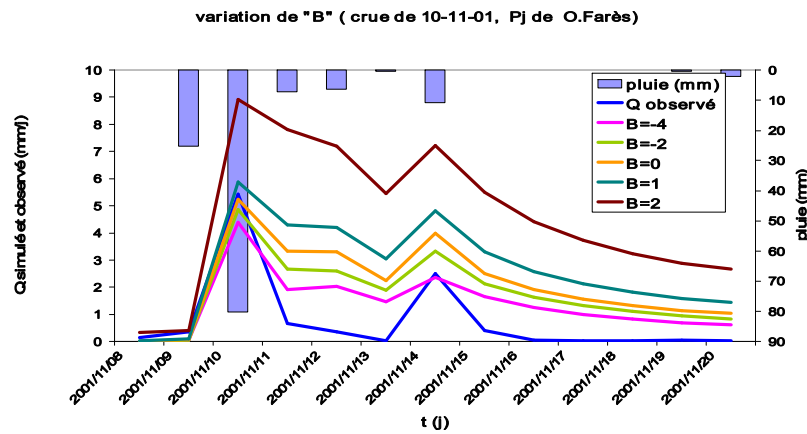


Figure 5-10: Influence du paramètre d'échange sur l'hydrogramme de crue

La diminution de X_2 provoque une diminution des valeurs des hydrogrammes (débit), c'est-à-dire plus l'échange entre la nappe et l'environnement externe du bassin versant est faible plus l'écoulement est faible (voir chapitre 1). Donc le paramètre X_2 a un impact sur l'amplitude de la crue.

5-5-3- Paramètre de capacité de routage X_3

Le paramètre X_3 représente la capacité maximale journalière du réservoir de routage. Pour tester la sensibilité de X_3 de ce modèle, on a fait plusieurs simulations sur les crues de la période entre 1/09/87 et 31/08/89 de station pluviométrique de Bénairia et on a fixé les autres paramètres comme suit :

$$\begin{aligned} A &= 4 \\ B &= 0 \\ D &= -2 \\ R_0/X_3 &= 0 \\ S_0/X_1 &= 0 \end{aligned}$$

Les résultats représentés sur la figure 5-11 montrent que plus le paramètre optimisé « C » de X_3 est faible plus la montée de la crue est brusque et plus la valeur de X_3 est élevée plus la courbe de l'hydrogramme est élevée.

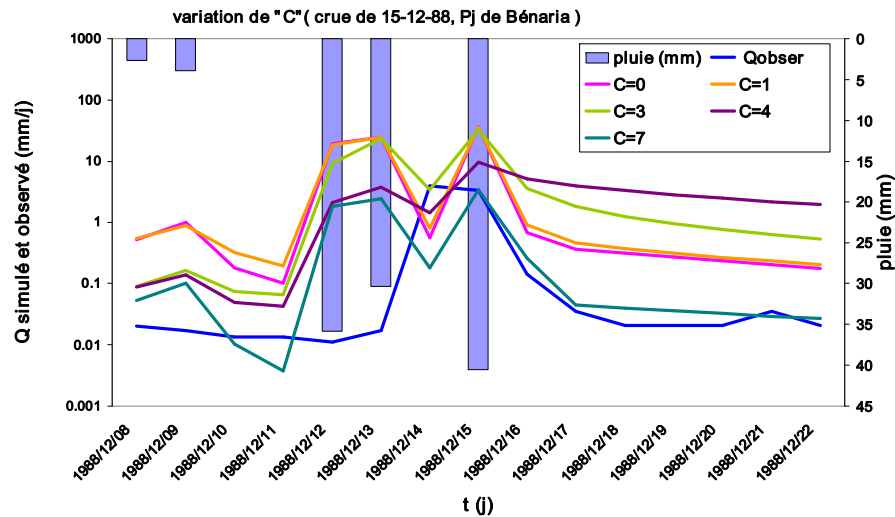


Figure 5-11 : Influence du paramètre de la capacité de routage sur l'hydrogramme de crue

La montée de la crue dépend de la baisse de la valeur X_3 , ce qui montre que plus elle est faible plus la capacité du réservoir de routage est faible. Sachant que le réservoir de routage assure un rôle de production, en se vidant progressivement, une forte pluie fait monter l'hydrogramme de crue. Donc la valeur de X_3 a également un impact sur la forme et l'amplitude de la crue.

5-5-4- Paramètre de temps de base de l'hydrogramme unitaire X_4

Le paramètre X_4 représentant le temps de base de l'hydrogramme unitaire (HU1) caractérise le décalage temporel entre la pluie et le débit. En faisant plusieurs simulations sur les crues de la période entre 1/9/98 et 31/08/2000 de la station pluviométrique de Bénairia pour étudier la sensibilité de paramètre X_4 du modèle GR4J et on fixe les autres paramètres comme suit :

- A=5
- B=-2
- C =4
- $R_0/X_3=0$
- $S_0/X_1=0$

Les résultats trouvés sont représentés sur la figure 5-12 ci-dessous

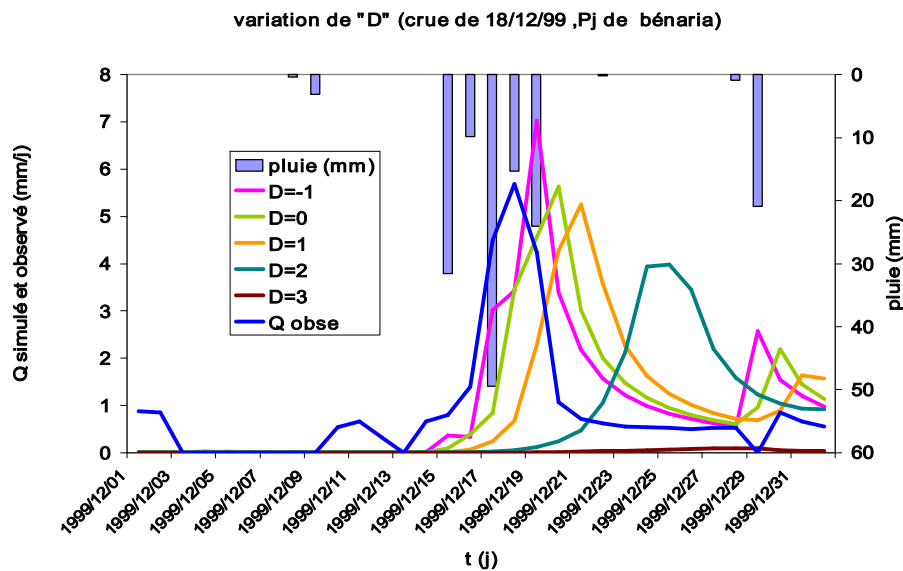


Figure 5-12: Influence du paramètre du temps de base de l'hydrogramme unitaire sur l'hydrogramme de crue

Les courbes de la figure 5-12 montrent que l'augmentation des valeurs du paramètre optimisé X_4 provoque une diminution de l'aptitude de la crue avec un décalage temporelle entre la pluie et le débit. L'augmentation de X_4 simule automatiquement l'augmentation du temps de concentration. Plus le temps de concentration est élevé plus la reponse hydrologique est faible (voir chapitre 1). De même, le paramètre X_4 a aussi un impact sur la forme et la l'amplitude de crue.

5-6- Sensibilité du modèle aux conditions initiales

5-6-1- Taux de remplissage initial du réservoir de production (S_0/X_1)

La valeur S_0/X_1 représente le rapport entre le niveau initial du réservoir de production para apport au sa capacité maximale, représente l'humidité de sol initiale en pourcentage.

Pour tester la sensibilité du modèle au taux de remplissage initial du réservoir de production, on a fait plusieurs simulations sur les crues de la période entre 1/10/2000 et 31/08/2002 de la station pluviométrique de Ouled Farès. On fixe les paramètres du modèle comme suit :

- A=4
- B=-2
- C=2
- D =-0.12
- $R_0/X_3=0$

Les figures 5-13 et 5-14 illustrent les résultats trouvés pour chaque simulation. Sur ces graphes, on remarque que toutes les courbes de simulation coïncident à l'exception au début de simulation. Sur une période de teste égale à deux ans, on remarque que plus le taux est élevé plus l'aptitude de la crue au début de simulation est plus élevée.

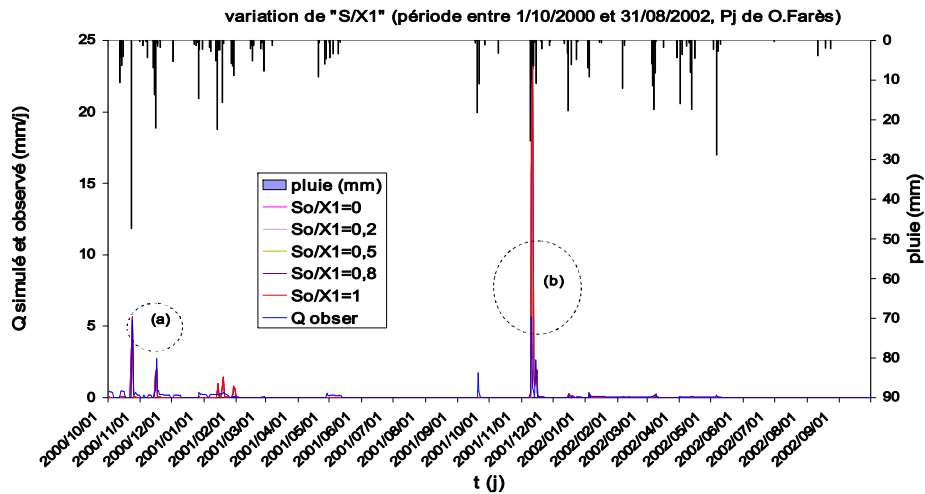


Figure 5-13: Influence du taux de remplissage initial (S_0/X_1) sur l'Hydrogramme de crue (Période entre 1/10/2000 et 31/08/2002 S.ouled Farès)

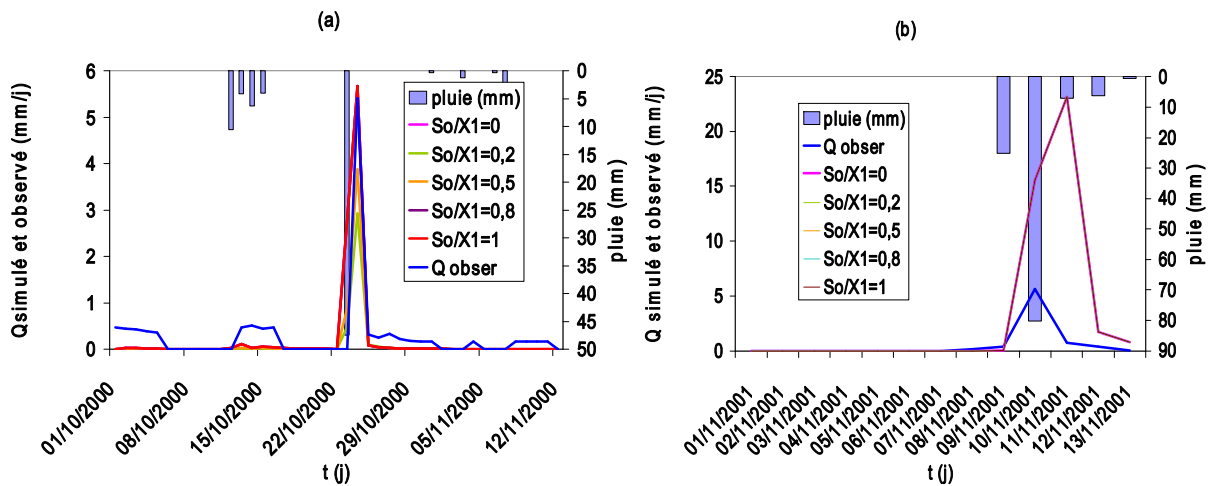


Figure 5-14: Influence du taux de remplissage initial (S_0/X_1) sur l'Hydrogramme de crue ((a) début de période entre 1/10/2000 et 31/08/2002 (b) la fin de même période de S.ouled Farès)

Plus le taux de remplissage du réservoir du production est élevé plus le niveau de réservoir est élevé, ce qui donne une rétention moins faible et automatiquement une montée élevée de la crue au début de simulation. Donc, S_0/X_1 contrôle l'amplitude de la crue au début de simulation.

5-6-2- Taux de remplissage initial du réservoir routage (R_0/X_3)

Le paramètre R_0/X_3 est le rapport du niveau initial sur la capacité maximale de réservoir de routage et qui représente le taux de stockage superficiel. En faisant les mêmes procédures de simulation pour tester la sensibilité du modèle aux valeurs de R_0/X_3 sur les crues de période entre 1/09/2001 et 31/08/2003 de la station pluviométrique de Bénairia et en prenant les valeurs des paramètres comme suit :

$$\begin{aligned} A &= 5.5 \\ B &= -5 \\ C &= 5 \\ D &= -2 \\ S_0/X_1 &= 0 \end{aligned}$$

Les résultats de simulation représentés sur les figures 5-15 et 5-16 montrent que la sensibilité est très claire au début de simulation. Plus la valeur de R_0/X_3 est élevée plus la montée de la crue est importante. Les courbes de l'hydrogramme se rapprochent et coïncident à la fin de la période.

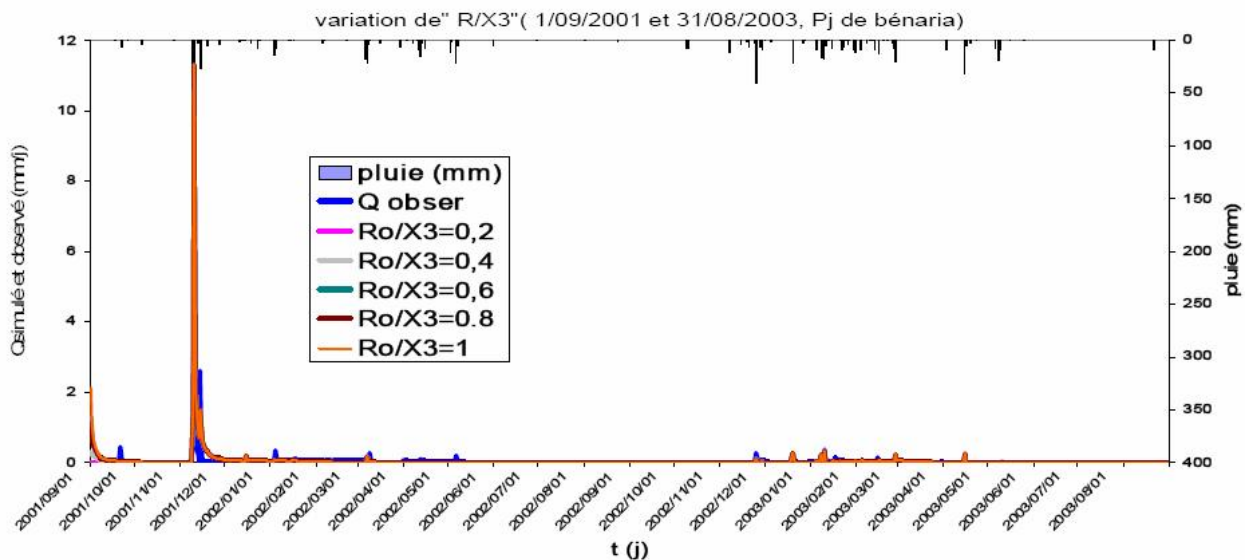


Figure 5-15: Influence du taux de remplissage initial (R_0/X_3) sur l'hydrogramme de crue (période entre 1/09/2001 et 31/08/2003 station de Bénairia)

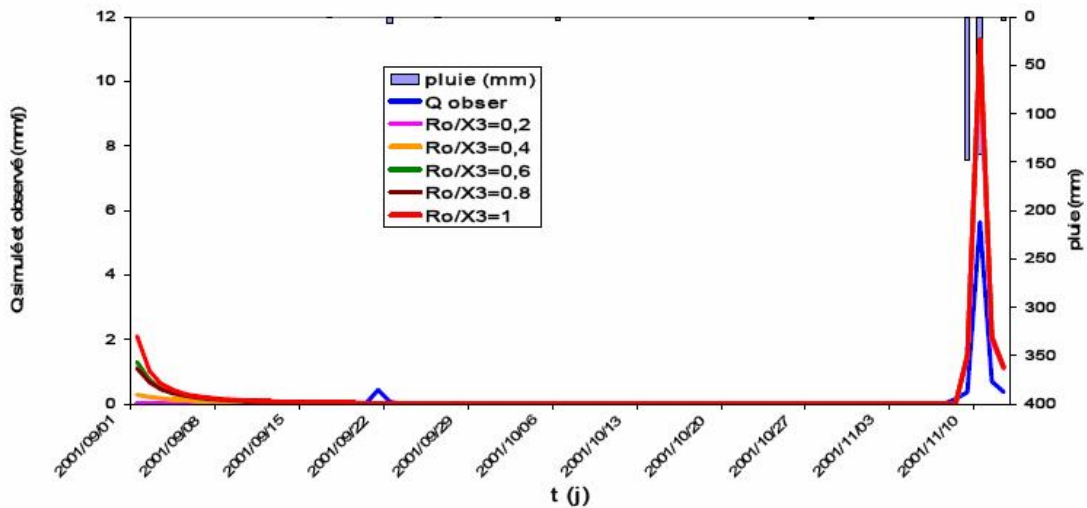


Figure 5-16: Influence du taux de remplissage initial (R_0/X_3) sur l'hydrogramme de crue (début de période entre 1/09/2001 et 31/08/2003 S.Bénairia)

D'après la figure 5-16, on remarque que la variation du taux de remplissage donne presque la même simulation à l'exception des premiers jours de simulation, la figure 5-16 représente. Donc la valeur de R_0/X_3 contrôle la forme de crue au début de simulation.

5-7- Conclusion

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés qu'au modèle lui-même. De cette manière, nous avons pu mettre en évidence et analyser son principe de fonctionnement. Le modèle repose sur des choix effectués pour représenter les mécanismes hydrologiques de la réponse d'un bassin versant. Ces choix sont déduits des observations, ils se traduisent par des équations mathématiques permettant de mieux comprendre la sensibilité du modèle à la valeur d'un paramètre. Cette étape d'analyse du fonctionnement du modèle a également permis de tester la sensibilité des résultats aux valeurs prises par les paramètres. Les quatre paramètres sont de bons descripteurs de la crue par le modèle.

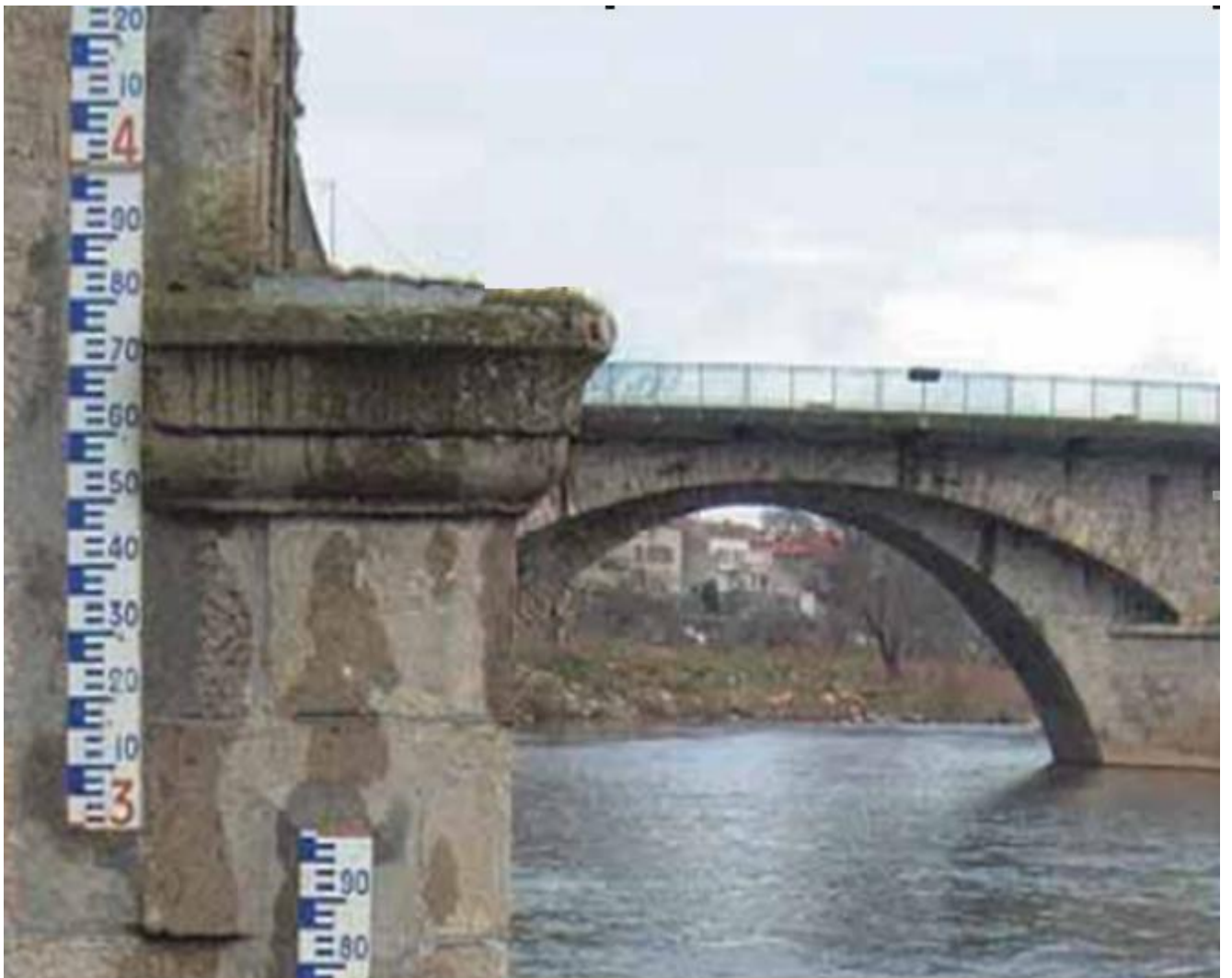
- ◆ Le modèle est très sensible au paramètre de la capacité de production X_1 ce dernier vérifie l'amplitude de crue.
- ◆ On a trouvé que le paramètre d'échange souterrain X_2 contrôle l'amplitude de crue.
- ◆ Le teste du paramètre de capacité du réservoir de routage montre que ce dernier influe sur la forme et l'amplitude de crue.
- ◆ Le quatrième paramètre de temps de montée de hydrogramme unitaire X_4 assure le décalage temporel entre la pluie et le débit et contrôle aussi la forme et l'amplitude de crue.

La variation des conditions initiales des réservoirs de production et de routage donne à peu près les mêmes résultats avec un petit décalage au début de simulation qui n'est pas calculé par les critères de validation de ce modèle.

La réponse du débit de notre bassin, qui est contrôlée par les pluies des deux stations, est différente d'une crue à l'autre. On retrouve majoritairement deux types de crues sur le bassin versant du oued Ouahrane, celles qui sont provoquées par une succession des pluies intenses et celles qui sont provoquées par des pluies intenses et isolées. La majorité des crues enregistrées dans un jour « j » ont été provoqué par une pluie maximale dans le jour « j-1 » et la décrue commence à partir de « j+1 ». L'étude de couple de pluie - débit confirme l'intérêt d'utiliser ce modèle pour mieux comprendre la réponse hydrologique d'un bassin. Pour utiliser les résultats de simulation de notre modèle, il faut tester sa fiabilité; c'est-à-dire une étude de calage de ce modèle qui sera effectuée dans le prochain chapitre.

chapitre VI

Calage du modèle et prédétermination des crues



6-1- Introduction

L'estimation des périodes de retour des valeurs extrêmes des crues est un des problèmes posés aux concepteurs d'aménagements. Pour cela, plusieurs procédés ont été conçus afin d'expliquer les valeurs des paramètres en fonction des caractéristiques morphoclimatiques des bassins versants. Notre approche vise à trouver un modèle simple et objectif qui peut simuler des débits de crues proches de ceux observés sur la base de données pluviométriques.

Le modèle GR4J une fois calé, a été utilisé pour générer des séries fictives de longue durée à partir de données pluviométriques fiables et représentatives de la région. Les écoulements générés font l'objet d'une analyse fréquentielle, qui permet en principe, de s'affranchir de la période réellement observée.

L'objectif du calage est d'apprendre au modèle à identifier et reconnaître les propriétés hydrologiques du bassin versant, en confrontant le modèle à des séries d'entrée et de sortie observées. On peut trouver la combinaison de ses paramètres qui permet de représenter au mieux le comportement du bassin versant.

Un modèle, hydrologique ou autre, est nécessairement une simplification de la réalité. Il s'ensuit qu'une partie, ou la totalité, de ses paramètres n'a pas d'interprétation physique univoque, et ne peut donc pas être déterminée par des mesures directes sur le terrain. Si aucune méthode directe ne permet leur mesure, il faut donc avoir recours à une méthode indirecte permettant de remonter aux paramètres cachés par une comparaison des entrées et des sorties ; cette méthode est appelée calage.

Dans ce chapitre, on va tester les résultats de calage avec l'utilisation du modèle GR4J de la version de Perrin et al (2003), puis on va proposer une nouvelle fonction d'échange souterraine $F(x_2)$ dans le but de se rapprocher de la représentation réelle des caractéristiques de notre bassin et de son régime. Enfin dans le cadre de la prédétermination du débit de crue, on a fait une comparaison entre les résultats de débit de pointe calculé par la méthode rationnelle et ceux simulés par le GR4J

6-2- Procédures de calage

6-2-1- Période de mise en route

Un modèle permet de restituer les débits calculés à condition de connaître l'état initial au début de la période de simulation. Compte tenu du caractère inévitablement arbitraire de cette initialisation, les premières valeurs des débits simulés ne seront pas fiables et par conséquent on n'en tiendra pas compte dans le calcul de la fonction critère. Cette période doit être assez longue et cela d'autant plus que le modèle est plus complexe. Pour simplifier le problème, on utilise systématiquement une année entière pour cette période de mise en route.

6-2-2- Période test

La période test est la période sur laquelle les critères sont effectivement calculés. Par exemple, si on considère la période de simulation de 1995 à 2000 et que l'on réserve la première année (1995) à l'initialisation, la période où l'on calcule réellement le critère sera 1996-2000. La longueur des périodes est fonction de la disponibilité des données. Généralement, on prend au moins une année pour l'initialisation par contre pour la période test, on peut prendre ce qu'on veut.

6-2-3- Critères d'évaluation du modèle

Les critères utilisés dans notre étude pour caler et évaluer le modèle GR4J sont le critère de moindre carré et le critère de bilan, en plus on a utilisé une transformation sur le critère de moindre carré (critère de Nash-Sutcliffe). Ce critère de Nash-Sutcliffe donne une importance prépondérante aux périodes de hautes eaux. Pour avoir un critère donnant un poids plus grand aux périodes de basses eaux. Les périodes de hautes eaux étant généralement plus courtes que celles de basses eaux, on accorde ainsi une importance prépondérante à ces dernières.

a) Transformation logarithmique :

Pour avoir un critère donnant un poids plus grand aux périodes de basses eaux, une transformation logarithmique sur les débits peut être utilisée à laquelle on ajoute une constante faible, par exemple $\text{Module}/40$, pour éviter des problèmes numériques dans le cas de débits nuls. Elle nivelle les valeurs des débits, les erreurs du modèle variant alors dans un même ordre de grandeur pour toutes les classes de débits.

b) Transformation puissance:

Une deuxième transformation couramment utilisée est une transformation puissance. Cette transformation avec une puissance $\frac{1}{2}$, c'est-à-dire en racine carrée, permet d'avoir un critère intermédiaire entre le critère de Nash-Sutcliffe calculé sur les débits et celui calculé sur les logarithmes des débits. Alors pour caler puis évaluer notre modèle on a utilisé quatre critères :

- ✓ Critère de Nash-Sutcliffe (Nash (Q))
- ✓ Critère de Nash avec une transformation logarithmique (Nash (ln Q))
- ✓ Critère de Nash avec une transformation de puissance (Nash (V Q))
- ✓ Critère de bilan

*6-3- Application sur le logiciel GR4J**6-3-1- Calage de modèle (version de Perrin et al 2003)*

Pour l'étude du calage du modèle on a utilisé le Macro Solveur, qu'est un sous programme Excel, en appliquant la méthode pas a pas. On utilise deux ans pour chaque calage ; une année pour la mise en route et une autre pour la période test. La concentration de notre étude est basée sur cinq crues. Les résultats du calage pour les différentes crues des deux stations sont enregistrées dans le tableau 6-1 et illustrés sur les figures 6-1, 6-2 qui représentent le calage de deux périodes différentes pour chaque station.

Tableau 6-1: Résultats du calage pour les différentes crues avec la version de Perrin et al. (2003)

Calage \ Crues		Crues				
		10/11/01	14/12/88	24/10/00	18/12/98	3-02-87
A	Pj de O.Farès	3.62	2	2.84	4.35	2
	Pj de Bénairia	5.66	4.34	3.07	4	4.54
B	Pj de O.Farès	-4	-4	-4.34	-1	-3.73
	Pj de Bénairia	-5	-4.71	-7.01	-4.7	-3.42
C	Pj de O.Farès	5	4	2.7	2	4.2
	Pj de Bénairia	5	4	3.41	4	4
D	Pj de O.Farès	-1	0.74	0.09	-0.37	-0.3
	Pj de Bénairia	-1.95	-0.37	0.41	-0.34	-0.16
Nash (Q)	Pj de O.Farès	75.8	73.2	78.8	56.7	50.1
	Pj de Bénairia	74.9	34.9	61	52.8	75.6
Nash (VQ)	Pj de O.Farès	36.9	53.2	14.6	24	58.4
	Pj de Bénairia	54.1	17.8	14	26.2	76.9
Nash (lnQ)	Pj de O.Farès	31.6	-5.8	-11.6	28.9	64.2
	Pj de Bénairia	52.6	-90.7	3.1	23.6	79
Bilan	Pj de O.Farès	112.6	93.2	35.3	31.7	61.1
	Pj de Bénairia	96.6	60.4	33.1	19.6	83.5
R2	Pj de O.Farès	0.38	0.67	0.49	0.56	0.27
	Pj de Bénairia	0.41	0.33	0.37	0.1	0.6

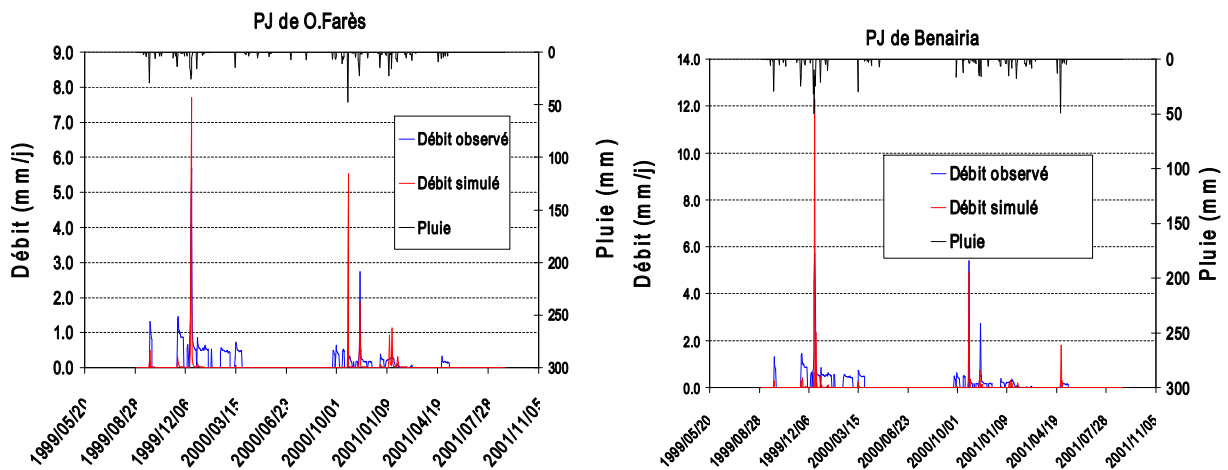


Figure 6-1: Hydrogrammes de crue de la période entre le 1/8/98 et 31/7/2000(cruve du 24/10/00)

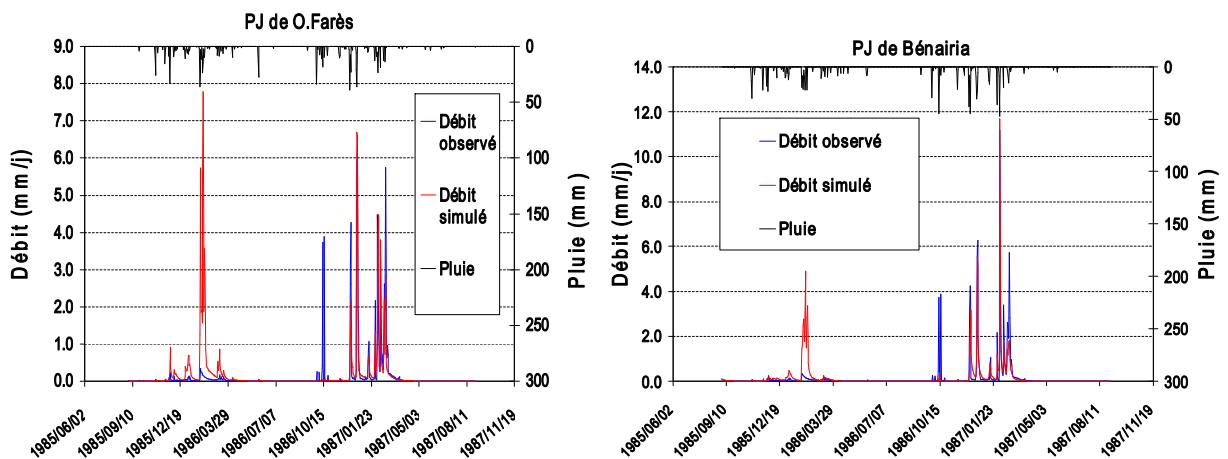


Figure 6-2: Hydrogrammes de crue entre de la période entre le 1/9/85 et 31/08/87(cruve du 23-11-83)

6-3-2- Analyse des résultats

Suivant le tableau 6-1 et les figures 6-1, 6-2, on remarque que:

- ✓ La comparaison entre les résultats de la station pluviométrique de Ouled Farès et de Bénairia montre que le modèle GR4J est très sensible à la variation des pluies journalières.
- ✓ Les valeurs de B correspondant à X_2 sont très importantes pour les deux stations pluviométriques ce qui montre que l'échange souterrain (perte) peut atteindre jusqu'à -553.83 mm/j.
- ✓ Les valeurs des paramètres optimisés (A, B, C, D) sont très différentes entre la station pluviométrique de Ouled farès et de Bénairia.
- ✓ Le paramètre optimisé A de la capacité du réservoir de production X_1 montre que, pour les deux stations et pour les différentes périodes d'études, la capacité de

production est plus grande dans les crues des périodes humides par rapport à celle des périodes sèches.

- ✓ Le paramètre optimisé C, de la capacité de routage X_3 , montre que pour les deux stations et pour les différentes périodes d'étude, la capacité de routage est plus grande dans les crues des périodes humides par rapport à celle des périodes sèches.
- ✓ Le paramètre optimisé D, de temps de montée de hydrogramme unitaire de crue X_4 , montre que pour les deux stations et pour les périodes d'études, le temps de montée de hydrogramme unitaire de crue est plus élevé dans les crues des périodes humides par rapport à celui des périodes sèches.

6-4- Réponse de la fonction d'échange souterrain

Toutes les figures ci-dessus montrent que le régime d'écoulement dépend des précipitations. Généralement durant les périodes humides, l'écoulement est faible à la différence des périodes sèches où il est inexistant. La réponse d'écoulement est très importante avec les fortes intensités des pluies. A la lumière de ces données on peut conclure que l'échange souterrain donne des valeurs négatives (pertes).

6-4-1- Changement de la fonction d'échange souterrain

La fonction d'échange souterrain dans le modèle GR4J est représentée par plusieurs formules suivant les diversifications des versions de ce modèle. D'après *Perrin* dans la structure de GR4j de (*Nascimento, 1995*) la fonction d'échange souterrain est donnée par la formule suivante :

$$\begin{aligned} X_2 < 0, F &= X_2 \cdot \frac{S}{X_1} \\ X_2 > 0, F &= X_2 \cdot \frac{R}{X_3} \end{aligned} \quad (1)$$

La version de *Edijatno et al. (1999)* représente une fonction d'échange souterrain donnée par la formule suivante :

$$F = X_2 \cdot \left(\frac{R}{X_3} \right)^4 \quad (2)$$

Dans la version de *Perrin et al. (2003)* qui est utilisée dans notre étude, la fonction d'échange souterrain est donnée par la formule suivante :

$$F = X_2 \cdot \left(\frac{R}{X_3} \right)^{7/2} \quad (3)$$

D'après le tableau 6-1, On remarque que les valeurs des pertes souterraines calculées par la formule de la version de *Perrin et al, (2003)* sont très élevées (-553.83) mm/j).

On remarque que l'échange souterrain, est dépend du paramètre de réservoir de routage(R/X_3), cette dernière ne représente pas les pertes souterraines identifiées par(S/X_1).

Pour l'obtention d'une représentation appropriée aux caractéristiques et au régime de notre bassin, on a combiné entre la version de *Nascimento (1995)* et de *Perrin et al (2003)*. La nouvelle fonction d'échange souterrain est donnée par la formule suivante :

$$\begin{aligned} X_2 < 0, F &= X_2 \cdot \left(\frac{S}{X_1} \right)^n \\ X_2 > 0, F &= X_2 \cdot \left(\frac{R}{X_3} \right)^n \end{aligned} \quad (4)$$

Le GR4J de la version de *Perrin et al 2003* donne un échange souterrain très élevé, ce qui implique une infiltration importante, de ce fait la lithologie réelle de notre bassin n'est pas représentée.

Sachant que le climat de notre bassin versant est semi aride et que l'oued qui alimente la nappe ainsi que son faible écoulement durant toute l'année, sauf dans la période humide et spécialement après une forte intensité de pluie, les pertes souterraines seront mieux représentées par la nouvelle fonction d'échange :

$$X_2 < 0, F = X_2 \cdot \left(\frac{S}{X_1} \right)^n \text{ avec } 1 \leq n \leq 4 \quad (5)$$

6-4-2- Test de validation de la nouvelle fonction

On a réalisé des simulations dont les résultats sont récapitulés dans le tableau 6-2, où on a fait varier la valeur de n entre 1 et 4 pour la prédiction des cinq crues représentées précédemment. En utilisant les données pluviométriques des deux stations ; Bénairia et Ouled Fares, à savoir les pluies journalières moyennes ($p_{j\text{moy}}$) et des pluies journalières maximales ($p_{j\text{max}}$), on a testé la variation du coefficient de Nash (Q) et le coefficient de corrélation R^2 .

- ✓ Le tableau 6-2 montre que le meilleur calage enregistré est celui des valeurs de $n = 3.5$ et $n = 4$ qui donnent une bonne simulation à laquelle correspondent les valeurs les plus élevées du coefficient de Nash et du coefficient R^2 .
- ✓ On remarque aussi que le coefficient de Nash commence à diminuer à partir de la valeur de $n=4$.

- ✓ La comparaison de la simulation des pluies journalières, indique que celle de la station pluviométrique de Ouled Farès donne des bons résultats par rapport à celle de la station de Bénairia. L'utilisation des pluies journalières des deux stations, moyennes et maximales, donne des résultats proches.
- ✓ Dans la plupart des simulations réalisées, on trouve que les quatre paramètres optimisés du modèle GR4J (A, B, C, D) restent presque les mêmes avec la variation de n entre 1 à 4.
- ✓ La comparaison entre les résultats de calage de la nouvelle fonction d'échange souterrain (1) pour $n=3.5$ et celle de Perrin (2) on remarque une augmentation du coefficient de Nash et le coefficient R2 pour la majorité des crues figure (6-3)

Tableau 6-2: Résultats de calage pour différentes valeurs de « n » de la nouvelle Fonction d'échange souterrain

Cures		10/11/01		14/12/88		24/10/00		18/12/98		3-02-87	
Calage		Nash (Q)	R ²	Nash (Q)	R ²	Nash (Q)	R ²	Nash (Q)	R ²	Nash (Q)	R ²
$n=1$	Pj O.Farès	83.1	0.41	82.6	0.77	84.3	0.57	53.7	0.56	60.7	0.26
	Pj Bénairia	72.4	0.36	33.2	0.31	36.8	0.51	58.6	0.23	48.3	0.42
	Pj moy	78.2	0.39	52.9	0.46	83.1	0.57	51.2	0.4	72	0.48
	Pj max	72.4	0.36	46.7	0.44	81	0.52	54.3	0.11	44.5	0.37
$n=2$	Pj O.Farès	83.1	0.43	82.6	0.77	85.3	0.59	53.5	0.53	61.4	0.27
	P j Bénairia	78.9	0.4	33.4	0.32	41.9	0.52	59.3	0.24	46.8	0.26
	Pj moy	78.7	0.39	53.4	0.46	83.7	0.58	51.4	0.35	72.6	0.49
	Pj max	72.9	0.36	46.7	0.44	84.2	0.57	54.7	0.12	47	0.46
$n=3.5$	O.Farès (1)	85.1	0.44	82.6	0.77	85.6	0.62	59.9	0.56	61.5	0.27
	O. fares (2)	75.8	0.38	73.2	0.67	79.2	0.49	57.7	0.53	50.1	0.26
	Bénairia (1)	79.2	0.4	41.4	0.42	42.1	0.50	60.7	0.25	74.8	0.6
	Bénairia (2)	74.9	0.4	34.9	0.33	61	0.37	52.8	0.10	75.6	0.6
	Pj moy	80.2	0.40	65.4	0.61	84.6	0.56	61.4	0.45	75.6	0.51
	Pj max	73.1	0.37	47.2	0.44	84.6	0.52	55.9	0.12	50.6	0.49
$n=4$	Pj O.Farès	82.9	0.44	82.7	0.75	85.5	0.62	57.2	0.56	61.5	0.67
	P j Bénairia	72.4	0.36	42	0.37	37	0.48	60	0.27	45.5	0.44
	Pj moy	75.6	0.38	65.1	0.61	84.2	0.56	61.4	0.45	75.8	0.51
	Pj max	72.9	0.36	46,3	0.42	84,6	0.55	57.9	0.17	50.8	0.5

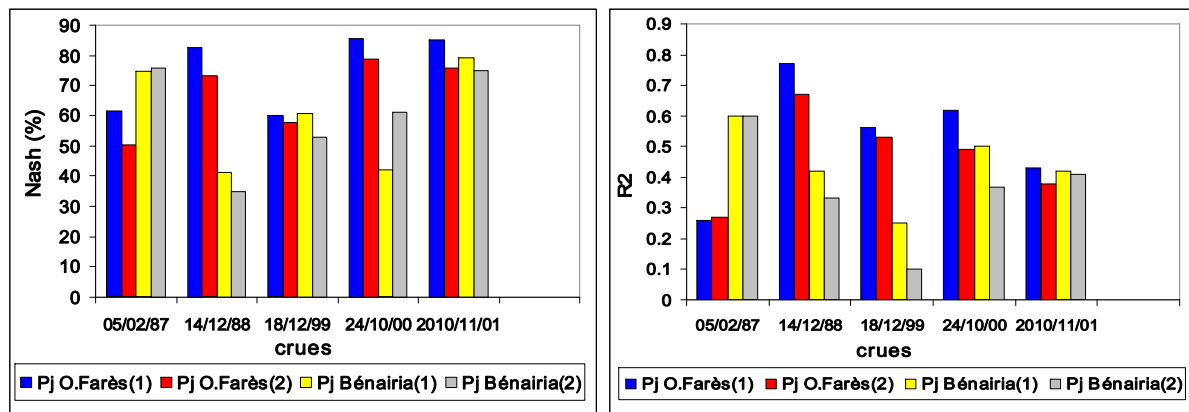


Figure 6-3: Nash et R^2 de la nouvelle fonction (1) et l'ancienne fonction (2) des deux stations

Le tableau 6-3 représente les résultats de calage pour $n=3.5$ d'où on peut tirer les conclusions suivantes :

- ✓ Avec la nouvelle fonction d'échange souterrain, on a remarqué que les valeurs, du paramètre X_2 optimisé à B, ont diminué et varient entre -0.02 mm/j à -10.02 mm/j.(pj de Ouled Farès) (figure 6-4)
- ✓ D'après les résultats du tableau 6-3, les valeurs optimisées de X_1 à A, sont plus importantes que celles de X_3 à C. La capacité du réservoir de production (rétention) est plus grande que la capacité du réservoir de routage (stockage) et la valeur de A varie entre 2.46 à 6.86.
- ✓ On remarque que le paramètre du temps de montée de l'hydrogramme unitaire (D) donne des valeurs variant entre $(-3.50$ à $0.62)$ équivaut à X_4 variant entre $(0.53$ à 2.36 heures)
- ✓ Le modèle GR4J est évalué par quatre critères, exposés précédemment, mais il est vérifié seulement par le critère de Nash (Q) et le critère de bilan.
- ✓ Le calage du notre modèle au critère de Nash (Q) peut être fiable, soit plus de 80% avec une corrélation de moins de 0.5 (crue du 10-11-2001, figure 6-5 soit moins de 80% avec une corrélation dépassant 0.5 (crue de 18-12-99, figure 6-6

Tableau 6-3: Résultats de calage avec la nouvelle fonction d'échange souterraine pour $n = 3.5$

Cures calage		10/11/01	14/12/88	24/10/00	18/12/99	3-02-87
A	Pj O.Farès	5.2	4.13	3.23	4.47	5.15
	Pj Bénairia	5.99	5.60	2.5	5.64	4.42
	Pj moy	5.6	3.34	2.46	5.32	5.46
	Pj max	5.5	2.69	3.35	5.81	3.72
B	Pj O.Farès	-1.93	-2.27	-2.06	-0.75	-0.02
	Pj Bénairia	-3.41	-3.64	-3.05	-2	-2.17
	Pj moy	-3.01	-2.89	-3	-0.4	-1.32
	Pj max	-2.32	-3.8	-2.2	-2.10	-2.34
C	Pj O.Farès	1	1.46	2.09	2	1
	Pj Bénairia	3.67	1.22	3.22	1.07	3.8
	Pj moy	3.13	2.96	2.71	1.9	2.08
	Pj max	4.49	2.55	2.14	2	4.66
D	Pj O.Farès	-3	0.62	-0.02	-0.47	-0.09
	Pj Bénairia	-3.5	-0.39	-0.31	-0.37	-0.53
	Pj moy	-3	-0.23	-0.17	-0.48	0.02
	Pj max	-3	0.14	-0.06	-0.12	-2
Nash (Q)	Pj O.Farès	85.1	82.6	85.6	57.3	61.5
	Pj Bénairia	79.2	41.4	42.1	60.7	74.8
	Pj moy	80.2	65.4	84.6	61.4	75.6
	Pj max	73.1	47.2	84.5	55.9	50
Nash (VQ)	Pj O.Farès	49.3	44.7	35.8	31.7	72.5
	Pj Bénairia	25.6	14.2	-0.1	28.1	67.6
	Pj moy	27.1	19	15.3	38.3	72.5
	Pj max	54.1	3.3	17.6	18.4	59.6
Nash (lnQ)	Pj O.Farès	-5.5	-149.7	17.1	35.2	82.2
	Pj Bénairia	-53.7	-205.4	-52	27.4	51
	Pj moy	-52.3	-227	-20	40.6	55
	Pj max	-57.5	-223.1	-13.8	7.9	35.3
Bilan	Pj O.Farès	56.4	53.8	47.8	33.1	69
	Pj Bénairia	59.5	43.4	68.5	35.6	72.8
	Pj moy	56.5	-215.2	36.9	41.8	77.4
	Pj max	49.1	32.7	34.9	30	90.8
R2	Pj O.Farès	0.43	0.77	0.62	0.56	0.26
	Pj Bénairia	0.4	0.42	0.50	0.25	0.6
	Pj moy	0.40	0.61	0.56	0.45	0.51
	Pj max	0.36	0.45	0.6	0.36	0.49

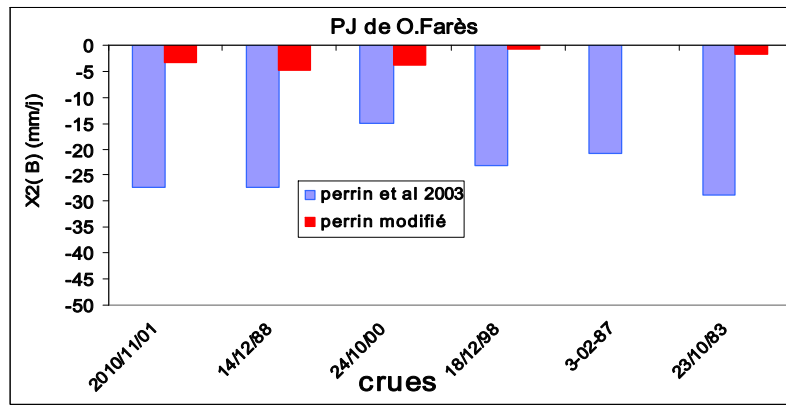


Figure6-4: variation du paramètre d'échange souterrain X_2 avec la version GR4J de Perrin et la version modifié

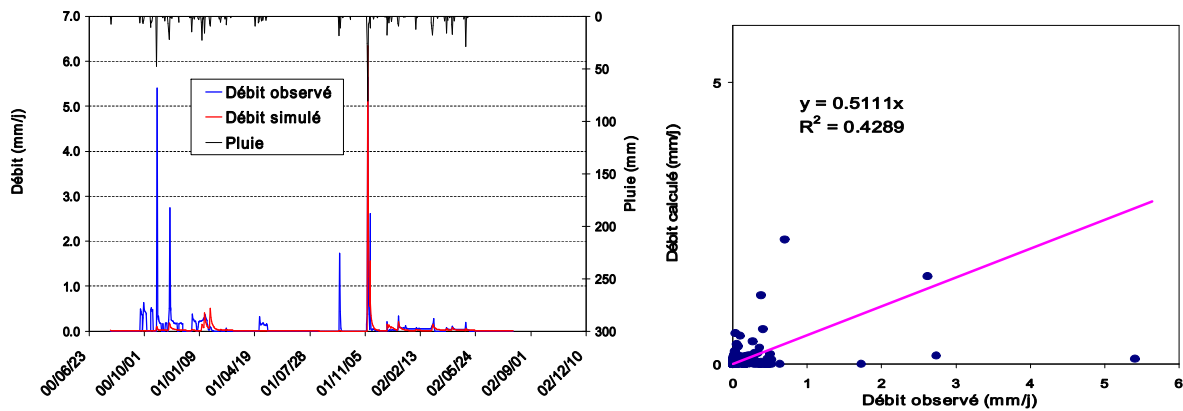


Figure 6-5: Crue du 10-11-01 selon la station de Ouled Fares (Coefficient de Nash (Q)=85.1 et $R^2=0.42$)

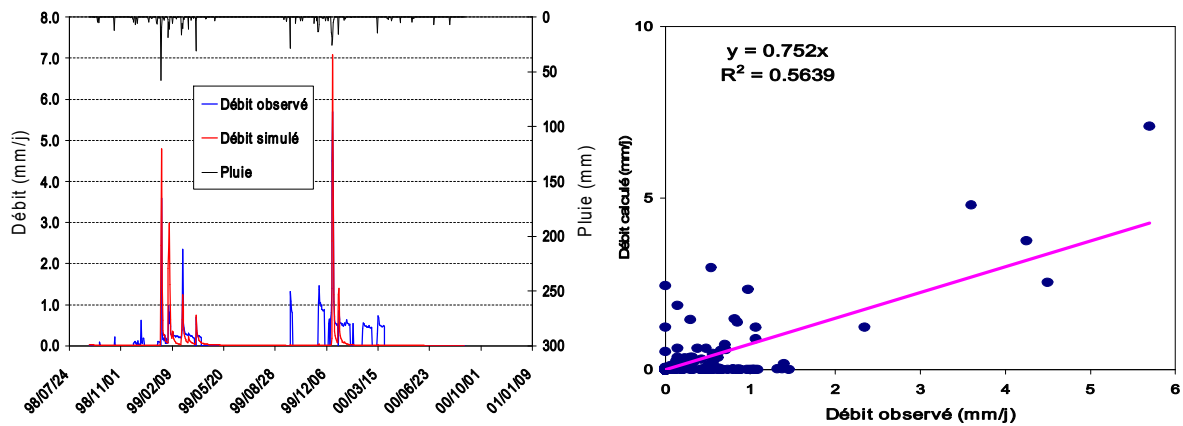


Figure 6-6: crue du 18-12-99 selon la station de Ouled Farès (Coefficient de Nash (Q)=57.3et $R^2=0.56$)

- ✓ Le modèle avec la nouvelle formulation est devenu très sensible aux pluies maximales; c'est-à-dire la réponse du débit dépend des pluies journalières et principalement les pluies maximales.

- ✓ Avec ce modèle, on peut remarquer aussi le changement du régime d'écoulement d'oued Ouahrane illustré dans les courbes des taux de remplissage de R/X_3 et S/X_1 .
- ✓ La figure 6-7 montre que si on fait une comparaison du taux de remplissage du réservoir de production (TRP) de période entre (1/9/85et 31/08/87) et la période entre (1/9/00et 31/08/02), on trouve que les paramètres X_1 et X_3 correspondants sont égaux, mais les taux de remplissage (S/X_1) sont différents. la simulation de la première crue donne un taux de remplissage plus élevé que celui de la deuxième, c'est-à-dire que l'écoulement de cette dernière est plus important que celui de la première.
- ✓ La figure 6-8 montre le taux de remplissage du réservoir de routage de la période entre (1/9/85 et 31/08/87) est assez important, par contre le taux de remplissage du réservoir de routage (TRR) de la période entre (1/9/00et 31/08/02) dépend de l'intensité de la pluie et de la période pluvieuse ce qui implique la faiblesse d'écoulement en période sèche.
- ✓ La simulation de la nouvelle fonction d'échange souterrain est plus proche du régime réel de oued Ouahrane qui devient très sensible à la pluie journalière surtout en période sèche. La figure 6-9 représente la différence entre le taux de remplissage du réservoir de routage avec F en fonction de R/X_3 et F en fonction de S/X_1 .

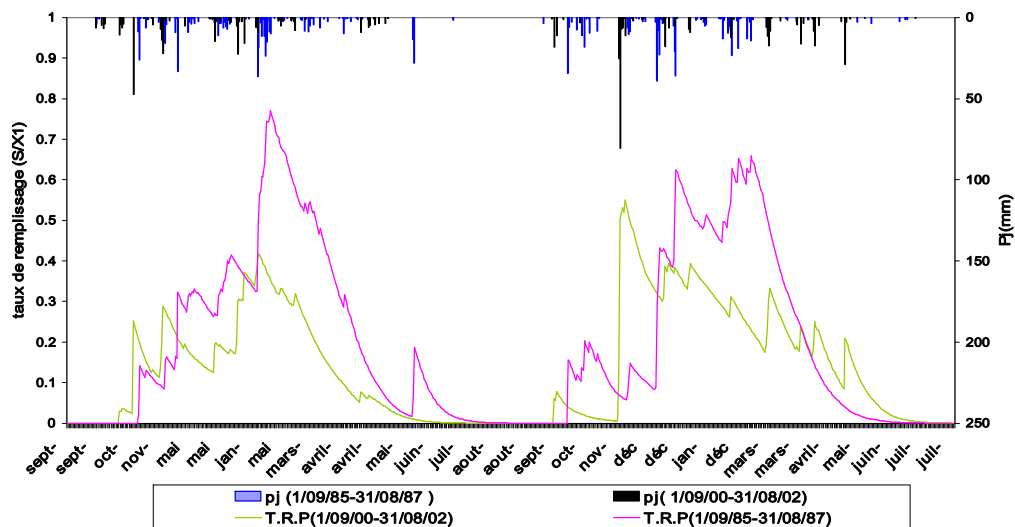


Figure 6-7: Taux de remplissage de S/X_1 de la crue du 5-2-87($X_1=172$ mm) et de la crue de 10-11-2001($X_1=181$ mm)

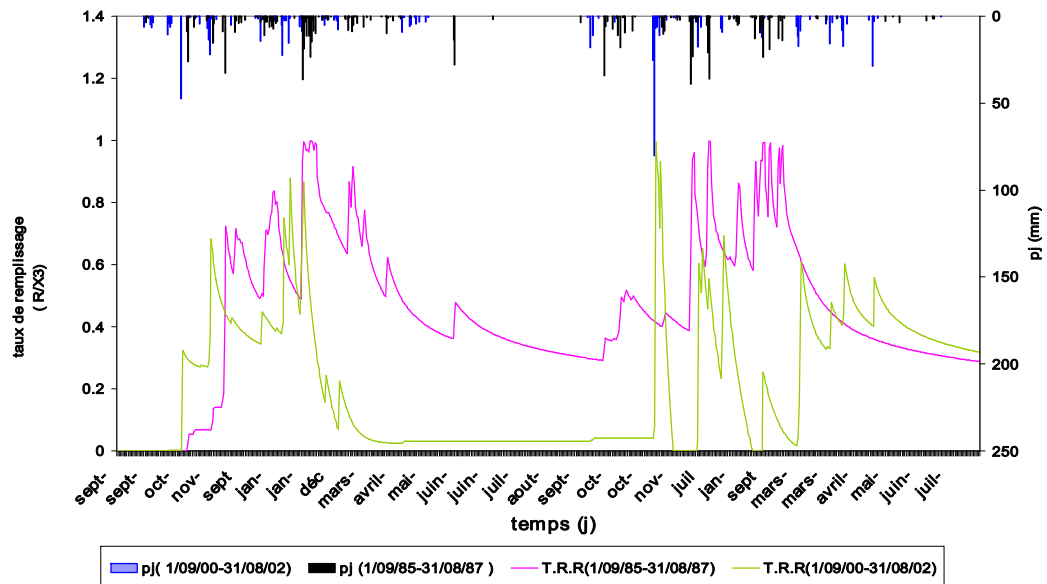


Figure 6-8: Taux de remplissage de R/X_3 avec ($X_3=2.7mm$) pour les deux périodes (85/87 et 2000/2001).

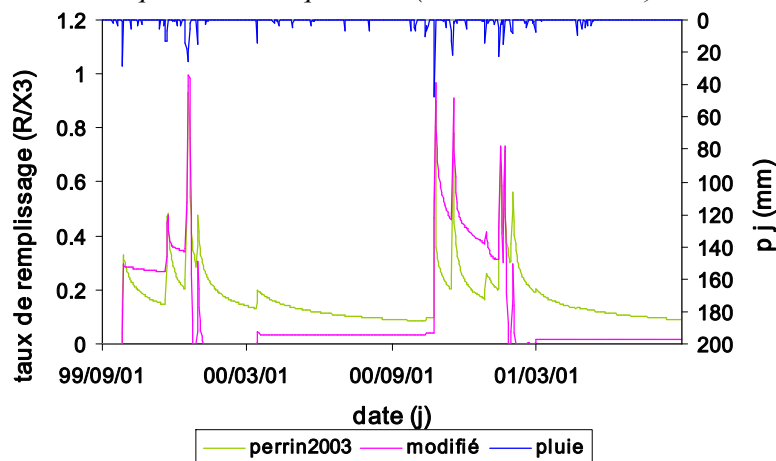


Figure 6-9: Taux de remplissage avec $F=f(R/X_3)$ (a) et $F=f(S/X_1)$ (crue de 24-10-2000)

6-5- Prédétermination des débits de crue

Les enjeux humains et matériels justifient à eux seuls pour s'intéresser aux événements extrêmes. Ces événements ont, par définition, des périodes de retour élevées. L'analyse de ces événements passe par la prédétermination des débits de crue correspondants.

De nombreuses méthodes existent dont le choix dépend bien souvent de la présence ou de l'absence de données hydrologiques. En présence de données, on dispose de méthodes statistiques. Si les données de débit sont peu nombreuses et que la connaissance des pluies est acceptable, on peut envisager d'utiliser un modèle pluie-débit. Le niveau de conceptualisation du modèle variera suivant les cas étudiés. Enfin, s'il n'y a que très peu ou pas de données, on préfère bien souvent l'emploi de formules régionales sommaires.

Pour les petits bassins versants, on se situe dans le cas où peu de données sont a priori disponibles. On ne distingue donc plus que deux types d'approche dont chacune d'elles a ses avantages et ses inconvénients ainsi que son domaine d'application et ses conditions d'utilisation.

- ✓ Les méthodes sommaires.
- ✓ Les méthodes reposant sur l'association d'un modèle pluie-débit.

6-5-1- Prédétermination de débit par l'approche d'un modèle pluie débit de GR4J

Une fois ce modèle est calé, on peut l'utiliser pour générer des séries fictives de longue durée à partir de données pluviométriques fiables et représentatives de la région. Les écoulements générés font l'objet d'une analyse fréquentielle, qui permettent en principe, de s'affranchir de la période réellement observée. Pour trouver le calage final du modèle, il faut découvrir les quatre paramètres du modèle. Ces paramètres sont effectués sur les 13 fortes crues du bassin versant de oued Ouahrane lorsqu'elles sont disponibles.

Les valeurs moyennes (moy) et médianes (Médi) des paramètres ainsi que leurs écart-types (σ) étudiés par les données des deux stations pluviométriques et le maximale des pluies journalières entre les deux stations ainsi que la moyenne des pluies journalières sont indiquées dans le tableau 6-1 et la figure 6-10 représentent les résultats de corrélation.

Tableau 6-4: Moyennes, médianes et écart-types des paramètres.

Pluie journalière	Paramètres												Critère de bilan	
	X ₁ (mm)			X ₂ (mm)			X ₃ (mm)			X ₄ (jours)				
	moy	Médi	(σ)	moy	Médi	(σ)	moy	Médi	(σ)	moy	Médi	(σ)	moy	Médi
O.Farès	123.43	100	100.02	-2.47	-1.7	1.86	14.02	7.39	14.64	1.22	1.1	0.63	57.1	97.7
Bénairia	186.33	186.38	134.65	-5.34	-4.18	4.01	43.63	34.01	39.78	1.24	1	0.76	41.5	79.2
Moyenne (O.Farès, Bénairia)	164.34	190.80	114.61	-6.63	-6.15	4.49	19.67	19.15	10.05	1.14	1.1	0.37	23.3	32.2
Maximale (O.Farès, Bénairia)	199.1	221.41	163.63	-6.89	-4.64	6.18	25.34	20.09	24.38	1.03	0.98	0.45	51.4	106.3

- ✓ Il est très clair que les valeurs médianes et moyennes de X_4 (temps de montée de hydrogramme unitaire) sont très proches pour les pluies des deux stations pluviométriques pour la moyenne et la valeur maximale journalière et qui varient entre 0.98 jour et 1.24 jour.
- ✓ Les autres valeurs médianes et moyennes des paramètres calculés pour les pluies des deux stations sont différentes d'une station à l'autre.
- ✓ On remarque aussi d'après le tableau 6-4, que les meilleurs résultats des critères et de corrélation sont les résultats des stations pluviométriques de Ouled Farès (voir figure 6-10).
- ✓ La comparaison entre les résultats de calage calculés entre la médiane et la moyenne de chaque paramètre du modèle pour les différentes crues de la période d'étude, montre que les valeurs médianes donnent de bons résultats de calage (critères, corrélation) par rapport à celles des valeurs moyennes (voir figure 6-10).

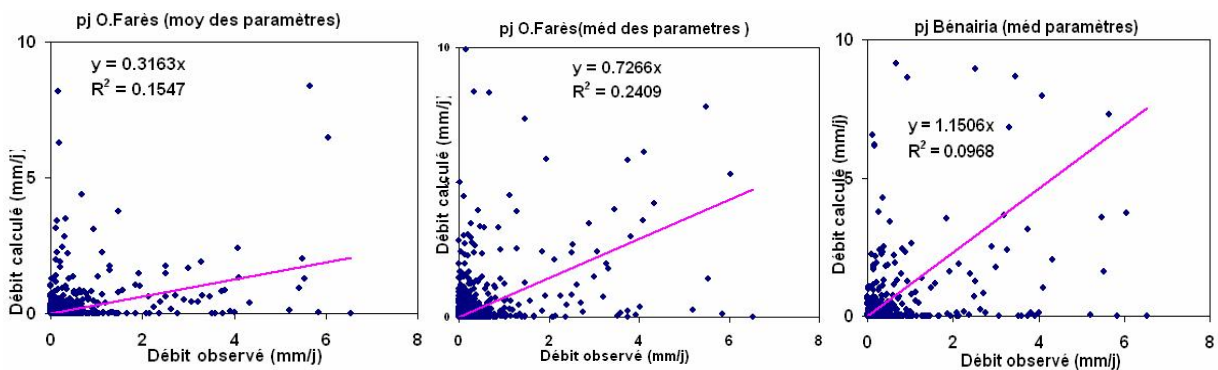


Figure 6-10: Corrélation de débits journaliers entre 83 et 2003 du bassin de oued Ouahrane

6-5-1-1- Prédétermination des débits de pointe

Le tableau 6-5 représente les débits de pointe calculés par le modèle GR4J en utilisant les valeurs médianes de chaque paramètre étudié par les 13 crues indiquées sur le tableau 6-5.

- ✓ On remarque que le modèle GR4J donne des valeurs simulées presque nulles, à titre d'exemple la crue du 23/11/83 donne un débit observé de 5.85 mm/j alors que celui simulé ne vaut que 0.1 mm/j. Les valeurs du calage de la crue du 23/11/83 et de la crue du 24/10/2000 sont très éloignées de celles des valeurs médianes des paramètres (voir tableau 6-3 et 6-4).
- ✓ La figure 6-11 représente la corrélation des débits des pointes entre les débits simulés et les débits observés. On remarque que la bonne corrélation est faite lorsqu'on utilise les données des pluies journalières de la station de O. Farès.

Les résultats de corrélation avec la moyenne des pluies journalières sont faibles par rapport aux résultats de corrélation avec la pluie journalière maximale ce que indique que la pluie de Ouled Fares est la plus représentative de la réponse de débit (figure 6-11)

Tableau 6-5: Débits de pointe observés et ceux simulés par le GR4J

date	Q observé (mm/j)	Débit simulé par le GR4J (mm/j)			
		Q (P _J O.Farès)	Q (P _J Bénairia)	Q (moy P _J (O. Farès et Bénairia))	Q (max P _J (O. Farès et Bénairia))
23/11/1983	5,85	0,1	0,00	0,00	0,00
01/03/1985	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
31/01/1986	0,29	2,76	1,03	0,82	1,98
05/02/1987	3,74	5,81	3,12	4,19	15,24
04/10/1987	1,41	0	0,00	0,00	0,00
14/12/1988	3,81	2,96	3,63	0,29	1,66
21/04/1997	1,95	5,85	0,00	0,00	0,29
06/12/1997	1,03	0,67	0,79	0,39	0,83
19/01/1999	3,46	3,98	8,67	5,96	6,50
18/12/1999	5,48	7,78	3,58	1,10	8,07
24/10/2000	5,21	0,24	0,02	0,05	0,00
10/11/2001	5,43	11,79	88,95	17,31	94,83
10/01/2003	0,361	0,65	0,31	0,09	0,59

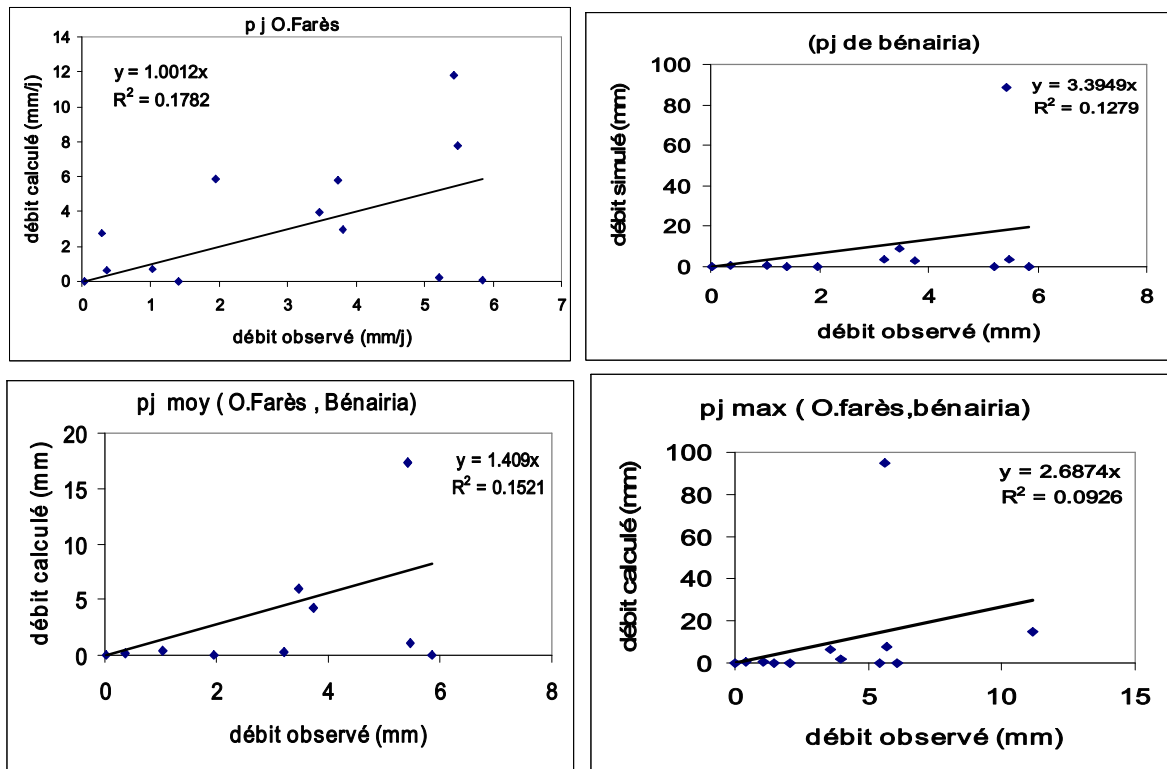


Figure 6-11: Corrélation des débits de pointe observés et simulés par le GR4J

6-5-1-2- Correction de débit simulé

L'observation du couple pluie-débit montre qu'il existe deux types de crue, crue de période humide et crue de période sèche, sachant que la majorité des crues simulées par le GR4J dans notre étude sont des crues de période humide, les paramètres trouvés représentent pratiquement la période humide par conséquent la simulation des deux fortes crues enregistrées dans la période sèche est mauvaise.

Dans notre étude la simulation par le GR4J nécessite la séparation du calage des crues de période sèche et du calage des crues de période humide. On dispose seulement des valeurs des débits de crues de trois (03) crues de période sèche. Les valeurs médianes des paramètres, pour les trois crues, sont enregistrés dans la tableau suivant.

Tableau 6-6: Médianes des paramètres des crues de période sèche

Pluie journalière de :	La médiane de calage des paramètres de modèle			
	X ₁ (mm)	X ₂ (mm)	X ₃ (mm)	X ₄ (jours)
O.Farès	23.34	-3.63	4.48	1.29
Bénairia	16.78	-6.8	30.27	1
Moy (O.Farès et Bénairia)	14.59	-6.16	11.82	1.06
Max (O.Farès et Bénairia)	23.10	-4.02	7.24	1.05

Tableau 6-7: Débit simulé par GR4J de crue de période sèche

Q observé	Débit simulé par le GR4J (mm/j)
-----------	---------------------------------

date		Q (P _J de O.Farès)	Q (P _J Bénairia)	Q (moy P _J (O. Farès et Bénairia))	Q (max P _J (O. Farès et Bénairia))
23/11/1983	5,85	4.4	0.00	0.13	2.69
04/10/1987	1,41	0.02	00	00	00
24/10/2000	5,21	7.6	4.47	11.12	5.41

On remarque une amélioration de la corrélation des débits simulés et observés après la correction de débit de pointe simulé (figure 6-12). D’après les tableaux 6-7 et 6-5 et les figures 6-11 et 6-12, il est très clair que la meilleure simulation enregistrée est celle qui a été faite avec les données de pluie de la station de O. Farès.

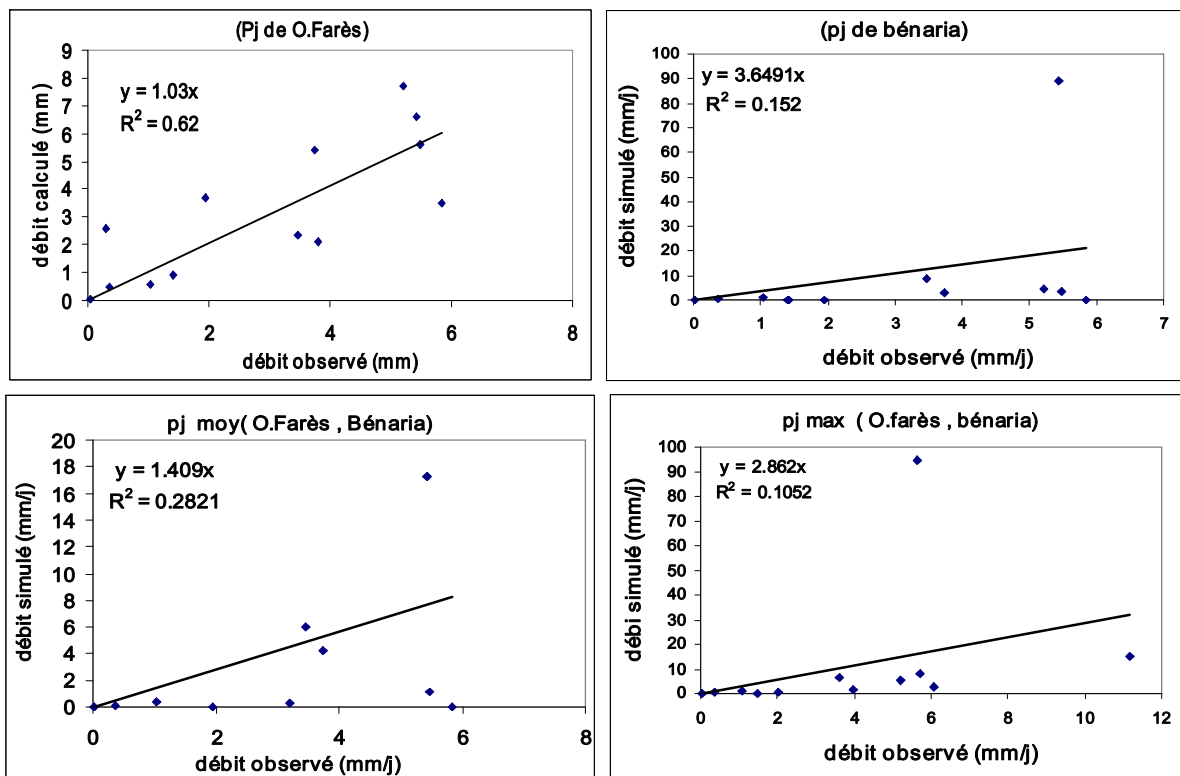


Figure 6-12: Corrélation de débit de pointe avec la correction de simulation

6-5-1-3-Vérification des résultats

Pour paramétrer un bassin versant quelconque, la comparaison entre les résultats issus des différentes analyses et les résultats obtenus sur les bassins versants jaugés devrait au contraire permettre au lecteur de caractériser la réponse hydrologique du bassin versant non jaugé en cours d’étude et de définir des valeurs des paramètres. On retiendra que la paramétrisation d’un bassin quelconque se limite à la définition des valeurs des paramètres X1,X2,X3,X4.

L'étude qui a été effectuée sur les bassins versants jaugés (oued Ouahrane) consiste à fixer les valeurs des paramètres X1, X2, X3, X4 à leurs valeurs limites. De cette manière, on tend vers l'estimation d'une crue exceptionnelle en extrapolant le comportement hydrologique de bassin versant dans toute la gamme de fréquence des débits, Pour transposer les valeurs du paramètres vers un bassin versant non jaugé.

Notre vérification est faite sur deux étapes sur le modèle lui-même et application sur un autre bassin versant plus proche

a)- Cas du bassin d'étude

La comparaison entre la simulation faite par les valeurs médiane du modèle modifié et l'ancien modèle de Perrin et al 2003 (tableau 6-8) représente que le modèle de perrin et al 2003 une sous estimations des valeurs de débit de pointe voir figure(6-15) pour les deux type de crues de période humide et sèche voir les figures (6-13 et 6-14)

Tableau 6-8 : les valeurs des paramètres (médiane) du bassin de oued Ouahrane
Version de Perrin et Perrin modifié

		Capacité de production (mm)		Paramètre d'échange (mm)		Capacité rés. routage (mm)		Délai (jours)	
		Transféré. (A)	Réel (X1)	Transféré (B)	Réel (X2)	Transféré (C)	Réel (X3)	Transféré. (D)	Réel (X4)
Période humide	GR4J modifi	4.86	130	-1.3	-1.7	2	7.39	-0.47	1.12
	GR4J perrin	4.90	134.3	-1.96	-3.5	2.81	16.68	-0.6	1.05
Période sèche	GR4J modifi	3.	20.09	-1.6	-2.38	2.2	9.03	-0.35	1.2
	GR4J perrin	3	2009	-4.05	-28.77	2.5	12.18	0.58	2.28

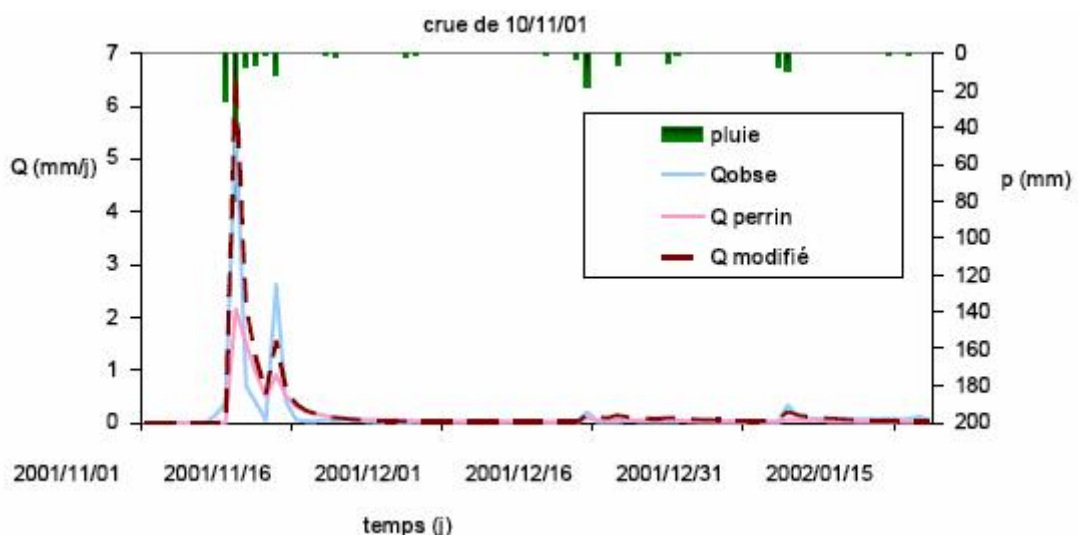


Figure6-13 : simulation de débit avec le GR4J de (Perrin et de modifié) période humide

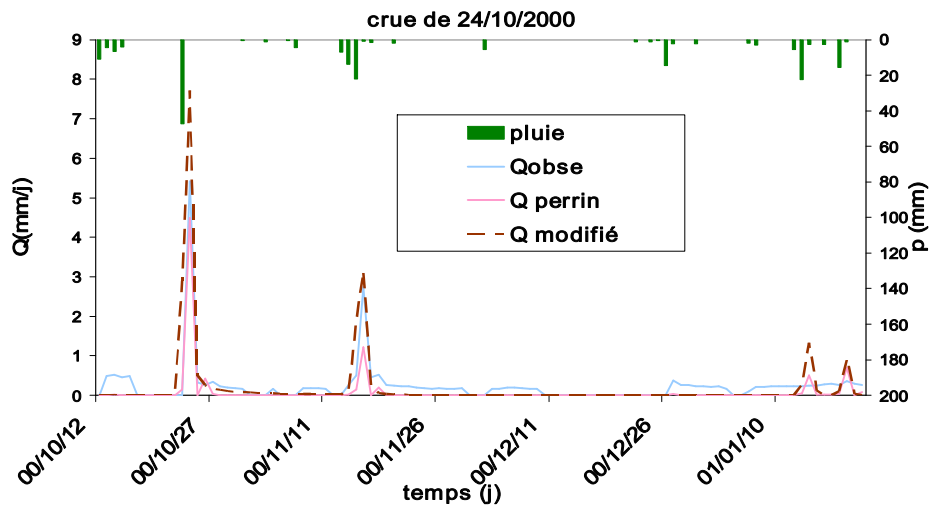


Figure6-14 : simulation de débit avec le GR4J de (Perrin et de modifier) période sèche

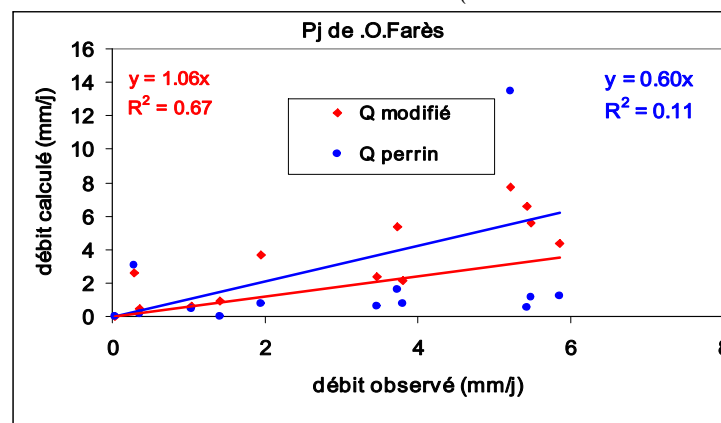


Figure 6-15 : Corrélations de débit de pointe par la version de Perrin 2003 et Perrin modifié

b)- Cas d'un autre bassin versant

Dans le cadre de vérifier nos résultats nous nous intéresserons de transposer les valeurs des paramètres trouvées de bassin de oued Ouahrane (tableau 6-8) dans le bassin voisin de oued Alala, ce bassin représente une superficie égale à 296.7km² et un périmètre 81.8 km avec des reliefs classés fort et une lithologie représente le plus grand pourcentage de marne (23.1%) le bassin est équipée par plusieurs stations pluviométriques et une station hydrométrique (Akkacha) l'utilisation des valeurs des paramètres du bassin de oued Ouahrane de période entre 83/2003, les résultats de débit de pointe simulés par le GR4J représentés par la corrélation de débits de points calculés par GR4J de Perrin 2003 et Perrin modifié (figure 6-17) par exemple crue de 14/12/88 de type humide et crue de 24/10/2000 de type sèche (figure 6-15)

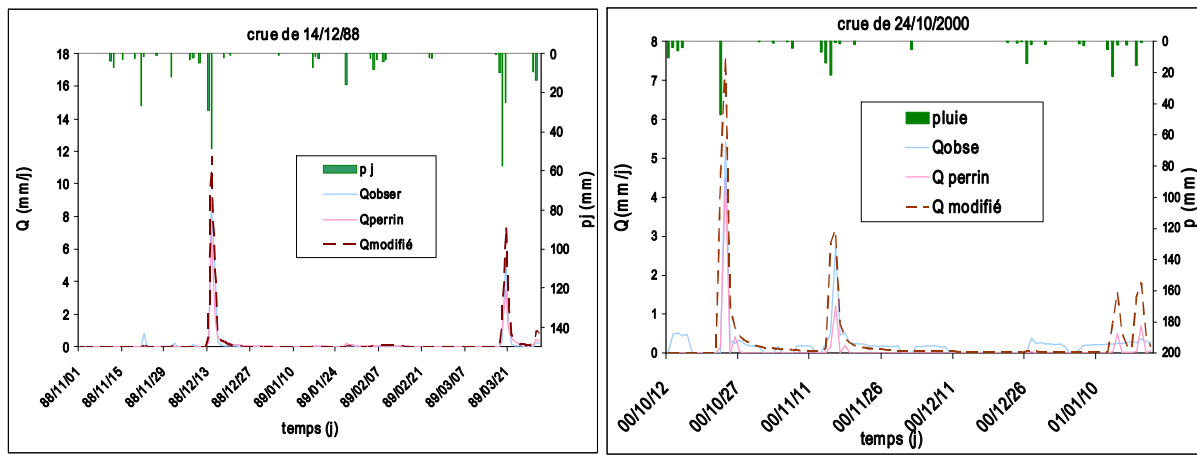


Figure 6-16: Vérification des résultats sur le bassin de oued Allala

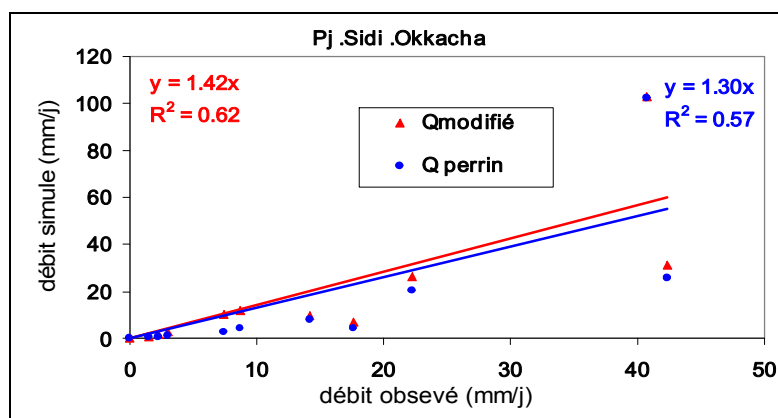


Figure 6-17: Corrélation de débit de pointe du bassin de oued Allala

Notre point de vue consiste à conserver une paramétrisation du modèle pluie-débit suivant des valeurs limites des paramètres pour chaque bassin versant. A période de retour égale, cela entraîne une maximisation des débits de pointe calculés par rapport aux débits de pointe observés ($Q_{simulé} = 1.41 Q_{observé}$ voir figure 6-18). En parallèle, cela nous permet de tendre vers l'estimation des crues rares qui sont celles qui nous intéressent en prédétermination

6-5-2- Prédétermination de débit de pointe par l'approche des méthodes sommaires (Méthode rationnelle)

Plusieurs formules statistiques ou rationnelles sont couramment utilisées en ingénierie pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques pour la mise en place des Plans de Préventions des Risques Inondations. Parmi ces méthodes, la plus utilisée est la méthode rationnelle.

La méthode rationnelle est très souvent employée en ingénierie lorsque aucune mesure n'est disponible. Elle est classée parmi les modèles empiriques pour sa méthode de résolution, sa conception est cependant fondée sur une loi physique extrêmement simplifiée. La lame d'eau écoulee, L_e (mm), est proportionnelle au volume précipité, H (mm), sur l'ensemble du bassin. Le

coefficient de proportionnalité C, appelé coefficient d'écoulement, est constant. Le volume de pluie précipitée sur le bassin pendant une durée t_c (h), correspond au temps de concentration du bassin.

On peut établir que
$$Q_p = \frac{C.I.S}{3.6.(T_c)}$$

Avec :

C : coefficient d'écoulement

Q_p , le débit de pointe en m^3/s ;

I (t_c), l'intensité moyenne de pluie pour une durée égale à t_c (mm) ;

S, la surface du bassin versant (km^2).

Coefficient de d'écoulement

Des tables répertoriant les valeurs de C en fonction des caractéristiques du terrain sont souvent utilisées (tableau 6-9).

Tableau 6-9 : Table simplifiée de valeurs de coefficients de d'écoulement pour différents types et couvertures de sol (BENJAMIN Graff 2004).

Type de sol	Etat de surface de bassin		
	Culture	Pâturage	Forêt
Forte taux d'infiltration sols sablonneux, sols grossiers	0.20	0.15	0.10
Taux d'infiltration moyen sols limoneux	0.40	0.35	0.30
taux d'infiltration faible sols argileux, sols fins sur des roches imperméables	0.50	0.45	0.40

Le temps de concentration :

L'estimation du temps de concentration pose de nombreux problèmes. Il nécessite l'emploi de formules empiriques, parmi ces formules citées ci-dessous t_c est exprimé en heures.

➤ Formule de TURRAZA :
$$t_c = 0,1 \cdot \frac{(S.L)^{1/3}}{\sqrt{I}}$$

Avec :

S la surface du bassin versant (km²) ; **L** : la longueur du chemin hydraulique le plus long (km) ; **I** la pente moyenne pondérée le long du thalweg (m/m).

➤ Formule de KIRPICH : $t_c = 32.45.10^{-5} . L^{0.77} . \left(\frac{\Delta H}{L} \right)^{-0.385}$

Avec :

L la longueur totale du cours d'eau (m) ; **ΔH** la dénivelée entre les altitudes maximale et minimale du bassin versant (m).

➤ Formule de SOGREAH : $t_c = 0.015 . S^{0.35} . C^{-0.35} . P^{-0.5}$

Avec :

S : la surface du bassin versant (ha) ; **C** : le coefficient de ruissellement. **P** : la pente (m/m).

➤ Formule de GIANDOTTI : $t_c = \frac{4 S^{0.5} - 1.5 L}{0.8 (\Delta H)^{0.5}}$

Avec :

S, la surface du bassin versant (km²) ; **L** Longueur des talwegs permanents ; **ΔH**, la dénivelée entre les altitudes maximales et minimales du bassin versant (m).

Toujours dans le cadre de l'estimation du débit , nous testons ici l'emploi la méthode rationnelle. Les paramètres spécifiques nécessaires à l'application de ces quatre formules sont rappelées dans les tableaux 6-10 et 6-11. On trouve les résultats de temps de concentration de chaque formule.

Tableau 6-10: Paramètres spécifiques nécessaires à l'application de ces quatre formules

Surface (km ²)	Pente (m/m)	Longueur (ki)	Dénivelé maximal (m)	Coefficient d'écoulement (%) (C)		Exposons climatique (b)
				O.Farès	Bénairia	
270.17	0.8	43.55	836	0.5		0.4

Tableau 6-11: Résultats du temps de concentration calculés par les quatre formules

TURRASA (h)	GIANDOTTI (h)	KIRPCH (h)	SOGREAH (h)
t _c =2,54	t _c =9.12 (h)	t _c =5,54	t _c =3,23

Le tableau 6-12 représente les résultats de débit de pointe calculés par les quatre formules des deux stations pluviométriques et la figure 6-17 indique les corrélations faites par les quatre formules de la méthode rationnelle.

- ✓ D'après le tableau 6-12, on conclue que les résultats de débit de pointe calculés en fonction de la pluie de la station de O.Farès et de Bénairia sont très différents. La pluviométrie de Bénairia plus élevée que celle de O.Farès alors que le débit de pointe calculer à partir de la station de Bénairia est toujours plus grande par rapport à celui de O.Farès.
- ✓ D'après la figure 6-18, on trouve que la meilleure corrélation faite par la méthode rationnelle est la corrélation de la formule de GIANDOTTI. Suivi par la méthode de KIRPICH qui sont données des résultats assez proches

Tableau 6-12: Résultats des débits de pointe calculés par les quatre Formules des deux stations pluviométriques

Année	Q(m3/s) observé	Q calculé (m3/s)									
		PJMAX		GIANDOTTI		KIRPICH		SOGREAH		TURRAZA	
		O.Farés	Bénairia	O.Farés	Bénairia	O.Farés	Bénairia	O.Farés	Bénairia	O.Farés	Bénairia
83/84	18,29	19	30.1	55.72	88.27	77.0	122.04	109.40	173.31	127.89	202.61
84/85	0,824	17.2	29.1	70.61	85.33	69.7	117.99	99.03	167.55	115.78	195.88
85/86	0,626	63.4	35	260.29	102.64	257.1	141.91	365.04	201.52	426.75	235.59
86/87	17,5	39	47.1	160.11	138.12	158.1	190.97	224.55	271.19	262.51	317.04
87/88	4,41	19.2	34.4	78.82	100.88	77.8	139.48	110.55	198.06	129.24	231.55
88/89	11,91	19	30.1	156.01	119.06	154.1	164.62	218.79	233.76	255.78	273.28
96/97	6,1	52.8	65	216.77	190.61	214.1	263.55	304.01	374.25	355.40	437.52
97/98	3,23	49.2	57.7	201.99	169.20	199.5	233.95	283.28	332.22	331.17	388.39
98/99	10,83	57.3	144.4	235.24	423.45	232.3	585.49	329.92	831.41	385.69	971.98
99/00	17,14	28.8	49.5	118.24	145.16	116.8	200.70	165.82	285.01	193.86	333.19
00/01	16,28	47.4	60	194.60	175.95	192.2	243.28	272.91	345.46	319.06	403.87
01/02	16,98	80.3	147.7	329.67	433.13	325.6	598.87	462.34	850.41	540.51	994.19
02/03	1,13	21.7	40.3	89.09	63.63	88.0	163.40	124.94	232.04	146.07	271.27

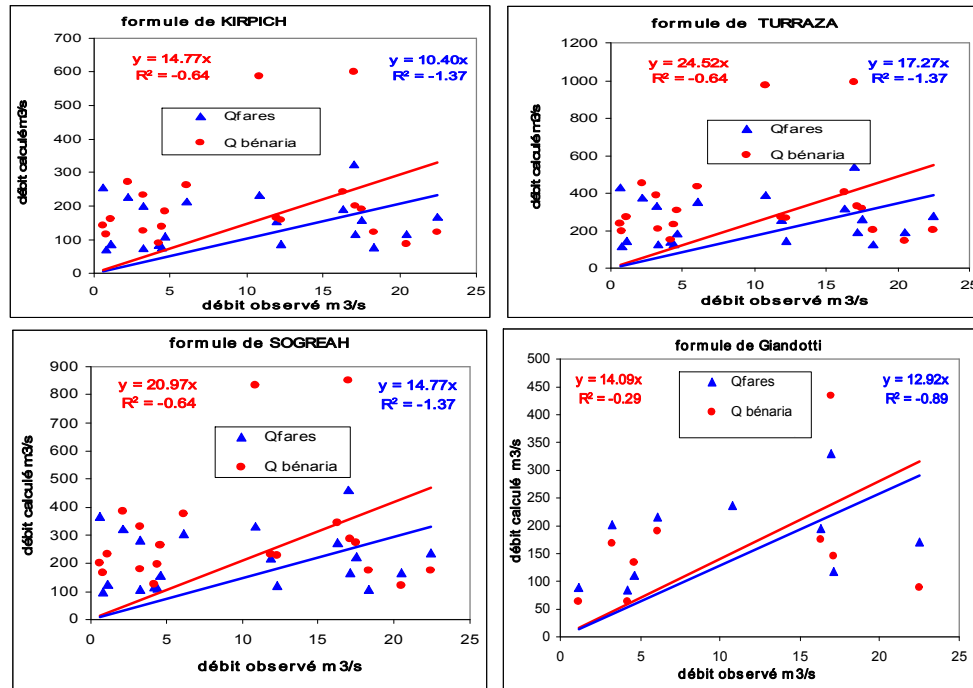


Figure 6-18: Corrélation entre le débit de pointe observé et celui calculé par la formule rationnelle

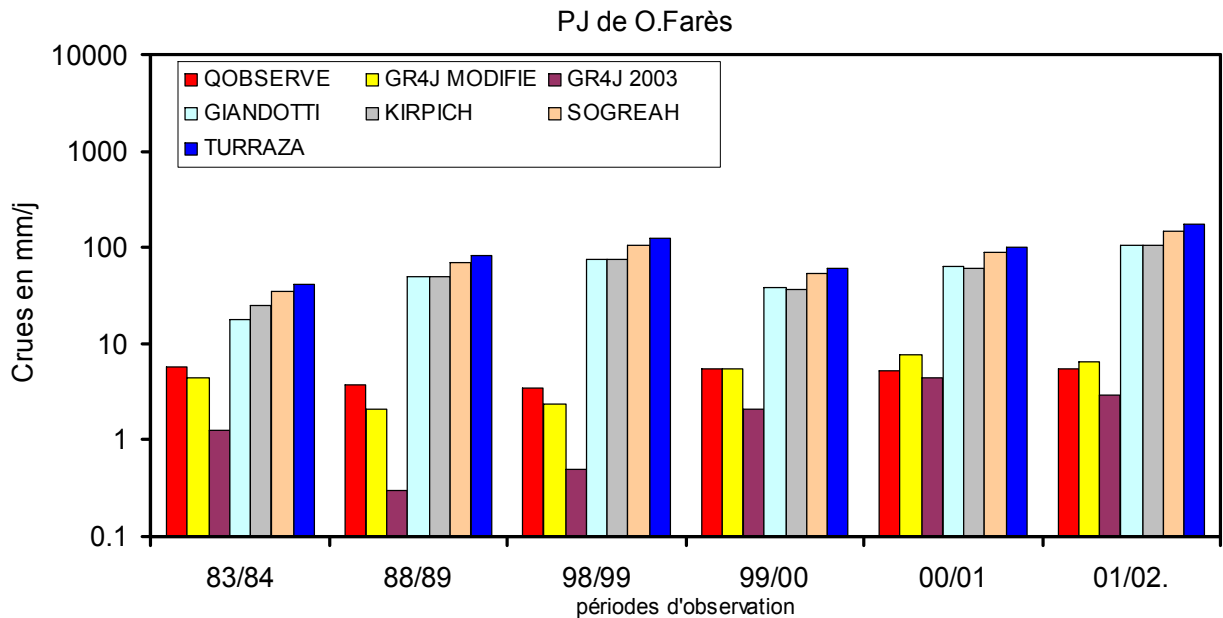


Figure 6-19 : Débit de pointe calculé par méthode rationnelle et les modèles pluie-débit

✓ La figure 6-19 montre clairement la différence entre les débits calculés par la méthode rationnelle et ceux calculés par le modèle pluie-débit. Il est évident que le modèle pluie-débit est plus représentatif à la réalité des crues observées et que le modèle modifié s'approche davantage aux valeurs observées tandis que le modèle d'origine de Perrin 2003 enregistre chaque fois une sous estimation.

- ✓ Il existe d'autres méthodes utilisées pour la prédestination des débits de crues mais elles sont utilisées seulement sur petit bassin versant (moins de 4 km²) autrement elles demandent des données introuvables (le coefficient régional).

6-6- Conclusion

- ✓ Dans ce chapitre, on a fait le calage du modèle GR4J ; c'est-à-dire une simulation pour trouver les meilleures valeurs de Nash et du coefficient de corrélation afin de tester la fiabilité du modèle. Le fonctionnement des modèles pluie-débit testés ne correspond d'ailleurs pas toujours aux caractéristiques des bassins versants.
- ✓ Le GR4J de la version de *Perrin et al (2003)* donne un échange souterrain très élevé qui implique une infiltration importante, la chose qui ne représente pas la lithologie réels de notre bassin (un sol marneux) .
- ✓ La fonction d'échange souterrain dans la version de *Perrin et al (2003)* montre que l'échange souterrain est en fonction du taux de remplissage du réservoir de routage (R/X₃), cette dernière ne représente pas les caractéristiques du régime de oued Ouahrane. Dans notre étude on a essayé de proposer une nouvelle formulation d'échange souterrain à l'aide des autres versions de modèle GR4J (Nascimento, 1995) c'est à dire un échange souterrain est en fonction du taux de remplissage du réservoir de production (S/X₁), mais avec l'augmentation de puissance du rapport (S/X₁) jusqu'à 3.5 pour mieux représenter les caractéristiques de notre site d'étude et son régime
- ✓ Le calage est fait par les données de pluie des deux stations pluviométriques, et pour vérifier les résultats, on a utilisé aussi la moyenne des pluies journalières entre les deux station et le maximale des pluies journalières des deux station appliquées sur cinq crues qui sont choisies suivants la disponibilité des données et aussi suivant leurs importance. Le bon calage enregistré est celui fait en fonction des données de pluie journalière de la station de Ouled Farès. Ceci montre que la pluie de la station pluviométrique de Ouled Farès est plus représentative du débit du bassin de oued Ouahrane.
- ✓ Pour trouver les valeurs finales des paramètres, on a fait le calage sur les 13 crues enregistrées pendant la période d'étude (on élimine les années entre 90/91 à 96/97 à cause du manque des données de pluviométrie journalière). Les valeurs médianes de chaque paramètre fait sur les 13 crues, donnent de bons résultats de critère, de bilan et de corrélation par rapport à celle des valeurs moyennes de chaque paramètre
- ✓ Avec le modèle GR4J, on trouve une nouvelle méthode de la prédestination des débits de pointe qui améliore les résultats des anciennes méthodes (méthode rationnelle)

Conclusions générales

Conclusions générales

L'objectif général de ce travail était de parvenir à proposer une approche méthodologique pour la prédétermination des débits de crue des petits bassins versants.

Ce contexte particulier nous a confronté à la problématique des bassins peu ou pas jaugés dans lesquelles les modèles hydrologiques classiques ne trouvent que difficilement leur place. Il ne s'agit pas donc d'exposer ce qu'il aurait été possible de faire avec suffisamment d'observations, mais bien de développer une méthodologie de modélisation à partir des rares observations disponibles.

Notre point de départ dans le chapitre 1 était constitué par les synthèses hydrologiques existant sur la genèse des crues se heurte donc à un premier problème, qui est lié à l'identification des processus déterminants dans la formation des crues. Un second problème est celui de la description du milieu, et de l'obtention des caractéristiques mises en jeu par les processus identifiés. Ces caractéristiques sont différentes d'un processus à l'autre ; on s'intéressera par exemple uniquement à la surface dans le cas d'un processus hortonien. De façon générale, la variabilité spatio-temporelle de ces caractéristiques est difficile à appréhender.

Les discussions présentées au chapitre 2 font ressortir que de tels modèles semblent actuellement les plus aptes à apporter des réponses à une grande partie des questions d'hydrologies opérationnelles dans les domaines de la gestion de la ressource en eau, de la prévision des risques et de l'ingénierie hydrologique. Comme d'autres types de modèles, ils sont cependant encore peu capables de prévoir des effets de changements d'occupation des sols ou de climat. Par ailleurs, leur caractère global, qui leur permet de se soustraire aux problèmes de prise en compte de la forte hétérogénéité spatiale du bassin, ne leur permet pas de représentations des flux ou des chemins de l'eau au sein du bassin. Il implique par ailleurs une détermination numérique (calage) de leurs paramètres qui n'ont pas de signification physique a priori. Nos recherches se sont plus particulièrement intéressées au modèle du Génie Rural (GR), succédant ainsi à celles réalisées autour de *Claude Michel par Edijatno (1991)*, *Yang (1993)*, *Makhlouf (1994)* et *Nascimento (1995)*.

Par ailleurs, le travail d'analyse doit être appliqué sur le bassin versant de Oued Ouahrane où nous avons la possibilité de reconnaître les éléments du terrain importants du point de vue de la nature (la morphologie et la climatologie) et de l'hydrologie des bassins qui représente les

caractéristiques valorisant l'écoulement superficiel. Pour comprendre les liens entre les caractéristiques physiques et climatiques et les réponses hydrologiques des bassins (Chapitre 3). Au-delà des résultats présentés au chapitre 4 et rappelés ultérieurement dans cette conclusion, nous retiendrons que l'originalité de l'approche privilégiée dans le cadre de notre travail découle dans la spécificité de la relation pluie-débit. Cette spécificité s'explique par étude hydropluviométrique des données observées de notre bassin versants et ayant un intérêt de comprendre les caractéristiques des écoulements en fonction des pluies à l'échelle annuelle, mensuelle et journalière, en relation avec les caractéristiques physiques les plus générales des bassins.

Nous sommes en mesure de proposer suivant le chapitre 5, un modèle pluie-débit plus fiable et plus robustes capable de représenter la réponse hydrologique de notre bassin versant, GR4J (*version de Perrin et al 2003*). Nous avons regroupé les formulations mathématiques des quatre paramètres du modèle correspondant à la fonction de production et la fonction de transfert qui représentent les processus de génération des débits. Afin de comprendre le fonctionnement du modèle, on a testé sa sensibilité par rapport à chaque paramètre comme on a testé les données des couples pluie-débit observés à l'échelle journalière des événements importantes.

Les progrès accomplis durant le chapitre 6 dans l'application du calage de modèle GR4J journalier ne doivent cependant pas occulter les points d'interrogation qui subsistent. Notamment quand ce dernier représente un échange souterrain très élevé sachant que notre site d'étude représente une lithologie d'un sol marneux et argileux (plus de 40%). Dans notre démarche de modifications de la structure qui est basée sur le changement de la fonction d'échange souterrain, pour atteindre à se rapprocher vers une représentation des caractéristiques de notre bassin versant et son régime hydrologique. Nous avons naturellement souhaité utiliser le modèle issu de l'analyse des données pour la prédétermination des débits de crue en comparaison avec les méthodes sommaires souvent employés (méthode rationnelle). Il s'agit en fait d'extrapoler la réponse hydrologique des petits bassins versants pendant des événements l'extrême puis de la traduire par des valeurs des paramètres du modèle pluie-débit à partir des résultats de calage.

Bibliographie

- AISSET Djilali (2006)**, Crues et sécheresses en Algérie, impact sur l'environnement Cas du Moyen Cheliff, thèse de Magister, UHB Chlef, 116p.
- ALEXANDRA Lequien (2003)**, Analyse et évaluation des crues extrêmes par modélisation hydrologique spatialisée. Cas du bassin versant du Vidourle, DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, Université Montpellier II, 67 p.
- AMBROISE, B. (1998)**, La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles. **H*G*A*(Ed.)*, Bucarest, 206 p.
- ALI AGOUMI (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.
- ANDRÉ Musy, CHRISTOPHE Higy (1998)**, Hydrologie appliquée ; **H*G*A*(Ed.)*, Bucarest, 368 p.
- ARNAUD P., (1997)**, Modèle de Prédétermination des crues basées sur la simulation stochastique des pluies horaires. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II, 277 p.
- ARTHUR Marchandise (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 e pour obtenir le grade de docteur de l'université Montpellier II, 214 p.
- BENJAMIN Graff (2004)**, Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels thèse de doctorat de l'université Montpellier II ; 376p.
- BENKHALED Abdelkader (2006)**, Contribution à l'étude du transport solide en suspension. Bassin de oued Ouahrane bassin hydrographique Cheliff –Zahraz ; Thèse de doctorat en science, USTMBO, 175p.
- BIDALOT Yvan (2000)**, Impacts du changement climatique sur les milieux montagnards Mémoire Examen final - Accompagnateur en moyenne montagne, 43 p
- BOUDHRAA Houda (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.
- BOULGHOBRA Nouar(2006)**, Protection de la ville de Skikda contre l'inondation essai de PRPR thèse de magister de magister en aménagement des milieux physiques, option " dynamique des milieux physiques et risques naturels" université de Batna, 179p.
- CERNESSON F., (1993)**, Modèle simple de prédétermination des crues de fréquences courantes à rares sur petits bassins versants méditerranéens. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II, 240 p.
- CLAUDIA Rojas Serna (2005)**, Quelle connaissance hydrométrique minimale pour définir les paramètres d'un modèle pluie-débit ? Thèse de doctorat de L'ENGREF, 320 p.
- DUBREUIL.P (1974)**, Initiation à l'analyse hydrologique Masson Cie Orstom Paris, 224p.

- 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), pp 263-277.
- EDIJATNO et MICHEL C., 1989**, Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, n° 2, pp.113-121.
- EDIJATNO (1991)**, Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg, 242 p.
- EMMA HAZIZA (2003)**, Modélisation mensuelle pluie-debit/ apports de la spatialisation- cas des données de sols Diplôme d'Etudes Approfondies en Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental Université Montpellier II, 90 p.
- ESTUPINA BORRELL Valérie (2004)**, Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair Application à de petits bassins versants du sud de la France ; thèse de doctorat Ecole Doctorale : Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace de l'institut national polytechnique de Toulouse, 254p.
- GAUME E., PAYRASTE O. et ROSA DA SILVA B., (2003)**, Analyse hydrologique des crues des 8 et 9 septembre 2002 dans le Gard, Rapport Cereve pour le Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, 94 p.
- GAUME Eric (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.
- GAUME Eric., (2002)**, Eléments d'analyse sur les crues éclairs. Thèse de doctorat de l'ENGREF, 305 p.
- HENINE Hocine (2004)**, Interfaçage entre un modèle hydrologique et modèle hydrodynamique au sien d'un système d'information intégré sous web incluent les SIG ; mémoire de magister en hydraulique école nationale polytechnique, 114p.
- HREICHE Antoine (2003)**, Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen ; thèse de doctorats de l'université Montpellier et l'université de Saint – Joseph, 257p.
- IDER Karim (2004)**. Modélisation hydrodynamique d'un cours d'eau application à oued Soummam ; mémoire de magister en hydraulique école nationale polytechnique ,124p.
- JAVELLE pierre (2001)**. Caractérisation du régime des crues de modèle débit-durée fréquence convergente approche locale et régionale ; Thèse pour obtenir le grade de docteur de recherche hydrologie hydraulique, Cemagref (Lyon) 277 p.
- JEAN-LUC Payan (2007)**, Prise en compte de barrages-réservoirs dans un modèle global pluie-débit, Doctarat de l'ENGREF à l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts Centre de Paris, 256p.
- JORDAN Frédéric (2007)**, Modèle de prévision et de gestion des crues optimisation des opérations des aménagements hydroélectriques à accumulation pour la réduction des débits de crue pour l'obtention du grade de docteur ès sciences école polytechnique fédérale de Lausanne, 284 p.
- KABOUYAM. (1990)**, Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay, 347 p.

- KREIS Nicolas (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.
- LEQUIEN A., (2003)**, Analyse et évaluation des crues extrêmes par modélisation hydrologique spatialisée : cas du bassin versant du Vidourle. Rapport de DEA de l'Université de Montpellier II, 61 p.
- MAKHLOUF, Zoubir. (1994)**, Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay, 426 p.
- MATHEVET Thibault (2005)**, Quels modèles pluie-debit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants thèse Pour obtenir le grade de Docteur de L'ENGREF à l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts Centre de : Paris, 463p.
- MEBARKI Azzedine. (2005)**, Hydrologie des bassins de l'est algérien : ressources en eau, aménagement et environnement, Thèse d'Etat, Université. Mentouri de Constantine 360p
- MICHEL, Charles. (1989)**, Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux, Cemagref, Antony.
- MIQUEL Jacques (2006-2007)**, Hydrologie statistique introduction a l'étude des processus hydrométéorologiques application a la prédétermination des débits de crues (chapitre 05) école nationale des ponts et chaussées D.E.A science et technique de l'environnement ; 41p.
- MOUELHI Safouane. (2000)**, Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel, annuel et interannuel. Rapport interne d'avancement, Cemagref, 58 p.
- MOUELHI Safouane (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.
- MSTP, Mission scientifique technique et pédagogique (2007)** L'EAU : enjeux et perspectives de recherche France, 110p
- NAAIM Mohamed (2004)**, Simulation sur modèle réduit de l'influence d'un obstacle sur un écoulement à surface libre Application aux ouvrages de protection contre les avalanches de neige pour obtenir le grade de docteur de l'université Joseph Fourier, 196p.
- NASCIMENTO.N.O (1995)**, Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Thèse de Doctorat, CERGRENE/ENPC, Paris, 550 p.
- NAULET Robin (2002)**, Utilisation de l'information des crues historiques pour une meilleure prédétermination du risque d'inondation. Application au bassin de l'Ardèche à Vallon Pont-d'Arc et St-Martin d'Ardèche. Pour obtenir les grades de Docteur de l'UJF et de Philosophie docteur de université du Québec _ institut national de la recherche scientifique eau-terre-environnement (INRS-ETE), 322p.
- PAUL Meylan ; ANDRÉ Musy (1999)**, Hydrologie fréquentielle Hydrologie appliquée ; *H*G*A*(Ed.), Bucarest, 415 p.
- PERRIN, Charles. Et LITTLEWOOD, I.G. (2000)**, A comparative assessment of two rainfall-runoff modelling approaches: GR4J and IHACRES, Proceedings of the Liblice

Conference (22-24 September 1998), V. Elias and I.G. Littlewood (Eds.), IHP-V, Technical Documents in Hydrology n° 37, UNESCO, Paris, pp 191-201.

-PERRIN .C, CLAUDE .M, VAZKEN A (2003), Improvement of a parsimonious model for stream flow simulation, journal hydrologique, (279), pp 275-289.

-PERRIN Charles (2000), Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparatif docteur de institut national polytechnique de Grenoble L' INPG, 527p.

-RAKEM, Y. (1999), Analyse critique et reformulation mathématique d'un modèle empirique pluie-débit (GR4J). Thèse de Doctorat, ENPC, 263 p.

REMAOUN Mohamed (2007), Crues et sécheresses en Algérie, Cas du Moyen Cheliff, thèse de doctorat d'Etat, USTHB, 240 p.

-RIBSTEIN Pierre (1990), Modèle de crues et petits bassins versants au Sahel éditions de l'ORSTOM institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération collection études et thèses paris, 305p.

-RIBSTEIN Pierre (1990), Modèle de crues et petits bassins versants au Sahel éditions de l'ORSTOM institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération collection études et thèses paris, 305p.

-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).

-SERGE Bouchard (1986), Amélioration d'un modèle hydrologique déterministe et son application à la prévision des ruissellements du bassin du lac St-Jean. Mémoire présenté à l'université du Québec à Chicoutimi comme exigence partielle de la Maîtrise en ressources et système, 185p

Sites Internet

<http://www.cemagref.fr/webgr/>

<http://echo.epfl.ch/edrologie/>

<http://www.notreplanete.info>

<http://fr.wikipedia.org>